



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

**CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE NA
CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE FLORESTA
MANEJADA: FLONA TAPAJÓS KM 83**

ADRIANO FERREIRA SILVA

**Santarém, Pará
Junho, 2014**

ADRIANO FERREIRA SILVA

**CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE NA
CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE FLORESTA
MANEJADA: FLONA TAPAJÓS KM 83**

ORIENTADOR: DR. RODRIGO DA SILVA

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, junto ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia.

Área de concentração: Estudos Atmosféricos. Linha de Pesquisa: Processos de interação da biosfera e atmosfera.

**Santarém, Pará
Junho, 2014**

CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE NA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE FLORESTA MANEJADA: FLONA TAPAJÓS KM 83

Esta dissertação foi julgada adequada para a obtenção do Título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, Área de concentração: Estudos Atmosféricos (Processos de Interação Biosfera-Atmosfera). Aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia, nível de mestrado, da Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, em 24 de junho de 2014.

Prof. Dr. Luís Reginaldo Ribeiro Rodrigues (UFOPA)
Coordenador do PPGRNA

Apresentada à Comissão Examinadora, integrada pelos Professores:

Prof. Dr. Newton Silva de Lima (ULBRA)
Examinador externo

Prof. Dr. David Fitzjarrald (ALBANY)
Examinador externo

Prof. Dr. Júlio Tóta da Silva (UFOPA)
Examinador interno

Prof^ª. Dr.^a. Cintya de Azambuja Martins (UFOPA)
Suplente

Prof. Dr. Rodrigo da Silva (UFOPA)
Orientador

**Santarém, Pará
Junho, 2014**

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Rosinaldo e Maria que sempre me possibilitaram o acesso ao estudo, e conseqüentemente, a formação de um cidadão. Aos meus irmãos Carlos André, Anderson e Alessandra, e a minha esposa Aurea e ao meu querido filho Álex Diego. Todos fundamentais em minha formação profissional.

AGRADECIMENTOS

A Jesus Cristo por todo o esforço, sabedoria e fé concedida durante a minha vida acadêmica e pessoal.

Aos meus pais por todo o esforço e confiança colocados durante toda a minha educação.

Aos meus irmãos pelo incentivo e confiança depositados durante a minha vida acadêmica.

A minha esposa, Aurea, e ao meu filho Alex Diego, que foram os grandes responsáveis por toda minha dedicação empregada durante essa etapa de minha vida.

Aos meus sogros, Maria Célia e Aureo, meus cunhados, Ronaldo e Aureo, cunhadas, Adriana, Auricélia e Raquel, e amigo, Tancredo, pela compreensão, os incentivos de força e companheirismo, durante minha vida acadêmica.

Ao meu orientador, Rodrigo da Silva pela compreensão, confiança, dedicação e pelos esforços empregado para a realização desse trabalho.

A todos os meus colegas de Mestrado, especialmente a Safira Canto, Suellen Castro, Miyuki Mitsuya, Jéssica Lira e Alessandra Damasceno. Aprendi muito com esses Mestres!

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia da UFOPA.

A Capes pela disponibilidade da bolsa.

SILVA, Adriano Ferreira da. **Características Espectrais e Similaridade na Camada Limite Superficial sobre Floresta Manejada: FLONA Tapajós Km 83**. 2014. 72p. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia. Área de concentração: Estudos Atmosféricos (Processos de Interação Biosfera Atmosfera) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2014.

RESUMO

A camada limite superficial (CLS) é a região da Camada Limite Atmosférica (CLA) onde ocorrem as principais transferências de energia e massa entre a superfície e a atmosfera. Estas trocas, em suma, são realizadas pelo processo de turbulência. A turbulência tem sua estrutura comumente caracterizada, sobre as mais diferentes condições de superfície, através do espectro de energia cinética turbulenta. Caracterizar a estrutura da turbulência é fundamental para obter uma descrição mais realista da dinâmica da CLA e conseqüentemente, melhorar os modelos numéricos de dispersão de poluentes e entender as transferências de quantidades, como vapor d'água, dióxido de carbono e outros escalares, fundamentais na regulação do tempo e clima de uma superfície. Para a Amazônia, ainda, são poucas as informações da turbulência sobre os ecossistemas amazônicos. Por isso objetivou-se analisar o comportamento espectral e coespectral da turbulência sobre área de floresta manejada nas diferentes classes de estabilidade atmosférica (estáveis, neutras e instáveis), e verificar a validade da Teoria de Similaridade de Monin e Obukhov (TSMO) para a CLS. Para isso utilizou-se um conjunto de dados que compreende 117 dias do ano de 2009, dos períodos chuvoso e menos chuvoso, medido por sensores de respostas rápidas (sistema Eddy – Covariance), dispostos em uma torre micrometeorológica. A torre está localizada, dentro da Floresta Nacional do Tapajós (FLONA Tapajós), em área de floresta manejada (km 83). Através da análise sazonal das funções adimensionais, $\phi_w = \sigma_w / u_*$ e $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ e $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^2$, que correspondem, respectivamente, a intensidade da turbulência mecânica e térmica e a taxa pela qual a energia produzida é dissipada na CLS, observou-se que o comportamento das funções ϕ_w e ϕ_θ é semelhante ao descrito para área de terreno homogêneo. Diferentemente da função ϕ_ε , que possui um comportamento não semelhante ao descrito na literatura, mas fortemente dependente do parâmetro de estabilidade z/L . Além das funções apresentarem comportamentos semelhantes nos diferentes períodos, chuvoso e menos chuvoso. Desta forma, em relação a intensidade da turbulência e a taxa de dissipação de energia, pode-se concluir que as escalas da TSMO, são escalas apropriadas para descrever as funções adimensionais ϕ_w, ϕ_θ e ϕ_ε na CLS sobre a área de floresta manejada e o comportamento das funções adimensionais independem da sazonalidade.

Palavras chave: Turbulência, Espectros, Coespectros, Eddy-Covariance, FLONA Tapajós.

SILVA, Adriano Ferreira da. **Características Espectrais e Similaridade na Camada Limite Superficial sobre Floresta Manejada: FLONA Tapajós Km 83**. 2014. 72p. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia. Área de concentração: Estudos Atmosféricos (Processos de Interação Biosfera-Atmosfera) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2014.

ABSTRACT

The surface boundary layer (CLS) is the region of the atmospheric boundary layer (CLA) occur where the main energy transfers and massa between the surface and the atmosphere. These exchanges, in short, are carried by turbulent process. hese exchanges, in synthesis, are realized by the turbulence process. The turbulence has its structure commonly characterized on the most different surface conditions through the turbulent kinetic energy spectrum. Characterize the structure of turbulence is crucial for get a more realistic description of the dynamics of CLA and consequently improve the numerical models of pollutant dispersion and understand the transfer of quantities such as water vapor, carbon dioxide and other scalars, fundamental in regulation of climate and time of a surface. For the Amazon, still, are little the information of the structure turbulence over Amazonian ecosystems. Therefore objectived-if to analyze the behavior spectral and coespectral of the turbulence over area of forest in different classes of atmospheric stability (stable, neutral and unstable), and check the validity of the theory of Monin and Obukhov similarity for the CLS. For this we used a dataset which comprises 117 days of the year 2009, of the periods rainy and dry, measured by sensors for rapid responses (system Eddy- Covariance), willing in a micrometeorological tower. The tower is located within the Tapajós National Forest in managed forest (km 83). Through analysis sazonal of the functions non-dimensional, $\phi_w = \sigma_w / u_*$ e $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ e $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^2$ which correspond, respectively, the intensity of the mechanical and thermal turbulence, and rate by the which energy produced is dissipated in the CLS, noted-if that the behavior of the functions ϕ_w and ϕ_θ is similar to that described for area of terrain homogeneous. Differently from function ϕ_ε , which has a behavior non similar to that described in the literature, but strongly dependent of the parameter of stability z/L . Besides the functions have similar behaviors in different periods, rainy and dry. Thus, regarding the intensity of turbulence and the rate of energy dissipation, can conclude that the scales of the TSMO, the scales of the TSMO, are scales appropriate to describe the non-dimensional functions ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ε in the CLS about the area of managed forest and the behavior of the non-dimensional functions not depend of the seasonality.

Keywords: Turbulence, Spectra, Coespectra, Eddy-Covariance, FLONA Tapajós.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	1
1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
1.1.1 Camada Limite Atmosférica.....	3
1.1.1.1 Camada Limite Superficial: Camada de Rugosidade	6
1.1.1.2 Camada Limite Estável: Dificuldades de medidas com a técnica de Covariância de Vórtices turbulentos (CV)	8
1.1.2 Teoria da Turbulência – Estimativa de fluxo	10
1.1.3 Teoria de Similaridade	13
1.1.4 Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov	14
1.1.5 Características Espectrais da Turbulência	17
1.1.6 Transformada de Fourier (TF)	18
1.1.7 Espectro de Energia	19
1.1.7.1 O Subintervalo Inercial.....	22
1.1.7.2 O Intervalo de Entrada de Energia	23
1.1.8 Hipótese de Taylor – Espaço de Frequências	25
1.1.9 Espectro e Coespectro de Energia na Camada Superficial.....	26
2 OBJETIVOS	29
2.1 Geral	29
2.2 Específicos.....	29
3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	30
CAPÍTULO I.....	34
Características espectrais e Similaridade na Camada Limite Superficial sobre Floresta Manejada: FLONA Tapajós Km 83	35
1 INTRODUÇÃO.....	36
2 MATERIAL E MÉTODOS.....	38
2.1 Descrição da área de estudo - Flona do Tapajós (Km 83).....	38
2.2 Aquisição dos dados	40
2.3 Seleção dos dados.....	41
2.4 Análise dos dados	42
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4 CONCLUSÃO.....	52
5 AGRADECIMENTOS	53

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
SÍNTESE INTEGRADORA	56
ANEXOS	57

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I	35
Tabela 1. Séries analisadas de acordo com ventos médios fracos e fortes e retiradas com restrição ao parâmetro de estabilidade $-2,0 \leq z/L \leq 2,0$ e a condições de ventos muito fracos e de estratificação estável	44
Tabela 2. Número de séries de dados em cada subgrupo analisado	44
Tabela 3. Médias das classes das funções σ_w / u_* , $\sigma_\theta / T_* $ e $kz\varepsilon / u_*^2$ em termos de z/L para os períodos chuvoso e menos chuvoso	46
Tabela 4. Valores da constante da funções ϕ_w para as médias de classes dos diferentes períodos analisados	50
Tabela 5. Valores das constantes da função ϕ_θ para as médias de classes dos diferentes períodos analisados.....	51
Tabela 6. Valores das constantes da função ϕ_ε para as médias de classes dos diferentes períodos analisados	52

LISTA DE FIGURAS

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	1
Figura 1 – Representação da troposfera. A camada limite é a porção mais rasa da troposfera (Stull, 1988).....	4
Figura 2 – Ciclo diurno da espessura da camada limite. Adaptada de Stull (1991).....	4
Figura 3 – Perfis verticais de temperatura potencial caracterizando as condições de estabilidade de uma camada de escoamento (Puhales, 2011)	5
Figura 4 – Processo de cascata dos elementos turbulentos (Frish, 1995)	11
Figura 5 – Funções de similaridade na camada superficial (Martins, 2004).....	16
Figura 6 – Espectro de energia $E(k)$ na camada limite, em função do logarítmico de k , mostrando as regiões distintas de entrada de energia (A), dissipação (C) e o subintervalo inercial (C), (Kaimal e Finnigan 1994)	20
Figura 7 – Idealização do espectro de velocidade unidimensional representado em escala log-log, mostrando a inclinação de $k^{-5/3}$ no subintervalo inercial e a razão 4/3 entre as componentes da velocidade (Kaimal e Finnigan, 1994).....	23
Figura 8 – Gráfico log-log das duas representações das densidades espectrais (Kaimal e Finnigan, 1994).....	24
Figura 9 – Espectro normalizado de u para a camada superficial mostrando a variação com z/L (Kaimal e Finnigan, 1994)	27
Figura 10 – Espectro normalizado de v para a camada superficial mostrando a variação com z/L (Kaimal e Finnigan, 1994).....	28
CAPÍTULO I	35
Figura 1 – Localização da Floresta Nacional do Tapajós (PA) (Espírito Santo, 2003)	38
Figura 2 – Relevo na área da torre do Km 83 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo) (Fonte: Aguiar, 2012)	39
Figura 3 – Árvores marcadas com faixas dendrometrias antes do corte em Novembro de 2000 são mostradas como pontos sólidos. Aberturas (gap) criadas pelo corte seletivo em Setembro de 2001 são mostrados como forma irregular. Os plots no transecto 25 N-S estão numerado de 0 a 24 e os de 13 L-O por letras “A” a “M”. A Torre de fluxo está indicada no bloco G4.....	40

Figura 4 – (a) visão da torre e (b) do sistema CV (Miller et al; 2004).....	41
Figura 5 – (a) Série histórica de precipitação para área de estudo e (b) precipitação para o ano de 2009 com os meses mais representativos dos períodos chuvoso e menos chuvoso.	42
Figura 6 – Representação da estrutura do algoritmo utilizado para o tratamento dos dados ..	43
Figura 7 – Funções adimensionais σ_w / u_* , $\sigma_\theta / T_* $ e ϕ_ε (retângulos vazios) com suas respectivas médias de classes (linha e pontos azuis) em termos de z/L (condições convectivas e estáveis) para o (a) período chuvoso e (b) menos chuvoso.	47
Figura 8 – Comportamento das funções adimensionais σ_w / u_* , $\sigma_\theta / T_* $ e ϕ_ε , através das médias de classes em função de z/L (condições convectivas e estáveis), para o (a) período chuvoso e (b) menos chuvoso da área de estudo	48
Figura 9 – Curva de ajuste da função σ_w / u_* em função de z/L (condições convectivas e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso	49
Figura 10 – Curva de ajuste da função $\sigma_\theta / T_* $ em função de z/L (condições convectivas e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso	49
Figura 11 – Curva de ajuste (linha cheia) da função ϕ_ε em função de z/L (condições convectivas e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso	50

1 INTRODUÇÃO GERAL

Nas últimas décadas aumentou o número de estudos sobre a importância das florestas tropicais no controle do clima regional e global. A Amazônia, por exemplo, é um grande palco desses estudos, pois contempla a maior floresta tropical permanente do mundo e devido aos intensos processos de troca de energia e massa entre os diferentes ecossistemas e a atmosfera desempenha papel importante na regulação climática que abrange diferentes escalas espaciais (Nobre, 2007). Tais processos ocorrem, principalmente, na baixa Troposfera, chamada de Camada Limite Atmosférica.

