

ANA CAROLINA BATISTA MAFRA

**TROCAS TURBULENTAS NOTURNAS DE CO₂ ENTRE A FLORESTA DE
UATUMÃ, AMAZONAS, E A ATMOSFERA.**

Dissertação apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Embrapa-Amazônia Oriental, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Orientador: Alessandro Carioca de Araújo

Coorientador: Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

Área de concentração: Física do Clima

BELÉM
2014



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

ANA CAROLINA BATISTA MAFRA

**TROCAS TURBULENTAS NOTURNAS DE CO₂ ENTRE A FLORESTA DE
UATUMÃ, AMAZONAS, E A ATMOSFERA**

**BELÉM
2014**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA)

Mafra, Ana Carolina Batista, 1989

Características das trocas turbulentas noturnas de CO₂
entre a Floresta de Uatumã, Amazônia, e a atmosfera / Ana
Carolina Batista Mafra. – 2014.

89 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Alessandro Carioca de Araújo

Coorientador: Leonardo Deane de Abreu Sá

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em
Ciências Ambientais, Belém, 2014.

1. Camada limite. 2. Turbulência atmosférica - Amazônia.
3. Dióxido de carbono. 4. Energia. 5. Florestas – Amazônia. I.
Título.

CDD 22. ed. 532.051

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me dado condições necessárias para realização desse trabalho de pesquisa.

Agradeço ao meu pai Luiz Mafra que sempre me ensinou a importância da educação. À minha mãe Socorro Mafra que sempre foi minha amiga e companheira. Ao meu irmão Cristiano Mafra pela motivação dada.

Agradeço ao Dr. Leonardo Sá pelos ensinamentos e orientações repassadas, pela dedicação dada a esse trabalho de pesquisa e conclusão do meu mestrado.

Agradeço ao Dr. Alessandro Carioca de Araújo pela orientação.

Agradeço aos meus padrinhos, Nazaré e Daniel, pelo apoio.

Ao corpo docente do curso de Pós - Graduação em Ciências Ambientais.

Aos colegas de turma do PPGCA 2012.

Ao Cléo Quaresma pelo apoio em programação.

Aos amigos que de alguma forma contribuíram durante esses anos de curso Rodrigo Oliveira, João Coimbra, Caio Serrão e Daniele Nogueira.

Ao INPE – CRA, EMBRAPA e UFPA pelo espaço cedido para realização desse trabalho.

Ao projeto do Observatório Amazônico com Torre Alta (OATA), apoiado pela FINEP, pela FAPEAM e pela UEA, com suporte financeiro do INPA e da Max Plank Society.

Ao Observatório Amazônico com Torre Alta pelos recursos oferecidos para realização das coletas de dados.

A FAPESPA pela bolsa de mestrado concedida.

"Há mais mistérios entre o céu e a Terra do
que supõe a nossa vã filosofia".

(William Sheakespeare, em Hamlet)

RESUMO

Estuda-se a Camada Limite Noturna – CLN sobre área de floresta tropical primária a nordeste do Estado do Amazonas, a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã distante 15 km ao rio Uatumã, a cerca de 380 km a nordeste da cidade de Manaus, no Amazonas. Pretende-se determinar algumas das características da CLN, particularmente regimes noturnos de turbulência através da identificação das diferenças existentes relacionadas a trocas verticais de CO₂, de acordo com a metodologia proposta por Sun et al. (2012). Serão utilizados dados de resposta rápida das grandezas escalares e vetoriais da atmosfera, como por exemplo, a concentração do CO₂ e a velocidade do vento, respectivamente. A metodologia aplicada permite a caracterização da CLN em três regimes de estabilidade dinâmica: 1º) de turbulência fraca, com velocidade média do vento baixa; 2º) de turbulência forte, com velocidade do vento alta e, 3º) de turbulência intermitente, com ocorrência de eventos “top-down”. A partir dessa caracterização, foram investigadas algumas das principais características estatísticas de cada regime turbulento. Como seria de se esperar, os fluxos turbulentos de CO₂ aumentam com a elevação do valor da escala característica de velocidade turbulenta, V_{TKE} , associada à energia cinética turbulenta medida acima da superfície. Assim, eles aumentam consideravelmente com o regime 2, associado a maiores valores da velocidade média do vento, $|V|$, e caracterizado pela ocorrência de mistura na camada limite atmosférica, CLA, gerada por forçantes não predominantemente superficiais.

Palavras-chave: Camada Limite. Turbulência. Dióxido de Carbono. Energia. Floresta Amazônica I.

ABSTRACT

We study the nocturnal boundary layer - NBL above an area of primary tropical forest northeast of the state of Amazonas, the Sustainable Development Reserve of Uatumã, distant 15 km of the Uatumã River, located about 380 km northeast of the city of Manaus, Amazonas. It is intended to determine some of the characteristics of the NBL, particularly nocturnal turbulence regimes by identifying the differences related to vertical exchanges of CO₂, according to the methodology proposed by Sun et al. (2012). Fast response data will be used for the atmospheric scalar and vector quantities, as CO₂ concentration and wind speed, respectively. The methodology allows characterization of NBL in three regimes of dynamic stability: 1) weak turbulence, mean low wind speed; 2) strong turbulence, with high wind speed, and 3) intermittent turbulence events with "top -down ". From this characterization, we have investigated some of the main statistical characteristics of each turbulent regime. As would be expected, the turbulent fluxes of CO₂ increases with the characteristic scale of turbulent velocity, VTKE, associated with turbulent kinetic energy measured above the forest canopy. The CO₂ exchange increases considerably with the regime 2, with higher values of the mean wind speed, $|V|$, and with the occurrence of strong mixing in the atmospheric boundary layer, ABL, not predominantly generated by surface forcings .

Keywords: Boundary Layer. Turbulence. Carbon Dioxid. Energy. Amazon Rainforest.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Ondas de K-H podem formar térmicas como resultado do cisalhamento e estabilidade no topo da CM

Figura.2. Ondas capturadas em função de uma variação brusca da frequência de Brünt – Väisälä

Figura 3. Fluxos simultâneos e gradientes de calor sensível e calor latente, taxa de mistura do vapor d'água e dióxido do carbono ($\text{gm m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e ppm. Obtido em uma floresta de pinhos

Figura.4. Escoamento turbulento na camada de mistura. Fica claro no gráfico de z em função de U_0 a existência de um ponto de inflexão

Figura.5. O diagrama mostra como o movimento caótico pode ter as componentes medidas por torre alta

Figura.6. Medida de vórtices em um único ponto

Figura 7. Caracterização dos três regimes noturnos de turbulência segundo Sun et al. (2012). No eixo horizontal, foi considerada a velocidade média do vento $|V|$, sendo que V_L indica o limite entre os regimes I e II

Figura.8. Mapa de localização da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã, a nordeste de Manaus-AM

Figura.9. Instrumentação utilizada para obter os dados meteorológicos na torre Uatumã: (a) anemômetro sônico; (b) anemoscópio convencional; (c) anemômetro de copo

Figura.10. Torre micrometeorológica na RDSU, Manaus – AM

Figura 11. Velocidade média do vento dividido em intervalo de classes e os pontos na vertical são médios de V_{TKE} para cada intervalo de classes de $|V|$ para o mês de junho de 2012 a 39,4 m de altura

Figura.12. Velocidade média do vento dividido em intervalo de classes e os pontos na vertical são médios de V_{TKE} para cada intervalo de classes de $|V|$ para o mês de março de 2013 a 46 m de altura.

Figura.13. Relação entre Velocidade média do vento e V_{TKE} . Os três regimes turbulentos propostos por SUN12 estão identificados de 1 a 3, a partir de dados medidos à 39,4 m de altura durante o mês (junho) de 2012, no sítio do projeto ATTO.

Figura 14. Relação entre Velocidade média do vento e V_{TKE} . Os três regimes turbulentos propostos por SUN12 estão identificados de 1 a 3, a partir de dados medidos à altura de 46 m na estação úmida (março) de 2013, sítio do projeto ATTO.

Figura 15. Ocorrência dos regimes turbulentos nos horários noturnos para o mês de junho de 2012 a altura de 39,4 m.

Figura 16 . Ocorrência dos regimes turbulentos nos horários noturnos para o mês de março de 2013 a altura de 46 m.

Figura 17. a Séries temporais de u, v e w pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 2 de junho de 2012, entre 4:00 e 5:00, hora local).

Figura 17.b Séries temporais de T, c e q pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 2 de junho de 2012, entre 4:00 e 5:00, HL).

Figura 18.a Séries temporais de u, v e w pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 23 de março do ano de 2012, entre 19:00 e 20:00, HL).

Figura 18.b Séries temporais de T, c e q pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 23 de março de 2012, entre 19:00 e 20:00, HL).

Figura 19. a O gráfico mostra a série para os valores de umidade de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.

Figura 19. b O gráfico mostra a série para os valores de carbono de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.

Figura 19. c O gráfico mostra a série para os valores de temperatura de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.

Figura.20. Relação entre fluxo de CO₂ e valor da escala característica de velocidade turbulenta durante as noites dos meses de junho de 2012 e março de 2013 em área de floresta tropical. Barras de erro denotam o erro padrão da média. A linha pontilhada denota o limiar entre os regimes 1 ($V_{TKE} < 0,5$) e 2 ($V_{TKE} > 0,5$).

Figura 21. Relação entre CO₂ e valor da escala característica de velocidade turbulenta durante as noites dos meses de junho de 2012 e março de 2013 em área de floresta tropical. Barras de erro denotam o erro padrão da média. A linha pontilhada denota o limiar entre os regimes 1 ($V_{TKE} < 0,5$) e 2 ($V_{TKE} > 0,5$).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Coeficientes lineares e angulares das retas nos regimes 1 e 2 para estação não chuvosa (junho de 2012).

Tabela 2. Coeficientes lineares e angulares para as retas dos regimes 1 e 2 para estação chuvosa (março de 2013).

Tabela 3. Valores os coeficientes de correlação entre escalares das séries temporais apresentadas nas figuras 7.3.3.a, b, c.

Tabela 4. Valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov para os regimes turbulentos encontrados sobre a RSDU

Tabela 5. Valores do desvio padrão da componente do vento w e escalares T e CO_2 para cada regime turbulento na estação não chuvosa.

Tabela 6. Valores do desvio padrão da componente do vento w e escalares T e CO_2 para cada regime turbulento na estação chuvosa.

LISTA DE SIGLAS E/OU ABREVIATURAS

CLA – Camada Limite Atmosférica

CLN – Camada Limite Noturna

CLS – Camada Limite Superficial

OATA – Observatório Amazônico em Torre Alta

ATTO –

CO₂ – Dióxido de carbono

TSMO – Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

CLE – Camada Limite Estável

EC – Método das Covariâncias

V_{TKE} – Velocidade do vento associada à escala turbulenta

UC – Unidade de conservação

RDSU - Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Uatumã

INPA - Instituto Nacional de Pesquisa na Amazônia

UEA - Universidade do Estado do Amazonas

SUN12 – Metodologia desenvolvida em Sun et al. (2012)

HL – Hora local

LISTA DE SÍMBOLOS

z – altura acima da superfície

d – altura de deslocamento do plano-zero

u^* – velocidade de fricção

k – constante Von Kármán

g – aceleração da gravidade

θ_v – temperatura potencial virtual

Q_0 – fluxo de calor sensível

ρ – densidade absoluta do ar

c_p – calor específico a pressão constante do ar

L – comprimento de Obukhov

σ_v – Desvio padrão da velocidade horizontal

σ_w – Desvio padrão da velocidade vertical

$|V|$ – Velocidade média do vento horizontal

V_L – Valor limiar da velocidade média do vento horizontal

ζ – Parâmetro de fluabilidade de Monin-Obukohv

Sumário

1	INTRODUÇÃO	19
2	HIPÓTESES	23
3	OBJETIVOS	24
a.	Geral:	24
b.	Específicos:	24
4	ELEMENTOS TEÓRICOS	25
a.	Camada Limite Atmosférica	25
b.	Camada Limite Superficial	25
c.	Camada Limite Noturna	26
d.	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov	32
e.	Análise estatística das flutuações turbulentas	34
f.	Trocas turbulentas noturnas de CO₂ na interface floresta-atmosfera	36
g.	Método das Covariâncias	37
h.	Caracterização dos regimes de turbulentos noturnos segundo Sun et al (2012)	39
5	ÁREA DE ESTUDO	42
a.	Sítio Experimental	42
6	MATERIAL E MÉTODOS	44
a.	Instrumentação	44
b.	Banco de dados	45
c.	Metodologia	47
i.	Qualidade dos dados	47
ii.	Escolha do Valor Limiar	47
iii.	Regimes turbulentos	50
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
a.	Classificação dos regimes turbulentos	51
b.	Análise dos dados:	51
c.	Análise de casos isolados dos regimes turbulentos	56
d.	Valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ:	65
e.	Desvios padrões adimensionais da componente vertical do vento e escalares para a CLN:	66
f.	Análise da variabilidade do CO₂ em cada um dos três regimes turbulentos noturnos	67
8	CONCLUSÕES E SUGESTÕES	72
	REFERÊNCIAS	74

1 INTRODUÇÃO

Até recentemente os estudos da camada limite noturna - CLN eram menos numerosos do que aqueles voltados para a camada limite atmosférica - CLA diurna, sendo que um dos principais objetivos de tais investigações eram estudos da qualidade do ar, pois como é sabido, as condições predominantemente estáveis da atmosfera noturna próximo à superfície inibem a dispersão de poluentes (SALMOND e MCKENDRY, 2005). Contudo, a partir do final do século passado, houve um crescente interesse pelos processos de troca de gases-traço geradores de efeito estufa entre a biosfera e atmosfera, com ênfase no balanço global de carbono no planeta. Esse crescente interesse pela troca de gases entre biosfera e atmosfera propiciou uma nova ênfase nos estudos da CLN. Grandes campanhas experimentais, como o CASES-99 (Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study-99), na região central dos Estados Unidos (POULOS et al., 2002), serviram para aprofundar a pesquisa dos processos que ocorrem à noite na camada inferior da troposfera, reforçando o conhecimento da complexidade deles e constando que a CLN é povoada por miríades de fenômenos geradores de turbulência.

A temática de eventos existentes na CLN continua a ser fonte de pesquisa em várias partes do mundo, tendo como foco os seguintes objetivos: i) Produzir informações sobre ondas de gravidade interna, instabilidades de Kelvin-Helmholtz – K-H (associadas a forte cisalhamento vertical da velocidade do vento) e intermitência nos fluxos de calor, umidade e momentum associados a tais fenômenos; ii) Medir fluxos turbulentos e suas eventuais divergências e identificar a existência de possíveis discrepâncias existentes com relação às teorias convencionais (como a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov – TSMO), tanto sob condições de fraca como de forte estabilidade; iii) Definir a importância relativa da heterogeneidade superficial, particularmente sob condições de ventos muito fracos; iv) Investigar oscilações associadas aos períodos de transição tarde-noite e madrugada-manhã (POULOS et al., 2002).

Como resultados importantes obtidos com os dados de experimento CASES-99 podem ser citados os trabalhos de Banta et al. (2002) sobre as características dos jatos de baixos níveis – JBN que geram cisalhamento vertical do vento entre a altura de ocorrência do JBN e a superfície e sua eventual capacidade de controlar as trocas entre a

superfície e a atmosfera; Blumen et al. (2001) sobre as características da turbulência durante um evento de ocorrência de instabilidade de K-H; Newsom e Banta (2003) em seu estudo de caso sobre instabilidade devida ao cisalhamento do vento na CLN; Sun et al. (2002) sobre os efeitos da passagem de uma corrente de densidade acima do sítio experimental do CASES-99; Sun et al. (2004) sobre a ocorrência de uma onda isolada (soliton) na CLN; Van de Wiel et al. (2003) sobre estudo das características da intermitência na CLN; Fritts et al. (2003) sobre o estudo de movimentos “canalizados” na CLN; validade da TSMO, Cheng et al. (2005) discutiram a validade da TSMO para quatro tipos de eventos transientes da CLN: - ondas internas de gravidade, instabilidade de K-H, corrente de densidade e jatos de baixo nível - JBN; Sun et al. (2012) discutiram três regimes de turbulência para a CLN dentre muitos artigos voltados para a análise do sítio experimental.

Pesquisas científicas ligadas à micrometeorologia têm dado interesse à CLN (MAHRT, 1999; CUXART et al., 2000; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; POULOS et al., 2002; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003; ACEVEDO et al., 2004; 2006; 2007; MAHRT, 2007; YAGÜE et al., 2007; ACEVEDO e MAHRT, 2010; Martins, 2011; Oliveira et al., 2013) e, além dessa atenção voltada ao comportamento da CLN, tem-se ainda que esta possui muitas características mal compreendidas, principalmente nas regiões tropicais com os seus particulares processos de trocas (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999; Strong et al, 2005; Nogueira, 2008) como ondas de gravidade, JBN, correntes de densidade, ventos catabáticos e formação de esteiras, além da ação das nuvens convectivas. Com essa perspectiva, o estabelecimento do Observatório Amazônico da Torre Alta – OATA (ou Amazon Tall Tower Observatory – ATTO, na sigla em inglês), a cerca de 380 km a nordeste de Manaus, Amazonas, constitui um dos mais novos grandes experimentos dedicados a estudar e entender melhor essas características.

As análises efetuadas com os dados acima de florestas contribuem para uma melhor compreensão sobre a estabilidade da CLN e seus regimes turbulentos, comportamento dos coeficientes de difusividades referentes a grandezas escalares como, momentum, vapor d’água e CO₂ (THOM et al., 1975; VISWANADHAM et al., 1987; STULL, 1988; MORAES et al., 1998).

Particularmente com relação ao CO₂ em áreas de floresta tropical, deve-se considerar as análises realizadas com os dados gerados a partir de um conjunto de torres

de observações micrometeorológicas que foram instaladas em áreas de floresta primária pelo experimento de grande escala da biosfera-atmosfera na Amazônia (LBA, na sigla em inglês), desenhado para avaliar as questões relativas à importância da Amazônia nos climas local, regional e planetário (AVISSAR et al. 2002; GASH et al. 2004; KELLER et al. 2004). No LBA, pela primeira vez, medidas dos fluxos de energia, massa e momentum, que utilizam o método das covariâncias de vórtices (Eddy covariance, na sigla em inglês), estavam sendo realizadas simultaneamente na camada limite superficial (CLS) em vários pontos da Amazônia.

A floresta amazônica desempenha um papel crucial no balanço global de carbono porque os processos de assimilação (fotossíntese) e emissão (respiração) de CO₂ ocorrem sem interrupção ao longo do ano, e com magnitudes iguais e às vezes até superiores a outros ecossistemas terrestres (MALHI et al., 2000; GOULDEN et al., 2004; MILLER et al. 2004). Para o cálculo do balanço de carbono diário e anual dessas florestas, os fluxos noturnos de CO₂ são extremamente importantes. Nesses períodos, a CLN é dominada por fortes inversões térmicas e turbulência mecânica intermitente. Medidas dos fluxos turbulentos noturnos de CO₂ (F_c) mostram que eles são maiores (maior respiração do ecossistema) no período chuvoso, e que estariam mais próximos daqueles obtidos a partir de outras metodologias (CHAMBERS et al., 2004; HUTYRA et al., 2008; de Araújo et al. 2009, 2010). Adicionalmente, observou-se também que o incremento do CO₂ na CLN é sazonal, com valores maiores na estação seca, quando a respiração do ecossistema é menor (GOULDEN et al. 2004; ARAÚJO et al., 2008, 2010; HUTYRA et al. 2007). Esse paradoxo é atribuído à maior estabilidade atmosférica observada na estação seca, quando as inversões térmicas são mais fortes e o desacoplamento dos escoamentos superficiais acima e abaixo da copa atinge o máximo (ARAÚJO et al., 2008, 2010).

Sabe-se que os estudos na Amazônia ainda não obtiveram a correta quantificação das trocas de CO₂, vapor d'água e outros escalares no ambiente florestal. (SALESKA et al., 2003; SÁ e PACHÊCO et al., 2006). Tratando-se de situações com fenômenos turbulentos, de acordo com Karipot et al (2006) existem atividades intermitentes que apresentaram influências sobre as trocas de carbono, mostrando assim importância na provável influência do regime 3 aos fluxos noturnos e acoplamento floresta – atmosfera.

Neste trabalho os elementos teóricos importantes a compreensão do que foi desenvolvido nesta pesquisa são abordados no item 4; caracterizações do sítio experimental, instrumentos meteorológicos utilizados na torre alta e referências à metodologia utilizada no desenvolvimento da pesquisa são apresentados nos itens 5 e 6; os resultados obtidos são discutidos no item 7 e, as conclusões apresentadas no item 8.

2 HIPÓTESES

Existem sobre a CLN do sítio experimental de Uatumã distintos regimes de turbulência aos quais se associam a diferentes características estatísticas das grandezas turbulentas conforme sugerido por Sun et al (2012) em seu estudo para um sítio em latitudes médias nos Estados Unidos.

