



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/06.11.16.01-TDI

**ANÁLISE DOS MOVIMENTOS DE SUBMESO ESCALA
NOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS MEDIDOS
ACIMA DA FLORESTA AMAZÔNICA A 325M**

Diego Jatobá dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelo Dr. Celso von Randow, aprovada em 30 de maio de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3TEU3UH>>

INPE
São José dos Campos
2019

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/06.11.16.01-TDI

**ANÁLISE DOS MOVIMENTOS DE SUBMESO ESCALA
NOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS MEDIDOS
ACIMA DA FLORESTA AMAZÔNICA A 325M**

Diego Jatobá dos Santos

Tese de Doutorado do Curso
de Pós-Graduação em Ciência do
Sistema Terrestre, orientada pelo
Dr. Celso von Randow, aprovada
em 30 de maio de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3TEU3UH>>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Santos, Diego Jatobá dos.

Sa59a Análise dos movimentos de submeso escala nos fluxos superficiais noturnos medidos acima da Floresta Amazônica a 325m / Diego Jatobá dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xx + 59 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/06.11.16.01-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientador : Dr. Celso von Randow.

1. Multirresolução. 2. Camada limite estável. 3. Floresta Amazônica. I.Título.

CDU 551.510.411(811.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

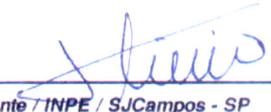
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Diego Jatobá dos Santos**

Título: "ANÁLISE DOS MOVIMENTOS DE SUBMESO ESCALA NOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS MEDIDOS ACIMA DA FLORESTA AMAZÔNICA A 325 m"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Ciência do Sistema Terrestre**

Dr. Plinio Carlos Alvalá



Presidente / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Celso von Randow



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

() Aprovado () Reprovado

Dr. Antonio Ocimar Manzi

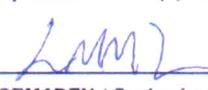


Membro da Banca / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Luiz Marcelo Mattos Zeri



Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Pablo Eli Soares de Oliveira

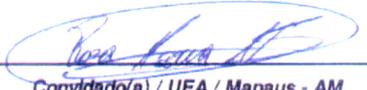


Convidado(a) / UFSM / Rio Grande do Sul - RS

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Rosa Maria Nascimento dos Santos



Convidado(a) / UEA / Manaus - AM

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

*“Você não pode mudar o vento, mas
pode ajustar as velas do barco
para chegar onde quer”.*

Confúcio.

Dedico,
a minha avó Osvaldina e
a minha mãe Irene (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

À Vida,

A minha família pelo carinho e admiração que sempre me demonstraram.

Ao meu orientador Dr. Celso von Randow pela orientação neste trabalho, e pela oportunidade, apoio e incentivo.

Aos amigos de São José dos Campos pelas histórias e bons momentos compartilhados, em especial ao João, ao Márcio, a Leona e ao mineiro.

Aos membros da banca, Dr. Plínio Alvalá, Dr. Antonio Manzi, Dr. Marcelo Zeri, Dr. Pablo Oliveira e Dra. Rosa dos Santos pelas correções e contribuições, especialmente ao Dr. Pablo Oliveira pelas diversas ajudas no processamento e análise dos dados, e esclarecimentos de dúvidas nos momentos que precisei.

Aos professores que contribuíram para o meu crescimento acadêmico e científico ao longo de toda a minha jornada até aqui. Em especial à Dr. Renata Aguiar pela orientação na iniciação científica, e ao Otávio Acevedo pela orientação no Mestrado e pelos exemplos de ética e profissionalismo.

À secretaria do curso CST, principalmente a Angela e Mariana, pela disposição e apoio em todas as etapas do doutoramento.

Aos amigos e colegas do CPTEC, pela amizade e troca de conhecimentos. Em especial aos amigos do grupo de Clima e ao George pela torcida. Agradeço também ao Dr. Gilvan Sampaio pela oportunidade em participar de um projeto de pesquisa, mesmo eu estando na fase de finalização do Doutorado.

Ao INPE e ao seu Programa de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre pela estrutura oferecida e pela oportunidade de estudo.

A CAPES pelo suporte financeiro

Ao grupo do LIM/CPTEC pela disponibilização dos dados coletados.

E, a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

Obrigado!

RESUMO

Dados noturnos da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, e concentração de CO₂, coletados em alta frequência durante a campanha experimental ATTO-IOP1 na Amazônia central entre outubro e novembro de 2015, foram utilizados para analisar a variabilidade temporal dos fluxos de escalares a 325 m de altura acima da floresta e sua dependência em relação aos movimentos turbulentos e não turbulentos. Através dos cálculos de um fator de intermitência (FI) foram encontrados dois regimes de turbulência no período analisado: regime de turbulência intermitente e regime de turbulência homogênea. Análises da decomposição em multirresolução aplicadas às séries dos fluxos dos dois regimes mostraram contribuições relevantes dos processos não turbulentos através dos espectros e coespectro médios. Para o regime intermitente foi observado uma contribuição significativa tanto dos processos turbulentos como não turbulento, com um pico acentuado nas baixas escalas temporais e uma maior variabilidade dos sinais nas maiores escalas dos coespectros analisados. Para o grupo homogêneo, uma influência mais significativa dos movimentos não turbulentos foi observada nos coespectros de LE e CO₂. Uma análise das influências dos movimentos turbulentos e não turbulentos foi realizada também para o nível de 80 m e comparada com o de 325 m. Foram observadas diferenças nos comportamentos médios dos coespectros analisados, onde o nível de 80 m apresentou um pico mais acentuado quando comparado ao nível de 325 m nas escalas turbulentas. Isso ocorreu para os dois regimes avaliados. Por outro lado, nas maiores escalas temporais, a influência dos processos não turbulentos se mostrou importante para ambos os níveis. Portanto, a influência dos movimentos de submeso escala nos níveis analisados se mostrou desempenhar um papel relevante no comportamento dos escalares no sítio estudado.

Palavras-chave: Multirresolução. Camada Limite Estável. Floresta Amazônica.

ANALYSIS OF SUBMESO SCALE MOTIONS IN THE NOCTURNAL SURFACE FLUXES MEASURED ABOVE THE AMAZON FOREST AT 325 m

ABSTRACT

High-frequency nocturnal data collected during the ATTO-IOP1 experimental campaign in central Amazonia between October and November 2015 were used to analyze the temporal variability of scalar fluxes at 325 m above the forest and its dependence on turbulence regimes and submeso scale fluctuations (non-turbulent motion). Through the calculation of the intermittency factor (FI) two turbulence regimes were found in the analyzed period: intermittent turbulence regime and homogeneous turbulence regime. Multiresolution decomposition analyzes were applied to the fluxes series of these two regimes. The analysis showed relevant contributions of non-turbulent processes in the mean spectra and cospectra. For the intermittent regime, a significant contribution of both turbulent and non-turbulent processes was observed, with an accentuated peak at the low time scales and a greater variability of the signals in the larger scales of the analyzed spectra. For the homogeneous group, a more significant influence of non-turbulent movements was observed in the LE and CO₂ spectra. An analysis of the influences of turbulent and non-turbulent motion was also performed at the 80 m level and compared with the 325 m level. Differences were observed in the behavior of the analyzed spectra, where the 80 m level presented a higher peak when compared to the 325 m level in the turbulent. This occurred for both regimes evaluated. On the other hand, in the larger time scales, the influence of non-turbulent processes proved to be important for both levels. Therefore, the influence of submeso movements on the analyzed levels has been shown to play a relevant role in the behavior of the scalars in the studied site.

Keywords: Multiresolution, Stable boundary layer, Amazon forest.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 – Representação esquemática da evolução diária da estrutura da Camada Limite Atmosférica.	6
Figura 2.2 - Representação da Camada Limite Noturna mostrando sua profundidade, os pequenos vórtices e o cisalhamento do vento horizontal.	8
Figura 2.3 - Distribuição continental das torres de fluxos das redes regionais, formando a rede global de fluxos (FLUXNET).....	11
Figura 2.4 – Amazônia Legal.....	13
Figura 3.1 – Localização da torre ATTO na Reserva de Desenvolvimento Sustentável.....	18
Figura 3.2 – Torre micrometeorológica ATTO no sítio de estudo, e parte da instrumentação utilizada (sistema de covariância dos vórtices).....	20
Figura 3.3 – Passos da decomposição em multirresolução.	25
Figura 4.1 – Evolução temporal da velocidade vertical do vento (a, b), temperatura do ar (c, d), concentração de CO ₂ (e, f) e concentração de vapor de água (g, h) a 325 m de altura, para uma noite com turbulência intermitente (20 de outubro de 2015, coluna à esquerda) e outra com turbulência homogênea (29 de outubro de 2015, coluna à direita).....	31
Figura 4.2 – Distribuição de frequência da velocidade de fricção (a), evolução temporal dos fluxos de calor sensível (b), CO ₂ (c), e calor latente (d), para a noite com turbulência intermitente.....	33
Figura 4.3 – O mesmo que na figura 4.2, mas para a noite com turbulência ..	34
homogênea.	34
Figura 4.4 – Distribuição de frequência dos Fatores de Intermittência (FI) calculados a partir dos valores de velocidade de fricção medidos entre outubro e novembro de 2015 na torre ATTO. A linha pontilhada representa o valor crítico de FI = 0,25.....	36
Figura 4.5 – Coespectros médios dos fluxos de calor sensível (a), calor latente (b), CO ₂ (c), e espectro médio de ECT (d), para o conjunto de noites com	

turbulência intermitente (linhas tracejadas) e para o conjunto com turbulência homogênea (linhas contínuas) para o nível de 325 m. A linha pontilhada em 100 s indica a escala temporal aproximada onde se encontra as falhas dos coespectros médios para este sítio, de acordo com a literatura.....	38
Figura 4.6 – Distribuição de frequência de u^* (a), fluxos noturnos de CO_2 (b), calor sensível (c) e calor latente (d) usando janelas de tempo de 5 e 109 minutos, de acordo com as escalas de cores, para cada noite do conjunto intermitente.....	40
Figura 4.7 – O mesmo que na Figura 4.6, mas para o conjunto de noites com turbulência homogênea.....	42
Figura 4.8 – Coespectros médios dos fluxos de calor sensível (a), calor latente (b), CO_2 (c), e espectro médio de ECT (d), para o conjunto de noites com turbulência intermitente medidos no nível de 325 m (linhas contínuas) e 80 m (linhas tracejadas).	45
Figura 4.9 – O mesmo que na Figura 4.8, mas para o conjunto de noites com turbulência homogênea.....	47
Figura 4.10 – Evolução temporal dos números de Richardson bulk (Ri_{top}) calculados entre os níveis de 41 e 80 m acima do dossel para as noites entre 01 a 20 novembro de 2015. A linha pontilhada representa o valor crítico de $Ri_{top} = 0,25$	48

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 – Valores médios dos fluxos noturnos, da velocidade de fricção e do desvio padrão da velocidade vertical do vento, usando janelas de tempo de 5 e 109 minutos para o grupo de noites intermitentes.....	41
Tabela 4.2 – O mesmo que na Tabela 4.1, mas para o conjunto de noites do regime homogêneo.	43
Tabela 4.3 – Número de noites utilizadas, em cada grupo de regime de turbulência (intermitente; homogênea), nos cálculos dos Fatores de Intermitência (FI) e dos espectros e coespectros (MR) para os níveis de 325 e 80 m.	44

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	5
2.1 Descrição e propriedades da Camada Limite Atmosférica	5
2.1.1 Camada Limite Noturna (CLN).....	7
2.2 Redes de fluxos e covariância dos vórtices	9
2.3 Floresta Tropical e o balanço de carbono amazônico	11
2.4 Estabilidade atmosférica noturna afetando os fluxos de CO ₂	15
3 MATERIAL E MÉTODOS	18
3.1 Área de estudo	18
3.2 Instrumentos e dados	19
3.3 Covariância dos vórtices.....	21
3.4 Decomposição em multirresolução.....	24
3.4.1 Cálculo dos fluxos através da decomposição em multirresolução	26
3.5 Fator de intermitência	27
3.6 Número de Richardson bulk	28
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	30
4.1 Caracterização de estudos de caso.....	30
4.1.1 Variabilidade temporal dos fluxos noturnos.....	32
4.2 Quantificação dos regimes de turbulência	35
4.3 Espectros e coespectros médios	37
4.4 Variabilidade temporal dos fluxos de 5 e 109 minutos.....	39
4.5 Comparação entre as características do escoamento a 325 e 80 m de altura	44
4.6 Estabilidade atmosférica noturna.....	48
5 CONCLUSÕES.....	50
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	52
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

1 INTRODUÇÃO

Diversas pesquisas científicas têm sido conduzidas a respeito da floresta Amazônica nas últimas décadas, possibilitando o avanço no entendimento de seu funcionamento e suas contribuições em diversos processos do sistema terrestre. A floresta Amazônica interage com a atmosfera através da troca turbulenta de energia e de diversas substâncias que influenciam o clima regional e global. Entretanto, algumas questões importantes, como por exemplo, quais os fatores que influenciam as trocas turbulentas e os aspectos da complexidade do escoamento de ar acima da floresta, ainda carecem de estudos para serem totalmente compreendidas.

Medições de fluxos de superfície com a técnica de covariância de vórtices vêm sendo realizadas em mais de 500 torres micrometeorológicas em todo o planeta (BALDOCCHI, 2003; FOKEN et al., 2012; PASTORELLO et al., 2017) e aprimoraram significativamente o conhecimento científico sobre a interação entre os ecossistemas vegetais e as condições ambientais. Porém, estes experimentos também trouxeram à tona importantes limitações da aplicação desta técnica sobre superfícies consideradas “complexas”, como áreas de floresta tropical e terrenos heterogêneos. Uma das principais limitações está associada às dificuldades em se efetuar medições de fluxos turbulentos entre a biosfera e a atmosfera durante o período noturno.

Nos trabalhos realizados com o objetivo de se obter a melhor maneira de se calcular os fluxos verticais turbulentos, uma atenção especial é dada aos processos físicos que ocorrem durante o período noturno, especialmente porque a intensidade da turbulência diminui consideravelmente (OLIVEIRA et al., 2013) e se restringe a escalas temporais e espaciais muito pequenas. Em condições de forte estabilidade atmosférica e inibição da turbulência, os processos turbulentos podem ficar restritos a escalas de poucos segundos apenas (ACEVEDO et al., 2007), e processos não turbulentos, ocorrendo em escalas maiores, podem desempenhar um papel relevante no desenvolvimento e estrutura da Camada Limite Noturna (CLN). Estes processos não turbulentos ocorrem em escalas espaciais da ordem de centenas de metros a 1 ou 2

quilômetros, e, em escalas temporais maiores que alguns minutos, mas ainda assim menores do que os processos tradicionalmente chamados de ‘mesoescala’, e tem sido referenciados na literatura por processos de ‘submeso’ escala (MAHRT, 2009; ACEVEDO et al., 2014).

Durante o dia, mesmo em condições de pouco vento, a intensidade da turbulência é suficiente para realizar o transporte vertical dos escalares entre a superfície e a atmosfera. Entretanto, à noite, em condições de forte estabilidade atmosférica, a baixa intensidade da turbulência pode não ser suficiente para promover as trocas verticais. Nestas condições o efeito de alguns mecanismos micrometeorológicos e de processos não turbulentos pode se tornar relevante, acarretando em dificuldades nas estimativas dos fluxos noturnos de energia, momento e massa, comumente realizadas através da técnica de covariância de vórtices (GOULDEN et al., 1996; AUBINET et al., 2000; MASSMAN; LEE, 2002; BALDOCCHI, 2003; AUBINET, 2008; FINNIGAN, 2008; van GORSEL et al., 2009; MAHRT, 2009). Entre os principais processos, destacam-se a advecção horizontal e vertical no escoamento, a turbulência intermitente e os processos de submeso (como jatos de baixos níveis, *downdrafts* de nuvens convectivas, entranhamento de fluxos, etc.) (COULTER; DORAN, 2002; AUBINET, 2008; ACEVEDO et al., 2014).