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a região da atmosfera que se encontra mais próxima da superfície e é considerada também como a região onde ocorrem as trocas de Energia e Massa entre a Biosfera-Atmosfera (Stull, 1988). As trocas, na prática, são realizadas pelo processo de turbulência (horizontal e verticalmente). Este processo alimenta energeticamente o sistema climático em todas as escalas, ou seja, a turbulência é responsável por regular grande parte dos processos no conjunto atmosférico, através da transferência de massa e energia na CLA (Moraes et al., 2004).

Sobre a floresta Amazônica, a CLA vem sendo pesquisada desde os anos de 1980 através de experimentos de campo internacionais, cujos primeiros projetos, como ARME (Experimento de Micrometeorologia da Região da Amazônia) e ABLE 2A (Experimento da Camada Limite da Amazônia) (Shuttleworth et al. 1984; Harris et al. 1990), utilizaram a técnica de covariância de vórtices turbulentos como técnica integrada para medidas dos gases traços. Estes estudos estavam enfocados nas trocas de calor, vapor d'água, dióxido de carbono, e outros gases traços sobre a floresta primária (por exemplo, Fitzjarrald et al., 1990; Wofsy et al., 1990).

Determinar o impacto atmosférico decorrente das mudanças do uso do solo (desmatamento) em grande escala na Amazônia tem sido o enfoque de vários modelos numéricos (Nobre et al., 1991; Manzi & Planton, 1996; Silva, 2002). Atualmente, as observações micrometeorológicas nos ecossistemas da Amazônia vêm sendo realizadas para compreender melhor o funcionamento e os mecanismos presentes nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera, e entre as variáveis observadas e analisadas, estão as trocas superficiais de carbono, de água, das componentes do balanço de energia (da Rocha, 2004; Sakai et al., 2004; Miller et al., 2004; Acevedo et al., 2007; Costa et al., 2010).

As observações micrometeorológicas são geralmente feitas através do método de covariância dos vórtices. Este método é utilizado para quantificar as trocas das propriedades

entre a superfície e atmosfera e permite medidas de longo prazo, utilizando sinais de alta frequência das componentes do vento, temperatura e carbono e de outro escalar em questão, fornecendo estimativas diretas, como, por exemplo, dos fluxos superficiais de energia (Baldocchi, 2003). Movimentos turbulentos resultantes da importante interação entre a Biosfera-Atmosfera, que são responsáveis diretos pela troca incessante de calor, momento e massa.

O monitoramento e as medidas a longo prazo das componentes de energia e massa (água, dióxido de carbono) dos diferentes estudos nos ecossistemas amazônicos, homogêneos e quase homogêneos (Moraes et al., 2008), servem como banco de dados para calibrar modelos numéricos, os quais buscam descrever, de forma mais realista, os processos de interação entre a biosfera e atmosfera. Respectivamente, dentro da CLA.

Diversos estudos (Silva, 2000; Moraes et al., 2005; Magnago, 2007; Martins, 2008; Moraes et al., 2008; Lima, 2014) ressaltam que caracterizar a estrutura da turbulência sobre as mais diversas condições de superfície é fundamental para obter uma descrição mais realista da dinâmica da CLA e conseqüentemente, melhorar os modelos numéricos de dispersão de poluentes e entender as transferências de quantidades, como vapor d'água, dióxido de carbono e outros escalares, fundamentais na caracterização do Tempo e Clima da superfície (Moraes et al., 2004).

Segundo COSTA (2011), a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é a grandeza mais comumente utilizada para caracterizar a estrutura e a intensidade da turbulência sobre as diferentes condições de superfície. Resumidamente, trata-se de exprimir as relações existentes entre a produção, transferência e dissipação de energia desta grandeza. Desta maneira, a turbulência mecânica e térmica, responsável pelas trocas de energia e massa entre a superfície e atmosfera, realizadas dentro da CLA, mais precisamente na camada limite superficial (CLS), pode ser visualizada como espectros ou variância de energia, das componentes da velocidade do vento (u , v , w) e temperatura, que quando combinados em coespectros (covariância) entre si e com escalares de massa (água, dióxido de carbono e outros), representam fluxos turbulentos energia e massa determinantes nestas trocas.

A CLS é a uma das fases de evolução da CLA e é afetada diretamente pela presença da superfície. Nesta fase os fluxos turbulentos de energia são considerados constantes. Tal suposição é o alicerce da Teoria de Similaridade de Moni-Obukov (TSMO), que baseia-se em escalas universais, de comprimento, de temperatura e de velocidade do vento, fundamentais para a parametrização dos espectros e cospectros de energia e massa, que definem bem a estrutura e a intensidade da turbulência na CLS.

No caso de estudos sobre terrenos homogêneos e para várias condições atmosféricas, a análise da estrutura da turbulência é razoavelmente bem entendida, e levou ao aprimoramento das Teorias de Similaridade que descrevem bem as trocas de energia sobre estas superfícies (Magnago, 2007). Porém, na Amazônia, poucos estudos (Moraes, 2008, Lima 2014) foram realizados sobre área de floresta com a finalidade de caracterizar a turbulência e verificar a existência de relações comuns para a determinação desta variável sobre este tipo terreno.

Deste modo, a análise espectral e coespectral da turbulência sobre terreno complexo (área de floresta manejada) é muito importante e tem grande contribuição para o entendimento da dinâmica da CLA, no que diz respeito às transferências de energia e massa, sobre essa superfície. Além de verificar se as trocas de energia e massa sobre a floresta manejada podem ser descritas por relações universais.

Sendo assim, essa dissertação está dividida em: ***Revisão Bibliográfica*** que estrutura a compreensão das definições e das teorias relevantes ao estudo. Posteriormente, são descritos os ***Objetivos: Geral e Específicos***. O ***Material e Métodos***, ***Resultados e Discussão*** e as ***Conclusões*** que foram apresentados em forma de artigo. E por fim há uma ***Síntese Integradora***, que aborda a importância desse estudo e dos resultados alcançados.

1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1.1 Camada Limite Atmosférica

A porção da atmosfera, onde se processam a maioria dos fenômenos atmosféricos que interferem diretamente na vida das pessoas é chamada de troposfera, Figura 1. Esta camada estende-se do solo até uma altura aproximada de 10 quilômetro. Porém apenas os primeiros quilômetros da troposfera são afetados diretamente pela presença da superfície do planeta, essa região é usualmente referida como Camada Limite Atmosférica (CLA). O restante da troposfera é chamado de atmosfera livre.

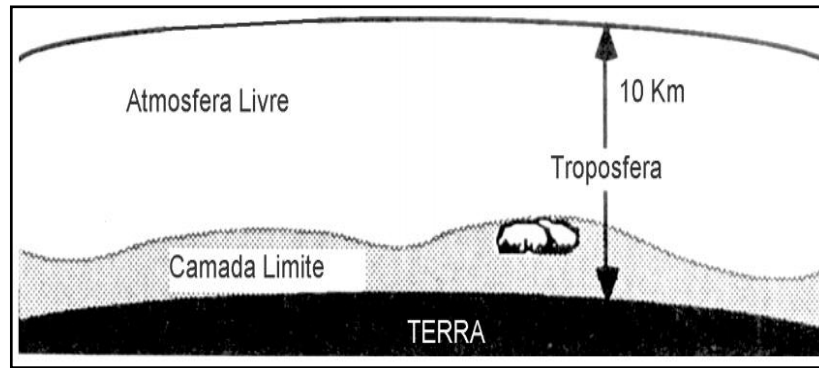


Figura 1 – Representação da troposfera. A camada limite é a porção mais rasa da troposfera (Stull, 1988).

A CLA está sob influência direta da superfície terrestre e responde a ação combinada de forçantes mecânicos e térmicos em uma escala de tempo da ordem de 1 hora (Stull, 1988). Caracteriza-se, em possuir grande variação temporal e espacial, devido, principalmente, às variações da superfície, no espaço e no tempo, da cobertura vegetal, do período do ano, da radiação solar e outros, peculiares de cada região. Podendo, apresentar valores, em sua espessura, desde centenas de metros até mais de 1 km.

A estrutura da CLA sobre o continente está associada diretamente ao ciclo diurno de energia, aquecimento e resfriamento da superfície. É formada, basicamente, por três componentes principais: camada de mistura ou camada limite convectiva (CLC), a camada residual (CR) e a camada limite estável ou noturna (CLN). Além de uma camada próxima à superfície, e fortemente influenciada por esta, denominada de camada limite superficial (CLS) (Figura 2).

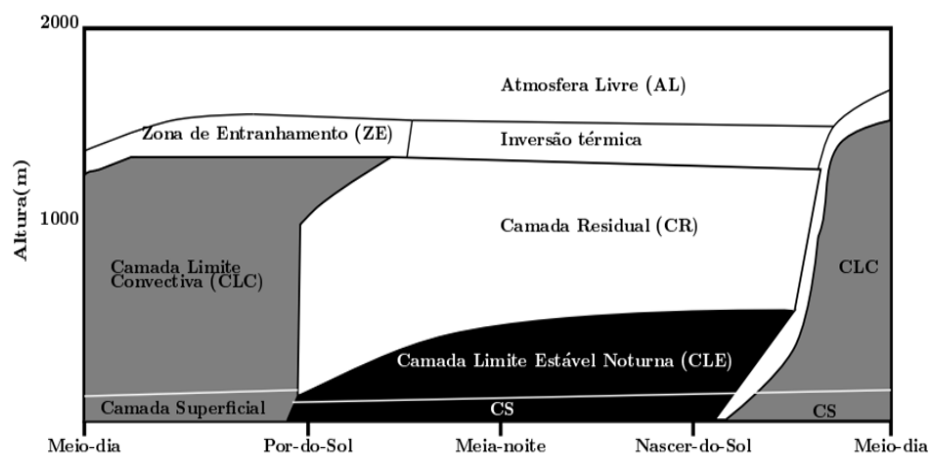


Figura 2 – Ciclo diurno da espessura da camada limite. Adaptada de Stull (1991).

Em suma, durante o dia a superfície é aquecida pelo sol e transfere calor para a atmosfera mais fria. Dessa forma, começa a surgir uma camada convectiva com movimentos

de escalas espaciais de 1-2 km. Esta é a típica formação da CLS diurna, que como consequência à intensa mistura turbulenta de origens térmica (convecção) e mecânica (cisalhamento do vento) desenvolve-se acima desta uma Camada de Mistura (CM). Nesta camada a velocidade e direção do vento e a temperatura potencial são praticamente constantes com a altura. No final da tarde, próximo ao pôr do sol, dar-se início a um resfriamento radiativo da superfície, assim a CM encontra quase à mesma temperatura do ar em suas proximidades, fazendo com que o fluxo de calor sensível na atmosfera praticamente cesse. Logo durante um curto período (transitório), a atmosfera permanece sob condição de estratificação neutra. E à noite, ao contrário, quando a terra esfria mais rapidamente que a atmosfera, e causa o surgimento de uma inversão térmica próxima à superfície, existe uma transferência de calor em sentido oposto. Isto tende a diminuir a escala espacial dos movimentos atmosféricos que ficam restritos a algumas centenas de metros e dá origem a CLN (Silva, 2000).

Considerando-se a estratificação térmica da atmosfera, pode-se classificar a CLA, em relação a temperatura potencial, como sendo estável, instável ou neutra. A temperatura potencial é uma variável de estado do sistema termodinâmico (definida em função de duas variáveis de estado: pressão e temperatura) e em um processo adiabático é constante, uma grandeza conservativa neste tipo de processo. Portanto, a temperatura potencial torna-se uma variável muito importante em fenômenos atmosféricos, uma vez que tais processos podem ser muito bem aproximados por processos adiabáticos (Puhales, 2011).