3 OBJETIVOS

a. Geral:

Estudar as características das trocas de CO_2 a relação com a possível existência de regimes turbulentos na CLN do sítio experimental de Uatumã.

b. Específicos:

Verificar a variabilidade sazonal dos valores médios de parâmetros estatísticos associados a grandezas meteorológicas, para cada um dos três regimes turbulentos;

Analisar a evolução noturna de grandezas turbulentas em cada um dos três regimes nos períodos menos chuvoso e chuvoso;

Analisar a variabilidade noturna e sazonal do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov;

Analisar as variabilidades dos fluxos e concentrações de CO_2 ocorridos em cada regime turbulento.

4 ELEMENTOS TEÓRICOS

Nesta seção apresentam-se conceitos, definições e teorias necessárias à compreensão e desenvolvimento da pesquisa. Primeiramente, serão apresentadas informações sobre a CLN e suas características acima de uma floresta tropical, bem como processos de turbulência nesse período da noite e interação floresta-atmosfera abaixo e acima da copa florestal.

a. Camada Limite Atmosférica

A camada limite atmosférica - CLA é a parte da atmosfera que se estende desde a superfície até algumas dezenas de metros ou ainda alguns quilômetros (STULL, 1988, pp. 2). Sua espessura sobre o continente é variável e depende de diversos fatores: taxa de aquecimento e resfriamento da superfície, a intensidade dos ventos, a rugosidade e as características topográficas da superfície, movimento vertical de grande escala, advecção (transporte horizontal) de calor e umidade, dentre outros (ARYA, 2001).

Na Amazônia, fatores associados ao escoamento na escala sinótica também podem influenciar decisivamente nas características de crescimento e espessura da CLA (GARSTANG et al., 1998; SILVA DIAS et al., 2002; STRONG et al., 2005).

Na CLA é onde se desenvolvem a maioria das atividades humanas. Esta camada é diretamente influenciada pela superfície terrestre e suas forçantes, respondendo a elas em escalas de tempo de cerca de 1 hora ou menos.

b. Camada Limite Superficial

A Camada Limite Superficial – CLS é parte inferior da Camada Limite Atmosférica – CLA que se estende até cerca de 100 m acima da superfície onde se espera que os fluxos verticais turbulentos não variem com a altura. Nessa camada podem-se desconsiderar os efeitos de rotação da Terra.

A CLS é caracterizada principalmente por conter processos turbulentos induzidos por forçantes do seu interior e que indica a existência de gradientes verticais de temperatura, umidade, CO₂ e velocidade do vento. Devido a essa característica, ocorrem significativas transferências de momentum, calor, gases traço e aerossóis entre a superfície e atmosfera (SHUTTLEWORTH, 1989; FOKEN et al., 2012).

c. Camada Limite Noturna

A atmosfera passa por várias mudanças em suas camadas ao longo de um dia. Durante o dia, período de instabilidade, iniciado nas primeiras horas da manhã, quando um pacote de massa de ar acima da cobertura vegetal se move de modo a se afastar cada vez mais da sua posição de equilíbrio. À noite, com o resfriamento da CLA, os escoamentos caracterizados por serem estáveis não permitem uma maior troca de pacotes de massas de ar entre as camadas acima do dossel florestal, fazendo com que os pacotes de massa de ar atmosférico tendam a voltar a sua posição de equilíbrio, sendo o contrário geralmente válido para o espaço entre o topo do dossel e a superfície.

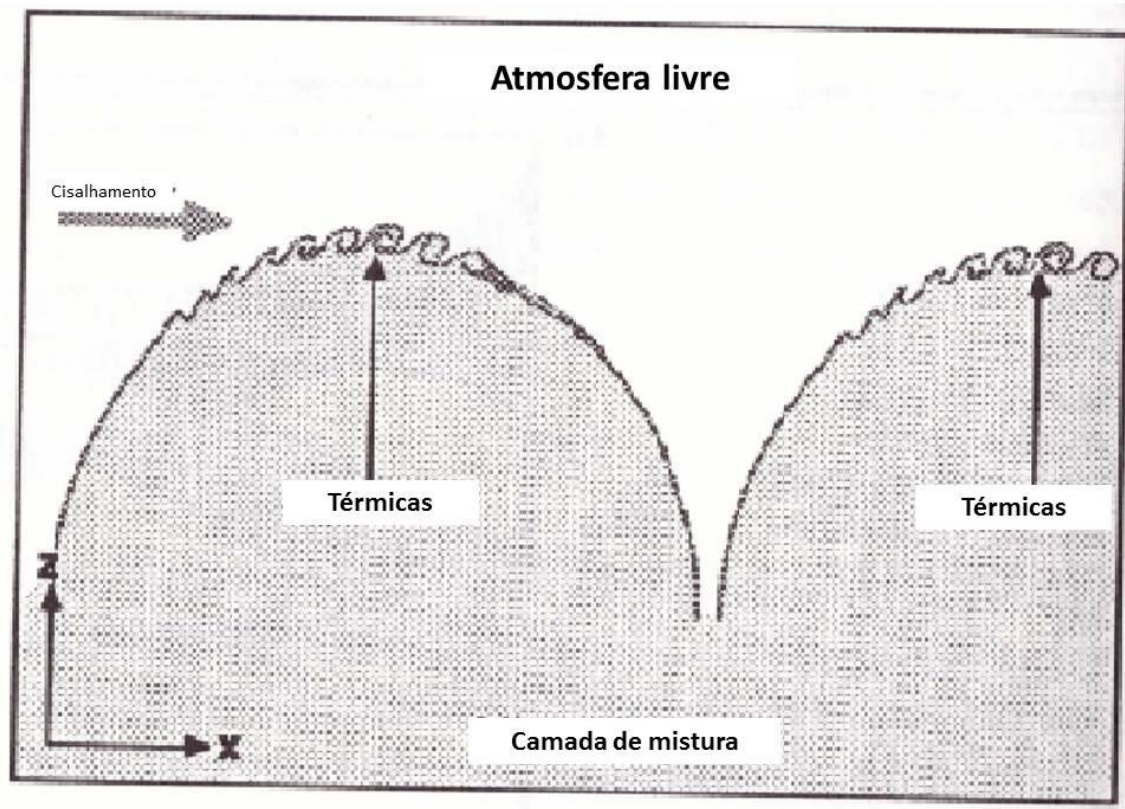
No período da noite então, a CLS evolui para a chamada Camada Limite Estável – CLE ou Camada Limite Noturna – CLN, que, de acordo com o próprio nome, é caracterizada por estabilidade e dominada pelo balanço de radiação de ondas longas.

Existe na CLN uma variedade de tipos de turbulência (STULL, 1988, pp. 509). Na ausência da forte ação de nuvens e nevoeiro, essa turbulência noturna é gerada unicamente por processos mecânicos (contidos no termo de produção de energia mecânica da equação do balanço da energia cinética turbulenta), sendo que o termo de flutuabilidade atua para amortecer a turbulência gerada mecanicamente. Assim, podem existir condições em que o termo de geração mecânica é maior do que o termo de destruição associado à flutuabilidade, situação em que há geração contínua de turbulência. Na situação oposta, contudo, em que o termo de destruição por flutuabilidade é maior do que o termo de geração mecânica, a turbulência não pode mais existir de forma contínua e predomina a sua manifestação intermitente, que por consequência faz com que a turbulência, em raras situações, esteja em equilíbrio com as condições imperantes na superfície (SALMOND e MCKENDRY, 2005).

Além disso, pelo fato de existir estratificação estável, muitos fenômenos associados a esta condição podem tornar o escoamento mais complexo, como é o caso da existência de ondas internas de gravidade, correntes de densidade, instabilidades de Kelvin-Helmholtz – K-H, jatos de baixos níveis – JBN, dentre outros (POULOS et al., 2002; CHENG et al., 2005). No caso do escoamento acima de vegetação alta, ainda há o fator complicador associado ao fato de haver percolação de momentum na interface floresta-atmosfera (THOM et al., 1975; VISWANADHAM et al., 1987; SÁ e PACHÊCO, 2006; OLIVEIRA et al., 2013), com a existência da chamada subcamada rugosa (WILLIAMS et al., 2007). Em se tratando de escoamento em região tropical continental, como no caso da Amazônia, as influências de downdrafts associados a nuvens convectivas podem gerar situações peculiares com descida rápida de ar mais frio e menos chuvoso, diminuindo consideravelmente (às vezes, em mais de 10 °C) a temperatura potencial equivalente (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999; NOGUEIRA, 2008) em curtos intervalos de tempo (inferiores a 5 min).

Cheng et al. (2005) ao efetuarem estudos de casos de fenômenos noturnos no experimento CASES-99 (cujo sítio experimental, em latitudes médias, estava caracterizado pela existência de vegetação baixa) investigaram a validade da TSMO (a qual será discutida a seguir, no item 3) para quatro tipos de eventos característicos da CLN estável: onda interna de gravidade; instabilidade de K-H associada ao cisalhamento vertical do vento; corrente de densidade e JBN. Segundo Cheng et al.(2005), a TSMO mantém a sua validade durante a ocorrência dos fenômenos supramencionados, mas falha no período de transição entre eles. Esta é uma questão crítica, pois muitos modelos numéricos simulam a evolução da CLN utilizando parametrizações oriundas da TSMO.

Figura 1. Ondas de K-H podem formar térmicas como resultado do cisalhamento e estabilidade no topo da CM.



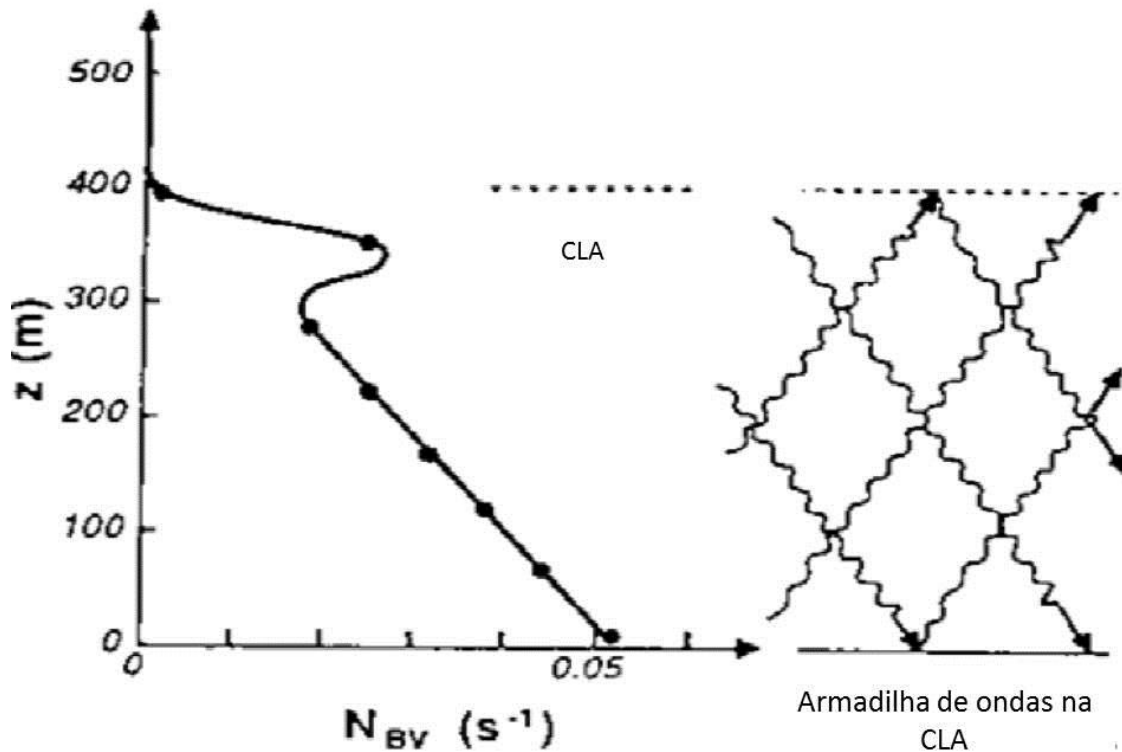
Fonte: Adaptado de Stull, 1988, pp 476.

Episódios de ondas internas de gravidade acima da floresta amazônica já foram observados (ZERI e SÁ, 2011). Ambientes estaticamente estáveis são propícios para a propagação de tais ondas que se manifestam em vários comprimentos e a várias alturas, podendo interagir ou não com a turbulência. As frequências de tais ondas em dada altura devem ser inferiores à frequência de Brunt-Väisälä – NBV, definida como (STULL, 1988, pp. 527):

$$N_{BV}^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} \quad (1)$$

Espera-se que, para ondas de gravidade monocromáticas a diferença de fase entre as séries temporais de w e θ seja de 90° . Contudo, existindo interação entre turbulência e ondas de gravidade, esta diferença de fase não deve ser mais de 90° (ZERI e SÁ, 2011).

Figura.2. Ondas capturadas em função de uma variação brusca da frequência de Brünt – Väisälä.



Fonte: Adaptado de Stull 1988, pp. 528.

No que se refere às ondas excitadas pela instabilidade de K-H devido ao cisalhamento vertical do vento, estas podem sofrer colapso dissipando energia em frequências mais altas, contrariamente ao que acontece com as ondas internas de gravidade. Sendo assim, em um fluido estratificado, tais ondas são excitadas em modos específicos pelo cisalhamento vertical, até que cresçam o suficiente para se tornarem instáveis e entrarem em colapso (CHENG et al., 2005).

Próximo da interface vegetação-alta-atmosfera, à instabilidade de KH associa-se uma outra instabilidade, vinculada à existência de ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do escoamento e à geração de estruturas coerentes em forma de “rolos” com eixos de simetria perpendiculares à direção do escoamento médio. Robinson (1991), Högström e Bergström (1996) e Finnigan (2000) analisaram tais escoamentos que apresentam a instabilidade do ponto de inflexão, com escalas de tempo associadas às estruturas coerentes muito maiores do que aquelas verificadas nos escoamentos próximos a superfícies lisas (como gramado, por exemplo). Raupach et al.

(1996) ressaltam que existência de um ponto de inflexão no perfil vertical de velocidade média do vento determina a falência das formulações universais de Monin-Obukhov em tais condições, o que sugere a adoção de uma nova teoria para abordar o escoamento em tais condições, baseada numa similaridade de “camada de mistura” (gerada pelo encontro de duas camadas de fluido se deslocando paralelamente com densidades e velocidades diferentes).

Figura 3. Fluxos simultâneos e gradientes de calor sensível e calor latente, taxa de mistura do vapor d'água e dióxido do carbono ($\text{gm m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e ppm. Obtido em uma floresta de pinhos.

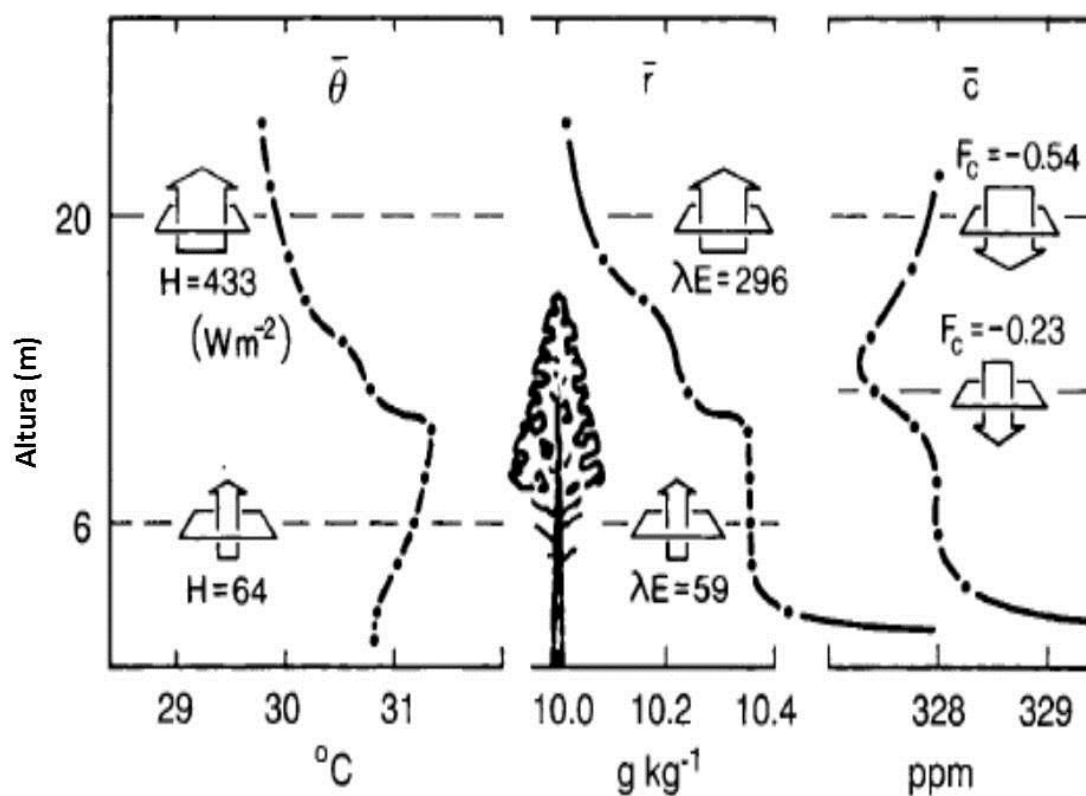
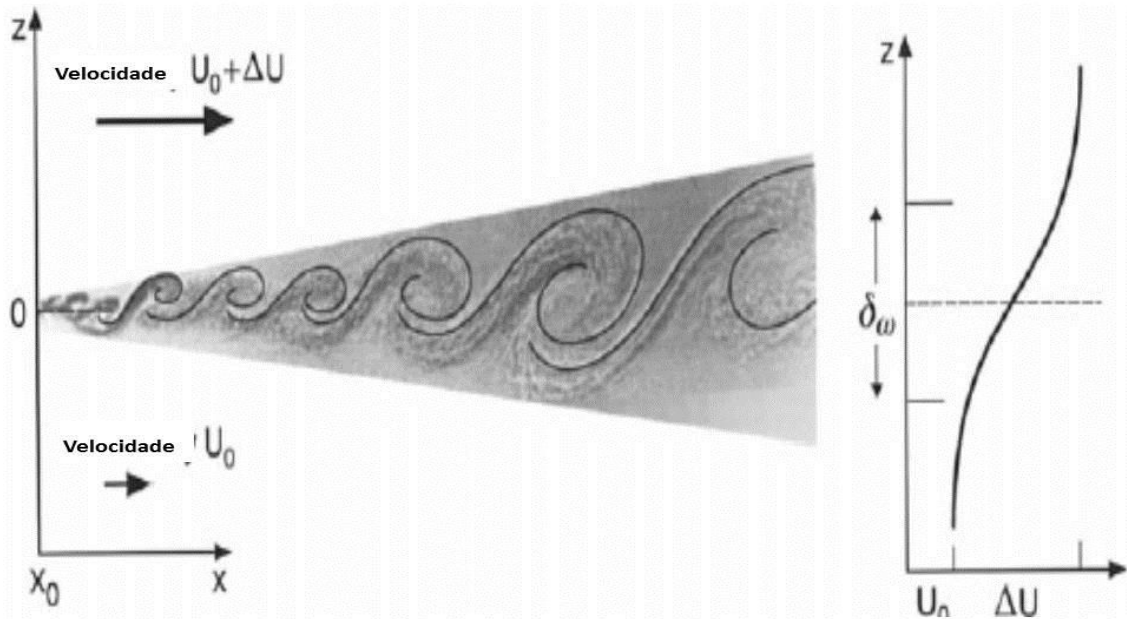


Figura de Denmead & Brandley (1987). Fonte: Finnigam 2000.

Figura.4. Escoamento turbulento na camada de mistura. Fica claro no gráfico de z em função de U_0 a existência de um ponto de inflexão.



Fonte: Finnigam 2000.

Segundo Cheng et al.(2005), as correntes de densidade podem ocorrer em escalas da ordem de 1 km e avançando a velocidades da ordem de 10 ms^{-1} , conforme apresentado por Gibson (2007) até escoamentos de drenagem próximo à superfície, com escala de comprimento da ordem de 10 m e velocidades de propagação muito menores, sendo que estas podem ser geradas por diferenças de densidade de apenas uns poucos por cento.

Mahrt (1999) analisou a importância da ocorrência de jatos de baixos níveis na troposfera inferior para a criação de um processo cíclico no qual o jato vai produzindo mistura de cima para baixo, provocando uma erosão da estabilidade atmosférica e aproximando-se cada vez mais da superfície até atingir a mesma, causando rajadas súbitas e rompendo com a forte estabilidade aí reinante, o que contribui para gerar o que foi convencionalmente chamado de intermitência global. Cohen et al. (2006) e Nogueira (2008) estudaram a ocorrência de jatos de baixos níveis na Amazônia oriental, acima do sítio experimental de Caxiuanã, no Pará. Os autores chamam atenção para algumas características peculiares desses jatos, os quais possivelmente teriam seu potencial para produzir mistura impedido por um processo ainda mal conhecido de blindagem acima da superfície.

d. Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov

A Teoria de Similaridade de Monin – Obukhov – TSMO procura encontrar relações universais entre grandezas turbulentas da camada limite superficiais adequadamente adimensionalizadas.

A TSMO (STULL, 1988, pp. 358) é baseada na organização de grupos adimensionais. Ela é válida para condições estacionárias e horizontalmente homogêneas na CLS (onde os fluxos turbulentos não variam com a altura). Ela permite a obtenção de relações bastante gerais para grandezas turbulentas na CLS.