Na tentativa de minimizar as possíveis perdas nas medições de dióxido de carbono realizadas sob condições de intensa estabilidade atmosférica, diversos pesquisadores efetuaram estudos sobre o transporte advectivo horizontal e vertical dos escalares na CLN (STAEBLER; FITZJARRALD, 2004; FEIGENWINTER; BERNHOFER; VOGT, 2004; AUBINET et al., 2005; SUN et al., 2007; FEIGENWINTER et al., 2008; TOTA et al., 2008; YI et al., 2008; AUBINET et al., 2010; ZERI et al., 2010). No entanto, apesar desses experimentos terem possibilitado valiosas informações sobre a dinâmica da advecção desses fluxos, há um consenso entre os pesquisadores de que seja improvável que esses tipos de medições resolvam a problemática a respeito da estimativa do balanço de carbono noturno, visto que tais campanhas são muito trabalhosas e os resultados das magnitudes dos fluxos advectivos, obtidos

através desses experimentos, também foram associados a incertezas significativas (van GORSEL et al., 2009).

Os fenômenos de intermitência da turbulência e os fenômenos não turbulentos têm sido também estudados em áreas de florestas através de alguns experimentos micrometeorológicos realizados nas últimas décadas (ZERI; SÁ, 2011; van GORSEL et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2013; ACEVEDO et al., 2014; CAVA et al., 2015; DIAS-JÚNIOR, 2017; OLIVEIRA et al., 2018). De acordo com Nappo (1991) e Coulter e Doran (2002), a turbulência intermitente é um fenômeno caracterizado por longos períodos calmos interrompidos por períodos curtos de intensa atividade turbulenta. Ainda há muito pouco conhecimento, porém, sobre como a influência destes movimentos na estrutura da CLN varia com a altura acima da copa, ou mesmo sobre seus efeitos na camada residual, acima da CLN.

De modo geral, diversos pesquisadores afirmam que a presença desses fenômenos na CLN pode contribuir de forma significativa na variabilidade espacial e temporal dos escalares noturnos, de modo que as estimativas das trocas entre a superfície e atmosfera se tornam dependentes desses eventos (ACEVEDO et al., 2006; ZERI; SÁ, 2011; OLIVEIRA et al., 2018). Entretanto, há, ainda, a necessidade de novos estudos para um entendimento mais apurado das implicações que esses processos desempenham no comportamento das grandezas escalares ao longo da CLN, e com isso tornar possível o desenvolvimento de novas metodologias capazes de prover melhores estimativas nos cálculos dos fluxos de massa e energia principalmente para os ecossistemas florestais, devido a sua enorme relevância no contexto das mudanças climáticas globais.

Diante do exposto, o presente estudo objetivou analisar a variabilidade temporal dos fluxos de escalares superficiais e sua dependência em relação aos processos turbulentos e não turbulentos medidos no nível de 325 m de altura na torre ATTO em uma área de floresta Tropical situada na Amazônia central. Os objetivos específicos desta pesquisa consistiram em:

- a) quantificar e avaliar os regimes de turbulência presente na CLN durante o período estudado;
- b) determinar a ocorrência de sinais de submeso escala durante o período noturno acima da floresta;
- c) analisar e comparar as características dos processos turbulentos e não turbulentos acima da floresta na altura de 325 m e 80 m.

Para tanto, esta pesquisa parte do pressuposto de que os eventos de intermitência da turbulência e os movimentos de submeso escala são fenômenos típicos na região, podendo desempenhar um papel relevante na variabilidade temporal dos fluxos noturnos, principalmente em condições atmosféricas muito estáveis.

A ênfase dada às questões relacionadas à Amazônia e aspectos de seu balanço de carbono na revisão de literatura se justifica por ter sido essa problemática a motivação para o estudo das implicações que os processos turbulentos e não turbulentos desempenham nas estimativas das trocas de escalares entre a superfície e a atmosfera durante o período noturno. Muito embora o presente estudo não tenha por objetivo mensurar o balanço de CO₂ para a região, almeja-se, com os resultados que são apresentados nesta tese, contribuir para um melhor entendimento a respeito dos processos atmosféricos e seus efeitos no complexo sistema absorção/emissão de CO₂ na região de floresta Amazônica.

Outros tópicos também são abordados na revisão de literatura, como a descrição e propriedades da Camada Limite Atmosférica, a covariância dos vórtices, e a estabilidade atmosférica noturna e seus efeitos nos fluxos de CO₂, no intuito de apresentar uma síntese do que é discutido em relação a esses temas e por serem correlatos ao do presente estudo. Detalhes sobre o sítio de estudo e os procedimentos utilizados são descritos na seção Material e Métodos. Na sequência, são apresentados e analisados os resultados pertinentes aos objetivos propostos e, por fim, as conclusões.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Descrição e propriedades da Camada Limite Atmosférica

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a camada inferior da troposfera onde as massas de ar influenciadas pelos processos na superfície interagem com as massas de ar provenientes da troposfera livre. A CLA geralmente é caracterizada pela presença de um importante processo de transporte, denominado de turbulência, o qual é o principal responsável pela mistura de diferentes propriedades do ar dentro dessa camada e pela transferência dessas propriedades para a atmosfera livre (STULL, 1988; DABBERDT et al., 1993).

É através da CLA que os processos de trocas de energia, momento e massa ocorrem entre a superfície e atmosfera. Deste modo, um bom entendimento e apurada representação matemática dos processos físicos que ocorrem em seu interior é de grande relevância para diversas aplicações associadas à Meteorologia (como por exemplo, aplicações nos modelos de previsão de tempo e clima, dispersão de poluentes na atmosfera, etc.) (CLARK; HOPWOOD, 2001; HOLTSLAG; STEENEVELD, 2009), bem como à Ciência do Sistema Terrestre, nos estudos e quantificação de variados tipos de impactos ambientais antrópicos e naturais, como poluição atmosférica e emissões de gases de efeito estufa (GATTI, 2010, 2014).

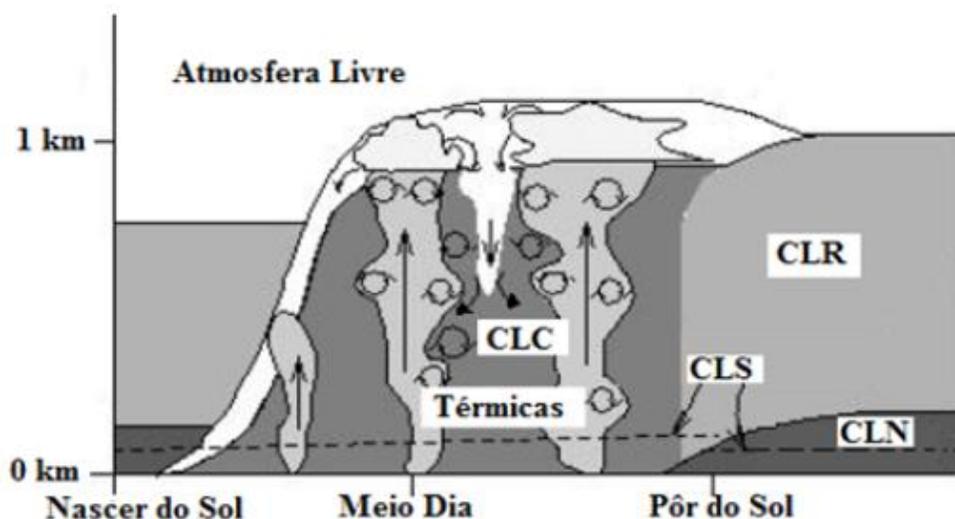
Pode-se resumir a influência da superfície na CLA em dois termos: térmico e mecânico. O primeiro termo tem uma maior dependência ao ciclo diário de aquecimento/resfriamento da superfície e do fluxo vertical de calor sensível, enquanto que o segundo é mais dependente do tipo de cobertura da superfície e do comportamento do vento dentro da camada (ARYA, 2001).

A camada que se sobrepõe à CLA dentro da troposfera é denominada de Atmosfera Livre, uma vez que não é influenciada diretamente pela superfície terrestre, mas sim pelas condições de escala sinótica. A CLA interage com a Atmosfera Livre com os fluxos de calor e momento em seu topo através dos processos combinados de transporte convectivo e fluxo de estranhamento.

A altura da CLA é variável no tempo e espaço. Em função da sua relação com os fluxos de calor na superfície, sua altura tende a se modificar de acordo com as características superficiais. Desta forma, a altura da CLA pode ter de algumas dezenas de metros a até 1 a 2 km de altura, sendo as variações de fluxo de calor sensível à superfície (forçante térmico) o principal fator responsável por estas variações em sua estrutura.

Os três principais componentes da estrutura da CLA são: Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Limite Residual (CLR) e a Camada Limite Noturna (CLN) (STULL, 1988; FOKEN, 2008) (Figura 1).

Figura 2.1 – Representação esquemática da evolução diária da estrutura da Camada Limite Atmosférica.



Fonte: Adaptada de Garratt (1992).

Durante o dia, o crescimento da Camada Limite Convectiva é influenciado pelo aquecimento solar na superfície terrestre. A partir de cerca de meia hora após o nascer do Sol, a camada de mistura começa a crescer verticalmente. A radiação emitida pelo Sol aquece a superfície terrestre, aquecendo a camada de ar que está em contato com essa. Esta camada de ar se torna menos densa

que as camadas superiores, gerando correntes de ar ascendentes e descendentes que intensificam os movimentos turbulentos, transportando energia, momento e grandezas escalares, como o CO_2 , para níveis mais altos da troposfera inferior, com a camada limite, nestas condições, podendo atingir, em média, a até 2 km de altura. Portanto, a CLC é uma camada de intensa mistura turbulenta, com perfis verticais de temperatura potencial virtual e razão de mistura de vapor d'água aproximadamente constantes com a altura. Devido a sua intensa mistura essa camada também é chamada de camada de mistura (STULL, 1988; FOKEN, 2008).

Os turbilhões, formados pelo aquecimento da superfície, contêm energia elevada e têm uma dimensão vertical que pode atingir a ordem de grandeza da própria altura da CLP ou maior, sendo conhecido como térmicas ou plumas. As térmicas penetram na Atmosfera Livre e transportam ar desta para a CLC (penetração convectiva), contribuindo para o crescimento vertical da camada. Em dias ensolarados as térmicas são responsáveis pela maior parte da turbulência na CLC. A velocidade vertical no seu interior é positiva e intensa o suficiente para que ocorra um transporte vertical significativo de massa e energia para os níveis superiores da camada.

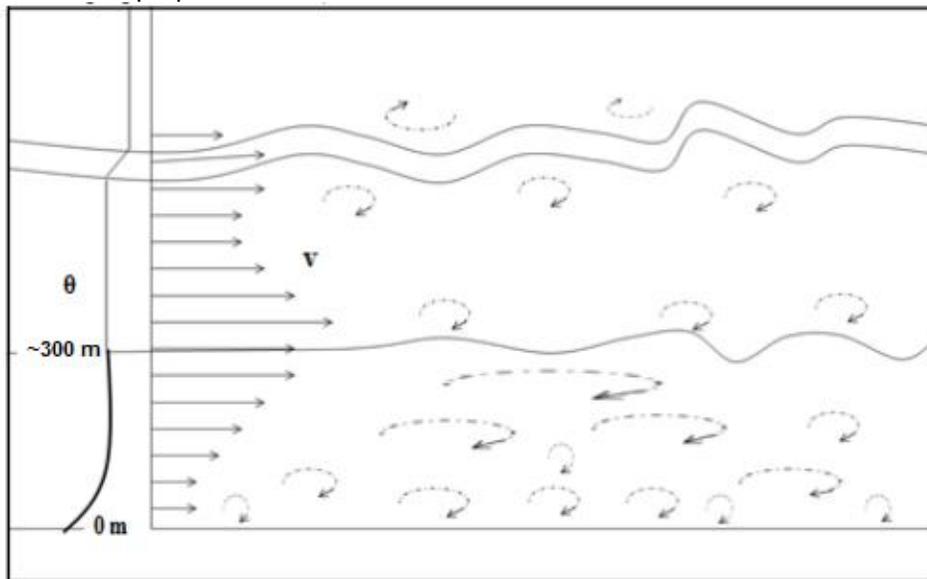
Cerca de meia hora antes do pôr do sol, a CLC, que antes era bem misturada, passa a ter menos atividade de mistura. A camada resultante conserva suas características, sendo conhecida como Camada Residual, pois o estado médio inicial das variáveis e suas concentrações são próximas às daquelas da camada de mistura precedente. Após o decréscimo da turbulência, essa se torna uma camada neutra, com a turbulência tendo aproximadamente a mesma intensidade em todas as direções (STULL, 1988).

2.1.1 Camada Limite Noturna (CLN)

Durante a noite, com a perda de energia da superfície, através da emissão de radiação de onda longa para o espaço, a superfície se torna mais fria do que o ar logo acima, contribuindo para a formação de uma camada estável, chamada de Camada Limite Noturna (ou Estável), onde as parcelas de ar tendem a

permanecer em sua posição de equilíbrio ou retornar a ela se houver alguma perturbação. Sob essas condições o forçante térmico atua na destruição da turbulência, e a camada limite atinge apenas algumas dezenas a centenas de metros, dependendo das magnitudes relativas dos forçantes mecânico (cisalhamento vertical do vento horizontal) e térmico (FOKEN, 2008) (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Representação da Camada Limite Noturna mostrando sua profundidade, os pequenos vórtices e o cisalhamento do vento horizontal.



Fonte: Adaptado de Wyngaard (1992).

O estudo da CLN apresenta algumas limitações devido à complexidade em descrever e modelar os parâmetros que definem sua estrutura, a qual é bastante sensível à inclinação do terreno e fortemente associada ao escoamento catabático e de drenagem. Outros processos que dificultam o estudo da CLN se referem ao empuxo térmico negativo, que age suprimindo a turbulência e, assim, diminuindo a profundidade da camada; aos movimentos não turbulentos, como as ondas de gravidade, que podem coexistir com a turbulência, dificultando a caracterização da CLN; e ao papel preponderante dos efeitos radiativos (emissão de radiação de onda longa) no desenvolvimento

da camada de inversão, o qual contribui para a existência de condições de calmaria e a ausência de turbulência (NEVES; FISCH, 2011). Assim, os processos que exercem influência na CLN podem ser resumidos em: forçantes externos, mecanismos internos e características da superfície (HOLTSLAG et al., 2013).

A determinação da altura real da CLN não é algo trivial, principalmente quando se utiliza apenas os perfis verticais de temperatura e de momento. Um dos principais motivos a respeito das dificuldades em estimar a altura da CLN se deve ao fato dessa camada ser muito influenciável pela rugosidade da superfície, o que reduz a consideração de homogeneidade horizontal. Além disso, acima da Camada Estável se estabelece a Camada Residual, e em muitos casos a interface entre essas duas camadas não é bem definida (STULL, 1988).

O entendimento e a representação numérica dos processos inerentes à CLA, como a mistura vertical e a formação, manutenção e dissipação de nuvens, é de grande relevância para diversos campos, incluindo a poluição do ar, a meteorologia agrícola, a hidrologia, a meteorologia aeronáutica e as previsões de tempo e clima (GARRATT, 1994; HOLTSLAG et al., 2013). Entretanto, a dinâmica da CLN ainda não é bem entendida devido à complexidade do acoplamento entre os movimentos de maiores escalas, os mecanismos internos e a fraca turbulência em condições de forte estratificação atmosférica (FERNANDO; WEIL, 2010; MAHRT, 2014), dificultando as parametrizações dos processos da CLN nos modelos numéricos da atmosfera.