Na figura (3) é possível visualizar três diferentes perfis verticais de temperatura potencial caracterizando as condições de estabilidade do escoamento. Em geral, podemos ter três casos de estabilidade:

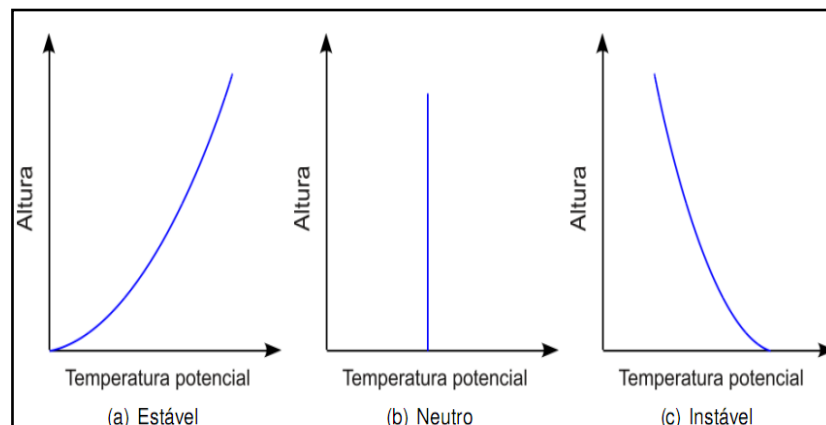


Figura 3 – Perfis verticais de temperatura potencial caracterizando as condições de estabilidade de uma camada de escoamento (Puhales, 2011).

- Estável: quando uma parcela de ar sobe na atmosfera e chega a um nível superior, sua temperatura é menor que aquela de sua vizinhança, mas com a mesma pressão. Logo, ela é mais pesada que a vizinhança e tende a voltar a sua posição original. Em termos da temperatura potencial, identifica-se uma camada estável quando $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$.
- Neutro: quando uma parcela de ar que sobe na atmosfera e possui temperatura igual a da vizinhança não tenderá nem a voltar a sua posição de origem nem a continuar seu movimento (Silva, 2000). Em termos da temperatura potencial, identifica-se uma camada estável quando $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$.
- Instável: quando uma parcela de ar sobre na atmosfera e chega a um nível superior, sua temperatura é maior do que a da sua vizinhança. Logo ela é mais leve e tende a continuar seu movimento de subida. Em termos da temperatura potencial, identifica-se uma camada instável $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$.

1.1.1.1 Camada Limite Superficial: Camada de Rugosidade

A Camada limite Superficial (CLS) é a região inferior da CLA. Nesta camada, aproximadamente 10% da espessura CLA, a variação dos fluxos e do cisalhamento do vento é menor que 10% de sua magnitude com a altura, ou seja, os fluxos verticais turbulentos são aproximadamente constantes com a altura. É uma região de relevância da CLA servindo como fonte de estudos experimentais, através de torres micrometeorológicas, devido ocorrer nessa camada significantes transferências de momentum, calor, e massa, entre a superfície terrestre e a atmosfera.

Segundo Lima (2014), no caso da turbulência atmosférica, um aspecto das interações entre vegetação e a atmosfera ainda não completamente resolvido se refere às trocas turbulentas de momentum e escalares na CLS. Para a caracterização dessas trocas de momentum, calor e massa na camada de ar imediatamente acima e dentro da vegetação densa e alta é fundamental conhecer a estrutura física e aerodinâmica da superfície de floresta, o dossel e o sub-bosque, que são regiões onde complexos processos micrometeorológicos ocorrem e que foram observados por FOKEN (2008). Porém parametrizar estas características constitui-se em tarefa árdua e de diferentes formulações empíricas para determinadas estruturas de terrenos (Lyra e Pereira, 2007).

É sabido, atualmente, que em área floresta a copa é uma camada que muitas vezes separa o sub-bosque da atmosfera acima do dossel. De tal modo, que a troca de energia e massa entre a atmosfera e a copa superior é muitas vezes diferente do que aquelas entre a copa inferior e o espaço entre o tronco e o solo. A estratificação em ambas as camadas podem ser diferentes, e os gradientes em cada camada podem ser de sinal oposto. Isso tem uma influência significativa na medição e modelagem de processos de troca, que são muito complexos. Atualmente, esses processos e suas conseqüências não são totalmente compreendidas (Lee, 2000).

Um fenômeno típico dos processos de troca dentro e acima de uma floresta é o desacoplamento entre o dossel e a atmosfera ocasionado pela alta rugosidade na parte superior da copa que amortece o campo de vento. Em uma noite calma, por exemplo, o dossel superior é relativamente quente, com o ar frio armazenado no sub-bosque. Um pequeno aumento da velocidade do vento (rajada) pode causar uma intrusão de fluxo de ar quente para o sub-bosque. O efeito oposto, ocorre muitas vezes durante o dia, quando o ar quente e úmido de repente é ejetado do sub-bosque. Portanto, a troca de energia e massa dentro e acima de uma floresta não é um processo contínuo, mas é limitada a ação de estruturas características peculiares na forma de ejeção (updrafts) e de intrusão (downdrafts) de fluxo de ar quente (Fitzjarrald, 1999), muitas vezes associadas à ação de vórtices individuais (Sun et al., 1996).

Sobre uma área de floresta a velocidade do vento é fortemente reduzida devido ao atrito. Mas, se nenhum crescimento de bosque existir em uma clareira presente na copa, um máximo de vento secundário pode aparecer. Este fato, pode alterar o fluxo de momentum abaixo da copa. O perfil de vento próximo do topo do dossel apresenta um ponto de inflexão e nas bordas de florestas camadas limites internas (camadas de descontinuidade) podem se desenvolver. Próximo das bordas, como se mostra por meio de medições e estudos de modelação, ocorrem intensos fluxos turbulentos (Foken, 2008).

O ponto de inflexão sobre a copa de floresta, por sua vez, presente no perfil vertical da velocidade média do vento, permite entender o surgimento de estruturas de rampas. Estas geralmente são eventos turbulentos de vida curta, mas forte, que fazem notáveis contribuições para o processo de transporte. Estas rampas têm alguma regularidade, e persistem por períodos de tempo, tipicamente variando de dezenas de segundos a alguns minutos; eles são diferentes das flutuações normais e ondas de gravidade, que podem ser observadas acima do dossel durante a noite. As estruturas de rampa são comumente chamados de estruturas coerentes (Lima, 2014).

É importante e necessário comentar, também, sobre a presença de uma subcamada rugosa acima do dossel, onde os perfis de parâmetros de estado são modificados (Foken, 2008). A subcamada de rugosidade tem uma espessura de cerca de três vezes a altura do dossel. Isto significa que, acima de uma floresta, numa distância de duas vezes a altura do dossel condições não perturbadas podem ser encontradas. Outrora, na subcamada de rugosidade existem rampas turbulentas provocadas pelos elementos de rugosidade, as quais deformam os perfis verticais de velocidade média do vento e podem produzir também, divergência (convergência) vertical dos fluxos turbulentos (Bolzan, 2002). Segundo MORAES (2008), nesta camada não existem regras gerais que relacionam fluxos e gradientes, e, até agora, sem relações de similaridade explicadas a partir da TSMO.

1.1.1.2 Camada Limite Estável: Dificuldades de medidas com a técnica de Covariância de Vórtices turbulentos (CV)

A camada limite estável ou noturna (CLE) surge em resposta ao resfriamento radiativo da superfície que ocasiona uma progressiva estabilização da atmosfera. Nota-se uma inversão térmica próxima a superfície que começa a se desenvolver e a se propagar verticalmente, atingindo alturas típicas de 100-200 m, em uma escala de tempo da ordem de algumas horas (Stull, 1988).

O escoamento na CLE é caracterizado principalmente por forte cisalhamento do vento e pequenos turbilhões (Kaimal e Finnigan, 1994) que agem localmente. Resultando em fluxos superficiais que se propagam da atmosfera para a superfície lentamente ao longo da camada. A intensidade do escoamento turbulento, nesta camada, é o que determina as características da CLE.

Nos últimos anos tem se tornado comum caracterizar a CLE em fracamente ou fortemente estável (Mahrt & Vickers, 2005). Em geral, camadas limites fracamente estáveis apresentam um escoamento continuamente turbulento, que obedece as relações de similaridade, enquanto que no regime fortemente estável a turbulência é drasticamente reduzida. Além disso, o escoamento pode se tornar intermitente sob estas condições. Neste caso, o escoamento intermitente, de caráter mais localizado e imprevisível, pode ser originado diretamente da interação dos níveis mais baixos da atmosfera com a superfície (Van de Wiel et al., 2002). Quando a intensidade da turbulência é reduzida e o escoamento possui este caráter, necessariamente não existe escoamento turbulento contínuo conectando a superfície

com a CLE (Costa, 2011). Diz-se, nesta situação, que a superfície está desconectada, pois processos locais controlam as características do escoamento.

As incertezas nas medidas utilizando a CV estão relacionadas principalmente a erros aleatórios devido à coleta de amostras em períodos turbulentos inadequados, turbulência atmosférica relativamente fraca (Lee, 2004). Cujas limitações podem comprometer os resultados do balanço de carbono em muitos ecossistemas terrestres por exemplo. Para o caso de superfície relativamente lisa como pastagem, nas noites calmas (regime de pouco vento) uma inversão térmica se desenvolve junto à superfície e conseqüentemente há momentos em que a mistura vertical literalmente desaparece.

Para noites de condições de baixa intensidade turbulenta, vários critérios de filtragem dos dados foram sugeridos para aplicação acima de superfícies rugosas, como florestas. GOULDEN et al (1996) sugerem o critério chamado de “correção u^* ”, no qual são descartados os dados noturnos em que o valor da escala de velocidade turbulenta u^* é menor do que aquele previamente determinado. Assim, esses dados são substituídos por outros de noites mais turbulentas nas quais as condições de temperatura do solo são similares. Este tipo de correção foi desenvolvido para ser aplicado a dados coletados sobre superfícies com alta rugosidade, como florestas. Esta correção frequentemente costuma superar esta dificuldade, mas em condição de superfície desmatada, esta correção mostra-se falha.

Na Amazônia, medidas de fluxo estão sendo feitas em florestas e no sítio de pastagem. Em local de floresta, (Goulden et al., 2002), informou que 70% de observações noturnas caíram abaixo de um $u^* < 0.2\text{ms}^{-1}$ critério durante a estação úmida, e 77% durante a estação seca. Para a mesma região, MILLER et al (2004) demonstram que dependendo do valor de u^* escolhido, as estimativas do balanço anual do carbono podem variar drasticamente, indicando desde que a região é um grande sumidouro de carbono chegando até indicar ser uma pequena fonte de carbono.

Os problemas mais críticos em estimar troca líquida de carbono ocorrem em regiões que se caracterizam por noites predominantemente calmas, como áreas abertas de pastagem ou lavouras cercadas por região de vegetação alta. SAKAI et al (2004) analisaram dados coletados em uma região de pastagem e que posteriormente tornou-se lavoura de soja e arroz não irrigado nas proximidades de uma floresta. Eles determinaram que o valor de $u^*=0.08\text{m.s}^{-1}$, no qual abaixo desde o método de covariância não pode ser usado para estimar adequadamente a troca de carbono líquida. Devido, cerca de 98 % do tempo a velocidade de fricção ser menor de 0.2ms^{-1} , e 82% ser menor que 0.08ms^{-1} .

O desmatamento, portanto, realça a perda de radiação na superfície formando uma camada termicamente estratificada muito estável. Reduzindo as trocas noturnas de tal forma que a técnica de Covariância de Vórtices normalmente usada se torna incapaz de fornecer boas estimativas das taxas de respiração da superfície (Vickers e Mahrt, 2003). Recentemente, MAHRT & VICKERS (2005) mostraram que, se as escalas da transferência turbulenta forem corretamente decompostas, os fluxos turbulentos podem ser corretamente determinados, mesmo para condições muito estáveis. Esta técnica de re-análise dos dados de turbulência é conhecida como “multi-resolution” ou análise em multi-resolução.

Contudo, como o sistema de covariância dos vórtices turbulentos mostrou-se uma ferramenta robusta e transformou-se na técnica padrão de medidas de fluxo em nível de dossel das plantas. Atualmente, ela é amplamente utilizado em vários sítios micrometeorológicos espalhados por todo o mundo (FLUXNET). É reconhecido como a forma mais confiável e direta para monitorar os comportamentos desses fluxos a curto, médio ou longo prazo em diferentes ecossistemas (Baldocchi, 2003).

1.1.2 Teoria da Turbulência – Estimativa de fluxo turbulento

A turbulência gerada na camada limite atmosférica (CLA) é proveniente dos dois principais forçantes superficiais: mecânico e térmico. Tais forçantes são responsáveis pela quase aleatoriedade do comportamento das variáveis dinâmicas e termodinâmicas dos escoamentos na baixa atmosfera e, é essa quase aleatoriedade caracteriza a turbulência atmosférica, que se distribui em toda a extensão da CLA. Tendo maior importância na superfície (Oliveira, 2001).

A Turbulência Térmica, associada aos efeitos de flutuabilidade do ar gerados pelo aquecimento da superfície terrestre, e a Turbulência Mecânica ou Forçada originada através do cisalhamento do vento, são de interesse tanto da mecânica de fluidos quanto da física teórica, pois a maioria dos escoamentos encontrados na natureza são turbulentos. Mas, ainda hoje, definir turbulência é difícil. Pode-se visualizá-la como um conjunto de vórtices sobrepostos, de diferentes escalas espaciais e temporais (Stull, 1988), que interagem uns com os outros e com os contornos do escoamento.

Na CLA os maiores vórtices são da ordem de grandeza da espessura da camada limite atmosférica. A escala com o valor alto do número de Reynolds sugere que a viscosidade possa ser desprezada, ao contrário do que acontece nas menores escalas. A energia dos grandes vórtices é transmitida aos menores sucessivamente, até o ponto em que a viscosidade entra em

cena, dissipando toda essa energia num processo conhecido como cascata de energia (Frisch, 1995), (Figura 4).