A TSMO pode ser aplicada à difusão de momentum, calor, vapor d'água e CO₂ para escoamentos turbulentos em funções universais de ζ (STULL, 1988; MARQUES FILHO, 2000; ARYA, 2001), onde:

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad (2)$$

sendo que ζ é o parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov e;

$$L = - \frac{u_*^3}{k \frac{g}{\theta_v} \frac{Q_0}{\rho c_p}} \quad (3)$$

Sendo que L é o comprimento de Obukhov.

Dessa função, z é altura acima da superfície; d é a altura de deslocamento do plano-zero; u* é a velocidade de fricção; k é a constante Von Kármán; g é a aceleração da gravidade; θ_v é temperatura potencial virtual, Q₀ é o fluxo de calor sensível, ρ é a densidade absoluta do ar, e c_p é o calor específico a pressão constante do ar.

A TSMO procura chegar a um entendimento de processos físicos associados ao escoamento na CLS, expressando grandezas turbulentas adimensionais como funções universais de ζ . Considerando sua aplicabilidade à difusividade turbulenta, têm-se as funções de gradientes adimensionais de validade geral na CLS, tais como:

O gradiente vertical de velocidade do vento:

$$\phi_m(\zeta) = \frac{k(z-d)}{u_*} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \quad (4)$$

O gradiente vertical de temperatura potencial virtual:

$$\phi_h(\zeta) = \frac{k(z-d)}{T_*} \left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} \right) \quad (5)$$

O gradiente vertical de umidade específica, q:

$$\phi_w(\zeta) = \frac{k(z-d)}{q_*} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (6)$$

O gradiente vertical de concentração de dióxido de carbono:

$$\phi_c(\zeta) = \frac{k(z-d)}{c_*} \left(\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) \quad (7)$$

Tais funções ϕ são universais na CLS e a partir da análise de dados de muitos experimentos foi possível encontrar formas empíricas para elas (ARYA, 2001, pg. 162):

$$\phi_h = \phi_m^2 = (1 - 15\zeta)^{-1/2} \quad \text{para } \zeta < 0 \quad (8)$$

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 5\zeta \quad \text{para } \zeta > 0 \quad (9)$$

sendo que as formulações para o gradiente adimensional de temperatura podem ser estendidas, de um modo geral, para os demais escalares.

A partir dos gradientes verticais das grandezas turbulentas médias, podem-se determinar os coeficientes de difusividade turbulenta (para momentum, calor sensível, vapor d'água e dióxido de carbono, respectivamente):

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (10)$$

$$\overline{T'w'} = -K_T \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (11)$$

$$\overline{q'w'} = -K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (12)$$

$$\overline{c'w'} = -K_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (13)$$

Também podem ser obtidas relações universais para os desvios padrões da componente vertical da velocidade do vento na CLS e sua variação com relação ao parâmetro de estabilidade, ζ , tal como (PANOFSKY et al., 1977; BLACKADAR, 1997, pg. 103):

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1,25(1 - 3\zeta)^{1/3} \quad \text{para } \zeta < 0 \quad (14)$$

No tocante às relações universais para desvios padrões de escalares na CLS, Marques Filho (2000), em seu estudo sobre o Pantanal, informa que as estimativas em função de ζ apresentam excelente acordo com a curva proposta por Kaimal e Finnigan (1994), sob condições instáveis. Contudo, sob condições estáveis, situação em que há muito espalhamento dos dados (pois tanto σ_T quanto $|T^*|$ tornam-se muito pequenos, Marques Filho (2000) informa que obteve para a atmosfera do Pantanal a relação:

$$\frac{\sigma_T}{|T^*|} = 2,5 \quad (15)$$

sendo 2,5 um valor maior do que o encontrado por Wyngaard e Coté (1971), mas inferior ao obtido por Andreas et al. (1998), ambos para sítios experimentais em localidades de latitudes médias.

Para finalizar este item, ressalte-se que Garstang e Fitzjarrald (1999, Cap.7) em suas considerações sobre as características da estrutura da troposfera tropical acima do continente, chamam a atenção para o caráter anômalo da mesma na estação úmida, período marcado pela presença das zonas de convergência intertropical e do atlântico sul acima da região. Segundo eles, assim que as nuvens cúmulus precipitantes surgem na atmosfera tropical, intensifica-se o acoplamento entre várias escalas do escoamento atmosférico e conceitos como o da CLA para o qual há uma conexão simples entre a superfície e uma camada de ar rasa imediatamente acima passam a perder validade. Isso em função da presença de intensos movimentos ascendentes de ar (updrafts) e também, de fortes movimentos descendentes de ar (downdrafts) associados à ação das nuvens convectivas presentes.

e. Análise estatística das flutuações turbulentas

A análise estatística do grau de dispersão, flutuação ou variação dos dados experimentais em torno de um valor médio é dada pelo desvio padrão, ou raiz quadrada da variância (STULL, 1988, pp. 42). Essas flutuações são características de processos turbulentos e agem na transferência de momentum, calor e umidade próximos à superfície terrestre. A necessidade de estabelecer funções universais que relacionem os desvios padrões adimensionais a grandezas físicas em diferentes condições de

estabilidade da atmosfera ajuda a resolver muitas questões ainda não respondidas sobre a turbulência na CLS, suas flutuações e características.

Para Sun et al. (2012), o desvio padrão da velocidade horizontal (σ_u) e da velocidade vertical (σ_w), se relacionam com a velocidade média do vento $|V|$, de tal forma que, quando $|V|$ se aproxima de zero, σ_w se aproxima também. Entretanto, não acontece o mesmo com σ_u , indicando que σ_u contém eddies relativamente grandes e não turbulentos.

Os coeficientes de correlação entre escalares oferecem informações úteis sobre a validade ou não da TSMO na CLS da região estudada (HILL, 1989; DE BRUIN et al., 1999; VON RANDOW et al., 2002). Espera-se que o valor absoluto dos valores dos coeficientes de correlações entre escalares seja próximo da unidade quando vale a TSMO. Contudo, em medidas efetuadas no interior da subcamada rugosa não se espera que tal condição predomine (SAKAI et al., 2001; VON RANDOW et al., 2002). Von Randow et al. (2006) mostraram que é possível avaliar a importância das contribuições dos processos de baixa-frequência (inclusive de mesoescala) nos processos turbulentos que ocorrem na CLS através da informação fornecida pelos coeficientes de correlação entre a componente vertical da velocidade do vento – w , e a temperatura – T , (r_{wT}) e entre w e a componente horizontal da velocidade do vento na direção do vento médio – u , (r_{wu}). Quanto maior forem as contribuições de baixa-frequência, menores serão os valores absolutos de r_{wT} e r_{wu} e para valores de r_{wT} inferiores a 0,5, não se deve mais esperar a validade da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov. (VON RANDOW et al., 2006; WILLIAMS et al., 2007) analisaram as consequências da existência de dissimilaridades na distribuição de fontes e sumidouros de calor, umidade e concentração de CO_2 dentro de dosséis vegetais na obtenção de coeficientes de correlação entre escalares cujos valores absolutos são inferiores à unidade. É possível que tais situações tenham também consequências nos valores das difusividades de grandezas turbulentas, estimadas acima da cobertura vegetal, tornando-os desiguais.

Pesquisas anteriores já se voltaram para o estudo da turbulência acima da floresta Amazônica, mas utilizando torres meteorológicas mais baixas que as do AOTA e sem medidas de longa duração de perfis verticais de CO_2 . Viswanadham et al. (1987; 1990) analisaram fluxos turbulentos e perfis verticais de vento, temperatura e umidade acima da floresta Amazônica (na Reserva Ducke, situada na região de Manaus, AM), além dos coeficientes de difusividade turbulenta de momentum (K_m), calor sensível

(K_h), vapor d'água (K_w) e suas relações mútuas, baseados na Teoria de Similaridade de Monin – Obukhov. Nestes estudos, seus resultados mostraram que as razões entre as difusividades turbulentas (K_h/K_m , K_w/K_m , e K_h/K_w) são maiores do que a unidade sob condições instáveis, neutras e levemente estáveis. Por outro lado, K_h/K_w é menor que a unidade para condições suficientemente estáveis, tais que $R_i > 0,04$ (onde R_i é o número de Richardson de gradiente). Eles explicaram essas anomalias com base nas sugestões de Thom et al. (1975), segundo as quais, térmicas sob convecção livre, com dimensão característica “ z_0 ” (ou seja, a mesma do comprimento de rugosidade) poderiam se formar dentro do dossel vegetal em regiões onde R_i seria relativamente maior (e negativo) além de emergir em uma região acima em que há um escoamento turbulento característico da subcamada rugosa, na qual a mistura adicional gerada serviria para aumentar K_h e reduzir os gradientes verticais dos perfis. Seria muito oportuno que este tipo de investigação fosse estendido para analisar o comportamento das difusividades turbulentas de CO_2 , K_c , comparativamente àquelas das demais grandezas turbulentas acima da floresta, no sítio experimental de Uatumã.

f. Trocas turbulentas noturnas de CO_2 na interface floresta-atmosfera

As trocas de escalares como o CO_2 , entre a floresta e atmosfera durante o período noturno, são influenciadas pelos processos físicos existentes na interface superfície – atmosfera. Por outro lado, os fluxos de CO_2 medidos a uma determinada altura acima da copa da floresta resultam de processos biogeoquímicos e fisiológicos, como por exemplo, a decomposição da liteira (fina e grossa) e a respiração do ecossistema (solo, folha, caule, sub-bosque, autotrófica e heterotrófica), respectivamente (CHAMBERS et al., 2004).

Em ecossistemas florestais tropicais, no período de transição entre o final da tarde e o início da noite, observa-se que há um aumento da concentração de CO_2 , que guarda uma relação inversa com a altura. Ao longo da noite, o CO_2 respirado pelo ecossistema geralmente fica aprisionado sob o dossel, resultado das fortes inversões noturnas (FITZJARRALD et al. 1990; KRUIJT et al., 1996, 2000). O desprendimento desse CO_2 pode ocorrer em intervalos de tempo muito curtos, promovidos por exemplo, por eventos de turbulência mecânica intermitente que podem, inclusive, anular

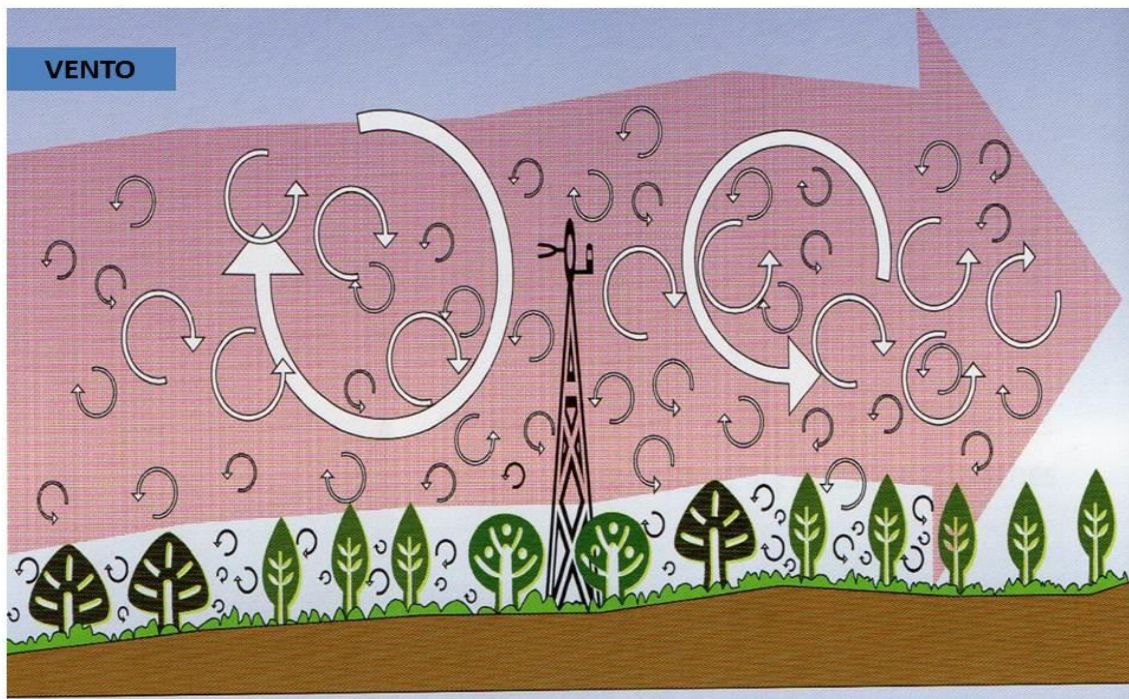
o gradiente vertical da concentração de CO₂ (KRUIJT et al., 199, 2000), ou somente durante as primeiras horas da manhã do próximo dia, quando ocorre a destruição da CLN (FITZJARRALD et al. 1990; ARAUJO et al. 2008, 2010).

Na Amazônia, a sazonalidade das chuvas tem implicações físicas e bióticas para os fluxos noturnos de CO₂. Por exemplo, no período chuvoso, as inversões térmicas são mais fracas do que no período menos chuvoso, em função do menor resfriamento do dossel vegetal como consequência da maior nebulosidade (FITZJARRALD et al. 1990, ARAUJO 2009). Adicionalmente, há também o aumento da produção de CO₂ pelas componentes da respiração do ecossistema em relação ao período menos chuvoso por haver maior disponibilidade hídrica (CHAMBERS et al. 2004; GOULDEN et al. 2004; HUTYRA et al. 2007). Essas condições favorecem o maior acúmulo de CO₂ sob o dossel vegetal no período menos chuvoso (ARAUJO et al. 2008, ARAÚJO et al. 2010). Entretanto, medidas dos fluxos noturnos de CO₂ mostram que eles são menores nesse período, provavelmente em função da forte inversão térmica e menor nível de turbulência (CARSWELL et al. 2002; GOULDEN et al. 2004; ARAÚJO et al. 2008; ARAUJO et al. 2010).

g. Método das Covariâncias.

O método das Covariâncias – EC permite estimar valores de fluxos de calor sensível, calor latente e momentum. O método já é utilizado na micrometeorologia há anos (STULL, 1988; ARYA, 2001) e nos dias atuais conta com uma metodologia mais bem testada e instrumentação mais avançada, podendo ser usada em vários domínios, tais como ciências, indústrias, monitoramento ambiental. As medidas de fluxos são geralmente usadas para estimar variações de calor, vapor, CO₂, metano e outros gases traços. Os fluxos dessas variáveis ocorrem quando há escoamento do ar. O escoamento do ar pode ser imaginado como sendo basicamente horizontal com uma grande quantidade de vórtices (eddies) girando. A mistura turbulenta se dá por movimentos caóticos, mas as componentes podem ser medidas com instrumentação adequada instalada em uma torre suficientemente alta.

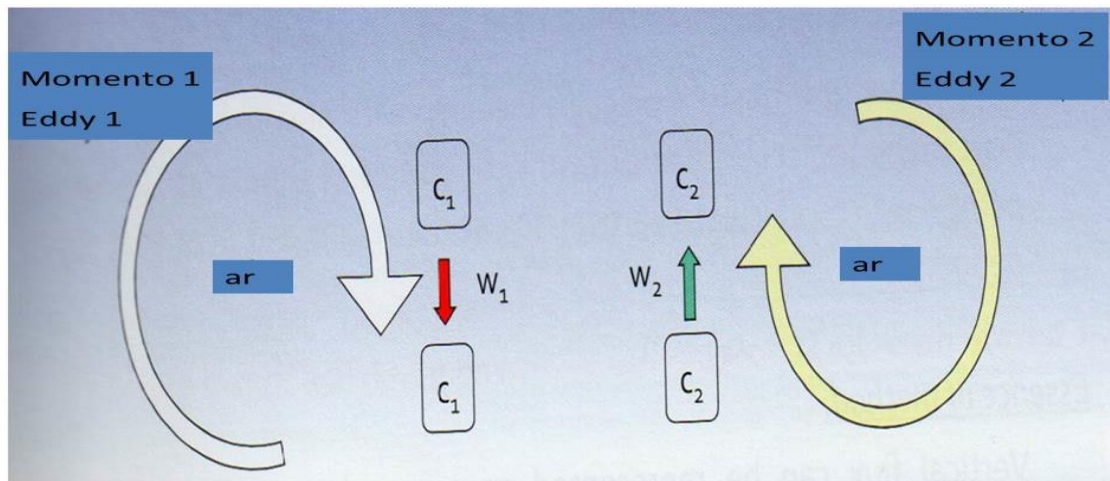
Figura.5. O diagrama mostra como o movimento caótico pode ter as componentes medidas por torre alta.



Fonte: Adaptado de Burba e Anderson, 2010.

Os vórtices podem ser medidos num único ponto da torre. Imagina-se que num primeiro momento, um determinado eddy 1 move uma parcela de ar C_1 para baixo com uma velocidade V_1 . No momento seguinte e no mesmo ponto, um outro eddy 2 move uma parcela de ar C_2 para cima com velocidade V_2 . Cada parcela de ar tem suas características como concentração, temperatura e umidade. Quando essas características podem ser medidas, incluindo também movimento vertical do ar, é possível conhecer concentração dos escalares, temperatura e fluxos positivos e negativos. Sendo assim, quando se conhece a quantidade de moléculas que sobem com movimento dos vórtices num tempo 1 e a quantidade de moléculas que descem no tempo 2 no mesmo ponto, pode-se calcular estatisticamente o fluxo vertical num dado intervalo de tempo naquele ponto.

Figura.6. Medida de vórtices em um único ponto.



Fonte: Adaptado de Burba e Anderson, 2010.

h. Caracterização dos regimes de turbulência noturnos segundo Sun et al (2012).

Para esses regimes de turbulência segundo Sun et al. (2012) a relação entre intensidade da turbulência e o número de Richardson local – R_i varia de acordo com o regime turbulento. Este depende da velocidade média do vento, cisalhamento local e estratificação térmica. Para isso, define-se escala de velocidade turbulenta como:

$$V_{TKE} = \left[\left(\frac{1}{2} \right) (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) \right]^{1/2} = \sqrt{TKE} \quad (16)$$

Dessa forma, TKE representa a energia cinética turbulenta por unidade de massa; u , v e w são direção do vento médio, direção horizontal perpendicular ao vento médio e direção vertical do vento, respectivamente; e σ representa o desvio padrão de cada variável.

De acordo com Sun et al. (2012) a escala de velocidade turbulenta – V_{TKE} , quando relacionada com a velocidade média do vento horizontal – $|V|$ (em cada altura), permite que se identifiquem os regimes da turbulência, conforme indicado na Figura 7.

1º) Regime 1: Caracterizado por turbulência fraca, quando a velocidade média $|V|$ do vento é pequena e V_{TKE} é baixo e aumenta levemente com $|V|$ até em valor limiar

designado como sendo V_L . Neste regime predominam as forçantes determinadas pelas condições de rugosidade da superfície;

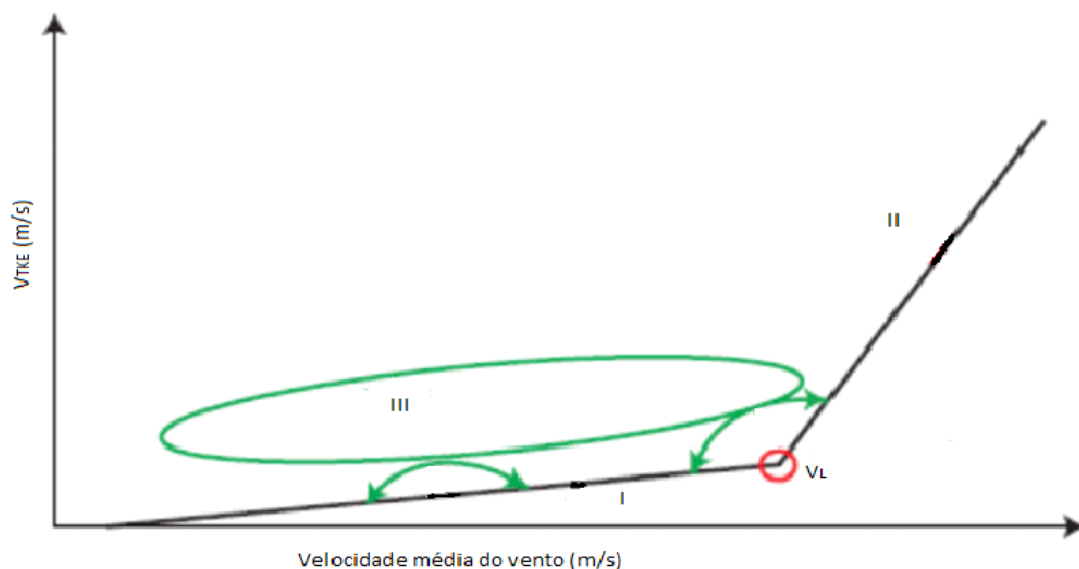
2º) Regime 2: Caracterizado por turbulência forte, quando $|V|$ é alta e em que V_{TKE} cresce rapidamente com $|V|$ a partir de V_L , alterando significativamente a variação de V_{TKE} em função de $|V|$ fazendo com que ocorra um cisalhamento global em toda a camada limite;

3º) Regime 3: Caracterizado por turbulência intermitente quando têm-se eventos de transporte do tipo “top-down”, possivelmente associados à ocorrência de intermitência global, conforme conceituada por Mahrt (1999). Este regime é representado pela elipse do gráfico, o qual se manifesta através dos pontos que não se inserem próximos das retas características dos regimes 1 e 2.