2.2 Redes de fluxos e covariância dos vórtices

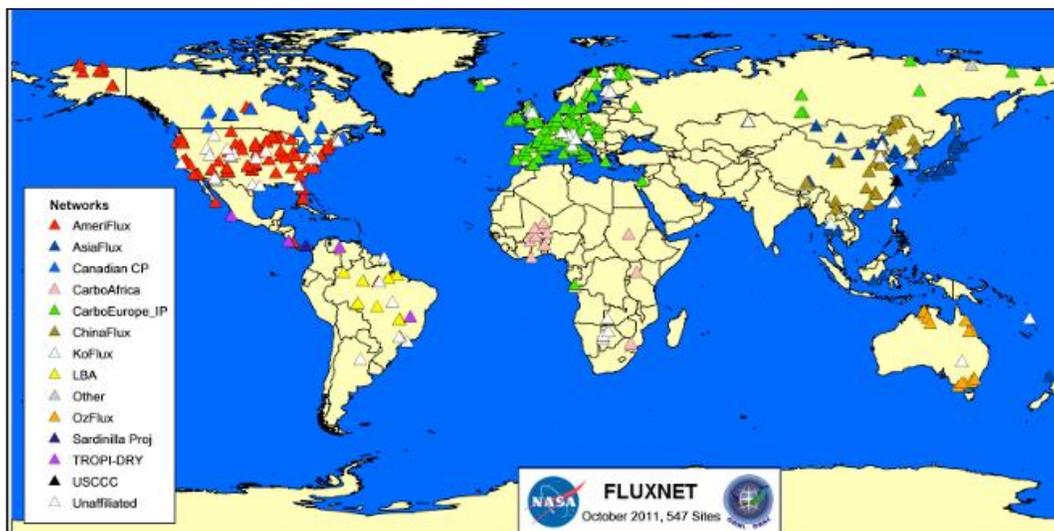
Medições das trocas de CO₂ e vapor de água entre o ecossistema terrestre e a atmosfera têm sido feitas desde o final da década de 1950 e início de 1960. No entanto, foi a partir do final de 1980 e início de 1990, com o desenvolvimento tecnológico de sensores de análises de resposta rápida e de sistemas de medidas de fluxos, que os cientistas puderam fazer medições contínuas de fluxos de CO₂ e vapor de água para períodos estendidos através do método

de covariância dos vórtices turbulentos. Os primeiros investigadores a realizarem essas medições contínuas, no intervalo de um ano, foram Wofsy et al. (1993), na Floresta Harvard, e Vermetten et al. (1994), na Holanda. A partir desses dois estudos pioneiros, outras torres com medições contínuas de fluxos micrometeorológicos foram então estabelecidas, principalmente na América do Norte e Europa (BALDOCCHI, 2001).

Deste modo, em 1996 se deu a formalização das redes regionais de medições de fluxos micrometeorológicos, EuroFlux e AmeriFlux e, desde então, pesquisadores científicos tem utilizado a técnica de covariância dos vórtices para adquirir medições contínuas das trocas de energia, vapor de água e CO₂ entre a biosfera e a atmosfera para diversos tipos de ecossistemas (FALGE et al., 2001; BALDOCCHI, 2003; AUBINET, 2008). Com o sucesso das redes europeia e americana e o lançamento do Satélite de Observação da Terra (Satélite Terra), a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) fundou em 1998 o projeto de escala global de fluxos, FLUXNET, como uma forma de validação dos produtos do Satélite Terra.

Atualmente, mais de 500 torres de fluxos estão em contínua operação nos cinco continentes, formando as redes regionais. Essas redes estão distribuídas latitudinalmente entre 70° N e 30° S (Figura 2.3), abrangendo diversos tipos de biomas, tais como, florestas coníferas, decíduas, tropical, boreal, áreas agrícolas, pastagens, savanas, dentre outros. Além da coleta dos dados de fluxos, há também a de dados de planta, solo, dados hidrológicos e meteorológicos, nesses sítios (FLUXNET, 2011).

Figura 2.3 - Distribuição continental das torres de fluxos das redes regionais, formando a rede global de fluxos (FLUXNET).



Fonte: FLUXNET (2011).

Essas medições de longo prazo de troca de massa e energia proporcionam uma base integrada de dados, favorecendo diversos tipos de estudos e modelagem, contribuindo dessa forma para o avanço de um melhor entendimento dos processos que controlam esses fluxos, da variabilidade interanual, e da intercomparação entre diferentes sítios, como por exemplo, intercomparação entre ecossistemas naturais e alterados (GOULDEN et al., 1996; VALENTINI et al., 2000; BARR et al., 2002; HOLLINGER et al., 2004; AUBINET et al., 2005).

2.3 Floresta Tropical e o balanço de carbono amazônico

O dióxido de carbono é assimilado pela biosfera por meio da fotossíntese e liberado por meio da respiração de seres autótrofos (plantas) e heterótrofos (animais, microrganismos, etc.). A magnitude destes processos varia de bioma para bioma, mas os maiores fluxos se espera encontrar nas florestas tropicais, devido suas altas taxas de trocas gasosas entre a superfície e atmosfera.

As florestas tropicais estão localizadas entre os Trópicos de Câncer ao norte e o de Capricórnio ao sul. São formações naturais compostas por uma complexa diversidade de árvores, caracterizadas por uma vegetação de mata densa. As

árvores nessas florestas são principalmente sempre verdes e há pouca diferença em sua estrutura física ao longo do ano. O crescimento de uma floresta tropical é diretamente determinado pela ocorrência de alta pluviosidade, normalmente superior a 2.000 mm por ano, associado a elevadas temperaturas anuais (média de 25 °C) (IBGE, 2012).

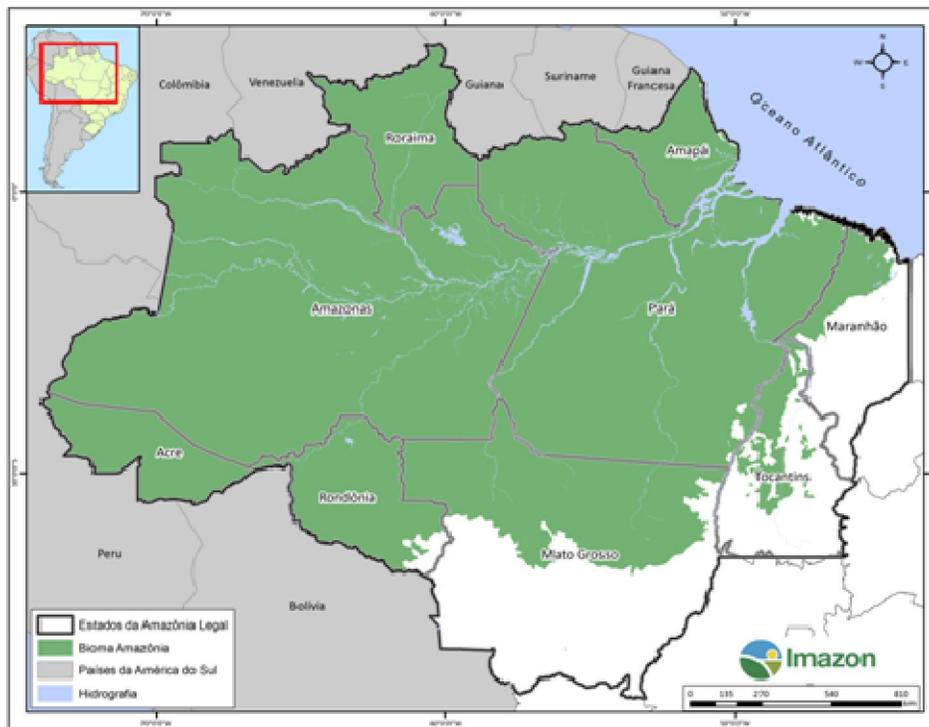
A floresta Amazônica, a qual contém o maior reservatório de carbono entre os ecossistemas terrestres, tem sido foco de intensa preocupação, tanto devido aos severos impactos de mudanças climáticas previstas sobre a mesma, quanto pela determinante influência que esse ecossistema pode exercer na intensificação ou na mitigação de futuras alterações no clima, uma vez que ela pode atuar como fonte ou sumidouro de carbono da atmosfera (FEARNSIDE, 2009).

A Amazônia representa a maior área de floresta tropical do mundo e também a maior bacia hidrográfica, responsável por cerca de 20% da descarga de água doce global (HAYHOE et al., 2011). A região Amazônica ocupa 7,86 milhões de km² distribuídos em nove países e cobre aproximadamente 45% da América do Sul (LUIZÃO et al., 2009). A maior parte dessa região está concentrada no Brasil (com cerca de 60%), sendo essa denominada de Amazônia Legal (Figura 2.4) ocupando 59% do território nacional, contemplando os estados de Rondônia, Acre, Amazonas, Roraima, Amapá, Pará e Tocantins (Região Norte), Mato Grosso (Região Centro-Oeste) e grande parte do Maranhão (Região Nordeste).

A maior área da Amazônia Legal está em forma de floresta (64%), ao passo que os cerrados e campos representam 24%, e aproximadamente 12% está alterada nas formas de pastagem/agricultura devido às atividades humanas (LENTINI et al., 2003).

Devido às condições favoráveis como disponibilidade de radiação solar e temperatura e umidade do ar sempre elevadas, a floresta Amazônica possui altas taxas de produção de matéria orgânica, fixando grandes quantidades de carbono em sua biomassa através do processo de fotossíntese realizado pelas plantas (ARTAXO et al., 2014).

Figura 2.4 – Amazônia Legal.



Fonte: Imazon – Instituto do Homem e Meio Ambiente da Amazônia (2011).

Um aspecto que está sendo discutido pela comunidade científica é o papel que as florestas tropicais desempenham como reservatório de carbono e seus efeitos no clima regional e global. De acordo com Grace et al. (1995a), medidas realizadas pela Universidade de Edimburgo durante o Projeto ABRACOS (*Anglo Brazilian Amazonian Climate Observational Study*) mostraram que apesar da variabilidade diária, o total de carbono absorvido pela fotossíntese ao longo do dia era levemente superior ao liberado pelo processo de respiração, com o ciclo diário do fluxo de CO_2 indicando uma absorção de 5 a $20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o período diurno e uma liberação média de $7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ à noite. Entretanto, o conhecimento atual do total da absorção/emissão de carbono pela bacia Amazônica como um todo ainda é uma questão em debate pela comunidade científica, uma vez que pesquisas com fluxos de CO_2 realizadas na região ainda não chegaram a um consenso quanto às taxas da

troca líquida do ecossistema (NEE), onde alguns estudos (SALESKA et al., 2003; MILLER et al., 2004; LLOYD et al., 2007; GATTI, 2010) indicam que a floresta é uma fonte, enquanto que outros (GRACE et al, 1995a, b; MALHI et al., 1998; PHILLIPS et al.,1998; BAKER et al., 2004) a apontam como um sumidouro de carbono da atmosfera.

Estudos realizados no final da década de 1990 e início dos anos 2000, utilizando medidas realizadas pelo sistema de covariância dos vórtices, indicaram grandes valores nas estimativas de absorção de carbono na bacia Amazônica – da ordem de 40 a 60 mol C m⁻² ano⁻¹ (MALHI et al., 1998; ARAUJO et al., 2002; CARSWELL et al., 2002). Entretanto, os trabalhos realizados não são unânimes quanto a classificar a floresta como um sorvedouro de carbono. Vourlitis et al. (2001) encontraram um sistema em equilíbrio em uma floresta de transição no sul da Amazônia. Chou et al. (2002) também indicaram um balanço de carbono próximo a neutralidade na Amazônia central. Enquanto que no leste da Amazônia, Saleska et al. (2003) observaram que a floresta apresentou ser uma fonte moderada de CO₂ para a atmosfera (da ordem de 1,4 t C ha⁻¹ano⁻¹).

As diferenças nesses estudos apresentados podem estar associadas às variabilidades espaciais na estrutura florestal ou, nas características ecológicas regionais, mas também nas diferenças de funcionamento dos mecanismos micrometeorológicos da CLA sobre as vastas áreas da região Amazônica, afetando assim de forma distinta o comportamento do CO₂ nessas diferentes localidades. Outra justificativa pode estar associada ao tipo de metodologia empregada nas estimativas da NEE. As medições através do método de covariância dos vórtices podem superestimar o sequestro de carbono devido às falhas na contagem dos fluxos em condições noturnas de pouca atividade turbulenta, propiciando episódios de grandes perdas nas medições do dióxido de carbono. E, assim, uma simples extrapolação dessas medições locais, a fim de se obter um balanço regional, aumenta ainda mais as incertezas associadas às estimativas do balanço total de CO₂ na bacia Amazônica (SALESKA et al., 2003).

2.4 Estabilidade atmosférica noturna afetando os fluxos de CO₂

Massman e Lee (2002) afirmam que as dificuldades em fazer estimativas de fluxos noturnos estão em grande parte nos mecanismos meteorológicos e não instrumental. Portanto, para assegurar o progresso sobre as questões dos fluxos noturnos e outras especulações, os autores incentivam a realização de um número maior em pesquisas que busquem compreender como alguns processos, como a drenagem de fluxos, a intermitência turbulenta e os movimentos não turbulentos, afetam as estimativas dos fluxos noturnos.

Condições de estabilidade atmosférica são frequentemente associadas com o desacoplamento dos fluxos de ar acima e dentro do dossel, conduzindo para o desenvolvimento de um mecanismo micrometeorológico conhecido como advecção horizontal dos fluxos, o qual ocorre através do escoamento laminar das parcelas de ar (BELCHER et al., 2008; FINNIGAN, 2008; OLIVEIRA et al., 2013).

Para o CO₂, particularmente, em condições de pouca mistura turbulenta, o ar respirado pela vegetação/solo pode sofrer um acúmulo local dentro do dossel. A partir daí, dois processos podem ocorrer: essas parcelas de ar, contendo CO₂, podem ser transportadas verticalmente num momento subsequente de uma atividade turbulenta, ou então, essas podem ser advectadas horizontalmente para outras localidades vizinhas através do processo de escoamento laminar das parcelas de ar (BELCHER et al., 2008; FINNIGAN, 2008). No segundo caso, em se tratando de uma área experimental, isso poderia levar a uma possível perda nas estimativas dos fluxos noturnos de CO₂, pois essas parcelas advectadas possivelmente não seriam mensuradas pelos instrumentos micrometeorológicos instalados localmente, causando um erro sistemático que pode levar a uma superestimativa nos cálculos do sequestro de carbono (GOULDEN et al., 1996; AUBINET et al., 2000; ARAUJO et al., 2002; AUBINET, 2008; BELCHER et al., 2008; FINNIGAN, 2008; van GORSEL et al., 2009). Do ponto de vista prático, ainda é inviável incluir medidas de advecção na estimativa do balanço de CO₂ noturno, visto que tais campanhas são muito trabalhosas e os resultados da magnitude dos fluxos

advectivos, obtidos através desses experimentos, estão associados a grandes incertezas (van GORSEL et al., 2009), de forma que as estimativas de NEE , sob essas condições de intensa estabilidade noturna, são possíveis através do uso de outros métodos mais simples (OLIVEIRA et al., 2013).

Outro fenômeno micrometeorológico, denominado de turbulência intermitente, o qual também ocorre frequentemente na CLN muito estável (AUBINET, 2008), é caracterizado por eventos de longos períodos calmos, ou seja, de baixa atividade turbulenta, interrompidos por períodos de intensa atividade de mistura (NAPPO, 1991; COULTER; DORAN, 2002). Alguns estudos abordam a natureza física dos eventos intermitentes (NAPPO, 1991; Van de WIEL et al., 2002; ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003; SUN et al., 2004; COSTA et al., 2011). Dentre esses, alguns estudos indicam que essa se origina primariamente a partir de processos acima da camada limite que se propagam para baixo (SUN et al., 1998), porém Van de Wiel et al. (2002) e Costa et al. (2011) identificaram um outro tipo de intermitência, que constitui um modo natural do sistema, e que é originado na interação do ar diretamente com superfície. Além disso, estudos recentes (BOING et al., 2010) associaram o fenômeno a instabilidades geradas pela presença de um perfil de vegetação.