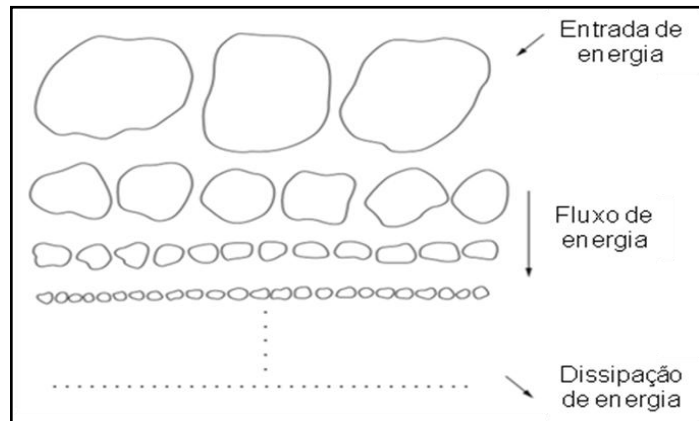


Figura 4 – Processo de cascata dos elementos turbulentos (Frisch, 1995).

No escoamento turbulento, escoamento com um número de Reynolds alto, da ordem, de 10^6 , por exemplo, encontram-se vórtices de vários tamanhos. Os tamanhos dos vórtices variam de acordo com as características da superfície (topografia, vegetação, etc). Geralmente os vórtices tendem a serem maiores quanto maior forem suas alturas em relação a superfície e seu tamanho é inversamente proporcional a sua velocidade.

A turbulência não é determinada, somente, por diferentes tamanhos dos vórtices turbulentos de um escoamento turbulento. Porém, a turbulência é caracterizada por grandezas físicas que variam aleatoriamente no tempo e no espaço, alta rotacionalidade, tridimensionalidade e não linearidade (Panofsky e Dutton, 1984; Lumley e Panofsky, 1964). Características que tornam o estudo da turbulência extremamente complexo. Mas a complexidade da fenomenologia obriga o uso de simplificação dos fenômenos físicos para tornar o tratamento matemático mais relativamente simples.

Uma grande contribuição de Reynolds para o estudo da turbulência está presente na possibilidade de representar os valores de todas as quantidades hidrodinâmicas dos fluxos turbulentos como uma soma das componentes médias (“–”) e turbulentas (“’”).

$$X = \bar{X} + X'$$

Estas quantidades obedecem algumas propriedades de média, que são as Regras de Reynolds, a saber:

- 1) A média das médias é igual a média: $\overline{\bar{X}} = \bar{X}$
- 2) A média das flutuações é zero: $\overline{X'} = 0$

3) A média da soma é igual a soma das médias: $\overline{X + Y} = \bar{X} + \bar{Y}$

4) A multiplicação: $\overline{X \cdot Y} = \bar{X} \cdot \bar{Y}$

5) A derivada: $\frac{\partial \overline{X}}{\partial \xi} = \overline{\frac{\partial X}{\partial \xi}}$

6) A integral: $\overline{\int X d\xi} = \int \bar{X} d\xi$

Na prática, a turbulência é o principal mecanismo que possibilita a camada limite responder às forçantes da superfície desempenhando um papel de fundamental importância na transferências de calor, umidade e poluentes entre a atmosfera e superfície terrestre (Foken, 2008). Essas transferências são feitas através dos fluxos turbulentos, que representam o principal mecanismo de interação entre a superfície e atmosfera.

A técnica de covariância dos vórtices turbulentos é um tipo de abordagem observacional micrometeorológica que fornece amostras dos vórtices turbulentos para quantificar os fluxos turbulentos na interface superfície-atmosfera. A técnica efetua a determinação direta dos fluxos, através da correlação (covariância) entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com desvios temporais da velocidade do vento horizontal, temperatura, umidade e concentração de CO₂ (Baldocchi, 2003).

Segundo a teoria da covariância de vórtices turbulentos, na CLA, o fluxo vertical de uma grandeza escalar c é dado por:

$$F_c = \overline{w \rho_c} \quad (1)$$

onde w é a velocidade do vento, ρ_c é a concentração do escalar c , e a barra horizontal sobreposta ao produto destas variáveis representa a média temporal em um intervalo de tempo apropriado.

Usando as formulações de Reynolds para cálculo do fluxo turbulento como uma soma das componentes médias e turbulentas, as variáveis à direita da equação (1) podem ser decomposta da seguinte forma:

$$w = \bar{w} + w' \quad (1.1)$$

$$\rho_c = \bar{\rho}_c + \rho_c' \quad (1.2)$$

Onde \overline{w} é o valor médio da velocidade vertical do vento, $\overline{\rho_c}$ é o valor médio da concentração de escalar c e w' e ρ_c' representam as flutuações em relação à média das suas respectivas componentes. Retomando a equação 1 e substituindo as equações 1.1 e 1.2, tem-se:

$$F_c = \overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho_c'} \quad (1.3)$$

Assim o fluxo vertical total de qualquer escalar é a soma de um fluxo vertical médio $\overline{w\rho_c}$ e um fluxo turbulento $\overline{w'\rho_c'}$.

1.1.3 Teoria de Similaridade

A impossibilidade de resolver as equações que governam a turbulência atmosférica levou ao desenvolvimento da Teoria de Similaridade a qual torna possível o desenvolvimento de relações empíricas para as variáveis da CLA que revelam características consistentes e repetitivas da turbulência (Moraes, 2000; Martins, 2004).

A Teoria de Similaridade baseia-se na organização de variáveis dentro de grupos adimensionais. Tais grupos adimensionais podem ser formados através de um procedimento de análise dimensional, chamado Teoria Pi de Buckingham. A dificuldade na aplicação da teoria está na seleção dos parâmetros, das dimensões, bem como na determinação dos parâmetros adimensionais adequados, devido aos muitos parâmetros que influenciam na meteorologia. Contudo, a escolha apropriada das variáveis permitirá relações funcionais entre os grupos, sendo que estas relações têm caráter universal (Stull, 1988).

As relações de similaridade, resultantes desta teoria, são geralmente aplicadas em situações de equilíbrio. Nas quais, pode-se produzir um perfil das variáveis médias e estatísticas da turbulência em função da altura e da posição.

Para Moraes (2000), o objetivo da hipótese de similaridade é encontrar escalas que permitam observações feitas em diferentes alturas ou em diferentes condições para serem descritas através de relações comuns. Essas relações comuns são definidas como funções adimensionais que são utilizadas na CLS, de acordo com a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov.

1.1.4 Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) surgiu em 1954 quando M-O apresentaram a hipótese de similaridade para fluxos verticais turbulentos sobre superfícies uniformes, em condições de estratificação térmica. Esta hipótese é usualmente aplicada para a Camada Superficial, onde os fluxos verticais passam a ser considerados constantes com a altura e ocorre a combinação da turbulência mecânica com a convectiva.

Segundo MORAES et al. (2008), nesta teoria, a estrutura de turbulência é determinada por alguns parâmetros fundamentais: a altura acima do solo (z), o parâmetro de fluabilidade (g/T_0), a tensão superficial ($\tau_0/\rho \equiv \overline{u'w'_0}$) e o fluxo superficial de calor ($H_0/\rho c_p \equiv \overline{w'\theta'_0}$). Onde o uso do subíndice 0 nos fluxos refere-se ao fato de que estes fluxos são medidos sobre a superfície.

A partir destes parâmetros, se estabelece uma escala de velocidades (chamada velocidade de atrito) que representa os efeitos das tensões de cisalhamento sobre a superfície:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = (\overline{-u'w'_0})^{1/4} \quad (1.4)$$

Uma escala de temperatura, deriva desta:

$$T_* = H_0/\rho c_p u_* = \overline{-w'\theta'_0}/u_* \quad (1.5)$$

e uma escala de comprimento (comprimento de Monin-Obukhov) dada por:

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3}{k(g/T_0)\overline{w'\theta'_0}} \quad (1.6)$$

onde k é a constante de von-karman, g/T_0 é o parâmetro de fluabilidade (g é a aceleração da gravidade e T_0 é a temperatura média na superfície), c_p é o calor específico a pressão constante, ρ é a densidade do ar e θ é a temperatura potencial.

O $|L|$ é uma estimativa da espessura da camada superficial (Mcnaughton et al., 2007) onde o mecanismo predominante de geração de energia cinética da turbulência (ECT) é o gradiente de velocidade do vento que gera o cisalhamento.

De acordo com a TSMO, os vários parâmetros atmosféricos e estatísticos, como gradientes, variâncias e covariâncias, quando normalizados pelas escalas apropriadas como a escala de velocidade u_* e a escala de temperatura T_* , passam a ser funções universais do parâmetro adimensional z/L (Moraes et. al., 2008).

O parâmetro z/L é utilizado pelos pesquisadores da camada limite como o parâmetro de estabilidade atmosférica apropriado para a camada superficial, sendo que:

$$z/L < 0 \quad \text{Condição Instável}$$

$$z/L = 0 \quad \text{Condição Neutra}$$

$$z/L > 0 \quad \text{Condição Estável}$$

Atualmente, sabe-se que esta teoria só tem validade para a camada superficial sob condições homogêneas e estáveis, pois para condições instáveis existe, além de z , um outro parâmetro importante, z_i a altura da camada limite convectiva, que não deve ser ignorado na formulação das funções universais.

Apesar de serem definidas estritamente em termos dos fluxos superficiais, as escalas u_* e T_* , são avaliadas, na prática, de medidas realizadas dentro da camada superficial, onde os fluxos podem ser assumidos constantes com a altura. Uma hipótese razoável para uma altura z conveniente é: $z < |L|$ (Haugen et al., 1971). As funções adimensionais importante resultantes para a camada superficial, segundo a TSMO são:

$$\phi_m = (kz/u_*)(\partial \bar{U} / \partial z), \text{ Cisalhamento do vento} \quad (1.7)$$

$$\phi_h = (kz/T_*)(\partial \bar{T} / \partial z), \text{ Estratificação Térmica} \quad (1.8)$$

$$\phi_w = \sigma_w / u_*, \text{ variabilidade em } w \quad (1.9)$$

$$\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|, \text{ variabilidade em } t \quad (2.0)$$

$$\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^2 \text{ dissipação da energia cinética turbulenta} \quad (2.1)$$

onde σ_w e σ_θ são os desvio padrão de w e θ , e ε é a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta.

Os experimentos de Kansas mostram que as funções acima seguem escalas de Monin-Obukhov com pequena dispersão (Businger et al., 1971; Wyngaard and Coté, 1971). As fórmulas a seguir são resultados da análise de dados experimentais de Kansas, os quais foram reexaminados e confirmados através de comparação feita com outros experimentos (Dyer, 1974; Högström, 1988) e definidos como:

$$\varphi_m = \begin{cases} (1 + 16 |z/L|)^{-1/4}, & -2 \leq z/L \leq 0 \\ (1 + 5z/L), & 0 \leq z/L \leq 1 \end{cases} \quad (2.2)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} (1 + 16 |z/L|)^{-1/2}, & -2 \leq z/L \leq 0 \\ (1 + 5z/L), & 0 \leq z/L \leq 1 \end{cases} \quad (2.3)$$

$$\varphi_w = \begin{cases} 1.25(1 + 3 |z/L|)^{-1/3}, & -2 \leq z/L \leq 0 \\ 1.25(1 + 0.2z/L), & 0 \leq z/L \leq 1 \end{cases} \quad (2.4)$$

$$\varphi_\theta = \begin{cases} 2(1 + 9.5 |z/L|)^{-1/3}, & -2 \leq z/L \leq 0 \\ 2(1 + 0.5z/L)^{-1}, & 0 \leq z/L \leq 1 \end{cases} \quad (2.5)$$

$$\varphi_\varepsilon = \begin{cases} (1 + 0.5 |z/L|^{2/3})^{3/2}, & -2 \leq z/L \leq 0 \\ (1 + 5z/L), & 0 \leq z/L \leq 1 \end{cases} \quad (2.6)$$

As formas destas funções não podem ser obtidas por análise dimensional. Elas são determinadas empiricamente da análise de dados experimentais. Estas formas empíricas, para o experimento de Kansas, são mostradas na Figura (5).

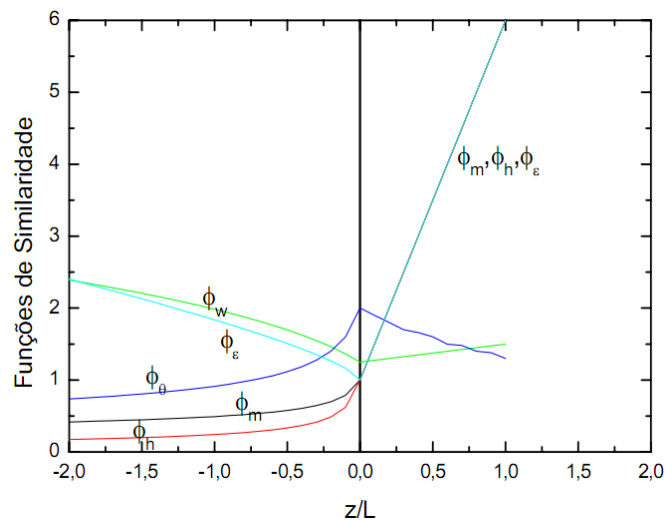


FIGURA 5 - Funções de similaridade na camada superficial (Martins, 2004).