Há um valor limiar, V_L entre os regimes 1 e 2, o qual varia logaritmicamente com a altura e que associa-se aos maiores valores negativos do fluxo de calor sensível noturno, para uma CLN particular em evolução.

Os respectivos regimes e o valor limiar podem ser observados na figura 7.

Figura.7. Caracterização dos três regimes noturnos de turbulência segundo Sun et al. (2012). No eixo horizontal, foi considerada a velocidade média do vento $|V|$, sendo que V_L indica o limite entre os regimes I e II.



Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012).

Segundo Sun et al (2012) a TSMO deve ser válida apenas para condições horizontalmente homogêneas próximas à superfície de tal forma que a sua validade é esperada somente no caso do regime 1, quando a $|V|$ estiver abaixo de V_L . É neste regime que a turbulência é gerada devido ao cisalhamento local e pelos gradientes verticais de temperatura existentes.

Quanto ao regime 3, ele se caracteriza pela ocorrência de fortes episódios de intermitência associados a movimentos descendentes de ar provenientes principalmente da ação de nuvens convectivas, muito comuns na atmosfera da Amazônia (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999). Convém mencionar aqui os interessantes resultados obtidos por Oliveira et al. (2013) no tocante às relações entre a ocorrência de intermitência noturna no interior de um dossel e o escoamento acima deste. Tais informações deverão ser levadas em conta na análise dos resultados do presente estudo.

5 ÁREA DE ESTUDO

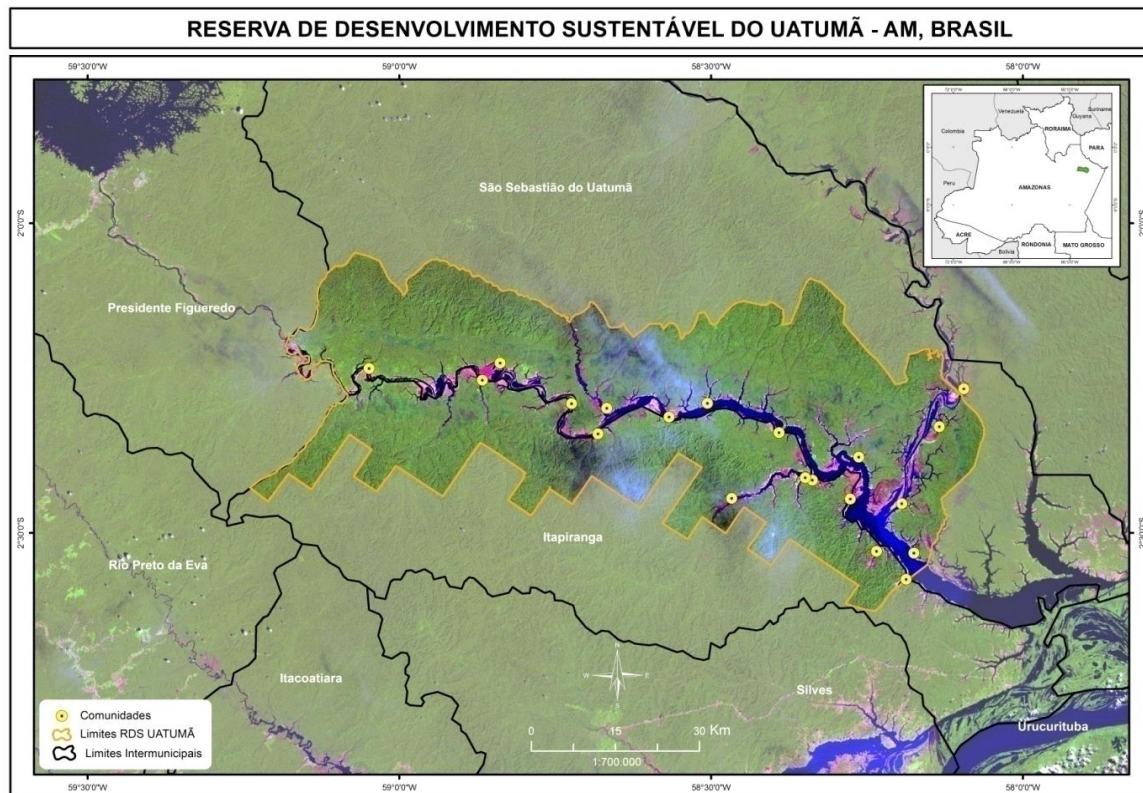
a. Sítio Experimental

O sítio experimental está localizado em uma Unidade de Conservação - UC, a Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Uatumã – RDSU, localizada na região do médio Rio Amazonas, a 380 km de Manaus, nos municípios de Itapiranga (02,74° S e 58,02° W) e São Sebastião do Uatumã (2,57° S e 57,8° W). A área da UC é de cerca de 424.430 ha, como mostra a Figura. 5.1.1. A área é caracterizada por floresta ombrófila densa, com terra-firme e inundável, campinas e campinaranas. Abriga populações tradicionais e animais que, por correrem risco de extinção, merecem destaque, tais como: jaguatirica (*Leopardus pardalis*), onça pintada (*Panthera onca*), tamanduá bandeira (*Myrmecophaga tridactyla*), lontra (*Lontra longicaudis*), ariranha (*Pteronura brasiliensis*) e peixe-boi (*Trichechus inunguis*).

O rio Uatumã, principal da reserva (Figura 8), possui cerca de 180 km de extensão e vazão média de 1139 m³/s em períodos de cheia (abril/junho) e de 232 m³/s em períodos de seca (outubro/novembro). A precipitação anual média é de 2077,5 ± 438,3 mm (BRAGA et al., 2009). A temperatura média na região a nordeste de Manaus é de 26,8 °C (em abril) e 28,8°C (em setembro) (ARAÚJO et al., 2010).

A RDSU contém aproximadamente 250 espécies de árvores por hectare, com altura de dossel de até 40 m (SOUZA et al., 2012) e indivíduos com mais de 30 cm de diâmetro, dentre elas as espécies de uso encontradas em grande quantidade são: Bacaba (*Oenocarpus bacaba mart*), Bálsamo de umiri (*Humiria balsamifera (Aubl)*), Pintadinha (*Licania micranthaMiq*), Ucuquirana (*Chrysophyllum sanguinolentum Pierre Baehnni*), Bromélias (*Pitcairniasp*), Caimo Amarello (*Pradosia cochlearia (Lecomte)*), Sucupira (*Diploptopsis sp*), Juari (*Astrocaryum jauari Mart*), Maçaranduba (*Manilkara bidentata*), Matamatá-verdadeiro (*Eschweilera coriacea*) e Breu (*Protium Ferrugineum (Engl) Engl, Protium pallidum Cuatrec, Protium strumosum Daly*) (BRAGA et al., 2009).

Figura.8. Mapa de localização da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã, a nordeste de Manaus-AM.



Fonte: www.idesam.org.br

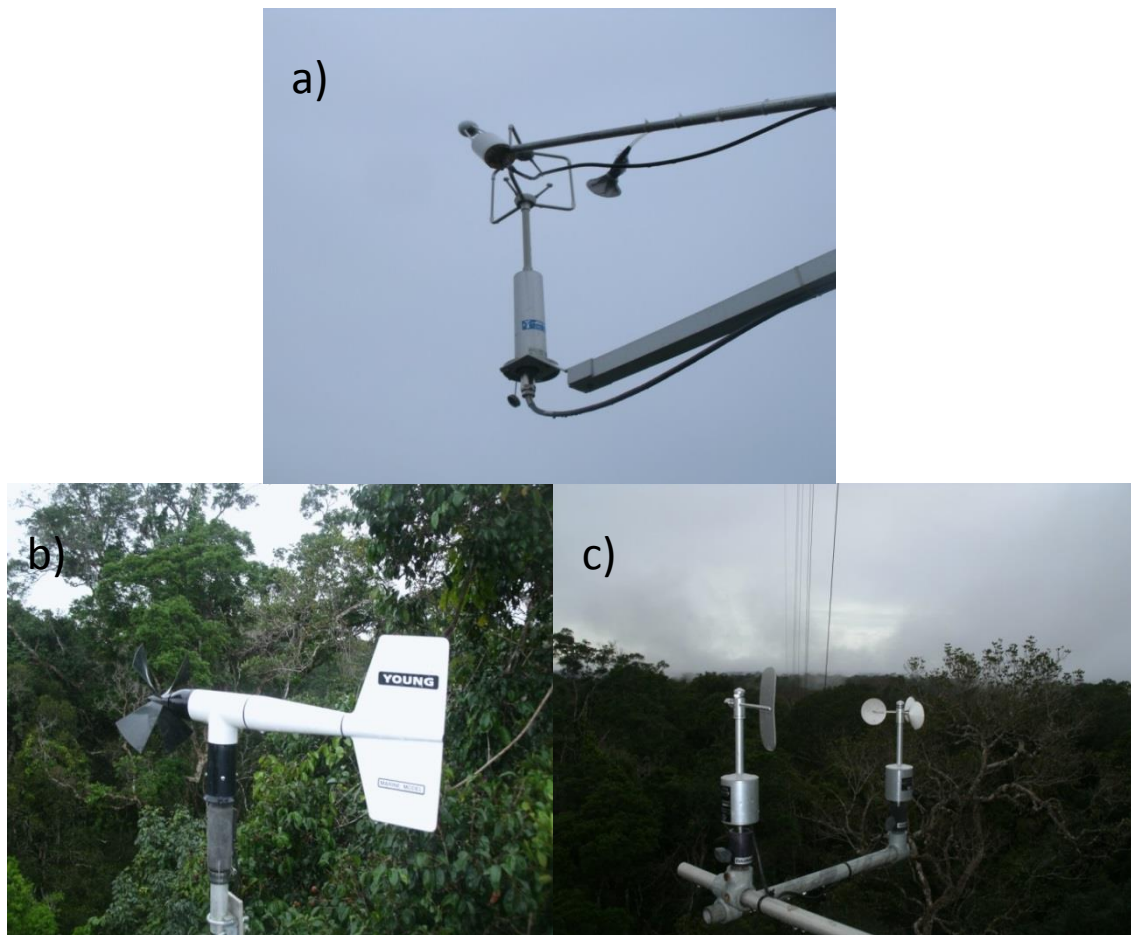
6 MATERIAL E MÉTODOS

a. Instrumentação

O OATA dispõe, dentre outras, medidas de dados de resposta rápida de grandezas escalares e vetoriais atmosféricas possibilitando investigar a variabilidade vertical do CO₂, umidade e temperatura, os seus respectivos fluxos e de suas difusividades turbulentas, sob condições distintas de estabilidade atmosférica.

Alguns dos instrumentos utilizados para coleta de dados e com os quais a torre foi equipada são mostrados na figura 9.

Figura.9. Instrumentação utilizada para obter os dados meteorológicos na torre Uatumã: (a) anemômetro sônico; (b) anemoscópio convencional; (c) anemômetro de copo.



A primeira campanha intensiva de coleta de dados realizada no sítio do ATTO (ou OATA) ocorreu no período de janeiro a outubro de 2012. Os instrumentos utilizados nesse estudo foram instalados a 39,4 m de altura. As densidades de CO₂ e H₂O (mmol m⁻³) foram medidas por um analisador de gás por infravermelho (IRGA, em inglês) (LI-7500A, LI-COR Inc., Lincoln, NE, EUA), à frequência de amostragem de 10 Hz. As velocidades (m s⁻¹) das componentes do vento (u, v e w) foram medidas por um anemômetro ultra sônico 3D (CSAT3, Campbell Scientific Inc, Logan, UT, EUA) à mesma frequência do IRGA.

Na segunda campanha intensiva de coleta de dados realizada no sítio do ATTO (ou OATA), iniciada a partir do final de outubro de 2012, os instrumentos de resposta rápida foram transferidos para a altura de 46 m. Nessa campanha, as densidades de CO₂ e H₂O também foram medidas por um analisador de gás similar ao da primeira campanha, e à mesma frequência. Já as velocidades (m s⁻¹) das componentes do vento (u, v e w) foram medidas por um outro modelo de anemômetro ultrasônico 3D (Windmaster, Gill Instruments Ltd., Oxfordshire, UK), à mesma frequência do IRGA.

b. Banco de dados

O banco de dados utilizado neste trabalho de pesquisa é o produto de um experimento que está em andamento desde janeiro 2012. Os dados foram obtidos por instrumentos citados no item 6.1, instalados em uma torre de observações micrometeorológicas de 81 m de altura (Figura 10) em área de floresta da RDSU.

Figura.20. Torre micrometeorológica na RDSU, Manaus – AM.



Fonte: Programa LBA.

Foram utilizados os dados referentes aos meses de junho de 2012 e março de 2013, com medições feitas todos os dias do mês durante manhã, tarde e noite. Os resultados dessas medições estavam separados em planilhas contendo 30 minutos de coletas, ou seja, 18000 medidas coletadas a uma frequência de 10 Hz.

Os meses de junho de 2012 e março de 2013 foram escolhidos para representar o período menos chuvoso e chuvoso na Amazônia. A escolha por esses meses para representar a estação seca e úmida se deu após exaustivos testes de qualidade aplicados aos dados (Sales, 2014).

c. Metodologia**i. Qualidade dos dados**

Para realizar a análise da qualidade dos dados brutos, foi utilizado o programa Alteddy (versão 3.6), baseado em Aubinet et al. (2000), como instrumento de auxílio nos cálculos de retiradas de dados espúrios, obtenção de fluxos, altura de deslocamento do plano-zero, velocidade de fricção e parâmetro de fluatibilidade. Informações detalhadas sobre o programa estão disponíveis na internet em Climatex Change. O programa Alteddy gerou resultados em médias para o intervalo de 5 minutos; especificado o limite de 20% para detectar um pico; ou seja, para uma média de 5 minutos, tudo o que está 20% acima ou abaixo da média é identificado com um resultado espúrio. Os intervalos que foram utilizados nesse trabalho obtiveram-se a partir das especificações feitas somadas às funções do programa, gerando como resultado o ano, dia, intervalo de hora calculado, os fluxos e concentrações médias dos escalares, o parâmetro ζ , as variâncias de cada componente do vento e dos escalares.

A análise em intervalos de 5 minutos se baseou da recomendação de Sun et al. (2004) de constatar que a turbulência noturna é composta por vórtices em escalas máximas menores do que as diurnas de tal forma que podem ser obtidas estimativas estatisticamente robustas dos momentos turbulentos em 5 minutos. Um intervalo maior não seria válido para o tipo de análise realizado em função da possível não estacionaridade característica de eventos da CLN (MAHRT, 2007)

Com os resultados gerados, foram descartados os intervalos das 05:00 até 19:00 HL para então realizar a análise somente com intervalos noturnos. Foram descartados os intervalos em que não houve quantidade de dados suficientes para realizar o método das covariâncias para os cálculos nos intervalos de 5 minutos.

Após isso, foi calculada a V_{TKE} para cada intervalo de 5 minutos durante o período noturno (entre 19:00 e 05:00 da madrugada seguinte) considerando-se que para cada intervalo de 5 minutos, dentro de uma hora qualquer da noite, houve identificação de um regime turbulento característico do comportamento ocorrido nesse dado intervalo, utilizando-se dados medidos acima do dossel, amostrados à 10 Hz.

ii. Escolha do Valor Limiar

Para cada conjunto de dados, tem-se a variação da velocidade média do vento. Considerando-se então a diferença entre $|V|_{\text{máx}}$ e $|V|_{\text{mín}}$, procedeu-se à definição das classes da velocidade média do vento. Para cada intervalo de classe foi efetuada a média de V_{TKE} correspondente àquele intervalo, conforme mostrado na Figura 11. e 12.

Figura 11. Velocidade média do vento dividido em intervalo de classes e os pontos na vertical são médios de V_{TKE} para cada intervalo de classes de $|V|$ para o mês de junho de 2012 a 39, 4 m de altura.

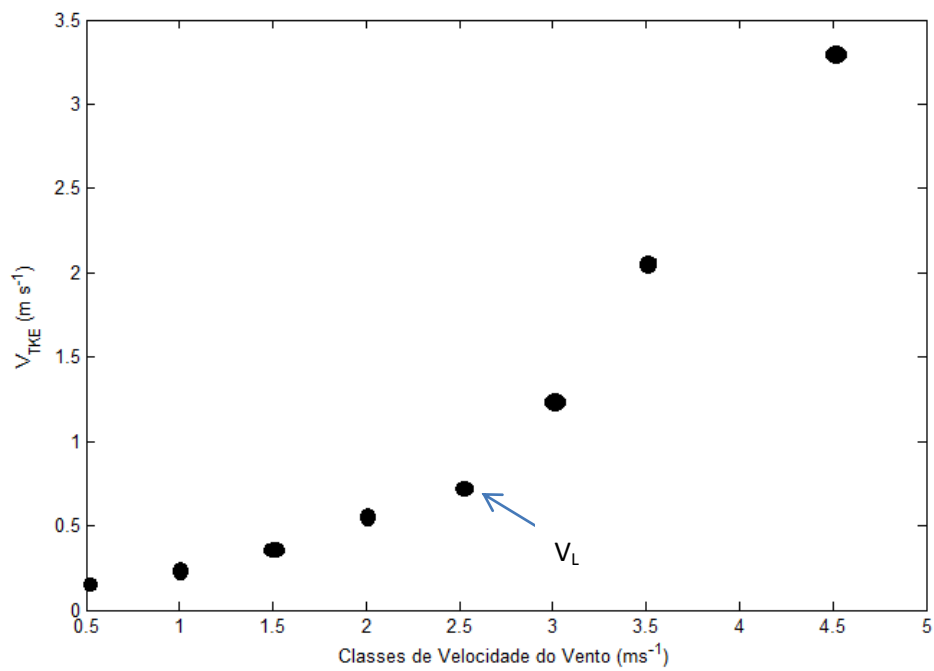
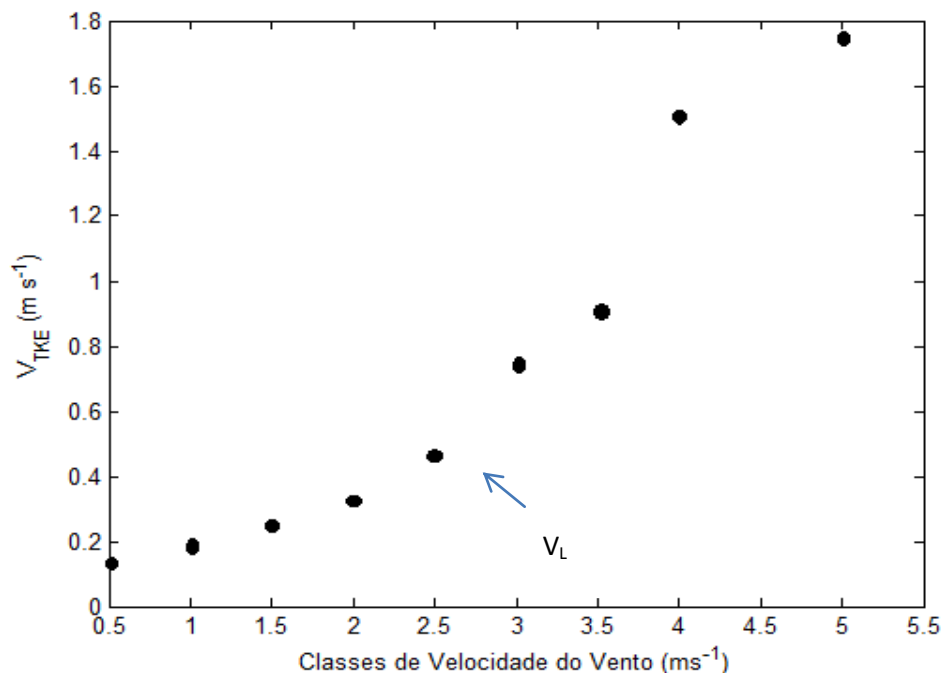


Figura Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento..12. **Velocidade média do vento dividido em intervalo de classes e os pontos na vertical são médios de V_{TKE} para cada intervalo de classes de $|V|$ para o mês de março de 2013 a 46 m de altura.**



Nos gráficos acima, não se percebe o comportamento real dos três regimes de estabilidade, mas é possível notar onde se encontra o valor limiar – V_L , o qual separa o regime 1 do regime 2. Ressalta-se que neste caso, a distribuição dos dados tem uma configuração predominantemente horizontal, em que V_{TKE} pouco aumenta à medida em que $|V|$ aumenta. Ademais, percebe-se que quando $|V|$ excede V_L , V_{TKE} passa a aumentar rapidamente.

Pode-se observar nas figuras 11 e 12 que a reta que representa o regime 1, inicia-se com valores abaixo de zero para valores de velocidade do vento. Isto não significa que existam valores de velocidade de vento associados a energias cinéticas negativas. Apenas, isto indica que a tendência que a linha reta possui com que ela se inicie em ordenada negativa. O mesmo foi observado por Sun (2012), no qual a reta de melhor ajuste não se inicia na ordenada zero, conforme indicado na Figura 7.