A turbulência intermitente implica em grandes complicações na determinação do balanço dos fluxos turbulentos na CLN devido ao seu caráter aproximadamente aleatório. Durante estes eventos, a janela de tempo normalmente utilizada (ou seja, 30 min) para o cálculo dos fluxos turbulentos pelo método clássico da covariância dos vórtices, pode não ser suficientemente adequada. Pois os transportes de baixa frequência, cujas estimativas são bem mais imprecisas, podem ser incluídos nessas estimativas de meia hora, aumentando significativamente o erro associado à medida, devido à menor amostragem e a não estacionariedade ¹ do sinal turbulento dessa escala

¹ Uma série temporal é dita estacionária quando essa se desenvolve no tempo aleatoriamente em torno de uma média constante.

temporal (CAMPOS et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2013; ACEVEDO et al., 2014).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

O sítio experimental está localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã ($2^{\circ}08'45.13''$ S, $59^{\circ}00'20.12''$ O) na Amazônia central, onde está instalada uma torre de monitoramento meteorológico – torre ATTO (*Amazon Tall Tower Observatory*) desde agosto de 2015 (Figura 3.1). A torre possui uma altura de 325 m, e foi construída através de uma cooperação científica entre o Brasil e a Alemanha. É considerada, atualmente, a maior torre mundial já construída para fins de observação meteorológica. A elevação da área de estudo é de 130 m acima do nível do mar, e está aproximadamente 150 km a nordeste de Manaus e a 12 km do rio Uatumã. A região é caracterizada por uma estação chuvosa mais intensa entre fevereiro a maio e uma estação mais seca de junho a outubro, possuindo florestas densas não alagadas nas áreas mais altas, enquanto que florestas de Igapó dominam ao longo do canal principal do rio Uatumã e seus afluentes (ANDREAE et al., 2015).

Figura 3.1 – Localização da torre ATTO na Reserva de Desenvolvimento Sustentável.



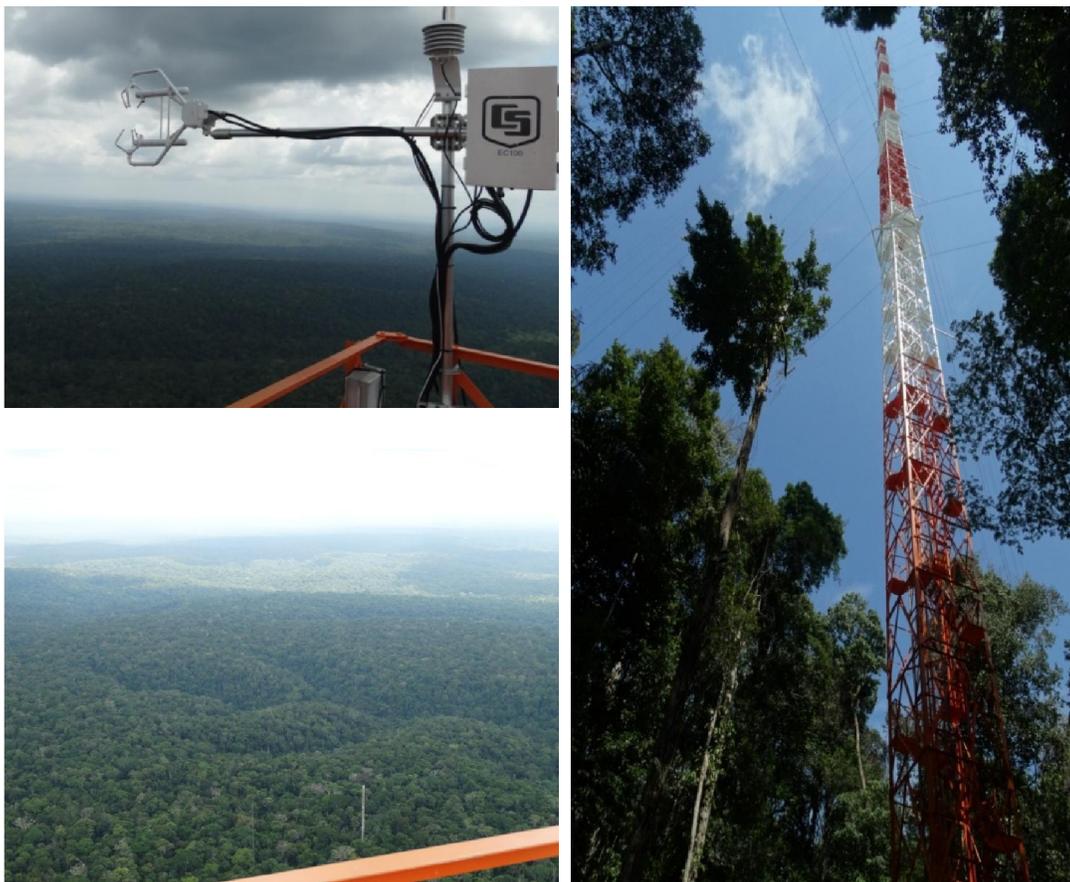
Fonte: Adaptado de Andreae et al. (2015).

3.2 Instrumentos e dados

As análises principais desta pesquisa foram realizadas usando um conjunto de dados coletados entre outubro e novembro de 2015 na transição do período seco para chuvoso durante a campanha científica ATTO-IOP1 (*Intensive Operating Period*). Medidas de alta frequência das componentes do vento nas três dimensões (u , v e w), temperatura virtual e concentrações escalares de CO_2 e vapor d'água foram realizadas através de um sistema composto por um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific Inc.) e um analisador de gás de caminho aberto (EC150, Campbell Scientific Inc.) a uma taxa de amostragem de 20 Hz, instalados na torre ATTO no nível de 325 m de altura.

Para comparações das características do escoamento turbulento no nível de 325 m com a camada limite noturna mais próxima à copa, e também para o cálculo do número de Richardson bulk foram utilizados dados medidos em uma segunda torre micrometeorológica de 80 m de altura, instalada neste mesmo sítio. A inclusão dessa torre no presente estudo permitiu a obtenção das variáveis de temperatura potencial e velocidade do vento horizontal coletadas de forma simultânea para mais de um nível. Deste modo, o número de Richardson bulk foi calculado utilizando os níveis de 41 m e 80 m. As coletas nessa torre foram realizadas a uma taxa de 10 Hz por um anemômetro sônico CSAT3 (Campbell Scientific Inc.) e um anemômetro sônico Windmaster (Gill Instruments Limited), nos respectivos níveis. Mais informações e detalhes dos instrumentos, dados e procedimentos realizados durante a referida campanha podem ser encontrados em Oliveira et al. (2018).

Figura 3.2 – Torre micrometeorológica ATTO no sítio de estudo, e parte da instrumentação utilizada (sistema de covariância dos vórtices).



Fonte: Produção do Autor.

O conjunto dos dados de alta frequência foi submetido a um controle de qualidade, causando a remoção de algumas séries nas quais havia falhas ou múltiplos picos. No total, foram analisadas séries temporais de 25 noites coletadas na torre ATTO e de 31 noites na torre de 80 m, no período de 08 de outubro a 14 de novembro de 2015. Séries disponíveis de 14 noites obtidas na torre de 80 m, no período de 01 a 20 de novembro do mesmo ano também foram utilizadas para o cálculo do número de Richardson bulk, conforme mencionado anteriormente.

Para evitar amostragens de eventos associados com as características de transição entre a Camada Limite Diurna e a Camada Limite Noturna, o período

noturno entre o pôr do sol e 20h (Hora local) não foi utilizado. Por essa razão, no presente estudo o período noturno considerado ficou restrito ao intervalo das 20 às 05h.

Para analisar as influências dos movimentos turbulentos e não turbulentos na variabilidade temporal dos fluxos noturnos, os fluxos de calor sensível, calor latente, CO₂ e a velocidade de fricção de 325 m foram calculados usando duas janelas temporais diferentes: 5 e 109 minutos. Deste modo, os fluxos calculados com janela temporal de 5 minutos foram obtidos através da técnica de covariância de vórtices. Enquanto que, os fluxos com janelas de 109 minutos foram calculados a partir da integração de seus respectivos coespectros médios, obtidos através técnica de decomposição em multirresolução, até a referida escala temporal.

3.3 Covariância dos vórtices

A covariância dos vórtices é uma técnica micrometeorológica usada para estimar os fluxos de momento, energia e massa entre a superfície e a atmosfera. A técnica possibilita a estimativa dos fluxos turbulentos através de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas, tais como as componentes da velocidade do vento, temperatura, e concentração de CO₂ e vapor de água. O método se baseia no conceito de que o fluxo turbulento de uma determinada grandeza na superfície pode ser calculado através da covariância entre essa grandeza e a velocidade da componente vertical do vento (PINTO; ROCHA, 2000). Desta forma, o método proporciona a determinação direta dos fluxos, através da covariância entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais das variáveis: velocidade dos ventos horizontais (fluxo de momento), concentração de vapor de água (fluxo de calor latente), temperatura do ar (fluxo de calor sensível) e, concentração de dióxido de carbono (fluxos de CO₂).

Considerando uma grandeza escalar "Q" qualquer. O fluxo cinemático dessa grandeza pode ser escrito na forma:

$$F = \overline{\rho_a w Q} \quad (3.1)$$

na qual, $Q = \rho_v / \rho_a$ é a razão de mistura da grandeza Q , ρ_v é a sua densidade, ρ_a é a densidade do ar seco e w é a componente vertical da velocidade do vento. Separando os valores instantâneos das variáveis como sendo a soma de uma parte média e outra flutuante (procedimento conhecido como Decomposição de Reynolds), obtém-se:

$$\rho_a = \overline{\rho_a} + \rho'_a \quad (3.2)$$

$$w = \overline{w} + w' \quad (3.3)$$

$$Q = \overline{Q} + Q' \quad (3.4)$$

onde, barras superiores denotam médias temporais a um determinado intervalo de tempo e apóstrofos denotam as perturbações em relação ao valor médio das componentes.

Retornando a Equação (3.1) e substituindo as Equações (3.2), (3.3) e (3.4), tem-se:

$$F = \overline{(\overline{\rho_a} + \rho'_a)(\overline{w} + w')(\overline{Q} + Q')} \quad (3.5)$$

Expandindo os termos do lado direito dessa Equação, obtém-se:

$$F = \overline{(\rho_a w Q + \rho_a w Q' + \rho_a w' \bar{Q} + \rho_a w' Q' + \rho_a' w \bar{Q} + \rho_a' w Q' + \rho_a' w' \bar{Q} + \rho_a' w' Q')} \quad (3.6)$$

Pelas regras das médias de Reynolds, a média das flutuações é nula. Então:

$$F = \overline{(\rho_a w Q + \rho_a w' Q' + \rho_a' w Q' + \rho_a' w' Q')} \quad (3.7)$$

Assumindo que as flutuações na densidade do ar são negligenciáveis, tem-se:

$$F = \overline{(\rho_a w Q + \rho_a w' Q')} \quad (3.8)$$

Pela lei da conservação de massa, em uma situação ideal, na qual se tem um terreno plano e homogêneo, a média da velocidade vertical do vento é nula ($\bar{w} = 0$). Neste caso, o fluxo turbulento de Q pode ser escrito como:

$$F = \overline{\rho_a w' Q'} \quad (3.9)$$

Assim, a Equação (3.9) é a equação do fluxo turbulento de uma grandeza Q, para um terreno plano e homogêneo. Através dela, o fluxo turbulento de Q pode ser determinado pela covariância entre as flutuações turbulentas da velocidade vertical do vento e da grandeza Q. Essa metodologia, a qual permite a estimativa dos fluxos, é conhecida como covariância de vórtices.

3.4 Decomposição em multirresolução

Através da decomposição em multirresolução (MR) os espectros e coespectros dos fluxos turbulentos são determinados, possibilitando a análise das contribuições dos movimentos turbulentos e não turbulentos (processos com escalas temporais longas) na variabilidade temporal dos fluxos, pois o valor da multirresolução para uma dada escala de tempo captura os sinais dos processos físicos cuja duração é igual àquela escala de tempo (VICKERS; MAHRT, 2003).

Na decomposição em multirresolução, a série turbulenta é decomposta em suas escalas temporais, em que a escala de tempo correspondente ao pico do espectro ou coespectro médio representa a escala temporal da maior parte das flutuações, com o pico implicando em uma periodicidade do evento naquela escala. Deste modo, calcular as médias da série temporal usando diferentes comprimentos médios é equivalente a visualizar os dados em diferentes resoluções. (HOWELL; MAHRT, 1997).

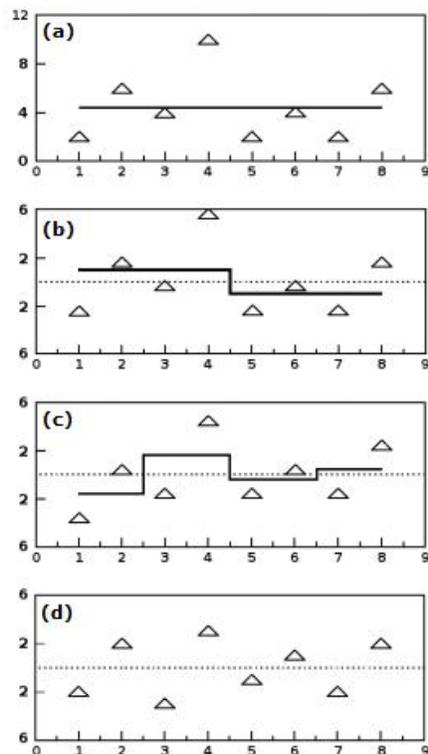
Os procedimentos da MR apresentados nesta pesquisa podem ser interpretados em termos de médias móveis não ponderadas (VICKERS; MAHRT, 2003). Considere-se uma janela temporal com $N = 2^M$ pontos de dados. Como exemplo, no presente estudo foi usada uma janela de 2^{17} pontos de dados, a qual corresponde a uma quantidade de pontos encontrada num período de 109 minutos (neste caso, medições a 20 Hz). A decomposição em multirresolução separa os dados em médias simples com tamanhos de 1, 2, ..., 2^{M-1} , 2^M pontos (Figura 3.3).

- Para o primeiro passo, considerando a maior escala temporal (2^M pontos), remove-se a média simples para a série contendo esses pontos, restando apenas flutuações cuja média é igual à zero (Figura 3.3a).
- A seguir, a série é dividida ao meio, com 2^{M-1} pontos em cada nova série, e calcula-se a média para cada metade. Esta média é novamente subtraída para cada subsérie (Figura 3.3b).

- Cada subsérie é novamente dividida ao meio, e então é calculada e subtraída a média para cada uma das 4 novas séries de comprimento 2^{M-2} (Figura 3.3c).
- Este procedimento é realizado por M vezes, restando apenas um único ponto na série resultante (Figura 3.3d).

A partir daí, tem-se um deslocamento temporal no conjunto dos dados (no presente estudo foi usado um deslocamento de 30 min), e os passos descritos anteriormente são repetidos para uma nova janela contendo 2^M pontos. Este processo é realizado sucessivamente até que se atinge o final da série total noturna. Explicações mais detalhadas a respeito desta abordagem podem ser encontradas em Vickers e Mahrt (2003) e Voronovich e Kiely (2007).

Figura 3.3 – Passos da decomposição em multirresolução.



Fonte: Adaptada de Vickers e Mahrt (2003).

Os espectros (S) de energia cinética turbulenta (ECT) e coespectros (C) dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂ foram determinados utilizando janelas de tempo de 109 minutos, que corresponde a grupos de 2¹⁷ pontos de dados através da decomposição em multirresolução (HOWELL; MAHRT, 1997, VICKERS; MAHRT, 2003, VORONOVICH; KIELY, 2007). A técnica foi aplicada sequencialmente às séries temporais noturnas, iniciando-se às 20h, com uma sobreposição de 30 minutos entre as séries subsequentes, totalizando 15 decomposições por noite. Um total de 375 séries foi utilizado no estudo, considerando todas as noites disponíveis para esta análise (25 noites).

3.4.1 Cálculo dos fluxos através da decomposição em multirresolução

As estimativas dos fluxos turbulentos através do método clássico da covariância de vórtices necessitam que seja definida uma escala de tempo na qual será feito o cálculo das médias. Os fluxos calculados terão, então, desde as menores escalas do movimento, resolvidas pela instrumentação, até a escala na qual se está calculando as médias. Como a atmosfera contém movimentos em várias escalas temporais, a escolha do intervalo de tempo utilizado no cálculo das médias terá influência no cálculo dos fluxos, já que as escalas maiores não serão incluídas. Neste caso, a utilização de janelas temporais de 30 minutos, normalmente utilizada nas redes de fluxos, para o cálculo dos fluxos turbulentos, pode levar a uma incerteza devido à má amostragem da contribuição da parte não turbulenta dos fluxos.