As exceções notáveis na lista das formas adimensionais são as componentes de velocidade horizontal u e v . Pois o espectro da velocidade horizontal não segue as leis de similaridade da TSMO em diferentes regiões do espectro de energia na camada superficial.

Em idealizações do perfil do vento, é forçado que $\phi_m = \phi_h = \phi_\varepsilon = 1$ quando $z/L = 0$ (Dyer e Bradley, 1982). As formas de ϕ_m e ϕ_h são conhecidas como as relações de Businger-Dyer. Já o ϕ_ε é aproximado para a unidade em regime neutro, devido o equilíbrio esperado entre a produção mecânica de turbulência e a dissipação viscosa na ausência de qualquer produção e transporte por empuxo:

$$\varepsilon = -\overline{(uw)} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = u_*^2 \left(\frac{u_*}{kz} \right) \quad (2.7)$$

A partir de uma forma do ϕ_m , pode-se derivar uma expressão para o perfil do vento em condições regime não neutro. O perfil médio \bar{U} / u_* , \bar{T} / T_* , etc., não é funções de z/L ; eles devem ser derivados dos seus gradientes. A integração de ϕ_m produz um perfil logarítmico do vento médio modificado (Panofsky e Dutton, 1984):

$$\bar{U}(z) = \frac{u_*}{k} [\ln(z/z_0) - \psi_m] \quad (2.8)$$

onde o termo ψ_m é a integral de $(1-\phi_m)/(z/L)$ sobre os limites de z_0/L até z/L . Portanto, ψ_m é uma função de z/L . A expressão para ψ_m é simples para a camada superficial estável ($-5 < z/L < 0$), mas mais difícil para a camada superficial instável.

1.1.5 Características Espectrais da Turbulência

Escoamentos turbulentos que ocorrem na CLA podem ser visualizados como uma superposição de vórtices de diferentes tamanhos, com padrões coerentes de velocidade, vorticidade e pressão (Kaimal e Finnigan, 1994). Estes vórtices interagem o tempo todo com o escoamento médio, a partir do qual variam a sua energia, e interagem entre si, através da transferência de energia (dos maiores aos menores vórtices).

A natureza do espectro turbulento atmosférico está diretamente relacionada ao fato da produção e dissipação de energia ocorrer em escalas diferentes. Na região dos vórtices maiores, que contém grande parte da energia, não há dissipação. Por outro lado, na região dos vórtices menores, onde a produção é praticamente nula, o processo de dissipação de energia, que a converte em calor, é bem intenso.

A equação do balanço da energia cinética turbulenta (ECT, e) exprime bem essas relações que existem entre a produção, transferência e a dissipação desta grandeza, caracterizando a estrutura e a intensidade da turbulência atmosférica na CLS (Stull, 1988):

$$\frac{D \bar{e}}{Dt} = \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u' w'} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) + \frac{g}{\theta} \overline{(w' \theta')} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' p')} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(e w')} - \varepsilon \quad (2.9)$$

onde $e = (1/2)(u'^2 + v'^2 + w'^2)$, p é a pressão atmosférica.

O primeiro termo à direita representa a produção mecânica da turbulência, ocorrida da tensão superficial (fluxo de momentum) na presença do cisalhamento do vento médio. Este termo resulta em uma contribuição a ECT, com sinal oposto ao fluxo de momentum; o segundo termo é referente à produção térmica da turbulência (fonte $\overline{(w' \theta')}$, durante o dia) ou sumidouro $\overline{(-w' \theta')}$, durante a noite) da ECT); o terceiro termo é o de correlação de pressão, que exprime como a ECT é transportada verticalmente devido às perturbações da pressão; o quarto termo representa o transporte turbulento da ECT, ou seja, a taxa em que a energia cinética é exportada ou importada devido as variáveis turbulentas de velocidade; e o último é a taxa em que a energia cinética é convertida em forma de calor.

Em suma, a energia contida nos vórtices (no escoamento turbulento) está sujeita a instabilidades, neste caso, provocadas por outros vórtices. Fato que impõe a estes vórtices um tempo de vida finito, devido à transferência de energia. Este processo se repete em todas as escalas até os vórtices tornarem-se suficientemente pequenos e sobre as quais a viscosidade atua diretamente, convertendo energia cinética em energia interna (calor) (Foken, 2008).

Para entender a conversão de energia cinética média em energia cinética turbulenta, junto com transferência de energia dos vórtices maiores para os vórtices menores, e a conversão da energia dos vórtices menores em calor, devido a viscosidade, deve-se isolar as diferentes escalas do escoamento turbulento e analisar separadamente sua estrutura. O uso do espectro de Fourier é uma forma coerente de fazer isso, pois a representação espectral aliada com cada escala de movimento, energia cinética, variância ou fluxo turbulento define a estrutura da turbulência ou da camada limite atmosférica. O espectro das flutuações da camada limite abrange diferentes escalas espaciais (milímetros a quilômetros) e temporais, frações de segundos a hora.

1.1.6 Transformada de Fourier

A Transformada de Fourier é uma ferramenta amplamente utilizada em inúmeras aplicações de análise de sinais (Moraes, 2008). A análise de Fourier permite que uma função

no domínio do tempo seja mapeada em uma função no domínio da frequência, onde seu conteúdo pode ser analisado. Esta mudança ocorre devido a transformada de Fourier expandir a função original em termos de funções senos e cossenos de duração infinita. Desta forma, a análise pode ser usada em estudos de distribuição de energia de um campo turbulento na CLS, uma vez que é usual descrever tal campo como uma superposição de movimentos ondulatórios.

Formalmente, a Transformada de Fourier $F(w)$ de um sinal contínuo no tempo $f(t)$ é dada pela equação:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w)e^{iwt} dw \quad (3.0)$$

onde $F(w)$ é uma representação de $f(t)$ no domínio da frequência. A TF translada a função no domínio do tempo para uma função no domínio em frequência, onde os coeficientes de Fourier da função transformada representam a contribuição de cada função seno e co-seno a cada frequência, quanto maior for o resultado da integração, maior será a amplitude do componente em frequência correspondente.

A frequência dominante contida no sinal corresponde àquela que produz o máximo valor da integral, caso o valor da integral for nulo para uma determinada frequência, então o sinal em análise não contém tal frequência no seu espectro. Uma transformada inversa de Fourier faria justamente o esperado, ou seja, transforma a informação no domínio em frequência para o domínio temporal, a transformada inversa de Fourier é dada por:

$$f(w) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(t)e^{iwt} dt \quad (3.1)$$

1.1.7 Espectro de Energia

A partir de uma variável turbulenta a em um ponto \vec{x} e outra variável b em um ponto $\vec{x} + \vec{r}$. Define-se a covariância cruzada entre essas duas variáveis, nestes dois pontos como:

$$Q_{ij}(\vec{x} + \vec{r}) = \overline{a_i(\vec{x})b_j(\vec{x} + \vec{r})} \quad (3.2)$$

Quando as grandezas turbulentas a e b representam as componentes da velocidade do vento pode-se formar o tensor de covariância cruzada para dois pontos $R_{ij}(\vec{x}, \vec{r})$ que caracteriza a estrutura espacial da turbulência:

$$R_{ij}(\vec{x}, \vec{r}) = \overline{u_i(\vec{x})u_j(\vec{x} + \vec{r})} \quad (3.3)$$

A transformada de Fourier de $R_{ij}(\vec{x}, \vec{r})$ converte o tensor cross-covariância para um tensor espectro de dois pontos $E_{ij}(\vec{x}, \vec{k})$, onde k é o vetor número de onda. $E_{ij}(\vec{x}, \vec{k})$ possui a informação completa de distribuição da variância e covariância da turbulência sobre espaço de número de onda.

O espectro mede a distribuição das variâncias de uma variável sobre comprimento de onda ou frequência. Se a variável é uma componente de velocidade, o espectro descreve a distribuição da energia cinética sobre o comprimento de onda ou frequência.

Uma visualização conceitual útil da distribuição de energia no espaço de número de ondas, quando a turbulência é homogênea em todas as direções, é gerado pelo espectro de energia do escalar $E(k)$, onde $E(k)$ representa a contribuição para a energia cinética total dos modos de Fourier com magnitude de número de onda entre k e $k+dk$, onde $k = |\vec{k}|$.

O espectro de energia apresenta três regiões espectrais bem definidas: região de produção, subintervalo inercial e região de dissipação (Figura 6)

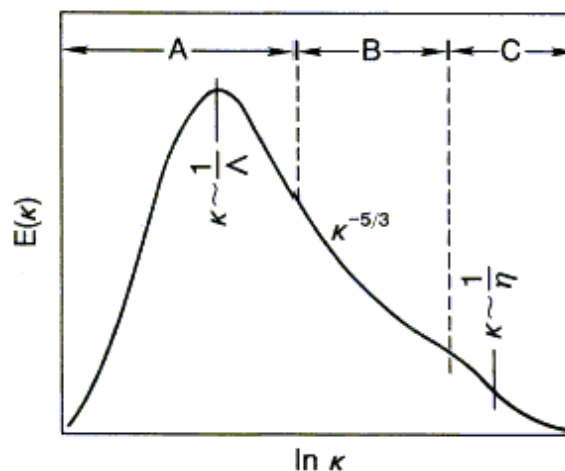


FIGURA 6 – Espectro de energia $E(k)$ na camada limite, em função do logarítmico de k , mostrando as regiões distintas de entrada de energia (A), dissipação (C) e o subintervalo inercial (B), (Kaimal e Finnigan 1994).

- A. *Região de produção de Energia*, onde a energia turbulenta dos vórtices é produzida pelas forças de empuxo e de cisalhamento.
- B. *Região de Subintervalo Inercial*, onde a energia dos vórtices nem é produzida nem dissipada, mas é transferida, por efeito cascata, dos vórtices maiores para os menores.

C. *Região de Dissipação*, onde a energia cinética dos vórtices menores é convertida em energia interna devido ao efeito da viscosidade.

Há, também, escalas de comprimento características bem definidas para a região da entrada de energia e da dissipação de energia. A escala integral de comprimento Euleriana Λ , é a escala de comprimento característica da região de entrada de energia. Região em que o máximo de $E(k)$ corresponde a um número de onda muito próximo a escala integral Euleriana ($k \cong 1/\Lambda$). Já a chamada Microescala de Kolmogorov η , é a escala de comprimento característica da região de dissipação de energia, e é dada por

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

onde ν é a viscosidade do ar e ε é a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta. Tipicamente tem-se uma variação da ordem de 10 a 500 metros para Λ_u , assim η é da ordem de 0.001 metro.

Com um único sensor e a hipótese de Taylor, deve-se definir as escalas integrais de comprimento em termos das componentes Λ_u , Λ_v e Λ_w , derivados das escalas integrais temporais T_u , T_v e T_w , disponíveis das medidas de u , v e w . Estas escalas integrais temporais na verdade representam a escala de tempo sobre a qual a turbulência se correlaciona.

Tomando como ilustração Λ_u , pode-se escrever

$$\Lambda_u = \bar{u} T_u = \bar{u} \int_0^\infty \rho_u(\xi) d\xi = \bar{u} \int_0^\infty \frac{\overline{u(t)u(t+\xi)}}{\sigma_u^2} d\xi \quad (3.3)$$

onde $\rho_u(\xi)$ é a função de auto-correlação e ξ o atraso do tempo com respeito ao tempo t , e \bar{u} é o vento médio.

No subintervalo inercial, onde a transferência de energia é controlada puramente por ε , Kolmogorov em 1941 pode deduzir a forma do espectro puramente por argumentos dimensionais.

Uma relação natural ao adotar-se a hipótese de Taylor é estabelecida entre os números de onda e as frequências. Usando, o numero de onda k_1 que corresponde a $2\pi/\lambda$ onde λ é o comprimento de onda aproximado por \bar{u}/f , onde f é a frequência cíclica. O espectro unidimensional para as três componentes do vento $F_u(k_1)$, $F_v(k_1)$ e $F_w(k_1)$, tem a forma um

pouco diferente de $E(k)$, mas é pouco perceptível no subintervalo inercial e na região de entrada de energia.

1.1.7.1 O Subintervalo Inercial

Nesta região os vórtices são “alimentados energeticamente” através da transferência de energia. Eles adquirem energia dos vórtices maiores e perdem para os menores. Deste modo, para um fluxo turbulento a taxa de decréscimo de energia do espectro tem que equilibrar a taxa de dissipação dos vórtices menores.

Kolmogorov foi quem primeiro concebeu a idéia de um subintervalo inercial, que separa o intervalo que contém energia da região de dissipação de energia. E a partir de análise dimensional verificou que a energia nesta região deve ser proporcional ao $\varepsilon^{2/3} k^{-5/3}$, onde k é o número de onda.

Assim, por análise dimensional o espectro de u , na forma unidimensional, é dado por:

$$F_u(k) = \alpha_1 \varepsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (3.4)$$

onde a constante de proporcionalidade α_1 é a constante de Kolmogorov, com valor estimado entre 0.5 e 0.6. Esta é a bem conhecida Lei da potência de $-5/3$ para o subintervalo inercial (Kolmogorov, 1941).