Em uma segunda etapa, foi considerado o mesmo conjunto de dados, a partir do qual foi elaborado o gráfico da V_{TKE} com $|V|$, em que $|V|$ não foi dividido em intervalo de classes, como será apresentado nos Resultados e discussões.

iii. Regimes turbulentos

Para análise dos regimes turbulentos foi construído um gráfico, utilizando a metodologia de Sun et al (2012), contendo intervalos referentes à velocidade média horizontal do vento, $|V|$, e à escala de velocidade turbulenta V_{TKE} (definida pela equação 16). Cada cálculo se refere, assim, a intervalos noturnos de 5 minutos, começando às 19:00 (hora local, HL) e terminando às 5:00 horas da madrugada seguinte, para os períodos menos chuvoso (junho de 2012) e chuvoso (março de 2013).

Inicialmente obtiveram-se os valores da velocidade média do vento $|V|$, das variâncias, covariâncias de cada componente do vento e escalares, dos fluxos de escalares, da velocidade de fricção e o parâmetro ζ pelo programa Alteddy 3.6. Em seguida, utilizando-se de rotinas computacionais, procurou-se determinar visualmente a localização do valor limiar $|V_L|$ de velocidade média do vento $|V|$ e para definir a regressão de melhor ajuste do regime 2, localizada na região em que $|V| > |V_L|$. Já a região em que $|V| \leq |V_L|$, apresenta dados tanto do regime 1 quanto do regime 3. Então, procedeu-se à separação dos dados do regime 1 daqueles do regime 3. Para isso foram calculados desvios padrões para os valores de V_{TKE} em intervalos sucessivos entre $|V| = 0$ e $|V| = |V_L|$. A partir desses valores, foram definidos como pertencendo ao regime 3 todos os dados que apresentaram desvios padrões de V_{TKE} maiores do que 5. Logo, os dados restantes foram considerados como pertencentes ao regime 1. Estes foram submetidos a um ajuste de mínimos quadrados para definir uma reta de melhor ajuste. Assim, com a reta de melhor ajuste para o regime 1 e outra para o regime 2 já disponíveis, foi possível, através da extrapolação das mesmas, encontrar um valor bem definido para $|V_L|$.

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

a. Classificação dos regimes turbulentos

Foi aplicada a metodologia explicada na seção 6.3 para caracterizar os regimes turbulentos noturnos acima da floresta Amazônica no sítio experimental de Uatumã (discutido no item 5), a qual parte das proposições de Sun et al.(2012 que de agora em diante será designado por SUN12.

Em uma primeira etapa do trabalho foram considerados todos os dados noturnos disponíveis durante um mês de estação seca (junho de 2012) e outro de estação úmida (março de 2013). A partir daí, foi aplicado o procedimento de SUN12 para agrupar cada unidade de análise (ou seja, cada conjunto de dados medido durante 5 minutos) que passará a ser designado daqui em diante simplesmente como dado. Na discussão dos resultados serão adotados dois procedimentos básicos: i) Estudos de casos de tal forma a possibilitar uma melhor compreensão dos processos físicos de um ponto de vista estritamente fenomenológico; ii) Quando possível, serão obtidas estatísticas para grandes conjuntos de dados referentes aos regimes turbulentos, estações do ano e condições de estabilidade atmosférica.

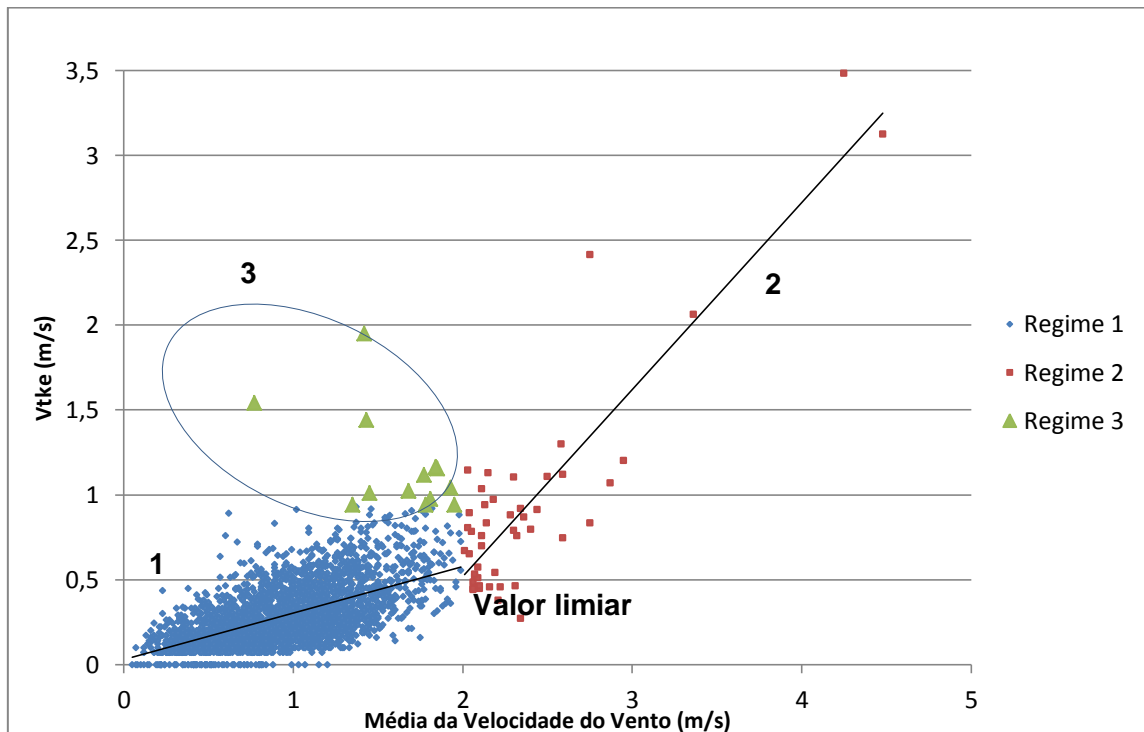
b. Análise dos dados:

A partir da classificação dos regimes turbulentos segundo SUN12, para as estações não chuvosa e chuvosa, e da observação das Figuras 13 e 14 e tabelas 1 e 2, chegou-se às seguintes conclusões:

- Nas duas estações, são observados dados referentes aos três regimes turbulentos mencionados por SUN12, os quais estão indicados com 1, 2 e 3.
- O número de eventos no regime 1 é consideravelmente maior (2710 eventos na estação não chuvosa e 2884 eventos na estação chuvosa) do que aqueles no regime 2 (49 em na estação não chuvosa e 680 eventos casos na estação chuvosa) e no regime 3 (13 em casos na estação não chuvosa e 27 casos na estação chuvosa).

- Fica clara a existência de um valor limiar (situado aproximadamente a 2.0 m s^{-1}) para valores de $|V|$ separando os regimes 1 e 2.

Figura.13. Relação entre Velocidade média do vento e VTKE. Os três regimes turbulentos propostos por SUN12 estão identificados de 1 a 3, a partir de dados medidos à 39,4 m de altura durante o mês (junho) de 2012, no sítio do projeto ATTO.

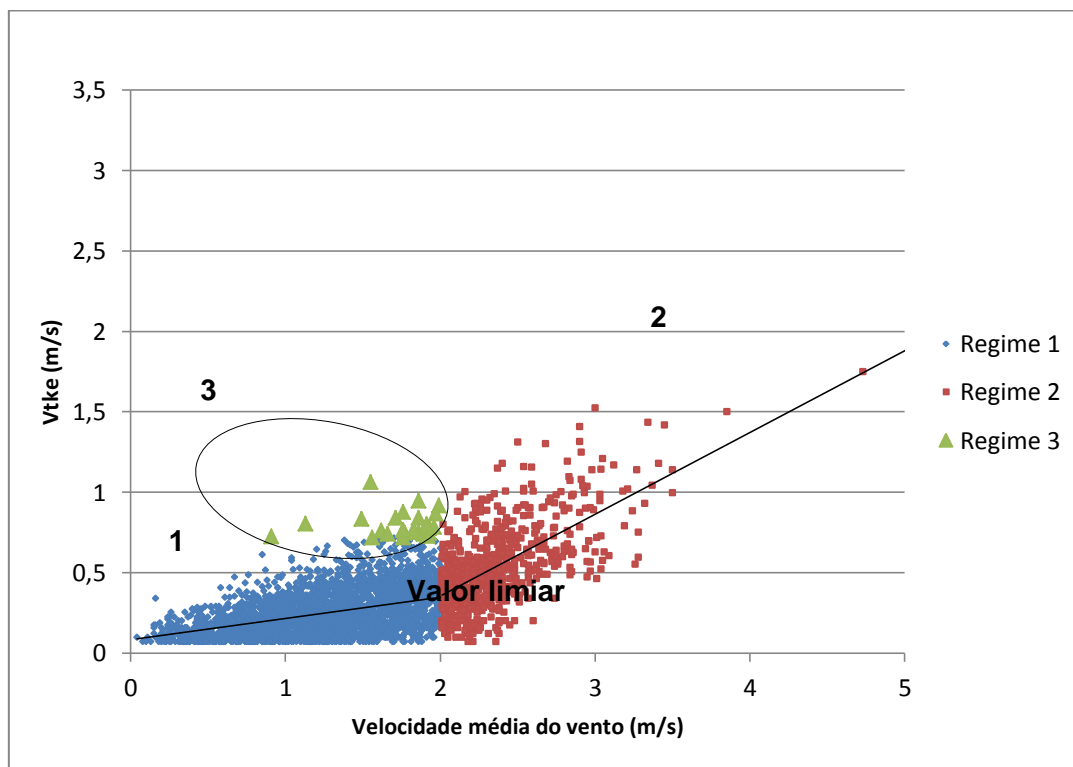


No mês de Junho de 2012, do total de 2770 ocorrências observadas no período noturno, 97.8% dos eventos foram observados no regime 1, 1.7% no regime 2 e 0.5% no regime 3.

Tabela 1. Coeficientes lineares e angulares das retas nos regimes 1 e 2 para estação não chuvosa (junho de 2012).

	Regime 1	Regime 2
Coef. Linear	0,03	-1,68
Coef. Angular	0,3	1,10

Figura 14. Relação entre Velocidade média do vento e VTKE. Os três regimes turbulentos propostos por SUN12 estão identificados de 1 a 3, a partir de dados medidos à altura de 46 m na estação úmida (março) de 2013, sítio do projeto ATTO.



Assim, em março de 2013, do total de 3592 ocorrências observadas no período noturno, 80.3% dos eventos observados no regime 1, 19% no regime 2 e 0.8% no regime 3.

Tabela 2. Coeficientes lineares e angulares para as retas dos regimes 1 e 2 para estação chuvosa (março de 2013).

	Regime1	Regime 2
Coef. Linear	0,08	-0,65
Coef. Angular	0,13	0,51

Verificam-se diferenças nos coeficientes angulares das retas para as duas estações analisadas, o que reflete diferenças entre a velocidade média do vento e a capacidade de geração de energia cinética turbulenta em cada um dos dois períodos estudados. No que se refere ao *regime 1*, mais ligado às condições locais, isso poderia ser atribuído a, pelo menos, dois fatores: i) Alterações no índice de área foliar (LAI) de uma estação para a outra, o que modificaria a capacidade de arrasto da superfície vegetal em gerar turbulência; ii) Eventuais mudanças na direção do vento dominante de uma estação para a outra. Ressalte-se que Souza et al. (2012) demonstraram que as características de heterogeneidade superficial do sítio experimental de Uatumã variam dependendo da direção considerada a partir de um eixo cuja origem se localiza na torre meteorológica instalada no sítio. No que se refere ao *regime 2*, menos dependente das condições superficiais, sugere-se que as diferenças verificadas nos valores dos coeficientes angulares das retas de melhor ajuste se devam a alterações nas características dos maiores vórtices existentes acima da cobertura vegetal, com deslocamentos na altura de seu centro de simetria. Em outras palavras, isso poderia ser atribuído a mudanças na altura do ponto de inflexão associado ao perfil vertical da velocidade média do vento acima do dossel.

Nas Figuras 15 e 15 são apresentados diagramas mostrando a frequência relativa de ocorrências de cada um dos três regimes, em cada horário observado entre as 19:00 e 05:00 (HL), respectivamente para as estações chuvosa e não chuvosa. Há diferenças consideráveis para os resultados entre as duas estações, embora predominem sempre os regimes turbulentos do tipo 1, o que reflete as baixas velocidades médias dos ventos predominantes. Porém, na estação chuvosa, observou-se uma percentagem alta de ocorrências do regime 2 (aproximadamente 20%) as quais apresentam sua maior percentagem nos períodos entre as 19:00 e 20:00 horas (hora local, HL). Para a estação chuvosa há uma tendência da percentagem no regime 1 aumentar ao longo da noite atingindo seu valor maior depois das 03:00 HL, sendo que as percentagens de ocorrência do regime 2 diminuem levemente ao longo da noite, tendo suas menores percentagens de ocorrência (inferiores a 15%) a partir das 03:00 HL. Observa-se também que as percentagens de ocorrências do regime 3 são residuais, sempre inferiores a 5%.

Na estação não chuvosa, a ocorrência do regime 1 foi superior a 95% em todos os horários, menos entre 04:00 e 05:00 am (HL).

Diferentemente do que ocorreu na estação chuvosa, a ocorrência do regime 1 na estação não chuvosa tendem a diminuir levemente ao longo da noite, sendo que o oposto acontece com as ocorrências do regime 2. Este, contudo, nunca atinge valores superiores a 5% de ocorrência, com exceção daqueles entre 04:00 e 05:00 HL. Já as ocorrências do regime 3 são residuais, com a maior percentagem de ocorrência observada entre 04:00 e 05:00 HL.

Figura 15. Ocorrência dos regimes turbulentos nos horários noturnos para o mês de junho de 2012 a altura de 39,4 m.

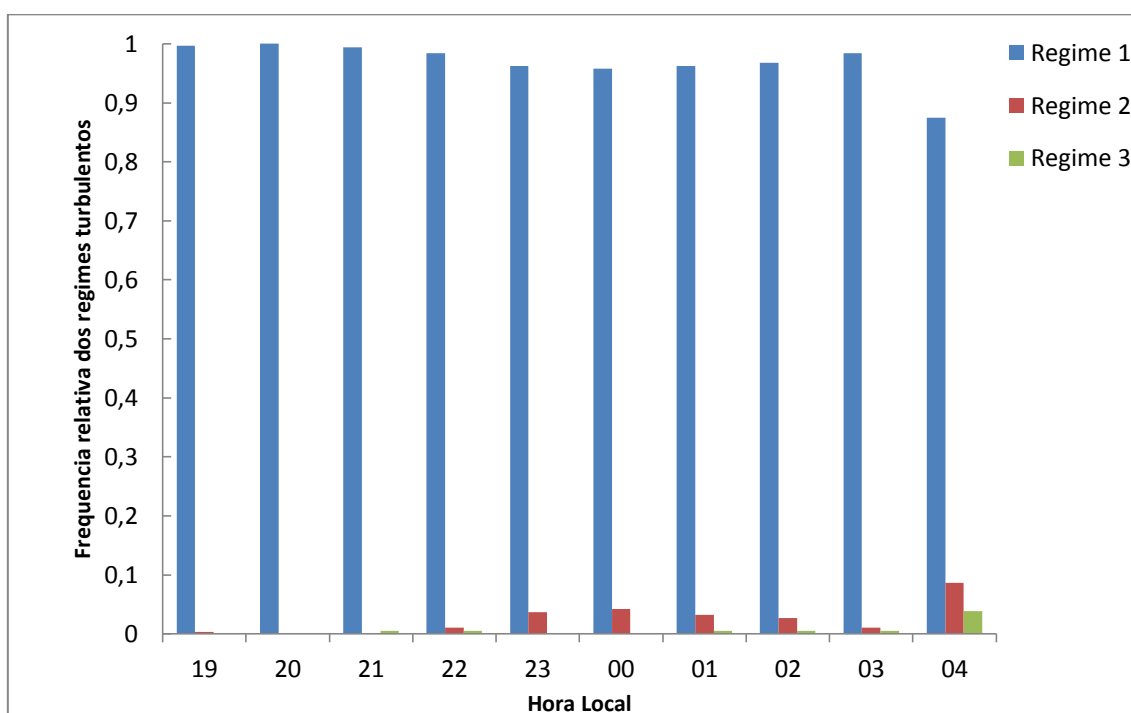
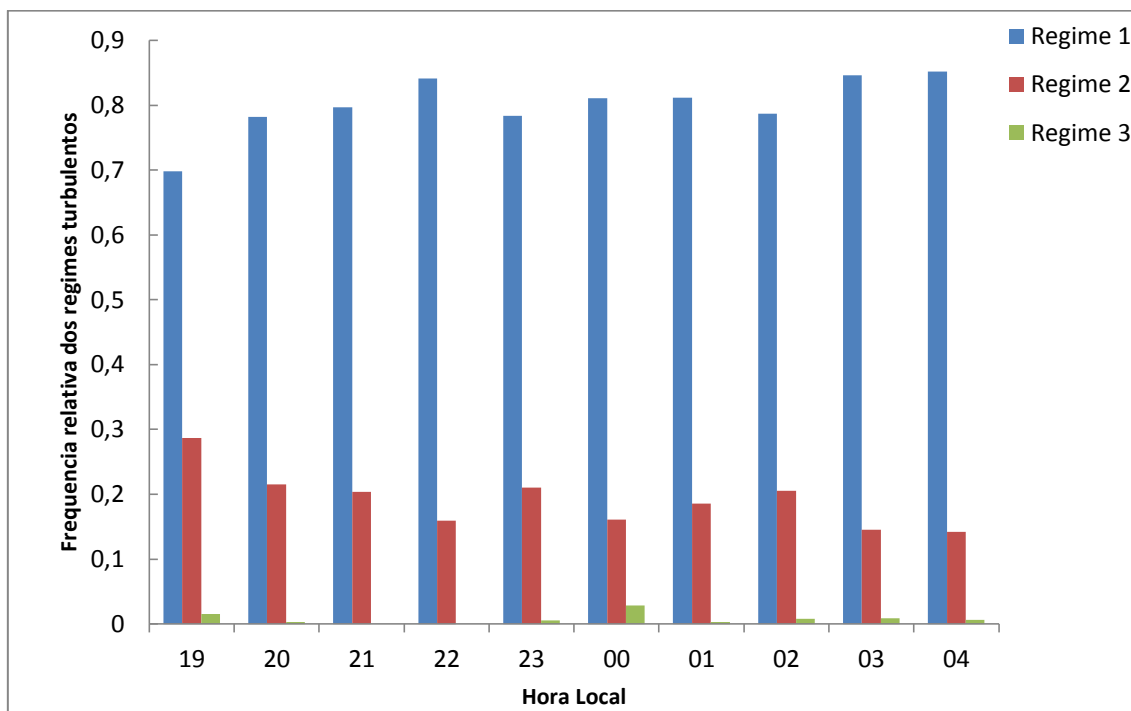


Figura 16 . Ocorrência dos regimes turbulentos nos horários noturnos para o mês de março de 2013 a altura de 46 m.



c. Análise de casos isolados dos regimes turbulentos

Para exemplificar o que foi mencionado anteriormente, foram escolhidos dois intervalos de tempo, aleatoriamente, nos períodos menos chuvoso e chuvoso.

São apresentadas séries temporais com 5 minutos de duração mostrando a variação dos dados durante o período noturno, para situações típicas das grandezas vetoriais e escalares nos três regimes estudados, em datas escolhidas aleatoriamente nas estações não chuvosa e chuvosa, respectivamente.

i) Estação seca: Para a estação seca são apresentados no item 7.3 informações referentes ao dia 2 de junho, entre 04:00 e 05:00 HL Nas Figuras 17.a (séries temporais de u , v , w) e 17.b (séries temporais de T , c , q) o regime 1 ocorreu entre 04:00 e 04:05 HL, o regime 2 entre 04:40 e 04:45 HL e o regime 3 entre 04:30 e 04:35 HL.

Considerar-se-á inicialmente a variação da temperatura da figura 17.b em que fica evidente para o regime 2 a existência de estruturas coerentes em forma de rampas com amplitude superior a 1°C , as quais indicam claramente a ocorrência de fluxos

positivos intensos, em alguns períodos de aproximadamente 1 minuto. Tais padrões não são claramente observados para o regime 1, sendo que a variação da temperatura neste regime apresenta rampas com amplitudes bem mais reduzidas comparativamente às dos outros regimes, com a particularidade de tais rampas refletirem a existência de fluxos de calor negativos. Para efeito de se aprofundar a análise da ocorrência de estruturas coerentes marcantes nas séries temporais de temperatura nos regimes 2 e 3, foram inseridas linhas verticais em vermelho indicando o início e o fim de um evento que se deseja estudar (e estes estendidos aos eventos de todas as series temporais para os regimes 2 e 3 na figura 17.b). Assim, fica claro que a estrutura em forma de rampa na série de temperatura do regime 2 corresponde a uma queda significativa do valor da umidade e a um discreto aumento da concentração de CO_2 .

Figura 17. a Séries temporais de u , v e w pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 2 de junho de 2012, entre 4:00 e 5:00, hora local).