Segundo Mahrt (2009), os transportes devido aos movimentos de maiores escalas temporais são frequentemente excluídos pelas escolhas típicas das médias temporais utilizadas para o cálculo das perturbações. Todavia, a escolha de janelas temporais baseada em coespectros e em uma boa capacidade de amostragem pode contribuir na melhoria das estimativas dos fluxos, com os coespectros indicando a escala temporal de maior ocorrência dos sinais turbulentos e não turbulentos. Entretanto, os transportes nas maiores escalas temporais permanecem vulneráveis a uma variedade de erros de medida (OLIVEIRA, 2013).

Como a decomposição em multirresolução satisfaz as propriedades das médias de Reynolds, a integração do espectro S da decomposição em multirresolução até uma escala de tempo τ é igual à variância da série original com comprimento τ . Assim, para o espectro de uma série com 2^p pontos de dados de uma quantidade ϕ , com $p \geq M$, tem-se que:

$$\sum_{n=1}^M (S_{\phi})_n = \langle \overline{\phi'^2} \rangle_{\tau} \quad (3.10)$$

E, da mesma forma para a covariância, tem-se:

$$\sum_{n=1}^M (S_{w\phi})_n = \langle \overline{w'\phi'} \rangle_{\tau} \quad (3.11)$$

na qual, $\tau = \frac{2^M}{f}$; sendo f a frequência de amostragem.

Desse modo, os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 com janelas temporais de 109 minutos foram obtidos a partir da integração de seus respectivos coespectros médios da multirresolução até a escala temporal de $\tau = 109$ minutos.

3.5 Fator de intermitência

Para a caracterização dos regimes de turbulência na CLN, no presente estudo foi utilizado o método proposto por Howell e Sun (1999), denominado fator de intermitência (FI). O método consiste em determinar os fluxos totais de cada noite em intervalos regulares, tipicamente de 5 minutos, para todo o período noturno considerado. A seguir, a série deve ser ordenada do valor maior para o menor. Assim, o FI se refere à fração do tempo em que se corresponde o ponto de 50% do somatório do fluxo total de uma dada noite. Deste modo, em casos em que a turbulência é mais homogênea ao longo da noite, o fluxo tende a ser igualmente distribuído sobre o período noturno, e desta forma os valores de FI se aproximam de 0,5.

Por outro lado, nas noites em que a turbulência não é distribuída de forma homogênea, o nível de 50% do fluxo total pode ser atingido durante os eventos de intermitência da turbulência, uma vez que esses eventos podem ser responsáveis pelas maiores transferências entre a superfície e atmosfera em noites com condições estáveis. Como ocorrem em curtos intervalos de tempo, depois de um longo período de pouca ou nenhuma atividade turbulenta, o período de ocorrência desses eventos corresponde a uma pequena fração do tempo total noturno, fazendo com que os valores de FI se aproximem de zero nas noites sob essas condições (COULTER; DORAN, 2002; ACEVEDO et al., 2006).

Comumente o cálculo dos valores do FI é realizado através das séries noturnas dos fluxos turbulentos como o calor sensível, calor latente e CO_2 . Para tanto, como requisito da metodologia, as séries temporais nas quais há inversão de sinal devem ser desconsideradas para este tipo de análise. Devido a essa condição, não foi possível a utilização dos referidos fluxos nos cálculos dos valores de FI noturnos, uma vez que as séries temporais desses escalares apresentaram casos de inversão de sinal na maior parte do período noturno analisado. Os cálculos dos FI, portanto, foi realizado através das séries dos fluxos da velocidade de fricção (u^*). E, isso atendeu de forma satisfatória os requisitos necessários para a aplicação da referida metodologia.

3.6 Número de Richardson bulk

O número de Richardson bulk foi calculado para quantificar a estabilidade atmosférica noturna. Os motivos para a escolha deste método na presente análise, ao invés do número Richardson fluxo, foram: evitar a autocorrelação (HICKS, 1978; KLIPP; MAHRT, 2004; BAAS et al., 2006), e quantificar melhor a estabilidade em condições muito estáveis, quando se espera que os fluxos se aproximem de zero. Aplicando a mesma metodologia usada por Bosveld et al. (1999); Mammarella et al. (2007); Oliveira et al. (2013), um "número de Richardson acima do dossel" (Ri_{top}), conforme Santos et al. (2016), foi definido como:

$$Ri_{\text{top}} = \frac{g}{\Theta} \Delta z \frac{\theta_{80\text{m}} - \theta_{41\text{m}}}{(V_{80\text{m}} - V_{41\text{m}})^2} \quad (3.12)$$

onde, g é a aceleração gravitacional, Θ é a temperatura potencial média na camada, Δz é a diferença de altura entre os dois níveis de interesse, e, θ e V são a temperatura potencial média e a velocidade do vento horizontal média em cada nível, respectivamente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Caracterização de estudos de caso

Análises de como as variações da intensidade da turbulência podem afetar o comportamento dos escalares no nível de 325 m foram realizadas para duas noites com padrões distintos no comportamento da turbulência: uma noite com padrão de turbulência intermitente (20 de outubro de 2015) e outra com turbulência distribuída de forma homogênea ao longo da noite (29 de outubro de 2015).

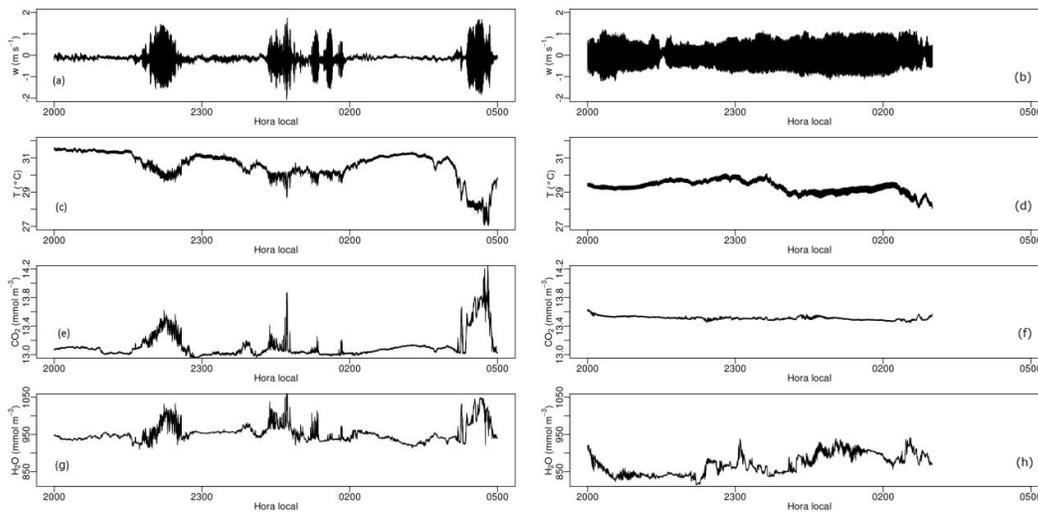
Na noite intermitente (Figura 4.1, coluna à esquerda) é possível verificar a ocorrência de alguns eventos de intermitência da turbulência ao longo do período noturno, apresentando durações e magnitudes significativas nos valores da velocidade vertical do vento (w) (Figura 4.1a). Durante as transições de períodos sem turbulência para turbulentos, observa-se mudanças repentinas nas flutuações de w , saindo de valores próximos a zero para pouco mais de 1 m.s^{-1} .

Os efeitos das sucessões de períodos calmos para turbulentos foram notados na evolução temporal de todos os escalares analisados: temperatura do ar (Figura 4.1c), concentração de CO_2 (Figura 4.1e) e concentração de vapor de água (Figura 4.1g). Esse comportamento é verificado principalmente durante o último evento de intermitência (entre 4 e 5h) mostrado na Figura 4.1 (coluna à esquerda). Os valores da concentração do CO_2 ficaram em torno de 13 mmol m^{-3} na maior parte do período noturno. Entretanto, esse escalar apresentou perturbações acentuadas durante os eventos de aumento na intensidade da turbulência, atingindo um pico máximo de 14.2 mmol m^{-3} no final da série. Isso indica que as referidas perturbações podem estar associadas ao grau de acoplamento entre o nível analisado e os níveis inferiores da CLN, um fenômeno observado anteriormente por van Gorsel et al. (2011), Oliveira et al. (2013), Jocher et al. (2017).

Deste modo, em situações na qual o nível de 325 m está desacoplado dos níveis inferiores, há pouca variação na concentração de CO_2 . Entretanto,

quando há um aumento da intensidade da turbulência, parcelas de ar com altas concentrações de CO₂ que se acumularam nas partes inferiores da CLN, enquanto a condição de fraca turbulência prevalecia, são transferidas para níveis superiores, causando um súbito aumento da concentração desse escalar nesses níveis da camada. O mesmo fenômeno é observado para o vapor de água e também para a temperatura, na qual durante os eventos de conexão da camada, o ar mais frio próximo à superfície é misturado na vertical, causando um rápido decréscimo de temperatura quando a turbulência se intensifica.

Figura 4.1 – Evolução temporal da velocidade vertical do vento (a, b), temperatura do ar (c, d), concentração de CO₂ (e, f) e concentração de vapor de água (g, h) a 325 m de altura, para uma noite com turbulência intermitente (20 de outubro de 2015, coluna à esquerda) e outra com turbulência homogênea (29 de outubro de 2015, coluna à direita).



Fonte: Produção do Autor.

Por outro lado, a noite 29 de outubro (Figura 4.1, coluna à direita) foi caracterizada por uma atividade turbulenta mais homogênea durante todo o período noturno (as duas últimas horas não são mostradas devido à presença de picos na série). A magnitude das flutuações da velocidade vertical ficou em torno de 1 m.s⁻¹ (Figura 4.1b) e o comportamento temporal noturno de todos os escalares permaneceu praticamente constante ao longo do período analisado,

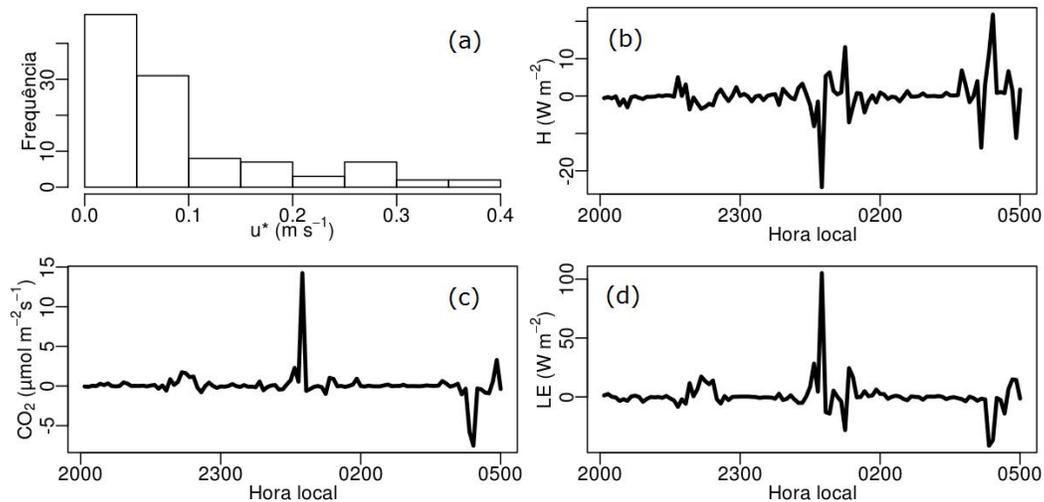
com destaque novamente ao dióxido de carbono, desta vez por apresentar valores aproximadamente constante em torno de $13,5 \text{ mmol m}^{-3}$ ao longo da noite (Figura 4.1f).

Os efeitos dos padrões de turbulência noturna na variabilidade temporal dos escalares analisados no presente estudo foram semelhantes aos encontrados por Acevedo et al. (2006) e Oliveira et al. (2018), onde os eventos intermitentes apresentaram durações e magnitudes variáveis ao longo da série noturna, implicando em flutuações significativas nos valores dos escalares durante a ocorrência desses eventos, enquanto que nas noites com turbulência mais homogênea a evolução temporal dos escalares apresentou pouca variabilidade ao longo do período noturno.

4.1.1 Variabilidade temporal dos fluxos noturnos

A Figura 4.2 mostra a distribuição de frequência dos valores de u^* (a), a evolução temporal dos fluxos de calor sensível (b), CO_2 (c), e calor latente (d), para a noite intermitente (20 de outubro de 2015). Uma distribuição de frequência do tipo normal assimétrica é verificada nos valores de u^* , evidenciando o caráter não homogêneo da série. Os valores de u^* variaram de 0,0 a 0,4, com ocorrências mais frequentes nas classes inferiores (classes entre 0,0 e 0,10). Os eventos intermitentes de turbulência estão associados às atividades turbulentas mais intensas representadas pelos poucos valores elevados de u^* encontrados. A ocorrência desses episódios levou a uma maior perturbação na evolução temporal de todos os fluxos analisados (Figura 4.2b, c, d), implicando em picos acentuados em suas séries temporais. Em Acevedo et al. (2006) esse comportamento também foi observado, em que os eventos intermitentes foram responsáveis por transferências significativas de escalares entre a superfície e atmosfera durante curtos intervalos de tempo.

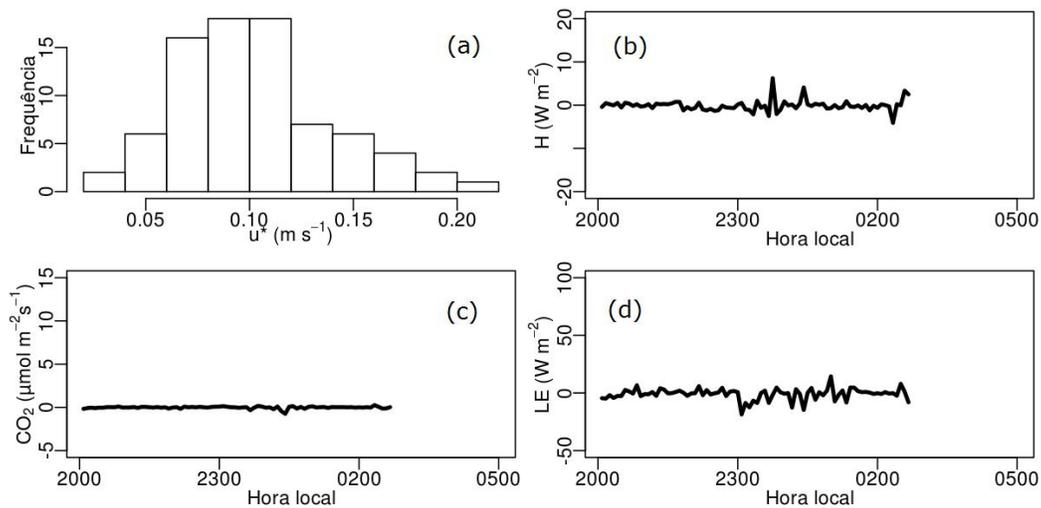
Figura 4.2 – Distribuição de frequência da velocidade de fricção (a), evolução temporal dos fluxos de calor sensível (b), CO₂ (c), e calor latente (d), para a noite com turbulência intermitente.



Fonte: Produção do Autor.

De outro modo, na noite de turbulência homogênea (Figura 4.3), a evolução temporal dos fluxos de todos os escalares apresentou pouca variação ao longo da noite (Figura 4.3b, c, d). A Figura 4.3a mostra uma distribuição de frequência dos valores de u_* do tipo normal simétrica, apresentando as maiores ocorrências de u_* nas classes centrais. Os valores variaram de 0,0 a 0,22, entretanto, as maiores ocorrências de u_* foram observadas nas classes abaixo de 0,20, com as classes em torno de 0,10 representando a maioria dos casos. Desse modo, apesar desta noite apresentar um comportamento de turbulência do tipo mais homogênea, a maioria dos valores de u_* (da ordem de 0,10 m.s⁻¹) indica um padrão de pouca mistura turbulenta na série analisada.

Figura 4.3 – O mesmo que na figura 4.2, mas para a noite com turbulência homogênea.



Fonte: Produção do Autor.