Devido a turbulência ser considerada isotrópica (isotropia local) nesta região. Isto é, o campo de velocidades é independente de rotações e reflexões sobre os eixos espaciais. No subintervalo inercial, tem-se a seguinte relação, mostrada na Figura (7), entre os espectros de u , v e w :

$$F_v(k) = F_w(k) = \frac{4}{3} F_u(k) . \quad (3.5)$$

Em uma representação de escala logarítmica (log-log) dos espectros a lei de potência $-5/3$ aparece como inclinação constante e a relação de $4/3$ como separação fixa entre as componentes da velocidade.

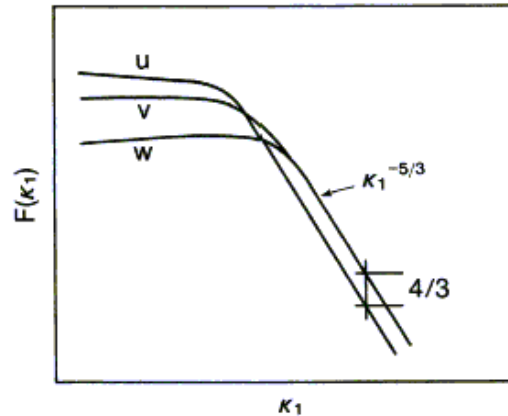


FIGURA 7 – Idealização do espectro de velocidade unidimensional representado em escala log-log, mostrando a inclinação de $k^{-5/3}$ no subintervalo inercial e a razão $4/3$ entre as componentes da velocidade (Kaimal e Finnigan, 1994).

Outra consequência da isotropia local é o desaparecimento de todas as correlações cruzadas entre as componentes da velocidade e escalares, o que implica na inexistência de qualquer fluxo turbulento no subintervalo inercial.

Para verificar a existência do subintervalo inercial, usam-se como teste as três condições: a lei de potência de $-5/3$, a razão $4/3$ entre as componentes transversal e longitudinal da velocidade e o desaparecimento, ou quase nenhuma, correlação. A lei de potência $-5/3$ estende-se aproximadamente ao número de onda $k = 0,1\eta^{-1}$, a partir do qual, com o aumento de k , nitidamente o espectro começa a decair.

A forma do espectro de temperatura que pode ser estendido a outros escalares, como por exemplo a umidade, na região do subintervalo inercial, é dado por:

$$F_{\theta}(k) = \beta_1 \varepsilon^{-1/3} N_{\theta} k^{-5/3}, \quad (3.6)$$

onde N_{θ} é a taxa de dissipação da variância da temperatura e β_1 é uma constante universal aproximadamente 0,8 (Kaimal et al., 1972, Hogström, 1996).

1.1.7.2 O Intervalo de Entrada de Energia

No intervalo de entrada de energia, as formas espectrais tendem a diferenciar-se para cada variável, desde que as escalas integrais apropriadas sejam diferentes. Porém, todas as formas espectrais parecem comportar-se de maneira consistente quando expressos em termos adimensionais semelhantes.

As formas espectrais nesta região estão sujeitas, também, a existência de um “gap espectral” (falha espectral), que separa a turbulência da camada limite de movimentos externos a ela. Esta falha é encontrada freqüentemente para freqüências f entre 0.001 e 0.0001 Hz. Lado de baixa freqüência do espectro que esta suscetível a influência de tendências a longo prazo presente na série em análise (Kaimal; Finnigan, 1994). Estas tendências podem ser causadas por ondas gravitacionais, variações diurnas, indução sinóptica ou simplesmente por lapsos no sensor (Moraes *et. al.*, 2008).

Sem a presença das tendências nos dados, $F(k)$ tende a um valor constante quando $k \rightarrow 0$. Isto é uma consequência da representação unidimensional do espectro de energia turbulenta tridimensional, que torna difícil identificar os picos espectrais.

Para superar esta dificuldade e obter uma representação mais precisa dos picos e vales na distribuição de energia turbulenta, é usual plotar o espectro de energia $kF(k)$ e não a densidade espectral de energia. Esta forma de expressar o espectro é chamada de espectro logarítmico, pois representa a variância por unidade de intervalo de numero de onda, onde as unidades são iguais à variância ($m^2 s^{-2}$).

Na Figura 8 é mostrado $kF(k)$ para a componente u do espectro. O pico está aproximadamente em $k \approx 1/\Lambda_u$. No lado das baixas freqüências o espectro cresce com k^1 enquanto para altas freqüências $k^{-2/3}$.

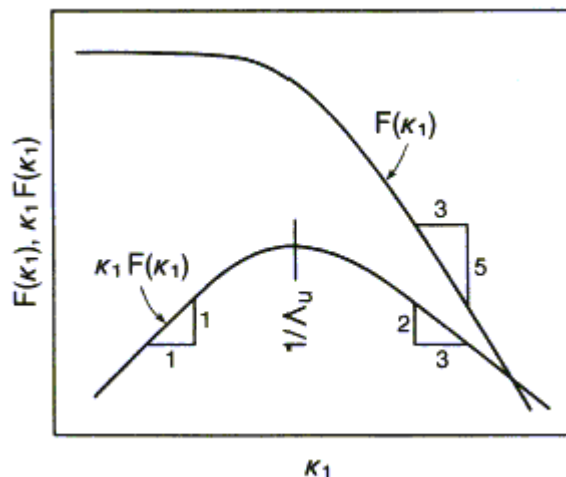


FIGURA 8 – Gráfico log-log das duas representações das densidades espectrais (Kaimal e Finnigan, 1994).

Usualmente o espectro é bem representado por uma das duas expressões analíticas:

$$\frac{kF_{\alpha}(k)}{\sigma_{\alpha}^2} = \frac{A(k/k_m)}{1 + B(k/k_m)^{5/3}} \quad (3.7)$$

ou

$$\frac{kF_{\alpha}(k)}{\sigma_{\alpha}^2} = \frac{C(k/k_m)}{[1 + D(k/k_m)]^{5/3}} \quad (3.8)$$

onde $\alpha = u, v, w$ ou w ; A, B, C e D são constantes de ajuste e o subscrito m representa o pico espectral máximo. A equação (3.7) ajusta o espectro de w instável e todos os espectros estáveis, enquanto que a equação (3.8) ajusta u, v e θ instáveis ligeiramente melhor que a equação (3.6).

1.1.8 Hipótese de Taylor

Na CLA os vórtices turbulentos possuem extensas estruturas espaciais e a análise de suas estruturas requer informação de vários pontos no espaço. Entretanto, na maioria das vezes, as medidas estão em um único ponto no espaço, como função do tempo, realizadas por torres micrometeorológicas.

Para converter estas medidas temporais de turbulência em uma distribuição espacial de dados, freqüentemente adota-se a hipótese de Taylor (hipótese da “turbulência congelada”). Ou seja, para algumas situações especiais, a turbulência pode ser considerada invariante no espaço, e assim sua descrição pode ser feita por um sensor fixo em um único ponto. Deste modo, a velocidade do vento é usada para converter as medidas temporais em correspondentes medições espaciais.

A hipótese somente tem validade para casos onde os vórtices turbulentos desenvolvem-se em uma escala de tempo longa, medida pela advecção dos vórtices que passam pelo sensor. Assim, quando tal escala é válida, a hipótese de Taylor é utilizada para converter escalas espaciais para escalas temporais.

Usando como ilustração o espectro de u , temos que

$$\int_0^{\infty} F_u(k) dk = \sigma_u^2 = \int_0^{\infty} S_u(f) df \quad (3.9)$$

onde, $k = 2\pi f / \bar{u}$ e f é a freqüência cíclica. Usando-se outro símbolo $S_u(f)$ para representar o espectro de freqüência, então

$$\frac{2\pi}{\bar{u}} F_u\left(\frac{2\pi f}{\bar{u}}\right) = S_u(f) \quad (4.0)$$

$$kF_u(k) = fS_u(f) \quad (4.1)$$

A relação (4) mantém a mesma forma do espectro, para qualquer frequência f , inclusive a frequência adimensional $n = fz/\bar{u}$, usada na camada superficial. Desta maneira, $kF_u(k)$, $fS_u(f)$ e $nS_u(n)$, todos representam o mesmo valor numérico, proporcionando liberdade de escolha para as escalas de frequências para a abscissa.

1.1.9 Espectro e Coespectro de Energia na Camada Superficial

Utilizando-se as condições estabelecidas pelas relações universais de M-O, para a camada superficial as variáveis de escala u_* e T_* são utilizadas para adimensionalizar os espectros de velocidade e temperatura nesta camada. A escala de frequência adimensional mais apropriada para representar o espectro na camada superficial é representada por $n = fz/\bar{u}$, que relaciona a altura z com o comprimento de onda λ . Pode-se utilizar também a forma adimensional da taxa de dissipação de energia:

$$\phi_\varepsilon = \frac{kz\varepsilon}{u_*^2} \quad (4.2)$$

que deve ser função somente de z/L , segundo a TSMO. Logo, expressando a relação (4.2), em termos das variáveis de escala u_* e T_* , tem-se

$$\frac{fS(f)}{u_*^2} = \frac{\alpha_1}{(2\pi k)^2} \phi_\varepsilon^{2/3} \left(\frac{fz}{\bar{u}} \right)^{-2/3} \quad (4.3)$$

Usando na expressão (3.19) $\alpha_1 = 0,55$ (constante de Kolmogorov) e $k = 0,4$ (constante de Von Karman) (Kaimal e Finnigan, 1994), tem-se

$$\frac{fS_u(f)}{u_*^2 \phi_\varepsilon^{2/3}} = 0.3n^{-2/3} \quad (4.4)$$

onde n é a frequência adimensional, Figura 9.

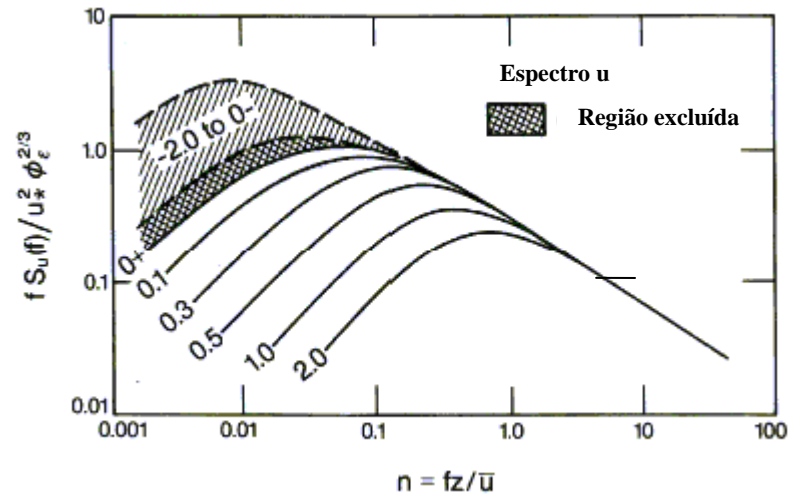


FIGURA 9 – Espectro normalizado de u para a camada superficial mostrando a variação com z/L (Kaimal e Finnigan, 1994).

Tal forma espectral, quando expressa em log-log, apresenta no subintervalo inercial as curvas espectrais agrupando-se em uma única reta com inclinação de $-2/3$. As variações da estabilidade atmosférica, para frequências mais baixas, é controlada por $\phi_\epsilon^{2/3}$.

Analogamente, as formas adimensionais do espectro no subintervalo inercial para as outras componentes da velocidade (v e w) e para a temperatura podem ser expressas por:

$$\frac{fS_v(f)}{u_*^2 \phi_\epsilon^{2/3}} = 0.4 n^{-2/3}, \quad (4.5)$$

$$\frac{fS_w(f)}{u_*^2 \phi_\epsilon^{2/3}} = 0.4 n^{-2/3}, \quad (4.6)$$

$$\frac{fS_\theta(f)}{\theta_*^2 \phi_N \phi_\epsilon^{-1/3}} = 0.43 n^{-2/3}, \quad (4.7)$$

Para o espectro da temperatura usou-se $\beta_1=0.8$.

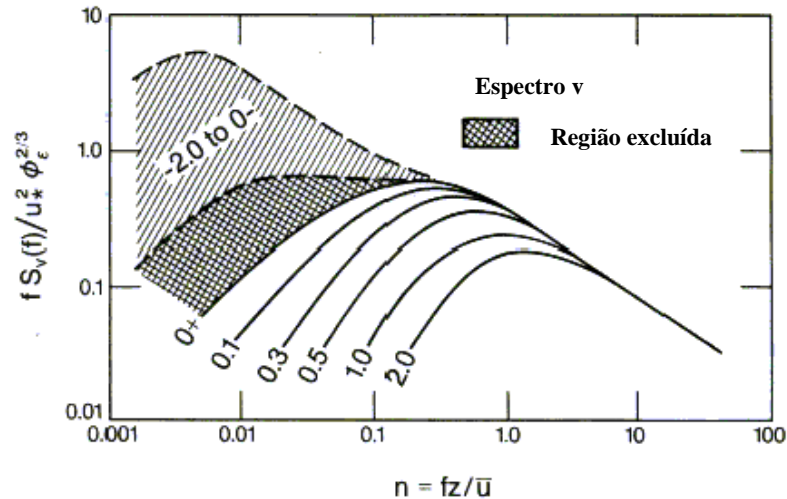


FIGURA 10 – Espectro normalizado de v para a camada superficial mostrando a variação com z/L (Kaimal e Finnigan, 1994).