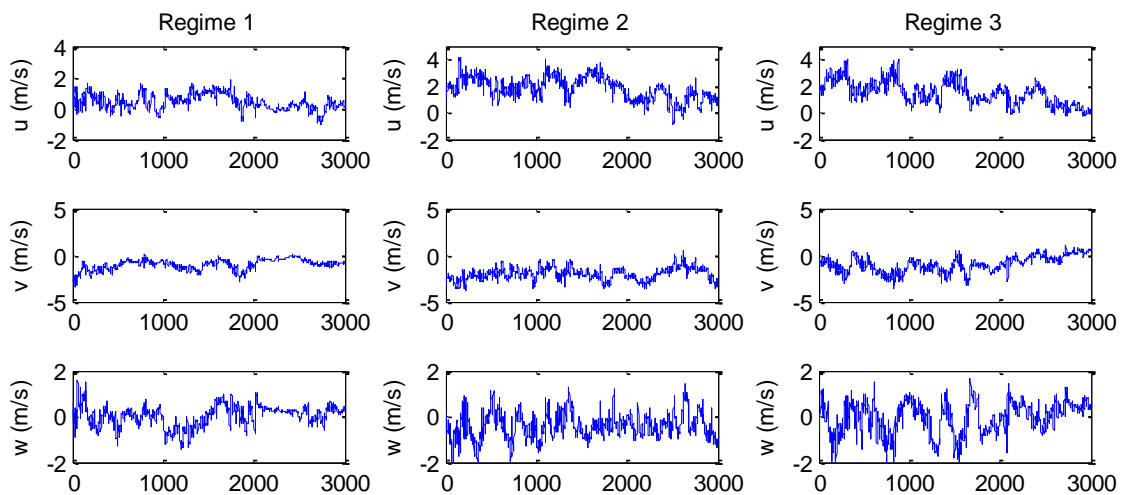
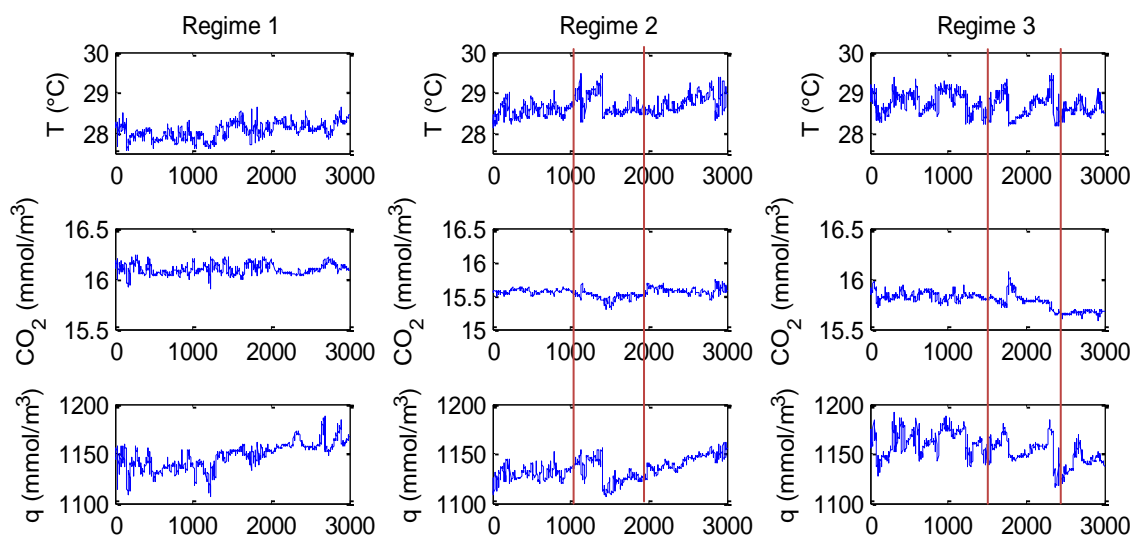


Figura 17.b Séries temporais de T, c e q pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 2 de junho de 2012, entre 4:00 e 5:00, HL)



Para os regimes 2 e 3, a velocidade vertical, w , foi predominantemente negativa, diferentemente do regime 1, em que as variações de w oscilam em torno do valor zero. Assim a ocorrência da estrutura em forma de rampa da série temporal de temperatura do regime 2 esteve predominantemente associada a movimentos descendentes de massa de ar mais fria.

Efetivamente os padrões observados no regime 2 propõem a existência de mecanismos de mistura, não necessariamente associados à superfície, os quais trazem ar mais menos chuvoso e frio de cima e geram episódios isolados de fluxos positivos de calor sensível. Levando-se em conta que na estação seca esses fenômenos aumentam sua incidência no final da noite, sugere-se que um de seus possíveis mecanismos geradores seja:

i) Um *jato de baixo nível*, o qual induz mistura de cima para baixo e tende a ocorrer quando predominam condições fortemente estáveis na superfície, conforme proposto por Marht (1999);

ii) A ocorrência de *instabilidade de Kelvin-Helmholtz* (STULL, pp. 172, 474 e 476; CHENG et al., 2005) associada ao forte cisalhamento vertical de vento na interface floresta-atmosfera (RAUPACH et al., 1996; FINNIGAN, 2000);

iii) A ocorrência de um ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade do vento médio (ROBINSON, 1991; RAUPACH et al., 1996; SÁ e PACHÊCO, 2006; DIAS JÚNIOR et al., 2013) associado à existência de estruturas coerentes em forma de “rolos” com eixos de simetria localizados no ponto de inflexão.

ii) Estação úmida: Para a estação úmida são apresentadas nas figuras 18.a e 18.b informações referentes ao dia 23 de março, entre 19:00 e 20:00 HL. Nas Figuras 18.a (séries temporais de u , v , w) e 18.b (séries temporais de T , c , q) o regime 1 ocorreu entre 19:05 e 19:10 HL, o regime 2 entre 19:00 e 19:05 HL e o regime 3 entre 19:50 e 19:55 HL.

Ao se observarem as figuras abaixo, chama muita atenção o padrão quase periódico das oscilações das grandezas escalares para o regime 2, o que não foi observado com tanta clareza na estação não chuvosa (Fig. 17.b).

Para que seja possível observar detalhes em escalas menores nas figuras 18.b para os escalares, foram construídas as figuras 19. a, b, c (com ampliação dos gráficos anteriormente mostrados). Além disso, os valores máximos relativos dos dados de temperatura (“picos”) correspondem aos mínimos relativos nas séries temporais de concentração de CO_2 e de vapor d’água, q , (vértices superiores das “rampas” indicadoras de fluxos turbulentos positivos destas grandezas). Ademais, as séries temporais de T parecem apresentar padrão de estrutura em forma de “rampa invertida” (ou seja, fluxo turbulento negativo) com o pico superior erodido, temática já discutida por autores com Katul et al. (2006a).

Mencione-se que o padrão de variabilidade de T lembra até certo ponto a figura 1, discutida por Stull sobre a possível ocorrência de ondas de K-H na região de entranhamento existente no topo da camada de mistura (CM) atmosférica. Ainda Stull (1988, pg. 172), em sua discussão sobre a dinâmica das ondas K-H, esclarece que estas podem comumente ocorrer em região do escoamento atmosférico com forte cisalhamento vertical da velocidade do vento, em que existe o encontro de duas camadas de fluido com velocidades e densidades diferentes.

Raupach et al. (1996) chamam atenção para a possibilidade da geração de ondas de K-H também na interface floresta-atmosfera, em que se manifesta a chamada

instabilidade do ponto de inflexão. Então, esta interface seria uma espécie de *zona de entranhamento às avessas* em que o ar proveniente da região acima da copa é entranhado para dentro do dossel por movimentos associados a vórtices que acompanham a instabilidade do ponto de inflexão de tal forma a produzir as condições termodinamicamente necessárias para a ejeção de CO_2 e de q de dentro da cobertura vegetal, conforme discutido esquematicamente por autores como Raupach et al. (1996) e Katul et al. (2006a), dentre outros.

A ejeção de CO_2 e q dentro do dossel constitui as duas fases do processo de troca na interface floresta-atmosfera ligado às estruturas coerentes em forma de rampas: fase de intrusão (sweep) e de ejeção (ejection) (KATUL et al., 2006a, b).

Observando mais atentamente dos gráficos da figura 18.b mostra miniestructuras em forma de rampa incrustadas numa estrutura de rampa maior, e com sentido oposto a esta, indicando a complexidade da situação em que, dependendo da escala, o fluxo turbulento possui sinal (direção) diferente. Ressalte-se que a observação do gráfico de w , parece indicar movimento descendente de ar, associado a fluxo negativo de calor, justamente nas ocasiões em que ocorrem as maiores amplitudes nas estruturas em forma de rampas, de CO_2 e Essa estrutura mostrada na figura 18.b parece indicar que o valor limiar da velocidade média do vento necessário para a ocorrência do regime 2 também pode estar associado a um valor limite do cisalhamento vertical do vento na interface floresta-atmosfera, acima do qual a instabilidade K-H passa a se manifestar. Isto sugere que o regime 2 pode se associar àquelas situações em que a altura do ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade do vento se desloca para cima, se distanciando da região localizada imediatamente acima do dossel, conforme discutido por Sá e Pachêco (2006) e por Dias Júnior et al. (2013) em suas análises respectivamente sobre perfis verticais de vento e escalas de ocorrência de estruturas coerentes acima da Reserva Biológica do Jarú em Rondônia.

Figura 18.a Séries temporais de u , v e w pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 23 de março do ano de 2012, entre 19:00 e 20:00, HL).

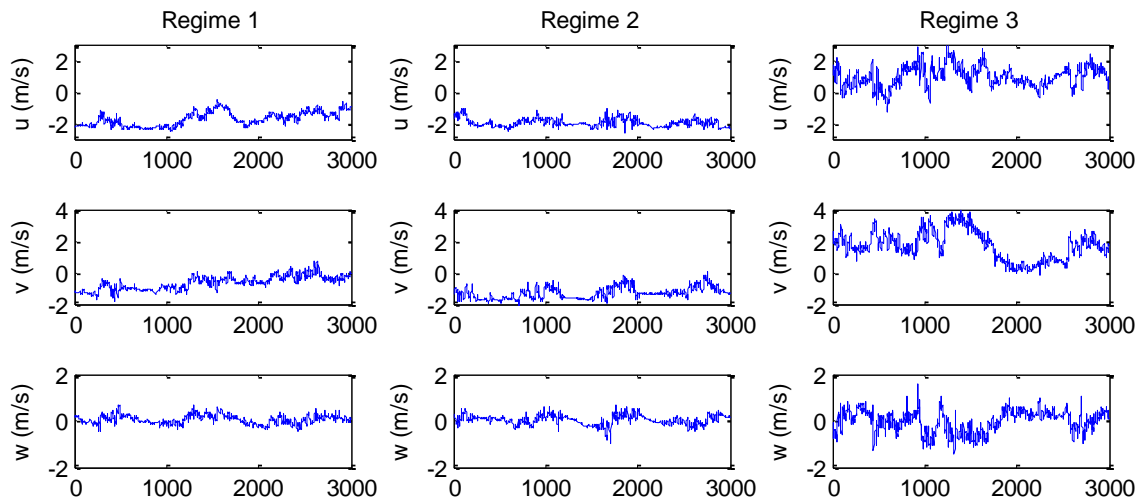


Figura 1 Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento. **8.b** Séries temporais de T , c e q pela quantidade de ocorrências no intervalo de 5 minutos para situações típicas dos regimes 1, 2 e 3 da estação não chuvosa (Dia 23 de março de 2012, entre 19:00 e 20:00, HL).

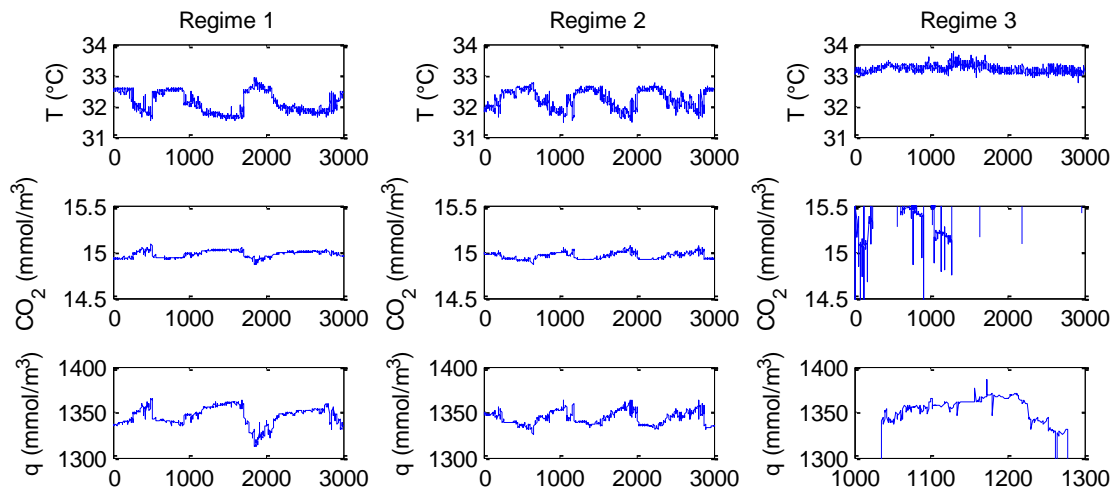


Figura 19. a O gráfico mostra a série para os valores de umidade de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.

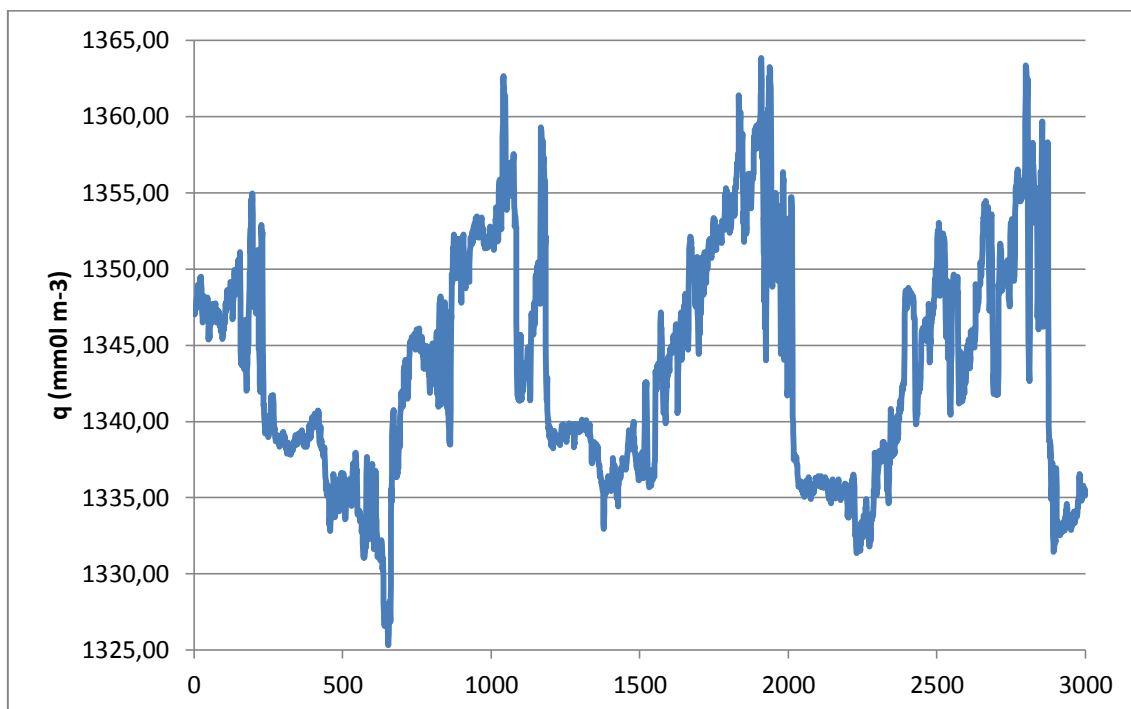


Figura 19. b O gráfico mostra a série para os valores de carbono de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.

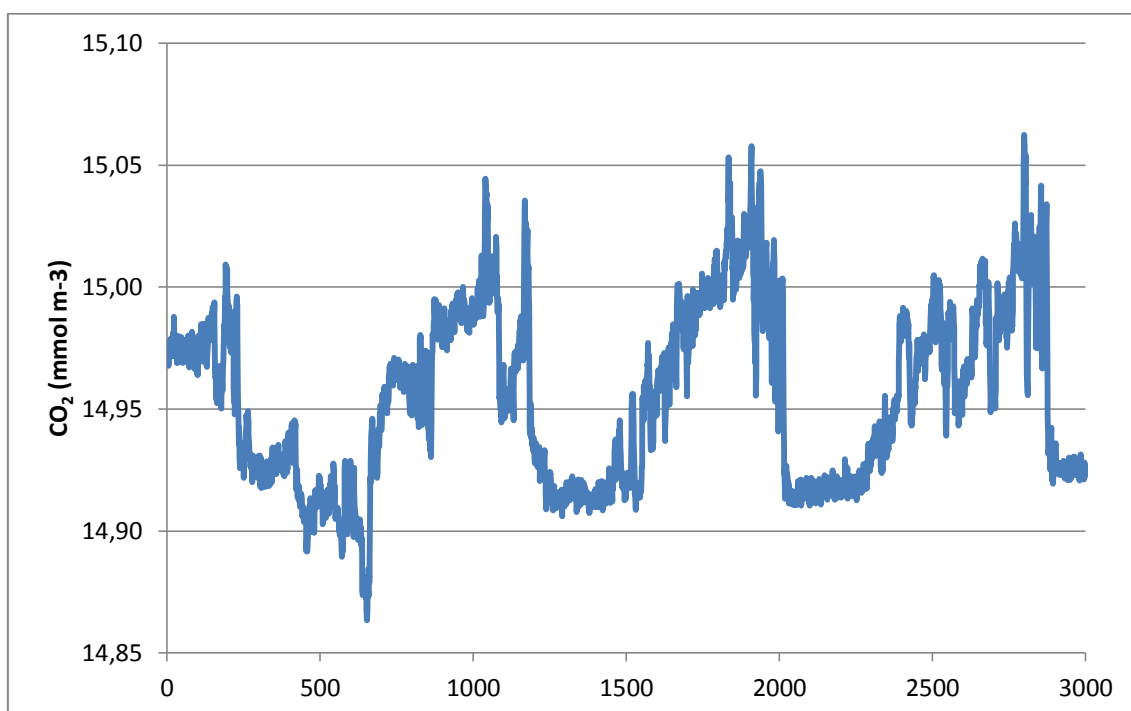
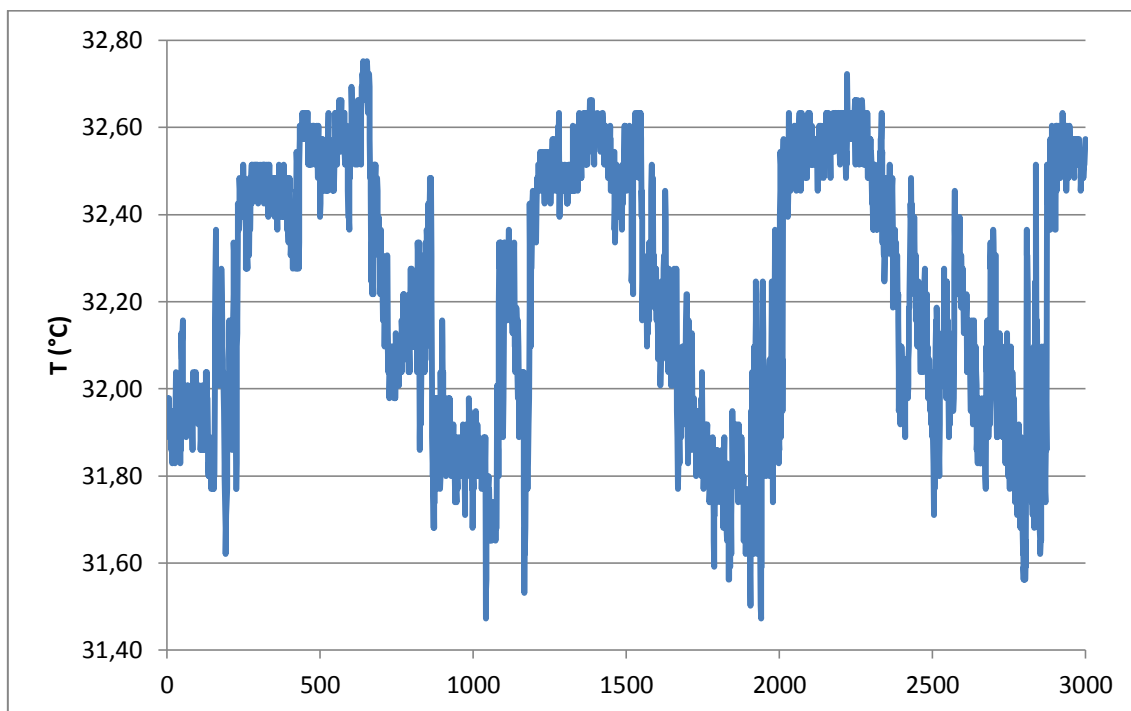


Figura 19. c O gráfico mostra a série para os valores de temperatura de um caso típico do regime 2 que ocorreu no dia 25 de março de 2013 no intervalo de 19:00 as 19:05.