De modo geral, a análise da evolução dos fluxos de escalares exibe um grande contraste entre as duas noites. Embora a noite com turbulência homogênea mostre alguma variabilidade nos fluxos, é na noite intermitente, durante os eventos de aumento da intensidade da turbulência, que os maiores fluxos são observados, o que evidencia um acoplamento dinâmico entre esse nível e os níveis mais próximos à floresta, como mostrado em Oliveira et al. (2018).

Acevedo et al. (2006) argumentam que os métodos de preenchimentos de dados de CO_2 noturnos, comumente utilizados para noites com condições de forte estabilidade atmosférica, devem levar em consideração os efeitos dos eventos intermitentes, uma vez que esses poderiam conter as quantidades escalares não contabilizadas durante os períodos calmos. Nesse sentido, conclui o autor, é importante ressaltar que tal correção nos dados dos fluxos de CO_2 pode ser suficiente para mudar o sinal no cálculo da NEE, acarretando em novas fontes de incertezas sobre o novo balanço de carbono estimado.

4.2 Quantificação dos regimes de turbulência

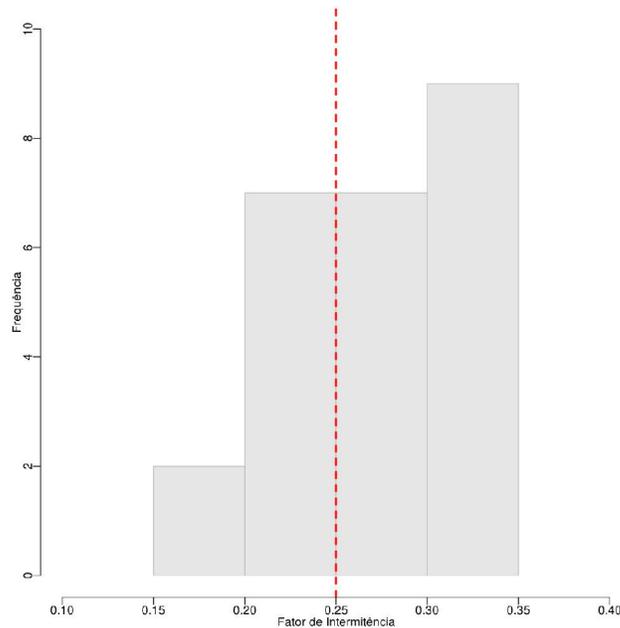
A quantificação dos regimes de turbulência foi realizada através das análises dos Fatores de Intermitência (FI), calculados para 25 noites através da aplicação do método proposto por Howell e Sun (1999). Os valores de FI encontrados variaram de 0,19 a 0,34. Análises de estudo de caso envolvendo as características da turbulência noturna para o mesmo sítio foram realizadas por Oliveira et al. (2018). Entretanto, apesar da abordagem sobre os efeitos da intermitência na transferência dos fluxos de escalares, os autores não quantificaram tal intermitência. Isso é realizado no presente estudo, utilizando os valores de velocidade de fricção medidos durante a campanha ATTO-IOP1.

Um valor crítico de $FI = 0,25$ foi assumido, com base na relação dos padrões da evolução temporal de w observados e os valores de FI encontrados para cada noite. Assim, no presente estudo, dois regimes de turbulência foram classificados através dos cálculos dos FI de todas as noites analisadas, sendo um regime de caráter intermitente e outro de turbulência homogênea. Entretanto, não há na literatura um valor definido para FI crítico. Em Acevedo et al. (2006) foram encontrados valores de FI variando de 0,06 a 0,40 para uma área de plantação de arroz irrigada no sul do Brasil. Os autores apenas referiram como casos mais intermitentes aqueles que apresentaram valores de FI abaixo de 0,20, e como mais turbulentos os de valores acima de 0,30.

O primeiro regime é representado pelas noites com valores de FI menores que o crítico (Figura 4.4, classes abaixo de $FI = 0,25$). Para essas noites, as séries temporais apresentam episódios de intensa perturbação após um longo período de pouca ou nenhuma atividade turbulenta. Por outro lado, o conjunto de noites representadas pelos valores de FI maiores que o crítico (Figura 4.4, classes acima de $FI = 0,25$) é representado por um regime de turbulência onde seu comportamento apresenta um caráter mais homogêneo ao longo do período noturno, evidenciando baixas magnitudes nas flutuações dos fluxos nessas noites. Para esse grupo, os fluxos tendem a ser mais igualmente distribuído ao longo do período noturno, isso leva os valores de FI aproximar-se de 0,5, conforme mostrado na figura supracitada. Cerca de 40% dos casos

analisados foram classificados como sendo de regime intermitente, enquanto que 60% apresentaram um regime de turbulência homogênea.

Figura 4.4 – Distribuição de frequência dos Fatores de Intermitência (FI) calculados a partir dos valores de velocidade de fricção medidos entre outubro e novembro de 2015 na torre ATTO. A linha pontilhada representa o valor crítico de $FI = 0,25$.



Fonte: Produção do Autor.

A quantificação dos regimes de turbulência se torna importante para análises envolvendo as contribuições dos eventos esporádicos de intermitência, uma vez que uma fração significativa da troca de escalares entre a superfície e a atmosfera ocorre durante esses eventos, conforme mostrado no estudo de caso apresentado na seção anterior. A partir desses dois regimes de turbulência encontrados, análises envolvendo as contribuições de movimentos turbulentos e não turbulentos são realizadas para cada um dos grupos separadamente e apresentadas nas próximas seções do presente estudo.

4.3 Espectros e coespectros médios

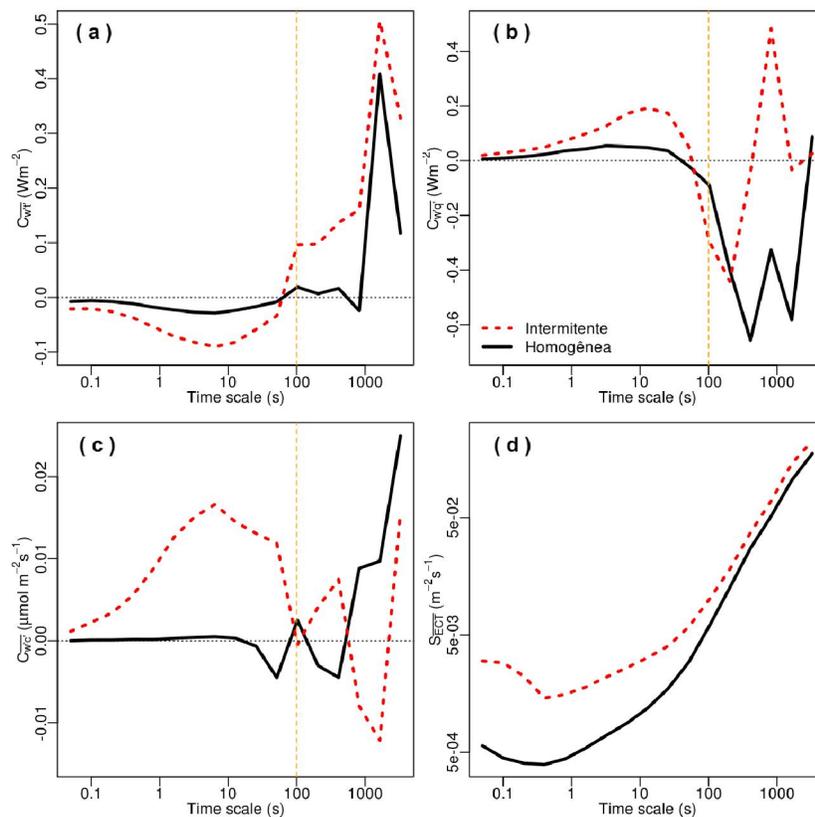
A decomposição em multirresolução (HOWELL; MAHRT, 1997; VICKERS; MAHRT, 2003; VORONOVICH; KIELY, 2007) foi aplicada a grupo de 2^{17} pontos de dados que correspondem a janelas temporais de 109 minutos. Campos et al. (2009) mostraram que na floresta Amazônica, a contribuição da turbulência para os fluxos noturnos acima do dossel ocorre em escalas temporais menores que 200 segundos. Assim, o uso de uma janela de tempo de 109 minutos de duração é suficiente para analisar a contribuição tanto dos movimentos turbulentos quanto dos não turbulentos nos fluxos dos escalares noturnos e de energia cinética turbulenta (ECT).

Os espectros e coespectros foram calculados para os dois regimes de turbulência apresentados anteriormente. A Figura 4.5 mostra os coespectros médios dos fluxos turbulentos (a, b, c) e espectros médios das flutuações do vento (d) para o conjunto de noites pertencentes ao regime intermitente (linhas tracejadas) e ao regime com turbulência homogênea (linhas contínuas). A separação de dois tipos de flutuações, turbulentas e não turbulentas, foi verificada nos coespectros e espectros médios na escala de tempo em torno de 100 segundos para os dois regimes analisados. Esse limiar na escala temporal de 100 s é explicado em Santos et al. (2016). Resultados semelhantes foram também encontrados por Andreae et al. (2015) e Oliveira et al. (2018) para este mesmo sítio, entretanto para dados coletados em níveis e períodos diferentes em relação ao presente estudo.

Para o grupo de regime intermitente, um maior fluxo turbulento em torno de 10 s é verificado nos coespectros médios de todos os escalares (Figura 4.5a, b, c). Segundo Howell e Mahrt (1997), a escala de tempo correspondente ao pico do espectro ou coespectro médio representa a escala temporal da maior parte das flutuações. Enquanto que, a região de falha dos espectros ou coespectros separa as contribuições turbulentas das não turbulentas. Na presente análise, os coespectros apresentaram um pico bem acentuado em torno dos 10 s e uma região de falha coespectral próximo de 100 s. Em escalas maiores que 100 s, no entanto, há uma maior variabilidade nos sinais dos coespectros

médios, variando até mesmo de sinal algumas vezes nas maiores escalas de tempo, como observado para o vapor de água e o CO₂ (Figura 4.5b, c).

Figura 4.5 – Coespectros médios dos fluxos de calor sensível (a), calor latente (b), CO₂ (c), e espectro médio de ECT (d), para o conjunto de noites com turbulência intermitente (linhas tracejadas) e para o conjunto com turbulência homogênea (linhas contínuas) para o nível de 325 m. A linha pontilhada em 100 s indica a escala temporal aproximada onde se encontra as falhas dos coespectros médios para este sítio, de acordo com a literatura.



Fonte: Produção do Autor.

Para o grupo de noites com turbulência homogênea, cuja intensidade da turbulência apresentou um comportamento menor do que o observado no conjunto de noites intermitentes (de acordo com os valores de u_* analisados), a contribuição da parte turbulenta nos fluxos apresentou magnitudes inferiores as encontradas nas maiores escalas temporais, mostrando que a relevância dos

modos não turbulentos é aumentada com a diminuição da intensidade da turbulência, conforme mostrado em Acevedo et al. (2014).

A contribuição das escalas turbulentas para a ECT tanto no conjunto intermitente quanto no conjunto com turbulência homogênea (Figura 4.5d) é pequena em relação à energia total dada pela integração dos espectros em todas as escalas de tempo, ficando restrita às escalas de tempo menores que 1 s. Em contrapartida, há um aumento da energia com o aumento da escala temporal, associado às flutuações de baixa frequência, mostrando que, nas condições de turbulência observadas nesse nível, a energia dos modos não turbulentos do escoamento tende a dominar a ECT total.

Os espectros e coespectros dos fluxos das noites com turbulência homogênea apresentaram pouca flutuação nas menores escalas temporais, com valores muito próximos a zero, nas escalas abaixo de 100 s. Isso evidencia que os eventos turbulentos desempenharam pouca influência nos fluxos desses escalares. Entretanto, nas maiores escalas, as flutuações não turbulentas apresentaram magnitudes expressivas, contribuindo para medidas de fluxo excessivamente maiores do que em sua contraparte turbulenta.

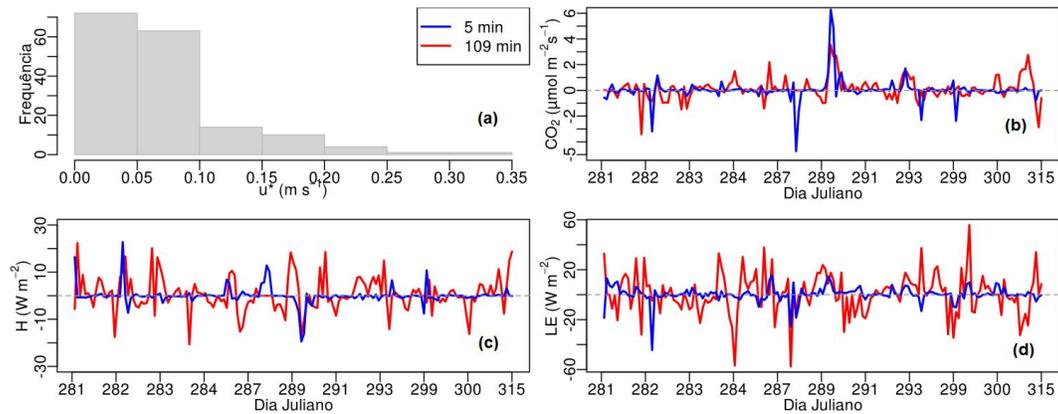
Vickers e Mahrt (2003) afirmam que as magnitudes dos fluxos associados às flutuações não turbulentas são muitas vezes muito mais variáveis do que os fluxos turbulentos, e até mesmo com sinal oposto, de maneira que sua contribuição geral pode ser negligenciada sobre longos períodos. Entretanto, Acevedo e Mahrt (2010) afirmam que embora a origem desses eventos ainda não seja totalmente conhecida, a consideração de sua contribuição pode ser importante para o fechamento de balanços em pequenos períodos.

4.4 Variabilidade temporal dos fluxos de 5 e 109 minutos

A comparação dos fluxos determinados com janelas de tempo de 5 e 109 minutos é mostrada para todas as noites para os dois regimes analisados, fornecendo informações relevantes a respeito dos processos de trocas acima da floresta. Na Figura 4.6 notam-se, nos fluxos de CO₂ (Figura 4.6b), calor sensível (Figura 4.6c) e calor latente (Figura 4.6d) para o conjunto de noites

intermitentes, calculados com janelas de 5 minutos, flutuações muito próximas a zero na maior parte do período noturno para a maioria das noites analisadas (representadas pelos seus respectivos Dia Juliano). Essa baixa variabilidade temporal é mais evidente nos fluxos de CO_2 . No entanto, se observa na evolução temporal desses fluxos de 5 minutos alguns picos esporádicos de magnitudes relevantes no comportamento dessas séries. Isso é verificado nos fluxos de todos os escalares, com destaque ao CO_2 (Figura 4.6b). Conforme já mostrado e analisado para uma noite de estudo de caso intermitente (Figura 4.2) na sessão (4.1.1) do presente estudo, isso está associado aos eventos intermitentes, presentes nas séries noturnas dessas noites.

Figura 4.6 – Distribuição de frequência de u^* (a), fluxos noturnos de CO_2 (b), calor sensível (c) e calor latente (d) usando janelas de tempo de 5 e 109 minutos, de acordo com as escalas de cores, para cada noite do conjunto intermitente.



Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 4.6, destaca-se também as maiores magnitudes na variabilidade dos fluxos de 109 minutos em relação às de 5 minutos na maioria das noites apresentadas. Deste modo, se por um lado os fluxos obtidos pelo método clássico de covariância dos vórtices se mostraram dependentes da intensidade da turbulência, os fluxos calculados com janelas de 109 minutos, através da integração de seus respectivos coespectros médios, apresentaram flutuações

significativas para todos os escalares, principalmente para os fluxos de calor latente (Figura 4.6d). No entanto, quando se compara as diferenças percentuais entre os fluxos médios obtidos pelas duas diferentes janelas de tempo, e tendo como referência a janela de 109 minutos, se nota valores mais expressivos para os fluxos de calor sensível (97,05 %) e CO₂ (80%), conforme mostra a Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Valores médios dos fluxos noturnos, da velocidade de fricção e do desvio padrão da velocidade vertical do vento, usando janelas de tempo de 5 e 109 minutos para o grupo de noites intermitentes.