Nas relações acima é possível verificar que as densidades espectrais $S(f)$, são multiplicadas pelas respectivas frequências f . Tal fato trata-se da convenção empregada na descrição de espectros atmosféricos. As principais vantagens dessa representação são: $fS(f)$ anula-se nos extremos inferior e superior de frequência, resultando em gráficos com um ou mais máximos, o intervalo de valores de $fS(f)$ é normalmente menor que o de $S(f)$ em si, os valores de $1/f$ nos máximos nos gráficos de $\log [fS(f)]$ versus $\log f$ (ou $\log n$) podem ser interpretados como as principais escalas de tempo do escoamento turbulento (Panofsky e Dutton, 1984). A representação logarítmica é utilizada para evidenciar as características do subintervalo inercial (considerações análogas são válidas para os coespectros).

Conhecendo os valores dos coespectros de uw e $w\theta$, no tempo médio e frequência, podemos representar os fluxos de momentum e calor respectivamente, onde o fluxo é a integral do coespectro de $f = 0$ ao ∞ . As densidades coespectrais de uw e wT nos subintervalos inerciais decaem com $f^{-7/3}$ (Wyngaard e Coté, 1972 *apud* Kaimal e Finnigan, 1994, Moraes *et al.*, 2008), anulando-se mais rapidamente do que as densidades espectrais de u , w e θ . As componentes de velocidade (u e w) são freqüentemente consideradas isotrópicas no subintervalo inercial, isto implica no desaparecimento das correlações e na inexistência do coespectro entre estas variáveis nesta região. Na prática, ocorre que a crescente validade da isotropia com o aumento da frequência faz com que o coespectro de uw decaia mais rapidamente do que os espectros de u e w . A lei de potência $-7/3$ para os subintervalos inerciais dos coespectros de uw e wT tem mostrado boa concordância com o

experimento do Kansas (Kaimal et al., 1972 *apud* Kaimal e Finnigan, 1991). Assim, pode-se escrever para as densidades coespectrais de uw e wT :

$$-\frac{fC_{uw}(f)}{u_*^2} \alpha G(z/L) n^{-4/3} \quad (4.8)$$

$$-\frac{fC_{wT}(f)}{u_* T_*} \alpha G(z/L) n^{-4/3} \quad (4.9)$$

onde $G(z/L)$ e $H(z/L)$, são funções do parâmetro de instabilidade determinadas experimentalmente.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

Este trabalho teve como objetivo analisar o comportamento espectral e coespectral da turbulência atmosférica sobre área de floresta manejada nas diferentes classes de estabilidade atmosférica (condições estáveis, neutras e instáveis) e verificar a validade da teoria de similaridade Monin e Obukhov para a camada limite superficial.

2.2 ESPECÍFICOS

- ✓ Analisar e comparar os espectros e coespectros da turbulência nos diferentes regimes de chuvas, período chuvoso e menos chuvoso, do ano de 2009.

3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. et al. Turbulent carbon exchange in very stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 125, p.49-61, 2007.

BALDOCCHI, D.D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: Past, present and future. **Global Change Biology**, 9(4), 479–492, 2003.

BOLZAN, M. J. A. Um Estudo Sobre Características do Subdomínio Inercial da Turbulência Desenvolvida em Escoamento Acima e dentro da Copa da Floresta Amazônica de Terra Firme e Acima do Pantanal Matogrossense. Tese de Doutorado em Meteorologia. São José dos Campos: INPE, 164 p. 2002.

BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, F. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. **J. Atmos. Sci.**, 28, 181-189, 1971.

COSTA, F. D. Caminhos para a Complexidade na Camada Limite Atmosférica Noturna. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 134 p., 2011.

COSTA, M.H.; BIAJOLI, M.C.; SANCHES, L.; MALHADO A.C.M.; HUTYRA L.R.; DA ROCHA, H.R.; AGUIAR, R.G.; ARAÚJO, A.C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, Vol. 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179, 2010.

DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, D.; MENTON, M. C.; PINTO, L.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. **Ecological Application**, v.14 (4), S22-S32, 2004.

DYER, A. J. A review of flux- profile relationships. **Boundary-Layer Meteorology**, 7, 336-372, 1974.

DYER, A. J.; BRADLEY, E. F. An alternative analysis of flux- gradiente relationships at the 1976 ITCE. **Boundary- Layer Meteorology**, 22, 3-19, 1982.

FITZJARRALD, D.R; MOORE K.E, CABRAL O.M.R. et al.. Day time turbulence exchange between the Amazon forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, 95,16825–16850, 1990.

FOKEN, T. The energy balance closure problem - An overview. **Ecological Applications**, 18: 1351-1367, 2008.

FOKEN, T.; NAPPO, C. J. Microteorology. Berlin: **Springer**, 306 p. 2008.

FRISCH, U. Turbulence. **Cambridge: Cambridge University Press**, 296 p, 1995.

HARRIS, R.C; WOFSY, S.C; GARSTANG, M. et al. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE2A): dry season of 1985. **Journal of Geophysical Research**, 95, 1351-1360, 1990.

- HAUGEN, D. A., KAIMAL, J. C., BRADLEY, E. F. An experimental study of Reynolds stress and heat flux in the atmospheric surface layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* v.97, 168-180, 1971.
- GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. Observation of surface to atmosphere interactions in the tropics. New York: **Oxford University Press**. 405 p.; 1999.
- GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W.; FAN, S. M.; DAUBE, B. C., WOFSY, S. C.: Measurements of carbon storage by long term eddy correlation: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, v.2, p.169-182, 1996.
- GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; da ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. de SOUSA, C. A. D. Diel and seasonal patterns of tropical Forest CO₂ exchange. *Ecological Application*, 14(4), S42-S54, doi:10.1890/02-6008, 2004.
- HOGSTRÖM, U. Nondimensional wind and temperature profiles. *Boundary-Layer Meteorology*, 42, 55-78, 1988.
- HOGSTRÖM, U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 215-246, 1996.
- KAIMAL, J. C.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; COTÉ, O. R. Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* v.98, 563-589, 1972.
- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. Atmospheric Boundary Layer Flows – Their Structure and Measurement. **Oxford University Press**, NY, 289 pp, 1994.
- KOLMOGOROV, A. N. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Doklady ANSSSR*. v.30, 301-304, 1941.
- LEE, X. Air motion within and above forest vegetation in non-ideal conditions. *For Ecol Managem* **135**: 3–18, 2000.
- LEE, X. et al. Handbook of Micrometeorology: Coordinate Systems and Flux Bias Error. Dordrecht, NL: **Kluwer Academic Press**, 250p, 2004.
- LIMA, N. SILVA DE. Sobre as Características de Formação da Estrutura coerente e Turbulência em uma Floresta Densa de Terra Firme com Medidas em até 80m de Altura: Projeto ATTO-CLAIRE/IOP – 1 – 2012. Tese de Doutorado em Clima e Ambiente. Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, INPA, Manaus, AM, 102 p., 2014.
- LYRA, G. B., PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo Perfil logarítmico do vento sobre vegetação esparsa em região semiárida. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, p.187-197, 2007.
- MAGNAGO, R. O. Espectros de Turbulência em Terreno Complexo. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 110 p., 2007.
- MAHRT, L.; VICKERS, D. Extremely weak mixing in stable conditions. *Boundary Layer Meteorology*, v.119, n.1, p.19-39, 2005.

- MANZI A. O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. Amazonian deforestation and climate. **Ed. John Wiley**, p. 505-529, 1996.
- MARTINS, C. A. Comparação dos Fluxos Turbulentos em Diferentes Condições de Estabilidade e Topografia. Dissertação de Mestrado em Física, Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 114 p., 2004.
- MARTINS, C. A. Caracterização da Turbulência: Correlações e Espectros em Diferentes Topografias. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 121 p., 2008.
- MCNAUGHTON, K.G.; CLEMENT, R.J.; MONCRIEF, J.B. Scaling properties of velocity and temperature spectra above the surface friction layer in a convective atmospheric boundary layer. **Non linear Processes in Geophysics**, v.14, p. 257–271, 2007.
- MILLER, S.D., M.L. GOULDEN, AND H.R. DA ROCHA. The effect of canopy gaps on subcanopy ventilation and scalar fluxes in a tropical forest. **Agric. For. Meteorol.**, 142 (1), 25–34, 2007.
- MORAES, O. L. L. Turbulence Characteristics in the Surface Boundary Layer over the South American Pampa. Kluwer Academic Publishers, **Boundary- Layer Meteorology**, 96, 317-335, 2000.
- MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; SILVA, R.; MAGNAGO, R.; SIQUEIRA, A. C. Nocturnal surface-layer at the bottom of a Valley. **Boundary- Layer Meteorology**, 112, 159-177, 2004.
- MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; SILVA, R.; DEGRAZIA, G.A; ANFOSSI D.; SILVA, R.; ANABOR, V. Surface layer turbulence parameters over Complex Terrain. **Atmospheric Environment**, 39, 3103-3112, 2005.
- MORAES, O. L. L.; FITZRRALD, D. R.; ACEVEDO, O. C.; SAKAI, R. K.; CZIKOWSKY, M. J.; DEGRAZIA, G. A. Comparing spectra and cospectra of turbulence over different surface boundary conditions. **Physica A**, 387, 4927–4939, 2008.
- NIEUWSTADT, F. T. M. The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Science**, v.41, 2202-2215, 1984.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, 4, 957-988, 1991.
- NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças Climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n. 3, 2007.
- OLIVEIRA, P. J. Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. Dissertação de mestrado em Meteorologia. São José dos Campos: INPE, 1999.
- PANOFSK, H. A., DUTTON, J. A. **Atmospheric Turbulence**. Wiley Interscience, New

York, 397 pp, 1984.

PUHALES, F. S. Parâmetrização do Transporte de Energia Cinética Turbulenta na Camada Limite Convectiva. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 159 p., 2011.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use effects on local energy, water and carbon balances in an Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, v.10, 895-907, 2004.

SHUTTLEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 1143-1162, 1984.

SILVA, M.E.S. Impacto do desmatamento da Amazônia no clima regional: um estudo com um modelo estatístico-dinâmico acoplado atmosfera-biosfera, incluindo a hidrologia de solo. Tese de doutorado, 232 p., INPE, São José dos Campos, SP, 2002.

SILVA, R. Características Espectrais e Similaridade da Camada Limite Superficial Sobre Terreno Complexo. 2000. 180 p. Dissertação de Mestrado em Física, Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2000.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic, 666 p., 1988.

SUN, J.; HOWELL, J. F.; ESBERNSEN, S.K.; MAHRT, L.; GREB, C. M.; GROSSMAN, R.; LEMONE, M. A. Scale dependence of air-sea fluxes over the Western Equatorial Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, n. 21, p. 2997-3012, Nov. 1996.

VAN DE WIEL, B.J.H.; MOENE, A.F.; RONDA, R.J.; BRUIN, H.A.R.D.; HOLTSLAG, A.A.M. Intermittent turbulent and oscillations in the stable boundary layer over land. Part ii: A system dynamics approach. *J. Atmos. Sci.*, v.59, p. 2567-2581, 2002.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of Atmospheric and Oceanic technology**, v. 26, p. 660-672, 2003

WOFSY S.C, HARRIS R.C , KAPLAN W.A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, 95, 1377-1388, 1990.

WYNGAARD, J. C.; COTÉ, O. R. The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer. **Journal Atmosphere Science**, 28, 190-201, 1971.

CAPÍTULO I

CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE NA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE FLORESTA MANEJADA: FLONA TAPAJÓS KM83.¹

Adriano Ferreira Silva
Rodrigo da Silva

¹Capítulo escrito conforme normas da Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET)

CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE NA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE FLORESTA MANEJADA: FLONA TAPAJÓS KM83

ADRIANO FERREIRA SILVA¹, RODRIGO DA SILVA²

¹Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA). Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia (PPGRNA), Instituto de Engenharias e Geociências (IEG).

²Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA). Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia (PPGRNA), Instituto de Engenharias e Geociências (IEG).

adrianosilvalba@yahoo.com.br, rsilvf@yahoo.com.br

RESUMO

O objetivo do estudo foi de analisar sazonalmente espectros e coespectros sobre área de floresta e verificar a validade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukov (TSMO) na Camada limite Superficial (CLS). Pois caracterizar a estrutura da turbulência é primordial para melhorar os modelos numéricos de dispersão de poluentes e entender as transferências de quantidades, por exemplo, dióxido de carbono, fundamentais na regulação do tempo e clima de uma superfície. Para isso utilizou-se um conjunto de dados de 120 dias, medido por sensores de respostas rápidas (sistema Eddy – Covariance), dipostos em uma torre micrometeorológica, localizada na FLONA Tapajós (km 83). Observou-se que o comportamento das funções ϕ_w e ϕ_θ é semelhante ao descrito para área de terreno homogêneo. Diferentemente ϕ_ε , que possui um comportamento não semelhante ao descrito na literatura, mas fortemente dependente de z/L . Além das funções apresentarem comportamentos semelhantes nos períodos chuvoso e menos chuvoso. Desta forma, pode-se concluir que as escalas da TSMO, são escalas apropriadas para descrever as funções adimensionais ϕ_w, ϕ_θ e ϕ_ε na CLS e o comportamento das funções independem da sazonalidade.

Palavras-chave: Turbulência, Espectros, coespectros, TSMO, Eddy-Covariance.

ABSTRACT: FEATURES SPECTRAL AND SIMILARITY IN THE SURFACE BOUNDARY LAYER OVER MANAGED FOREST: FLONA TAPAJÓS KM 83.