As relações entre as grandezas escalares temperatura, T , concentração de dióxido de carbono, c , e umidade específica do ar, q , nos regimes 1, 2 e 3, observadas no dia 84, ano de 2013, podem ser expressas de modo estatisticamente preciso através do cálculo dos coeficientes de correlação entre as respectivas séries temporais, duas a duas. Os resultados são apresentados na tabela abaixo:

Tabela 3. Valores os coeficientes de correlação entre escalares das séries temporais apresentadas nas figuras 7.3.3.a, b, c.

	r_{cT}	r_{qT}	r_{qc}
Regime 1	-0,96	-0,92	0,93
Regime 2	-0,95	-0,95	0,98
Regime 3	-0,02	0,44	-0,28

Como principais conclusões, mencione-se que nos regimes 1 e 2, os coeficientes de correlação apresentam todos valores absolutos superiores a 0,9 (para $5 \times 600 = 3000$ dados brutos), portanto com apreciável consistência estatística. Todavia, é no regime 2 que eles apresentam seus maiores valores absolutos. Destaque-se que as correlações entre q e c são positivas, e aquelas envolvendo a temperatura são negativas.

No regime 3, os resultados são radicalmente diferentes dos verificados para os regimes 1 e 2, tanto do ponto de vista dos valores absolutos dos coeficientes de correlação (muito inferiores aos dos regimes 1 e 2) como do ponto de vista algébrico:

Os valores positivos para as correlações entre c e q e negativos para as correlações envolvendo T . Este último resultado parece indicar a ocorrência de *downdrafts*, com ar mais frio e mais menos chuvoso incidindo sobre o dossel, mas não necessariamente associados a menores concentrações de CO_2 . Talvez isso se deva ao fato de tais vigorosos movimentos descendentes de ar incidindo no dossel florestal terem a capacidade de liberar CO_2 retido na região localizada do dossel para baixo. Este sendo produzido continuamente por respiração da biosfera e passível de ser ejetado esporadicamente para a região acima do dossel por movimentos intermitentes, conforme analisado por Oliveira et al. (2013) em seu estudo das trocas de CO_2 acima de uma floresta de araucárias no sul do Brasil.

Na presente discussão sobre o caráter das trocas na interface floresta-atmosfera em cada um dos três regimes turbulentos em estudo, convém investigar a sua relação com o que é previsto pela Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov. Para tanto foram determinados: i) os valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ , para cada regime turbulento investigado, nas estações úmida e seca; ii) Desvios padrões adimensionais da componente vertical do vento e escalares para a CLN, nas estações seca e úmida, para os três regimes turbulentos ora sendo analisados.

d. Valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ :

A Tabela 4, apresentada abaixo, mostra os valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov, ζ , para os três regimes turbulentos estudados, nas estações chuvosa e não chuvosa.

Tabela 4. Valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov para os regimes turbulentos encontrados sobre a RSDU.

	Regime1	Regime2	Regime3
Média ζ (Março)	1,307	0,533	0,031
Média ζ (Junho)	1,059	0,046	-0,083

A comparação entre os valores de ζ nas estações chuvosa (Março) e não chuvosa (Junho) indica valores de ζ sempre maiores na estação chuvosa contrariamente ao que se esperava, pois na estação chuvosa há menos perda radiativa noturna e maior fluabilidade no ar devido à maior concentração de vapor d'água existente na atmosfera. Uma possível explicação para este resultado seria a ocorrência de maior intermitência global (MARHT, 1999) na estação chuvosa e consequência da maior ocorrência de nuvens convectivas noturnas. Segundo Marht (2007) deve-se esperar que, sob condições não estacionárias, haja modificações importantes das relações de similaridade válidas para condições estacionárias.

Ao se compararem os resultados de ζ obtidos para os três regimes, em cada estação, observa-se, o esperado, que o regime 1 apresenta, em média, valores maiores de ζ comparativamente aos do regime 2. Efetivamente, por definição, o regime 2 tem associado a si, maiores velocidades do vento médio, e maiores valores de V_{TKE} , indicando maior intensidade na geração de turbulência mecânica e, portanto, redução nos valores do parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov. O regime 3, associado à ocorrência de fenômenos de escalas maiores, como por exemplo, fortes movimentos descendentes de ar (downdrafts), mostra ainda valores menores de ζ , comparativamente aos do regime 2, sendo negativo o valor de ζ para a estação não chuvosa. Isto sugere que

downdrafts, trazendo ar mais frio e menos chuvoso da média e alta troposfera, incidem no dossel florestal de tal forma a gerarem fortes fluxos positivos de calor e umidade, conforme relatado por Nogueira (2008) a seu estado sobre rajadas noturnas acima do sítio experimental de Caxiuanã, na Amazônia Oriental.

e. Desvios padrões adimensionais da componente vertical do vento e escalares para a CLN:

As Tabelas apresentadas a seguir (tabela 5 e 6) mostram valores médios dos desvios padrões w , T e CO_2 para condições estáveis, nas estações menos chuvosa e chuvosa.

Tabela 5. Valores do desvio padrão da componente do vento w e escalares T e CO_2 para cada regime turbulento na estação não chuvosa.

	Regime 1	Regime 2	Regime 3
σ_w	1, 352	1, 933	1, 912
σ_T	1, 352	2, 861	59, 768
σ_c	1, 352	1, 762	0, 747

Tabela 6. Valores do desvio padrão da componente do vento w e escalares T e CO_2 para cada regime turbulento na estação chuvosa.

	Regime 1	Regime 2	Regime 3
σ_w	1, 037	1, 313	1, 138
σ_T	3,350	2, 134	1, 413
σ_c	28, 857	8, 285	0, 817

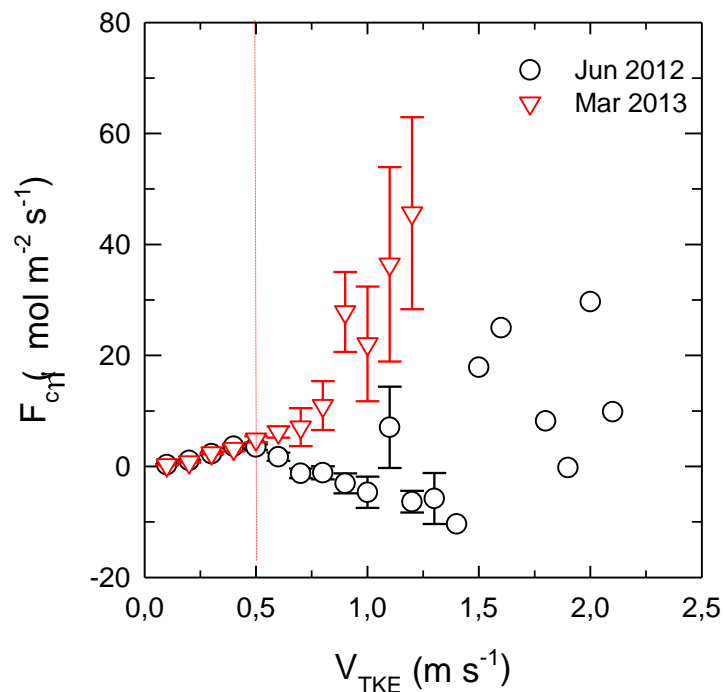
Os resultados acima mostram grande diferença entre as informações referentes às estações não chuvosa e chuvosa. Na estação menos chuvosa, as comparações entre os desvios padrões adimensionalizados de w , T e CO_2 guardam muita semelhança para o regime 1. Para o regime 2 os valores das grandezas adimensionais são sempre maiores do que os registrados no regime 1. Já os valores para o regime 3, variam de cada grandeza observada para outra. é interessante lembrar que os valores encontrados para o regime 1 (estação seca) de 1,352 se aproximam muito do valor teórico sugerido por Blackadar (1997, pg. 104). O aumento dos valores no regime 2 estaria relacionado com a mistura mais intensa e maior cisalhamento vertical do vento, aumentando a dispersão turbulenta. Quanto ao regime 3, ele pode depender de fatores mais aleatórios, provocados por ocorrências de muitos fenômenos de mesoescala.

A discrepância observada nos valores das grandezas adimensionais para a estação chuvosa pode estar associada à existência do que Garstang e Fitzjarrald (1999, Cap. 7) chamaram de estado perturbado na atmosfera do trópico chuvoso continental, particularmente acima da Amazônia, o que explicaria a falência em explicar os resultados tendo por base conceitos ou parâmetros típicos da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov para a CLS.

f. Análise da variabilidade do CO_2 em cada um dos três regimes turbulentos noturnos

Os regimes de velocidade do vento associados à energia cinética turbulenta - V_{TKE} encontrados para estação menos chuvosa (junho de 2012) e estação chuvosa (março de 2013) mostram padrões de variabilidade nos valores de CO_2 acima da floresta (medidas realizadas nas alturas de 39,4 m e 46 m, respectivamente).

Figura.20. Relação entre fluxo de CO₂ e valor da escala característica de velocidade turbulenta durante as noites dos meses de junho de 2012 e março de 2013 em área de floresta tropical. Barras de erro denotam o erro padrão da média. A linha pontilhada denota o limiar entre os regimes 1 ($V_{TKE} < 0,5$) e 2 ($V_{TKE} > 0,5$).

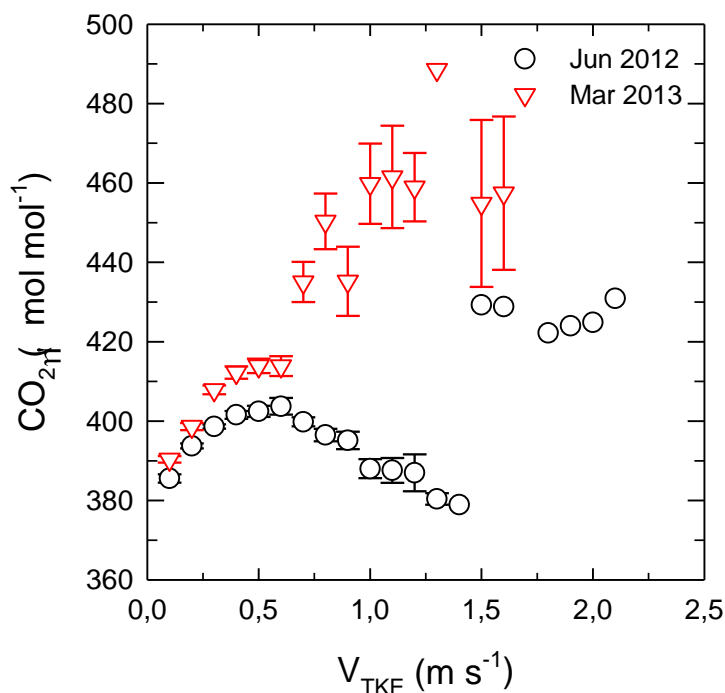


Com V_{TKE} abaixo de 0.5 m s^{-1} (regime 1), os valores de fluxo de CO₂ (F_c) são indistintos entre os meses de junho de 2012 e março de 2013 (Fig. 20). Considerando que, durante a noite, a turbulência quando ocorre, é devida a forças mecânicas e neste caso, V_{TKE} não tem valor suficientemente grande para fazer com que o CO₂ que é produzido pela respiração do ecossistema chegue, com altos valores de F_c , à altura de medição (39,4 m e 46 m). Porém, à medida V_{TKE} aumenta (acima de 0.5 m s^{-1} e regime 2) observa-se que os valores de F_c são maiores e positivos para o mês de março de 2013, e menores e negativos para o mês de junho de 2012 (Fig. 20). Na estação úmida da Amazônia, a respiração do ecossistema atinge o seu máximo (GOULDEN et al., 2004) e com os altos valores de V_{TKE} , uma força mecânica, pode-se justificar a manutenção de maiores valores positivos de F_c no mês de março de 2013. A partir do ponto em que V_{TKE} assume um valor relativamente mais alto (acima de 1.5 m s^{-1} e regime 3), F_c

apresenta alguns valores esporádicos, o que pode ser notado pela ausência das barras de erro, e somente no mês de junho de 2012.

Efetivamente, o regime 1 se caracteriza pela existência de turbulência principalmente forçada mecanicamente na interface vegetação – atmosfera. Como as velocidades do vento são comumente baixas, espera-se que em tais condições haja fraca interação entre o escoamento acima e dentro da copa. Pesquisas recentes têm mostrado que a respiração verificada na região do dossel vegetal é responsável pelas maiores parcelas de contribuição para o acúmulo de CO_2 na região coberta pelo dossel, sendo que, quanto mais estáveis forem as condições atmosféricas no interior do dossel, maior será a dificuldade do CO_2 acumulado ser removido para cima, na região acima do dossel (Fig. 21). A estabilidade atmosférica é maior no período menos chuvoso. Essa é uma condição que não favorece o transporte de CO_2 do interior do dossel para a camada acima dele. Isso pode ser observado no regime 1, no qual as concentrações de CO_2 do período menos chuvoso são menores do que as do chuvoso.

Figura 21. Relação entre CO_2 e valor da escala característica de velocidade turbulenta durante as noites dos meses de junho de 2012 e março de 2013 em área de floresta tropical. Barras de erro denotam o erro padrão da média. A linha pontilhada denota o limiar entre os regimes 1 ($V_{\text{TKE}} < 0,5$) e 2 ($V_{\text{TKE}} > 0,5$).



Espera-se que os regimes turbulentos 2 e 3, caracterizados por processos envolvendo maior tensão de cisalhamento na interface dossel – atmosfera (regime 2) e por forte intermitência gerada por processos de mesoescala em região muito acima do dossel (regime 3) sejam mais capazes de remover eficientemente CO_2 do dossel para cima, aumentando os fluxos de CO_2 em tais condições (Fig. 21).

É justamente o caráter intermitente de tal interação (regime 3) que poderá permitir uma troca mais efetiva de massa (com a possível incidência de fortes down drafts extremamente localizados no tempo, trazendo porções de ar da troposfera superior para dentro do dossel) e uma penetração mais profunda do escoamento atmosférico acima da copa para o interior do dossel. Quando isto ocorre, é possível haver uma troca mais efetiva entre camadas situadas no interior do dossel. Quanto ao montante de CO_2 que é trocado, este vai sendo acumulado pela respiração do ecossistema (CHAMBERS et al. 2004; ARAÚJO et al. 2008; ZANCHI et al. 2014) e dependendo das condições de estabilidade ele só será transportado para cima do dossel em condições de forte ação mecânica (associada ao fluxo de momentum percoladas para dentro do dossel da floresta).

Ressalta-se então, que a ocorrência de um evento de intensificação da energia cinética turbulenta próximo da interface floresta – atmosfera deve ser condição necessária, mas não suficiente para a ocorrência de um montante expressivo de fluxo de CO_2 do dossel para cima. Isto porque, para que tal fluxo ocorra, deve haver necessariamente um montante apreciável de CO_2 acumulado no interior e abaixo do dossel florestal. Isso nem sempre é possível de ocorrer, visto que uma vez tendo sido removido por um evento inicial com forte troca de momentum, deve-se esperar um certo tempo até que ocorra um novo acúmulo de CO_2 , suficiente para produzir fluxos importantes de CO_2 . Esta é a razão pela qual no regime 2 os valores máximos de F_c para um dado valor de V_{TKE} são muito superiores do que os máximos para o regime 1 para o período chuvoso, embora, para um dado valor de V_{TKE} os valores associados ao CO_2 oscilem bastante (Fig. 21).

O mesmo raciocínio pode ser estendido à ocorrência do regime 3, ainda que os fenômenos atmosféricos geradores de tal regime sejam diversificados, associando-se a situações relacionadas com fenômenos variados, que vão desde a ocorrência de jatos de

baixos níveis (MAHRT. 1999) até ondas isoladas (SUN et al., 2002; 2004) e vários tipos de microfronts (MARHT., 2010), além de circulações locais (VON RANDOW et al., 2002).

Assim sendo, deve-se esperar que as ocorrências de fluxos noturnos intensos de CO_2 estejam associadas a situações em que o CO_2 aprisionado pela estabilidade no interior do dossel seja liberado em eventos relativamente “rápidos” associados à ação de forças mecânicas agindo do topo do dossel para baixo, conforme discutido por Araújo et al. (2008).

Ainda com relação às ocorrências de trocas de CO_2 no regime 1, deve mencionar-se que quanto menor V_{TKE} , e conseqüentemente menor a velocidade do vento, deve-se esperar uma contribuição maior das escalas maiores da chamada baixa frequência, associadas a processos da mesoescala, conforme discutido por Von Randow et al. (2002), para a floresta Amazônica e Acevedo et al. (2009) para uma região acima da floresta na região sul do Brasil.

8 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foram estudadas as características de três regimes turbulentos noturnos propostos por SUN12 utilizando-se dados medidos no sítio experimental de Uatumã, projeto OATA, na Amazônia Central durante as estações chuvosa e não chuvosa.

Predomina amplamente o regime 1, caracterizado por ventos mais fracos e pela influência estritamente local na geração de forçantes para o processo de troca floresta-atmosfera. Na estação não chuvosa a porcentagem de ocorrência do regime 1 é ainda maior do que aquela verificada na estação chuvosa. Nesta, os pouquíssimos eventos de ocorrência dos regimes 2 e 3, associados a forçantes não estritamente superficiais na geração de energia cinética turbulenta são observados depois das 4 horas da madrugada, HL. Na estação úmida, há uma maior ocorrência de eventos associados aos regimes 2 e 3, os quais se observam ao longo de todo o período analisado, com alguma predominância nos horários do início da noite.

Como seria de se esperar, os fluxos turbulentos de CO_2 aumentam com a elevação do valor da escala característica de velocidade turbulenta, V_{TKE} , associada à energia cinética turbulenta medida acima da superfície.

Os fluxos de CO_2 , assim, aumentam consideravelmente com o regime 2 associado a maiores valores da velocidade média do vento, $|V|$, e caracterizado pela ocorrência de mistura na camada limite atmosférica, CLA, gerada por forçantes não predominantemente superficiais.

Para cada intervalo de valores de V_{TKE} , o valor do maior fluxo de CO_2 encontrado aumenta com V_{TKE} , ainda que isto não seja necessariamente válido para todos os dados existentes num dado intervalo de valores de V_{TKE} , ou seja, o aumento de V_{TKE} é condição necessária para a existência de maiores valores de fluxos de CO_2 , mas não condição suficiente. Isto porque, ainda que possam existir as forçantes necessárias para a mistura na interface floresta-atmosfera, às vezes não há carbono acumulado em quantidade suficiente dentro da copa para alimentar um aumento no fluxo de CO_2 quando houver um aumento de V_{TKE} .

São também apresentadas grandezas estatísticas aplicadas à concentração de CO_2 de forma a possibilitar uma melhor compreensão das diferenças encontradas nos três regimes turbulentos noturnos analisados.

Como sugestões para trabalhos futuros menciona-se a inclusão de mais medidas de resposta rápida das grandezas meteorológicas, tanto acima do dossel quanto no interior do mesmo.

Também se sugere incorporar a direção do vento às análises, uma vez que há indícios de que as características de mistura do terreno variam com a direção do escoamento.

Finalmente, propõe-se que haja esforços para caracterizar como a instabilidade do ponto de inflexão do perfil vertical de velocidade do vento influi nos regimes turbulentos, particularmente ao regime 2.

REFERÊNCIAS

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. "The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal and Spatial Variability". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 58, n. 17, p. 2650-2667, 2001.

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., MORAES, O. L. L., SILVA, R., FITZJARRALD, D. R., SAKAI, R., STAEBLER, R. M., CZIKOWSKY, M. J., "Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture", *Global Change Biology*, v. 10, p. 1-9, 2004.

ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L. , SILVA, R., DEGRAZIA, G. A., MEDEIROS, L. E. "Intermittency and the Exchange of Scalars in the Nocturnal Surface Layer", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 119, p. 41-55, 2006.

ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L., SILVA, R., FITZJARRALD, D. R., SAKAI, R. K., MAHRT, L. "Turbulent carbon exchange in very stable conditions", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 125, p. 49-61, 2007.

ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L., DEGRAZIA, G. A., FITZJARRALD, D. R., MANZI, A. O., CAMPOS, J. G. "Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?", *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, p. 1-10, 2009.

ANDREAS, E. L., HILL, R. J.; GOSZ, J. R.; MOORE, D. I.; OTTO, W. D.; SARMA, A. D.; "Stability Dependence of the Eddy-Accumulation Coefficients for Momentum and Scalars". *Boundary-Layer Meteorology*, v.86, n.3, p.409-420, Mar. 1998.

ARAÚJO A. C., NOBRE, A. D., KRUIJT, B., ELBERS, J. A., DALLAROSA, R., STEFANI, P., VON RANDOW, C., MANZI, A. O., CULF, A. D., GASH, J. H. C., VALENTINI, R., KABAT, P., "Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site", *Journal of Geophysical Research*, v. 107, D20: 58. p. 1-15, 2002.