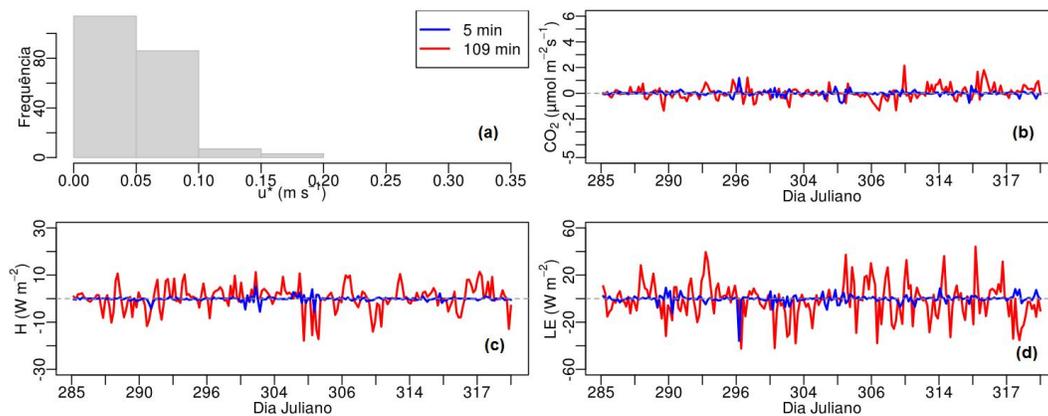
Regime intermitente					
Janela temporal	CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	H (W m^{-2})	LE (W m^{-2})	u* (m s^{-1})	σ_w (m s^{-1})
109 (min)	0,10	0,68	0,65	-	-
5 (min)	0,02	0,02	0,29	0,07	0,08
Diferença (%)	80	97,05	55,38	-	-

Fonte: Produção do Autor.

Uma análise similar é mostrada na Figura 4.7 para o conjunto de noites do regime homogêneo de fraca turbulência. Para esse conjunto, as diferenças percentuais entre os fluxos calculados com as duas janelas de tempo são ainda maiores. Nas flutuações dos fluxos de 5 minutos há uma tendência a zero ainda mais acentuada, com algumas noites apresentando valores praticamente constantes para todo o período noturno. Isso é observado principalmente nas séries dos fluxos de CO₂ (Figura 4.7b) e de calor sensível (Figura 4.7c), para os Dias Juliano 295 a 296 e entre 306 e 317. Isso pode estar associado não somente a uma possível limitação da técnica de covariância dos vórtices acerca de seu desempenho em capturar as trocas de escalares sob uma condição de forte estabilidade noturna, como mostra os baixos valores médios de u* (0,05) e σ_w (0,05) obtidos para esse regime (Tabela 4.2), mas também

devido a uma possível amostragem de propriedades inerentes à Camada Limite Residual, uma vez que devido à altura elevada em que as medições foram realizadas (325 m), adicionada às condições de forte estabilidade atmosférica, as quantidades amostradas, nesse caso, podem não ser propriamente representativas dos fluxos intrínsecos à CLN conceitual.

Figura 4.7 – O mesmo que na Figura 4.6, mas para o conjunto de noites com turbulência homogênea.



Fonte: Produção do Autor.

Para o grupo homogêneo, as diferenças percentuais entre os fluxos médios das duas janelas temporais são mais expressivas (Tabela 4.2), onde os fluxos médios com janelas de 5 minutos apresentaram uma tendência a decrescer em magnitude, apresentando uma inversão de sinal em comparação ao resultado encontrado pela janela de 109 minutos. Novamente as diferenças percentuais entre as duas janelas foram maiores para os fluxos de calor sensível e CO_2 , com o calor latente apresentando uma menor diferença, com um valor percentual de -84,14% (Tabela 4.2), ainda que as médias dos fluxos totais das duas janelas temporais tenham sido muito próximas de zero.

Tabela 4.2 – O mesmo que na Tabela 4.1, mas para o conjunto de noites do regime homogêneo.

Regime homogêneo					
Janela temporal	CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	H (W m^{-2})	LE (W m^{-2})	u* (m s^{-1})	σ_w (m s^{-1})
109 (min)	0,03	0,31	-1,45	-	-
5 (min)	(-0,52x10 ⁻⁴)	-0,12	-0,23	0,05	0,05
Diferença (%)	100,17	138,70	-84,14	-	-

Fonte: Produção do Autor.

Os resultados a partir das noites caracterizadas como de turbulência fraca (regime homogêneo) evidencia que as trocas noturnas dos escalares nesse sítio, são dominadas por processos de baixa frequência (conforme já mostrado nas análises dos espectros e coespectros médios). Para esse grupo, as estimativas dos fluxos médios apresentaram valores menores quando comparadas ao regime intermitente, apresentando até mesmo uma inversão de sinal nos fluxos médios de 5 minutos quando se compara essa mesma janela com a do regime intermitente.

Desse modo, a contribuição dos transportes de baixa frequência mostrou ter um desempenho relevante nas trocas noturnas a 325 m de altura neste sítio, principalmente nas situações em que há uma condição de fraca turbulência. Isso é evidenciado na evolução temporal dos fluxos calculados com a janela de tempo de 109 minutos, principalmente para o conjunto de noites com pouca ou nenhuma turbulência (regime homogêneo). Nesse sentido, a metodologia utilizada na janela temporal de 109 minutos apresentou uma maior eficiência nas estimativas das trocas dos escalares durante o período analisado. Isso é explicado pelo fato dos espectros e coespectros, obtidos através da decomposição em multirresolução, representarem tanto os sinais turbulentos quanto não turbulentos, conforme apresentado na Seção 4.3.

4.5 Comparação entre as características do escoamento a 325 e 80 m de altura

Para avaliar diferenças entre as características do escoamento a 325 e a 80 m de altura, os coespectros de H, LE e CO₂ e os espectros de ECT, calculados tanto em 325 m (descritos na seção 4.3) quanto no nível de 80 m, são analisados em detalhe nesta seção. Os conjuntos de dados de ambos os níveis são apresentados na Figura 4.8 (para o grupo de noites com turbulência intermitente), e na Figura 4.9 (grupo de turbulência homogênea). O número total de noites no período de estudo (08 de outubro a 14 de novembro de 2015), usado na caracterização dos grupos de regimes intermitente e homogêneo, bem como o total utilizado nos cálculos dos espectros e coespectros para cada um desses grupos, é apresentado na Tabela 4.3 para ambos os níveis.

Tabela 4.3 – Número de noites utilizadas, em cada grupo de regime de turbulência (intermitente; homogênea), nos cálculos dos Fatores de Intermitência (FI) e dos espectros e coespectros (MR) para os níveis de 325 e 80 m.

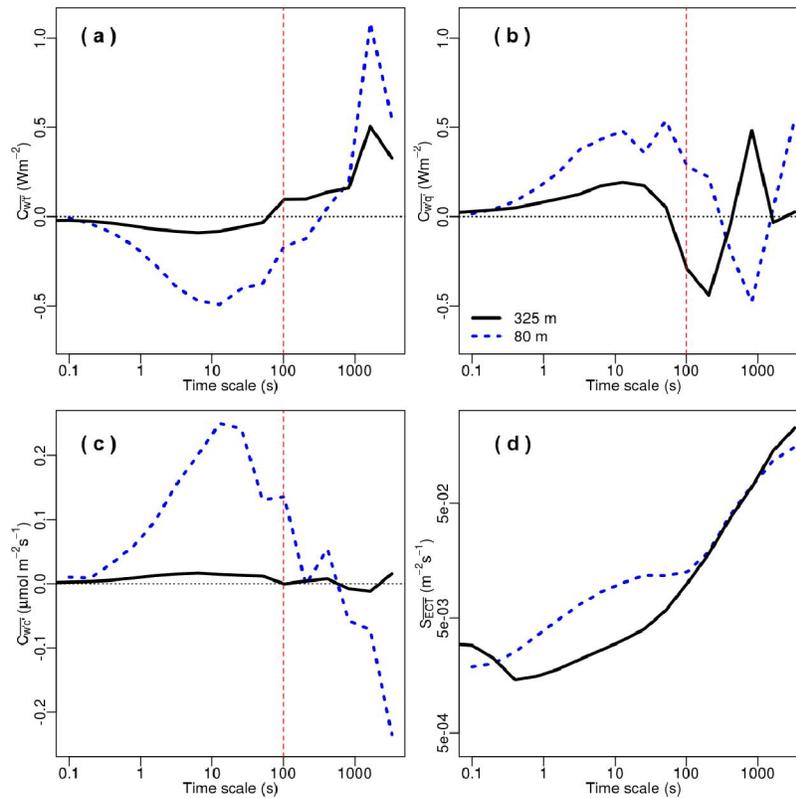
	325 m		80 m	
	intermitente	homogênea	intermitente	homogênea
FI	9	16	10	21
MR	9	14	10	21

Fonte: Produção do Autor.

Nos coespectros e espectros médios calculados a partir dos conjuntos de noites intermitentes dos níveis 325 e 80 m (Figura 4.8), notam-se algumas diferenças na comparação entre os dois níveis citados. As magnitudes dos coespectros de calor sensível, calor latente e de CO₂ (Figura 4.8a, b, c, respectivamente) em 80 m (linhas tracejadas) são superiores em relação a 325 m, especialmente nas escalas temporais associadas aos movimentos turbulentos (abaixo de 100 s). Essas diferenças ficam ainda mais evidentes nas

escalas temporais em que se observam os picos associados às maiores ocorrências da turbulência (em torno de 10 s), principalmente para o coespectro de CO₂ (Figura 4.8c).

Figura 4.8 – Coespectros médios dos fluxos de calor sensível (a), calor latente (b), CO₂ (c), e espectro médio de ECT (d), para o conjunto de noites com turbulência intermitente medidos no nível de 325 m (linhas contínuas) e 80 m (linhas tracejadas).



Fonte: Produção do Autor.

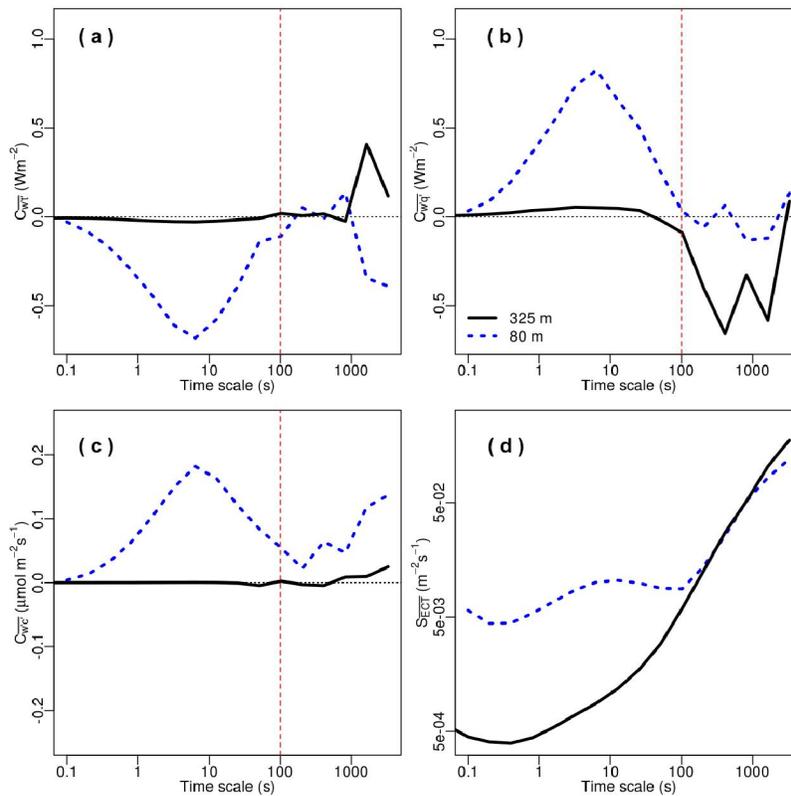
Por outro lado, na região das maiores escalas temporais, se observa uma maior flutuação nos sinais de todos os coespectros para ambos os níveis. Entretanto, as maiores magnitudes permanecem para o nível de 80 m, com exceção ao coespectro de calor latente (Figura 4.8c), no qual se nota uma semelhança entre os pontos máximos e mínimos na comparação entre os dois

níveis. Essa aproximação também é verificada nos espectros de ECT (Figura 4.8d) ao longo dessa janela contendo as maiores escalas temporais.

Para os conjuntos das noites homogêneas de 325 e 80 m (Figura 4.9), persistem diferenças nas magnitudes dos coespectros na comparação entre os dois níveis analisados, apresentando uma maior amplitude nos picos de calor sensível e calor latente (Figura 4.9a, b) no nível de 80 m nas escalas correspondentes às contribuições turbulentas. Nas quais, também, se observa que os coespectros em 325 m apresentam valores muito próximos de zero, conforme já discutido na seção 4.3 do presente estudo.

As contribuições da parte não turbulentas (acima de 100 s), também se mostraram atuantes nos dois níveis para esse grupo de turbulência homogênea. Entretanto, de forma menos acentuada quando comparada ao grupo intermitente, principalmente para o nível de 80 m (Figura 4.9, linhas tracejadas). Essa menor contribuição dos processos não turbulentos no grupo homogêneo, especificamente para o nível de 80 m, pode ser justificada pela maior disponibilidade de ECT verificada nas menores escalas temporais de seu espectro (Figura 4.9d) em comparação ao montante observado no grupo intermitente (Figura 4.8d). Isso indica que a contraparte turbulenta do referido grupo, contribuiu de forma mais incisiva, em relação ao grupo intermitente, na redução das influências dos movimentos de maiores escalas, no nível de 80 m.

Figura 4.9 – O mesmo que na Figura 4.8, mas para o conjunto de noites com turbulência homogênea.



Fonte: Produção do Autor.

De modo geral, as maiores diferenças entre os picos dos coespectros nas escalas de movimentos turbulentos entre os dois níveis analisados (tanto para o grupo intermitente e homogêneo) podem ser justificadas pela maior proximidade do nível de 80 m com a copa do dossel. Com isso, uma maior taxa de produção de turbulência mecânica é esperada nessa camada, que adicionada à presença de uma maior quantidade de escalares superficiais, como o CO_2 , propicia um transporte mais eficiente entre a biosfera-atmosfera, e com uma maior magnitude nas concentrações desses escalares.

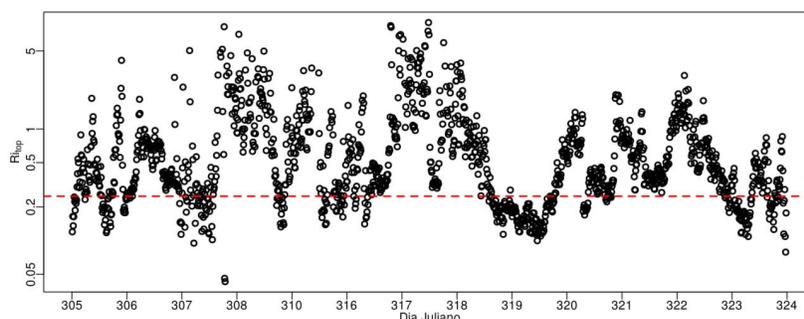
Por um lado, o nível de 80 m, por estar mais próximo do dossel, reúne condições mais favoráveis para o desenvolvimento da turbulência mecânica e maiores taxas de trocas superficiais, em comparação a 325 m. Por outro, a

influência dos movimentos não turbulentos (amostrados nas maiores escalas temporais) se mostrou significativa também para o nível de 80 m. A presença desses movimentos de submeso, em ambos os níveis, se verifica de forma mais acentuada no conjunto das noites intermitentes. Isso pode estar relacionado a uma maior abrangência espacial desses movimentos, os quais em condições de forte estabilidade atmosférica tendem a dominar os transportes dos escalares nas camadas inferiores da troposfera, e com isso as medições das concentrações dos escalares superficiais sob essas condições deixam de ser representativas de uma fonte local “exclusiva”, e passam a ser representativas de outras localidades e camadas da atmosfera, possivelmente incluindo processos de entranhamento de ar das camadas acima da CLN.

4.6 Estabilidade atmosférica noturna

A evolução temporal dos números de Richardson bulk (Ri_{top}) calculados para 14 noites entre o dia 01 (Dia Juliano 305) a 20 de novembro de 2015 é mostrada na Figura 4.10. Para tanto, foi utilizado dados dos níveis 41 e 80 m na torre de 80 m localizada no mesmo sítio estudado (conforme abordado na seção Material e Métodos).

Figura 4.10 – Evolução temporal dos números de Richardson bulk (Ri_{top}) calculados entre os níveis de 41 e 80 m acima do dossel para as noites entre 01 a 20 novembro de 2015. A linha pontilhada representa o valor crítico de $Ri_{top} = 0,25$.



Fonte: Produção do Autor.

Apesar do período disponível para o cálculo dos Ri_{top} não incluir todas as noites analisadas nos cálculos dos fluxos turbulentos, os valores de Ri_{top} mostrados na Figura 4.10 indicam uma tendência em não haver um padrão de turbulência

bem desenvolvida durante o período noturno neste sítio. Onde, mais de 80% dos valores de Ri_{top} encontrados são maiores que o valor crítico de $Ri_{top} = 0,25$ descrito na literatura. Isso indica que períodos com condição de forte estabilidade atmosférica ocorrem com certa frequência nas camadas acima do dossel durante o período noturno neste sítio, contribuindo para a ocorrência de um regime de turbulência de fraca ou nenhuma intensidade. Desse modo, as influências dos movimentos não turbulentos nas trocas dos escalares superficiais entre a biosfera-atmosfera se tornam relevantes neste sítio, conforme discutido nos tópicos anteriores.

5 CONCLUSÕES

As análises principais desta pesquisa consistiram, primeiramente, nos estudos envolvendo as características dos processos de transportes verticais e sua influência na variabilidade temporal dos escalares superficiais noturnos medidos a 325 m na torre ATTO. Assim, com base na determinação dos fatores de intermitência (FI) obtidos para cada noite analisada, dois regimes de turbulência foram, então, classificados: um regime de turbulência intermitente e outro de turbulência homogênea.

A técnica de decomposição em multirresolução foi aplicada separadamente ao conjunto de noites pertencentes aos dois regimes. Os resultados encontrados mostraram que os sinais dos transportes não turbulentos apresentaram influência significativa nas noites de ambos os grupos, com destaque aos coespectros de LE e CO₂ para o grupo homogêneo.

Por outro lado, uma maior contribuição da parte turbulenta foi verificada no conjunto de noites intermitentes, com destaque ao coespectro do CO₂, o qual apresentou um pico acentuado nas menores escalas temporais. Entretanto, a duração dos períodos associados ao processo turbulento restringiu-se aos curtos intervalos de tempo de ocorrência do fenômeno de intermitência da turbulência, durante os quais uma maior atividade turbulenta é verificada.

Para comparações das características do escoamento turbulento no nível de 325 m com a camada mais próxima à copa, uma análise das influências dos movimentos turbulentos e não turbulentos foi realizada, de forma conjunta, para os níveis de 325 e 80 m. Com isso, os coespectros e espectros também foram calculados para o nível de 80 m, para cada grupo de turbulência (intermitente e homogênea) referente ao nível citado.

Foram observadas diferenças significativas no comportamento dos coespectros médios na comparação entre os dois níveis analisados, principalmente nas escalas temporais associadas aos processos turbulentos. Isso foi verificado tanto para o grupo intermitente quanto para o homogêneo, com as magnitudes dos coespectros dos escalares em 80 m apresentando valores superiores em

relação aos observados em 325 m. Por outro lado, as influências da parte não turbulenta se mostraram relevantes em ambos os níveis e em seus respectivos grupos de noites analisadas. Entretanto, as maiores magnitudes foram observadas no grupo intermitente, principalmente para o nível de 80 m.

A influência dos movimentos de submeso escala nos níveis analisados desempenhou um papel relevante no comportamento dos escalares superficiais, principalmente nas situações em que o processo turbulento tende a ser menos dominante. Portanto, as estimativas das trocas obtidas através do método clássico de covariância dos vórtices devem ser avaliadas com parcimônia no sítio estudado, principalmente para níveis mais elevados acima da floresta, como 80 e 325 m, pois condições de forte estabilidade atmosférica e de supressão da turbulência se mostraram, durante o período estudado, ser uma característica típica nesse sítio.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Obter dados micrometeorológicos com medições em alta frequência para um número maior de níveis na torre ATTO a fim de se analisar a natureza das trocas dos escalares dentro e acima do dossel.
- Analisar a dependência dos fluxos com a história da turbulência nos diferentes níveis verticais ao longo da torre, uma vez que os eventos intermitentes podem ser responsáveis por possíveis acoplamentos entre esses níveis. Uma análise deste tipo foi apresentada por Oliveira et al. (2013).
- Realizar simulações numéricas para analisar as condições e propriedades da CLA, bem como a distribuição espacial e temporal dos escalares ao longo da camada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night – effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, p. 1–33, 2003.
- ACEVEDO, O. C.; MAHRT, L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, p. 19–30, 2010.
- ACEVEDO, O. C. et al. Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 41–55, 2006.
- ACEVEDO, O. C. et al. The influence of submeso processes on stable boundary layer similarity relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, 2014.
- ACEVEDO, O. C. et al. Turbulent carbon exchange in very stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 125, p. 49–61, 2007.
- ANDREAE, M. O. et al. The amazon tall tower observatory (atto): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, 2015.
- ARAUJO, A. C. et al. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 58-1 – 58-20, 2002.
- ARTAXO, P.; DIAS, M. A. F. S.; NAGY, L. Perspectivas de pesquisas na relação entre clima e o funcionamento da Floresta Amazônica. **Amazônia Sem Fronteiras**, p.41-45, 2014.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. USA: Academic Press, 2001.
- AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the euroflux methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175, 2000.
- AUBINET, M. Eddy covariance CO₂ flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1368–1378, 2008.
- AUBINET, M. et al. Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 116, p. 63–94, 2005.

- AUBINET, M. et al. Direct advection measurements do not help to solve the night-time CO₂ closure problem: evidence from three different forests. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 655–664, 2010.
- BAKER, T. R. et al. Increasing biomass in Amazonian forest plots. **Philosophical transactions of the Royal Society of London, Biological sciences**, v. 359, n. 1443, p. 353-365, 2004.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479–492, 2003.
- BALDOCCHI, D. et al. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415–2434, 2001.
- BARR, A. G. et al. Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 32, p. 813–822, 2002.
- BAAS, P. et al. Exploring self-correlation in flux-gradient relationships for stably stratified conditions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 11, p. 3045–3054, 2006.
- BELCHER, S. E.; FINNIGAN, J.; HARMAN, I. N. Flows through forest canopies in complex terrain. **Ecological Applications**, v.18, p. 1436-1453, 2008.
- BOING, S. et al. Intermittent turbulence in stratified flow over a canopy. In: SYMPOSIUM ON BOUNDARY LAYERS AND TURBULENCE, 19., 2010, Keystone, Colorado. **Proceedings...** American Meteorological Society, 2010.
- BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M.; HURK, B. J. J. M. Van den. Nighttime convection in the interior of a dense Douglas fir forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 93, n. 2, p.171–195, 1999. ISSN 1573-1472.
- CAMPOS, J. G. et al. On the temporal scale of the turbulent exchange of carbon dioxide and energy above a tropical rain forest in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D08124, 2009.
- CARSWELL, F. E. et al. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p. 43-1 – 43-16, 2002.
- CAVA, D.; GIOSTRA, U.; KATUL, G. Characteristics of gravity waves over an Antarctic Ice Sheet during an austral summer. **Atmosphere**, v. 6, p. 1271–1289, 2015.
- CHOU, W. W. et al. Net fluxes of CO₂ in Amazônia derived from aircraft observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n.D22, p.4614, 2002. DOI:10.1029/2001JD001295.

- CLARK, P. A.; HOPWOOD, W. P. One-dimensional site-specific forecasting of radiation fog. Part II: impact of site observations. **Meteorological Applications**, v. 8, n. 3, S1350482701003048, 2001.
- COSTA, F. D. et al. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, p. 1714–1729, 2011.
- COULTER, R. L.; DORAN, J. C. Spatial and temporal occurrences of intermittent turbulence during CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 329–349, 2002.
- DABBERDT, W. F. et al. Atmosphere-surface exchange measurements. **Science**, v. 260, p. 1472-1481, 1993.
- DIAS-JÚNIOR, C. Q. et al. Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the amazon forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 233, p. 122–132, 2017.
- FALGE, E. et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, p. 43–69, 2001.
- FEARNSIDE, P. M. et al. Biomass and greenhouse-gas emissions from land-use change in Brazil's Amazonian "arc of deforestation": the states of Mato Grosso and Rondonia. **Forest Ecology and Management**, v. 258, p. 1968–1978, 2009.
- FEIGENWINTER, C.; BERNHOFER, C.; VOGT, R. The influence of advection on the short term CO₂ budget in and above a forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 113, p. 201–224, 2004.
- FEIGENWINTER, C. et al. Comparison of horizontal and vertical advective CO₂ fluxes at three forest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 12–24, 2008.
- FERNANDO, H. J. S.; WEIL, J. C. Whither the stable boundary layer? a shift in the research agenda. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1475–1481, 2010.
- FINNIGAN, J. An introduction to flux measurements in difficult conditions. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1340–1350, 2008.
- FOKEN, T. et al. Coupling processes and exchange of energy and reactive and nonreactive trace gases at a forest site – results of the EGER experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, p. 1923–1950, 2012.
- FOKEN, T.; NAPPO, C. J. **Micrometeorology**. [S.l.]: Springer, 2008.
- GARRATT, J. R. Review: the atmospheric boundary. **Earth-Science Reviews**. v.37, p. 89-134. 1994.

GATTI, L. V et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, v. 506, n. 7486, p. 76-80, 2014.

GATTI, L. V. et al. Vertical profiles of CO₂ above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009. **Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 62, n. 5, p. 581-594, 2010.

GOULDEN, M. L. et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, v. 2, p. 69–182, 1996.

GRACE, J. et al. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, v.1, p. 1-12, 1995a.

GRACE, J. et al. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazônia, 1992 to 1993. **Science**, v.270, p.778–780, 1995b.

HAYHOE, S. J. et al. Conversion to soy on the Amazonian agricultural frontier increases streamflow without affecting stormflow dynamics. **Global Change Biology**, v. 17, p. 1821-33, 2011.

HICKS, B. B. Some limitations of dimensional analysis and power laws. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 14, n. 4, p. 567–569, 1978. ISSN 1573-1472.

HOLTSLAG, A. A. M.; STEENEVELD, G. J. Single column modeling of atmospheric boundary layers and the complex interactions with the land surface. In: MEYERS, R. A. (Ed.). **Encyclopedia of complexity and systems science**. [S.l.]: Springer, 2009. p. 8139-8153. ISBN 978-0-387-75888-6.

HOLTSLAG, A. A. M. et al. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles—challenges for weather and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, p. 1991–1706, 2013.

HOLLINGER, D. Y. et al. Spatial and temporal variability in forest–atmosphere CO₂ exchange. **Global Change Biology**, v. 10, p. 1689–1706, 2004.

HOWELL, J. F.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, n. 1, p. 117–137, 1997.

HOWELL, J. F.; SUN, J. Surface-layer fluxes in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 495–520, 1999.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, Brasil: IBGE, 2012. 271 p. (Manuais técnicos em geociências, 1).

JOCHER, G. et al. Apparent winter CO₂ uptake by a boreal forest due to decoupling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 232, p. 23–34, 2017.

- KLIPP, C. L.; MAHRT, L. Flux-gradient relationship, self-correlation and intermittency in the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 601, p. 2087–2103, 2004. ISSN 1477-870X.
- LLOYD, J. et al. An airborne regional carbon balance for Central Amazonia. **Biogeosciences**, v.4, p. 759–768, 2007.
- LUIZÃO, F. J. et al. The maintenance of soil fertility in Amazonian managed systems. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P. S. (Org.). **Amazonian and global change**. Washington: American Geophysical Union, 2009. p. 311-336.
- LENTINI, M.; VERÍSSIMO, A.; SOBRAL, L. **Fatos florestais da Amazônia**. Belém: Imazon, 2003. 110p.
- MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.
- MAHRT, L. Stably stratified atmospheric boundary layers. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 46, p. 23–45, 2014.
- MALHI, Y. et al. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal Geophysical Research**, v. 103, n. D24, p. 31593 – 31612, 1998.
- MAMMARELLA, I. et al. Determining the contribution of vertical advection to the net ecosystem exchange at hyytiälä forest. **Tellus B**, v. 59, n. 5, p. 900–909, 2007. ISSN 1600-0889.
- MASSMAN, W. J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 121–144, 2002.
- MILLER, S. D. et al. Biometric and microeteorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, v.14, p. S114-S126, 2004.
- NAPPO, C. Sporadic breakdowns of stability in the PBL over simple and complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 54, p. 69–87, 1991.
- NEVES, T. T. A. T.; FISCH, G. Camada limite noturna sobre área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 619–628, 2011.
- OLIVEIRA, P. E. S. et al. Nocturnal intermittent coupling between the interior of a pine forest and the air above it. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 146, n. 1, p. 45–64, 2013.
- OLIVEIRA, P. E. S. et al. Turbulent and non-turbulent exchange of scalars between the forest and the atmosphere at night in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, p. 3083–3099, 2018.
- PASTORELLO, G. Z. et al. **A new data set to keep a sharper eye on land- air exchanges**. Disponível em: < <https://doi.org/10.1029/2017EO071597> >. Acesso em: 03 abr. 2017.

- PHILLIPS, O. L. et al. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from longterm plots. **Science**, v. 282, p. 439 - 442, 1998.
- PINTO, L. D. V. O. ; ROCHA, H. R. Cálculo dos fluxos turbulentos de energia e CO₂ pelos métodos de eddy correlation e do co-espectro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 2000.
- SALESKA, S. R. et al. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, v. 302, p. 1554-7, 2003.
- SANTOS, D. M. et al. Temporal scales of the nocturnal flow within and above a forest canopy in Amazonia. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 161, n. 1, p. 73–98, 2016.
- STAEBLER, R.; FITZJARRALD, D. R. Observing subcanopy CO₂ advection. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 139–156, 2004.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.
- SUN, J. et al. Transport of carbon dioxide, water vapor and ozone by turbulence and local circulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 25873–25885, 1998.
- SUN, J. et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255–279, 2004.
- SUN, J. et al. CO₂ transport over complex terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, p. 1–21, 2007.
- TOTA, J. et al. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarem LBAECO site. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.
- VALENTINI, R.; MATTEUCCI, G.; DOLMAN, A. J. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. **Nature**, v. 404, p. 861–864, 2000.
- Van de WIEL, B. J. H. et al. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part I: a bulk model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 942–958, 2002.
- Van GORSEL, E. et al. Estimating nocturnal ecosystem respiration from the vertical turbulent flux and change in storage of CO₂. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1919–1930, 2009.
- Van GORSEL, E. et al. Decoupling of air flow above and in plant canopies and gravity waves affect micrometeorological estimates of net scalar exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n. 7, p. 927–933, 2011.

- VERMETTEN, A. W. M. et al. CO₂ uptake by a stand of Douglas fir: flux measurements compared with model calculations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 72, p. 57–80, 1994.
- VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 5, p. 660–672, 2003.
- VORONOVICH, V.; KIELY, G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 67–83, 2007.
- VOURLITIS, G. L. et al. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian tropical forest (cerradão). **Functional Ecology**, v. 15, p. 388-95, 2001.
- WOFSY, S. C. et al. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. **Science**, v. 260, p. 1314–1317, 1993.
- WYNGAARD, J. C. Atmospheric turbulence. **Annual Review Fluid Mechanics**, v. 24, p. 205–233, 1992.
- YI, C. X. et al. The contribution of advective fluxes to net ecosystem exchange in a high elevation, subalpine forest. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1379–1390, 2008.
- ZERI, M. et al. Analysis of periods with strong and coherent CO₂ advection over a forested hill. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 674–683, 2010.
- ZERI, M.; SA, L. D. A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal atmospheric surface layer over the Amazon Forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 138, p. 413–431, 2011.