ARAÚJO, A. C., KRUIJT, B., NOBRE, A. D., DOLMAN, A. J., WATERLOO, M. J., MOORS, E. J., SOUZA, J. S. "Nocturnal Accumulation of CO₂ Underneath a Tropical Forest Canopy along a Topographical Gradient", *Ecological Applications*, v. 18, n. 6. p. 1406-1419, 2008.

ARAÚJO, A. C., DOLMAN, A. J., WATERLOO, M. J., GASH, J. H. C., KRUIJT, B., ZANCHI, F. B., LANGE, J. M. E., STOEVELAAR, R., MANZI, A. O., NOBRE, A. D., LOOTENS, R. N., BACKER, J., "The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia", *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 150, p. 226-237, 2010.

ARYA S. P. *Introduction to Micrometeorology*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2001. 447 p.

AVISSAR, R., DIAS, P. L. S., DIAS, M.A.F.S., NOBRE., C.A.; The Large-scale Biosphere– atmosphere experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, v. 107(D20):6, 2002.

BALDOCCHI, D., FALGE, E., WILSON, K. "A spectral analysis of biosphere-atmosphere trace gas flux densities and meteorological variables across hour to multi-year time scales", *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 107, n. 1. p 1-27, March 1, 2001.

BANTA, R. M., NEWSOM, R. K., LUNDQUIST, J. K., PICHUGINA, Y. L., COULTER, R. L., MAHRT, L. D., "Nocturnal Low-Level Jet Characteristics observed during CASES-99", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 105, n. 2. p. 221-252, November, 2002.

BANTA, R. M., NEWSOM, R. K., LUNDQUIST, J. K., PICHUGINA, Y. L., COULTER, R. L., MAHRT, L. D., "Nocturnal Low-Level Jet Characteristics observed during CASES-99", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 105, n. 2. p. 221-252, November, 2002.

BLACKADAR, A. K., "Turbulence and Diffusion in the Atmosphere", Springer, 185, Berlin, 1997.

BLUMEN, W., BANTA, R., BURNS, S. P., FRITTS, D. C., NEWSOM, R., POULOS, G., SUN, J., "Turbulence statistics of a Kelvin-Helmholtz billow event observed in the night-time boundary layer during the Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study field program", *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 34, n. 2-4. p. 189-204, October, 2001.

BRAGA, C. E. S., AZIZ, O. A., FERREIRA, N. C. D., SILVA, R. L. R., MACEDO, D. S. M. S., PIVA, L. H., AGUIAR, A. D. C., VIEIRA, A. M., CARDOSO, V. P., NAVA, D. B., SILVA, N. M., BANIWA, B. J., CAVALCANTE, R. V., FEDER, D. J. *Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã*, Volumes 1 e 2, IDESAM, 395 pp., Amazonas, 2009.

BURBA, G.; ANDERSON, D. *Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applicatios*. Version 1. 0. 1.LI-COR Biosciences. Lincoln, Nebraska, USA, 2010.

CARSWELL, F. E., COSTA, A. L., PALHETA, M., MALHI, Y., MEIR, P., COSTA, J. D. P. R., RUIVO, M. L., LEAL, L. S. M., COSTA, J. M. N., CLEMENT, R. J., e GRACE, J., "Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20: 43: 1-16, 2002.

CHAMBERS, J. Q., TRIBUZY, E. S., TOLEDO, L. C., CRISPIM, B. F., HIGUCHI, N., SANTOS, J., ARAÚJO, A. C., KRUIJT, B., NOBRE., A. D., TRUMBORE, S. E. "Respiration from a Tropical Forest Ecosystem: Partitioning of Sources and Low Carbon Use Efficiency", *Ecological Applications*, v. 14, n. 4. p. S72-S88, August 2004.

CHENG, Y., PARLANGE, M. B. e BRUTSAERT, W., "Pathology of Monin-Obukhov similarity in the stable boundary layer", *Journal of Geophysical Research*, 110, D06101: 1-10, 2005.

CLIMATEX CHANGE. Disponível em:
<<http://www.climatechange.nl/projects/alteddy/>>. Acesso em Mar, 2014.

COHEN, J.C.P.; ABREU SÁ, L.D.; NOGUEIRA, D.S.; GANDU, A.W.; "Jatos de Baixos Níveis acima da Floresta Amazônica em Caxiuanã (PA)", *Revista Brasileira de Meteorologia (ISSN 0102-7786)*, v. 21, n. 3b. p. 271-282, Edição Especial sobre o LBA, dezembro de 2006.

CUXART, J., YAGÜE, C., MORALES, G., TERRADELLAS, E., ORBE, J., CALVO, J., FERNÁNDEZ, A., SOLER, M. R., INFANTE, C., BUENESTADO, P., ESPINALT, A., JOERGENSEN, H. E., REES, J. M. , VILÀ, J., REDONDO, J. M., CANTALAPIEDRA, I. R., CONANGLA, L. "Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain (SABLES 98): A Report", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 96, n. 3, p. 337-370, September, 2000.

DE BRUIN, H. A. R.; VAN DEN HURK, B. J. J. M.; KROON, L. J. M. "On the temperature-humidity correlations and similarity". *Boundary-Layer Meteorology*, v. 93. n. 3. p. 453-468, 1999.

DEGRAZIA, G. A., MORAES, O. L. L. "A Model for Eddy Diffusivity in a Stable Boundary Layer", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 58, p. 205-214, 1992.

DIAS JÚNIOR, C. Q., SÁ, L. D. A., PACHÊCO, V. B., MENDONÇA DE SOUZA, C. " Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the Amazon forest ", *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* v. 115. p. 1-8, 2013.

ESTOURNEL, C., GUEDALIA, D. "A New Parameterization of Eddy Diffusivities for Nocturnal Boundary-Layer Modeling", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 39. p. 191-203, 1987.

FINNIGAN, J. J., "Turbulence in plant canopies", *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 32. p. 519-571, 2000.

FITZJARRALD, D. R. e MOORE, K. E. "Mechanisms of Nocturnal Exchange between the Rain Forest and the Atmosphere", *Journal of Geophysical Research*, v. 95. n. D10. p. 16839-16850. 1990.

FRITTS, D. C., NAPPO, C., RIGGEN, D. M., BALSLEY, B. B., EICHINGER, W. E., NEWSOM, R. K., "Analysis of Ducted Motions in the Stable Nocturnal Boundary Layer during CASES-99", *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 60. n. 20. p. 2450-2472, 15 October, 2003.

FOKEN, T. ET AL., "Coupling processes and exchange of energy and reactive and non-reactive trace gases at a forest site – results of the EGER experiment", *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 12. p. 1923-1950, 2012.

FOKEN, T., M. GÖCKEDE, M., MAUDER, M., MAHRT, L., AMIRO, B., MUNGER, W. "Post-field data quality control". In X. Lee et al. (eds.), *Handbook of Micrometeorology*. p. 181-208. 2008.

GARSTANG, M., FITZJARRALD, D. R. *Observations of Surface to Atmosphere Interactions in the Tropics*, Oxford University Press, 405 pp., New York, 1999.

GARSTANG, M., WHITE, S., SHUGART, H. H. e HALVERSON, J. "Convective Cloud Downdrafts as the Cause of Large Blowdowns in the Amazon Rainforest", *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 67. n. 1-4. p. 199-212, 1998.

GASH, J. H. C. , HUNTINGFORD, C., MARENGO, J. A., BETTS, R. A., COX, P. M., FISCH, G. , FU, R. , GANDU, A. W., HARRIS, P. P., MACHADO, L. A. T., VON RANDOW, C., DIAS. M. A. F. S.; Amazonian climate: results and future research. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78. n. 1–3. p. 187–193, 2004.

GIBSON, B., "Examination of a density current with severe winds and extensive dust: South Australia case study 2 April 2005", *Aust. Met. Mag.*, v. 56. p. 267-283, 2007.

GOULDEN, M. L., MILLER, S. D., DA ROCHA, H. R., MENTON, M. C., DE FREITAS, H. C., FIGUEIRA, A. M. S., DE SOUSA, C. A. D.; "Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications*". v. 14. n. SP4. p. 42–54, August 2004.

HILL, R. J.. "Implications of Monin-Obukhov similarity theory for scalar quantities", *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 46. n. 14. p. 2236-2244, 1989.

HUTYRA, L. R., MUNGER, J. W., HAMMOND-PYLE, E., SALESKA, S.R., RESTREPO-COUBE, N., DE CAMARGO, P.B., WOFSEY, S.C.; "Resolving systematic errors in estimates of net ecosystem exchange of CO₂ and ecosystem respiration in a tall-stature forest: application to a tropical forest biome". *Agricultural and Forest Meteorology*. v. 148. n. 8–9. p. 1266–1279, July 2008.

HUTYRA, L. R., MUNGER, J. W., SALESKA, S. R., GOTTLIEB, E., DAUBE, B. C., DUNN, A. L., AMARAL, D. F., DE CAMARGO, P. B., WOFSEY, S. C.; "Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest". *Journal of Geophysical Research – Biogeosciences*. v. 112(G3). 2007.

HÖGSTRÖM, U., BERGSTRÖM, H., "Organized Turbulence in the Near-Neutral Atmospheric Surface Layer", *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 53. n. 17. p. 2452-2464, 1 September, 1996.

KAIMAL, J. C. e FINNIGAN, J. J. "Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement", Oxford University Press, 289 pp., New York, Oxford, 1994.

KARIPOT, A., LECLERC, M. Y., ZHANG, G., MARTIN, T., STARR, G., HOLLINGER, G., MCCAUGHEY, J. H. e HENDREY, G. R. "Nocturnal CO₂ exchange over tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity", *Theoretical and Applied Climatology*, v. 85. p. 243-248. 2006.

KATUL, G., LAI, C.-T., SCHÄFER, K., VIDA KOVIC, B., ALBERTSON, J., ELLSWORTH, D., OREN, R. "Multiscale analysis of vegetation surface fluxes: from seconds to years", *Advances in Water Resources*. v. 24, n. 9-10. p. 1119-1132, November-December, 2001.

KATUL, G., POGGI, D., CAVA, D., FINNIGAN, J., "The relative importance of ejections and sweeps to momentum transfer in the atmospheric boundary layer", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 120. p. 367-375, 2006.

KATUL, G., PORPORATO, A., CAVA D., SIQUEIRA, M. "An analysis of intermittency, scaling, and surface renewal in atmospheric surface layer turbulence", *Physica D*. v. 215. p. 117-126, 2006.

KRUIJT, B., LLOYD, J., GRACE, J., MCINTYRE, J. A., FARQUHAR, G. D., MIRANDA, A. C. e MCCRACKEN, P. "Sources and sinks of CO₂ in Rondonia tropical

rainforest", In: *Amazonian Deforestation and Climate*, J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria Eds., Wiley: 331-352, Chichester, 1996.

KRUIJT, B., MALHI, Y., LLOYD, J., NOBRE, A. D., MIRANDA, A. C., PEREIRA, M. G. P., CULF, A. e GRACE, J. "Turbulence Statistics Above and Within Two Amazon Rain Forest Canopies", *Boundary-Layer Meteorology*, v. 94. n. 2. p. 297-331, February, 2000.

MACHADO, L. A. T., LAURENT, H. "The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence", *Monthly Weather Review*. v. 132 p. 714-725, March, 2004.

MACHADO, L. A. T., LAURENT, H., DESSAY, N., MIRANDA, I. "Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia - A comparison of different vegetation types and large scale forcing", *Theoretical and Applied Climatology*. v. 78. p. 61-77, 2004.

MACHADO, L. A. T., LAURENT, H., LIMA, A. A. "Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20: 31-1-31-15, 2002.

MAHRT, L. "Stratified Atmospheric Boundary-Layers", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 90. n. 3. p. 375-396, 1999.

MAHRT, L. "The influence of nonstationarity on the turbulent flux-gradient relationship for stable stratification", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 125. p. 245-264. 2007.

MAHRT, L., "Computing turbulent fluxes near the surface: Needed improvements", *Agricultural and Forest Meteorology*. v.150. p. 501-509. 2010.

MARQUES FILHO, E. P. *Alguns aspectos teóricos e experimentais da camada limite acima do Pantanal Matogrossense*. 2000. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2000.

MARTINS, H. S. *Variabilidade em escala associada com jatos de baixo nível e ondas de gravidade na camada limite noturna do Pantanal*. 2011. Tese (Doutorado em Física) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2011.

MILLER, S. D., GOULDEN, M. L., MENTON, M. C., DA ROCHA, H. R., DE FREITAS, H. C., E SILVA FEGUEIRA, A. M., DIAS DE SOUZA, C. A.; "Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance". *Ecological Applications*. v. 14. n. 4. p. 114–126, 2004.

MORAES, O. L. L.; FERRO, M.; ALVES, R. C. M.; TIRABASSI, T. Estimating eddy diffusivities coefficients from spectra of turbulence. In: C. A. Brebbia -H. Power (Ed.). *Air Pollution VI*. [S.l.]: WIT Press, Computational Mechanics Publications, 1998. p. 57-65.

NOGUEIRA, D. S., *Aspectos Observacionais e Numéricos da Interação Floresta-Atmosfera na Amazônia Oriental: Fenômenos Turbulentos Noturnos*. 2008. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará, Belém, PA.

NEWSOM, B. K. e BANTA, R. M., "Shear-Flow Instability in the Stable Nocturnal Boundary Layer as Observed by Doppler Lidar during CASES-99", *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 60. p. 16-33, 2003.

OLIVEIRA, P. E. S., O. C. ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L., ZIMERMANN, H. R., TEICHRIEB, C. "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.

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

PANOFSKY, H. A.; TENNEKES, H.; LENSCHOW, D. H.; WYNGAARD, J. C. "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions". *Boundary-Layer Meteorology*, v.11, p.355-361, 1977.

POULOS, G. S., BLUMEN, W., FRITTS, D. C., LUNDQUIST, J. K., SUN, J., BURNS, S. P., NAPPO, C., BANTA, R., NEWSOM, R., CUXART, J., TERRADELLAS, E., BALSLEY., B., JENSEN, M. "CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer", *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 83. n. 4. p. 555-581, April, 2002.

RAUPACH, M. R., FINNIGAN, J. J., BRUNET, Y. "Coherent Eddies and Turbulence in Vegetation Canopies: The Mixing-layer Analogy", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 78. n. 3-4. p. 351-382, March, 1996.

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

SÁ, L. D. A., PACHÊCO, V. B. "Wind Velocity above and inside Amazonian Rain Forest in Rondonia", *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 21. n. 3a. p. 50-58, Dezembro, 2006.

SAKAI, R. K; FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. "Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces". *Journal of Applied Meteorology*. v. 40. n. 12. p. 2178-2192, 2001.

SALES, C. B., *Investigação sobre a Camada Limite Noturna em Sítios Experimentais da Amazônia: Regimes de Estabilidade e Classes de Flutuações Turbulentas*. 2014. Tese (Mestrado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e Universidade do Estado do Amazonas (UEA). Manaus, AM. 2014.

SALESKA, S. R. et al. "Carbon in Amazonian Forests. Unexpected Seasonal Fluxes and Disturbance-Induced Losses", *Science*. v. 302. n. 5650. p. 1554-1557, 2003.

SALMOND, J. A., MCKENDRY, I. G., "A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer and its implications for air quality", *Progress in Physical Geography*. v. 29. n. 2. p. 171-188, 2005.

SILVA DIAS, M. A. F. S., RUTLEDGE, S., KABAT, P., SILVA DIAS, P., NOBRE, C., FISCH, G., DOLMAN, H., ZIPSER, E., GARSTANG, M., MANZI, A., FUENTES, J., ROCHA, H., MARENGO, J., PLANA-FATTORI, A., SÁ, L. D. A., AVALÁ, R. C. S., ANDREAE, M., ARTAXO, P., GIELOW, R., e GATTI, L. "Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region", *Journal of Geophysical Research*, v. 107. n. D20, 8072. 2002.

SHUTTLEWORTH, W. J., "Micrometeorology of temperate and tropical forest", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series B. v. 324. n. 1223. p. 299-334, 1989.

SOUZA, C. M.; SÁ, L. D. A.; DIAS JÚNIOR, C. Q.; CAMPOS, J. G.; SALES, C. B.; COSTA, J. L. S.; MANZI, A. O.; ARAÚJO, A.C.; TREBS, I.; WINDERLICH, J.; A Study of Distinct Turbulence Night-Time Regimes above the Amazon Forest at Uatumã Site. In: ATTO WORKSHOP (IOP I), 2012, Manaus. *Anais Manaus*, 2012.

SPIEGEL, M., R. *Estatística*. 2ª edição, McGraw-Hill, 454 pp., São Paulo, Brasil, 1985.

STRONG, C., FUENTES, J. D., GARSTANG, M. e BETTS, A. K. "Daytime Cycle of Low-Level Clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in Southwestern Amazonia", *Journal of Applied Meteorology*, v. 44. p. 1607-1619, October, 2005.

STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer, 666 pp., Dordrecht, 1988.

SUN, J., BURNS, S. P., LENSCHOW, D. H., BANTA, R., NEWSOM, B., COULTER, R., FRASIER, S., INCE, T., NAPPO, C., CUXART, J., BLUMEN, W. , DELANY, A. C., LEE, X., HU, X.-Z. "Intermittent Turbulence Associated with a Density Current Passage in the Stable Boundary Layer", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 105.p. 199-219, 2002.

SUN, J., LENSCHOW, D. H., BURNS, S. P., BANTA, R., NEWSOM, B. K., COULTER, R., FRASIER, S., INCE, T., NAPPO, C., BALSLEY, B. B., JENSEN, M., MAHRT, L., MILLER, D., SKELLY, B. "Atmospheric Disturbances that Generate

Intermittent Turbulence in Nocturnal Boundary Layers", *Boundary-Layer Meteorology*. v. 110. p. 255-279, 2004.

SUN, J.; MAHRT, L.; BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L. "Turbulence Regimes and Turbulence Intermittency in the Stable Boundary Layer during CASES-99". *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 69, p. 338-351, 2012.

THOM, A. S., STEWART, J. B., OLIVER, H. R., GASH, J. H. C. "Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. v. 101. p. 93-105, 1975.

VAN DE WIEL, B. J. H., MOENE, A. F., HARTOGENSIS, O. K., DE BRUIN, H. A. R., HOLTSLAG, A. A. M., "Intermittent Turbulence in the Stable Boundary Layer over Land. Part III. A Classification for Observations during CASES-99". *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 60. p. 2509-2522, 15 September, 2003.

VICKERS, D.; MAHRT, L.; "Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. v. 14. n. 3. p. 512-526, 1997.

VICKERS, D., MAHRT, L. "The cospectral gap and turbulent flux calculations", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. v. 26. n. 5. p.660-672, Maio, 2003.

VISWANADHAM, Y., MOLION, L. C. B., MANZI, A. O., SÁ, L. D. A., SILVA FILHO, V. P., ANDRÉ, R. G. B., NOGUEIRA, J. L. M., DOS SANTOS, R. C. "Micrometeorological Measurements in Amazon Forest during GTE/ABLE-2A Mission", *Journal of Geophysical Research*. v. 95. n. D9. p.13669-13682, August 20, 1990.

VISWANADHAM, Y.; SÁ, L. D. A.; SILVA FILHO, V. P.; MANZI A. O. "Ratios of Eddy Transfer Coefficients over the Amazon Forest." In: Forest Hydrology and Watershed Management, R. M. Swanson, P. Y. Bernier and J. P. D. Woodard Eds., IAHS Press, Oxfordshire Oxio, 8BB:365-373, Wallinford, U.K., 1987.

VON RANDOW, C., KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A. A. M., "Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationships". *Agricultural and Forest Meteorology*. v. 141. p. 192-207, 2006.

VON RANDOW, C., KRUIJT, B. e HOLTSLAG, A. A. M. "Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationships", *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 141. p. 192-207, 2006.

VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P. R.A.; KRUIJT, B. "Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia." I. Diurnal conditions. *Journal of Geophysical Research*. v. 107. n. D20.p. 8062, 2002.

WILLIAMS, C. A.; SCANLON, T. M.; ALBERTSON, J. D. "Influence of surface heterogeneity on scalar dissimilarity in the roughness sublayer Boundary-Layer" *Meteorology*. v. 122.p. 149-165, 2007.

WYNGAARD, J. C.; COTÉ, O. R. "The Budgets of Turbulent Kinetic Energy and Temperature Variance in the Atmospheric Surface Layer". *Journal of the Atmospheric Sciences*. v.28, n.2, p.190-201, Mar. 1971.

YAGÜE, C., S. VIANA, G. MAQUEDA, M. F. LAZCANO, G. MORALES., J. M. REES, "A Study on the Nocturnal Atmospheric Boundary Layer: SABLES2006", *Física de la Tierra*. v. 19 p. 37-53, 2007.

ZANCHI, F. B., MEESTERS, A. G. C. A., WATERLOO, M. J., KRUIJT, B., KESSELMEIER, J., LUIZÃO, F. J., DOLMAN, A. J., "Soil CO₂ exchange in seven pristine Amazonian rain forest sites in relation to soil temperature", *Agricultural and Forest Meteorology*. v. 192-193. p. 96-107, 2014.

ZERI, M. e SÁ, L. D. A. "Scale dependence of coherent structures contribution to the daytime buoyancy heat flux over the Pantanal wetland, Brazil", *Atmospheric Science Letters*, v. 12. n. 2. p. 200-206, Abr-Jun, 2011.