The objective of the study was to analyze seasonally of spectra and coespectra forest area and verify the validity of the Theory of Similarity Monin-Obukov (TSMO) to Surface Boundary Layer (CLS). Because characterize the structure of turbulence is essential to improve the numerical models of pollutant dispersion and understand the transfer of quantities, for example, carbon dioxide, fundamental in the regulation of climate and time of a surface. For this we used a dataset of 120 days, measured by sensors of rapid responses (system Eddy - Covariance), willing in a micrometeorological tower, located within the Tapajós National Forest (km 83). noted-if that the behavior of the functions ϕ_w and ϕ_θ is similar to that described for area of terrain homogeneous. Differently ϕ_ε , which has a behavior non similar to that described in the literature, but strongly dependent of z/L . Besides the functions have similar behaviors in the periods rainy and dry. Thus, can conclude that the scales of the TSMO, the scales of the TSMO, are scales appropriate to describe the non-dimensional functions ϕ_w, ϕ_θ e ϕ_ε in the CLS and the behavior of the non-adimensional functions not depend of the seasonality.

keywords: Turbulence, Spectra, Coespectra, TSMO, Eddy-Covariance.

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas aumentou o número de estudos sobre a importância das florestas tropicais no controle do clima regional e global. A Amazônia, por exemplo, é um grande palco desses estudos, pois contempla a maior floresta tropical permanente do mundo e devido aos intensos processos de troca de energia e massa entre os diferentes ecossistemas e a atmosfera desempenha papel importante na regulação climática que abrange diferentes escalas espaciais (Nobre, 2007). Tais processos ocorrem, principalmente, na baixa Troposfera, chamada de Camada Limite Atmosférica.

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a região da atmosfera que se encontra mais próxima da superfície e é considerada também como a região onde ocorrem as trocas de Energia e Massa entre a Biosfera-Atmosfera (Stull, 1988). As trocas, na prática, são realizadas pelo processo de turbulência (horizontal e verticalmente), que é responsável por regular grande parte dos processos no conjunto atmosférico, através da transferência de massa e energia na CLA (Moraes et al., 2004).

Sobre a floresta Amazônica, a CLA vem sendo pesquisada desde os anos de 1980 através de experimentos de campo internacionais, cujos primeiros projetos, como ARME (Experimento de Micrometeorologia da Região da Amazônia) e ABLE 2A (Experimento da Camada Limite da Amazônia) (Shuttleworth et al. 1984; Harris et al. 1990), utilizaram a técnica de covariância de vórtices turbulentos como técnica integrada para medidas dos gases traços. Estes estudos estavam enfocados nas trocas de calor, vapor d'água, dióxido de carbono, e outros gases traços sobre a floresta primária (por exemplo, Fitzjarrald et al., 1990; Wofsy et al., 1990).

Determinar o impacto atmosférico decorrente das mudanças do uso do solo (desmatamento) em grande escala na Amazônia tem sido o enfoque de vários modelos numéricos (Nobre et al., 1991; Manzi & Planton, 1996; Silva, 2002). Atualmente, as observações micrometeorológicas nos ecossistemas da Amazônia vêm sendo realizadas para compreender melhor o funcionamento e os mecanismos presentes nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera, e entre as variáveis observadas e analisadas, estão as trocas superficiais de carbono, de água, das componentes do balanço de energia (da Rocha, 2004; Sakai et al., 2004; Miller et al., 2004; Acevedo et al., 2007; Costa et al., 2010).

O monitoramento e as medidas a longo prazo das componentes de energia e massa (água, dióxido de carbono) dos diferentes estudos nos ecossistemas amazônicos, homogêneos e quase homogêneos (Moraes et al., 2008), servem como banco de dados para calibrar

modelos numéricos, os quais buscam descrever, de forma mais realista, os processos de interação entre a biosfera e atmosfera. Respectivamente, dentro da CLA.

Diversos estudos (Silva, 2000; Moraes et al., 2005; Magnago, 2007; Martins, 2008; Moraes et al., 2008; Lima, 2014) ressaltam que caracterizar a estrutura da turbulência sobre as mais diversas condições de superfície é fundamental para obter uma descrição mais realista da dinâmica da CLA e conseqüentemente, melhorar os modelos numéricos de dispersão de poluentes e entender as transferências de quantidades, como vapor d'água, dióxido de carbono e outros escalares, fundamentais na caracterização do Tempo e Clima da superfície (Moraes et al., 2004).

Segundo COSTA (2011), a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é a grandeza mais comumente utilizada para caracterizar a estrutura e a intensidade da turbulência sobre as diferentes condições de superfície. Resumidamente, trata-se de exprimir as relações existentes entre a produção, transferência e dissipação de energia desta grandeza. Desta maneira, a turbulência mecânica e térmica, responsável pelas trocas de energia e massa entre a superfície e atmosfera, realizadas dentro da CLA, mais precisamente na camada limite superficial (CLS), pode ser visualizada como espectros ou variância de energia, das componentes da velocidade do vento (u , v , w) e temperatura, que quando combinados em coespectros (covariância) entre si e com escalares de massa (água, dióxido de carbono e outros), representam fluxos turbulentos energia e massa determinantes nestas trocas.

A CLS é a uma das fases de evolução da CLA e é afetada diretamente pela presença da superfície. Nesta fase os fluxos turbulentos de energia podem ser considerados constantes. Tal suposição é o alicerce da Teoria de Similaridade de Monin-Obukov (TSMO), que baseia-se em escalas universais, de comprimento, de temperatura e de velocidade do vento, fundamentais para a parametrização dos espectros e coespectros de energia e massa, que definem bem a estrutura e a intensidade da turbulência na CLS.

No caso de estudos sobre terrenos homogêneos e para várias condições atmosféricas, a análise da estrutura da turbulência é razoavelmente bem entendida, e levou ao aprimoramento das Teorias de Similaridade que descrevem bem as trocas de energia sobre estas superfícies (Magnago, 2007). Porém, na Amazônia, poucos estudos (Moraes, 2008, Lima 2014) foram realizados sobre área de floresta com a finalidade de caracterizar a turbulência e verificar a existência de relações comuns para a determinação desta variável sobre este tipo terreno.

Assim, este estudo teve por objetivo analisar sazonalmente espectros e coespectros da turbulência sobre terreno complexo em diferentes condições de estabilidade e verificar a validade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukov na Camada Limite Superficial (CLS).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição da área de estudo - FLONA Tapajós (Km 83)

Dentro dos limites da Floresta Nacional do Tapajós (FNT) o Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) possui duas torres micrometeorológicas (Km 67 e Km 83). Instaladas em áreas de floresta primária e floresta manejada próximas da confluência dos rios Tapajós e Amazonas (Figura 1).

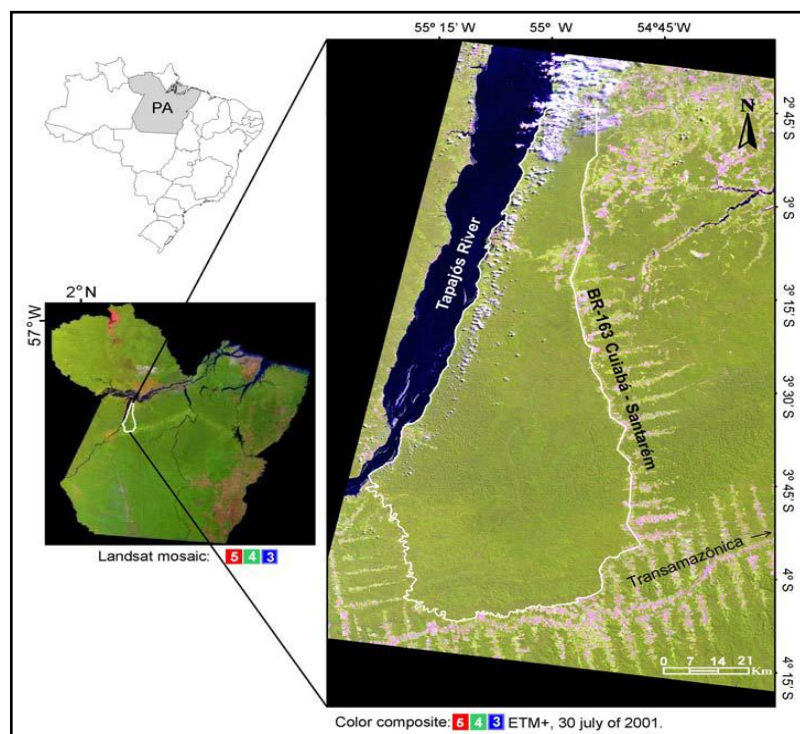


Figura 1 – Localização da Floresta Nacional do Tapajós (PA) (Espírito Santo, 2003).

A Floresta Nacional do Tapajós, 50 km ao Sul da cidade de Santarém, Pará, Brasil (da Rocha *et al.*, 2004), possui uma área estimada em 600.000 ha e está em uma região de planalto no interior da Floresta Amazônica cuja altura média das árvores está entre 40 a 45 metros, os solos são latossolos amarelos distróficos e o clima, de acordo com a classificação de Köppen, é do Tipo Ami (clima megatérmico, tropical úmido), com temperatura média anual em torno de 24,8°C, umidade relativa do ar em média 90%, precipitação média anual de 2100 mm e um período sazonal chuvoso (Jan-Jun) e outro seco (Jul-Dez) bem definidos (Espírito-Santo *et al.*, 2005).

Os dados analisados neste trabalho são provenientes da torre micrometeorológica instalada na floresta manejada. Localizada no km 83 da Santarém – Cuiabá (BR-163).

Na floresta manejada (sítio km 83) (S 3°01'3.0'', W 54°58'15.0''), a vegetação é de floresta tropical fechada com copa emergente (comprimento de copa 35-40 m) em área de planalto. A vegetação estende-se 5 km para o leste, 8 km para o sul, e 40 km para o norte antes de alcançar a pastagem. A floresta continua 8 km para oeste antes de chegar ao rio Tapajós 14 km da torre micrometeorológica.

A floresta manejada está no Planalto Tapajós-Xingu, que apresenta cotas de 120 a 170 m, sendo recortado pelo rio Tapajós, com cotas de decaimentos entre o planalto e a margem do rio Tapajós de aproximadamente 150 m. O relevo dessa unidade apresenta uma superfície de formação tabular com rebordas erosivas e trechos com declividades fortes ou moderadas (Espírito-Santo et al., 2005).

Dessa forma, o relevo da área do sítio km 83 (Figura 2) caracteriza-se entre plano e suave ondulado em torno da torre.

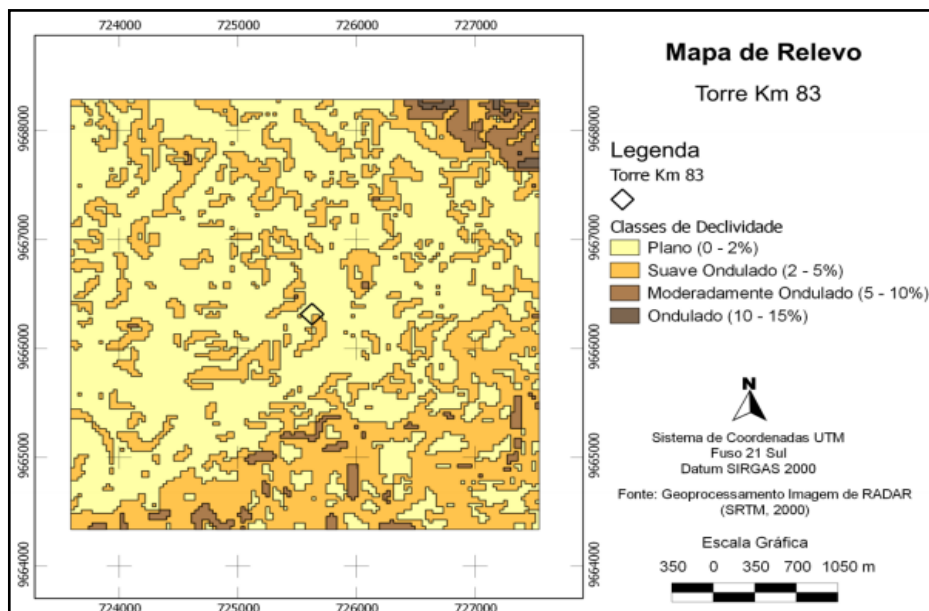


Figura 2 – Relevo na área da torre do Km 83 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo) (Fonte: Aguiar, 2012).

Destinada ao manejo florestal a área do km 83 foi inventariada para ser submetida a exploração seletiva entre os anos de 1997 e 2003. O objetivo do corte seletivo era de minimizar danos a estrutura da floresta através de um cuidadoso planejamento das atividades relacionadas com a exploração madeireira.

No entanto, a exploração das árvores foi desigual, criando um mosaico de falhas como manchas na floresta relativamente intacta (Doughty, 2008) (Figura 3). O corte de 12% das árvores de grande porte aumentou a área das aberturas de 4% a 12% (Figueira *et al.*, 2008). O incremento das hastas das árvores (Figueira *et al.*, 2008) e da ventilação do sub-bosque

(Miller *et al.*, 2007) foram aumentadas. As mudanças da ventilação e o crescimento de pequenas árvores mostra que a abertura do dossel aumentou a quantidade de luz que atinge o sub-bosque, mesmo em áreas que não eram imediatamente adjacente as falhas (Figueira *et al.*, 2008).

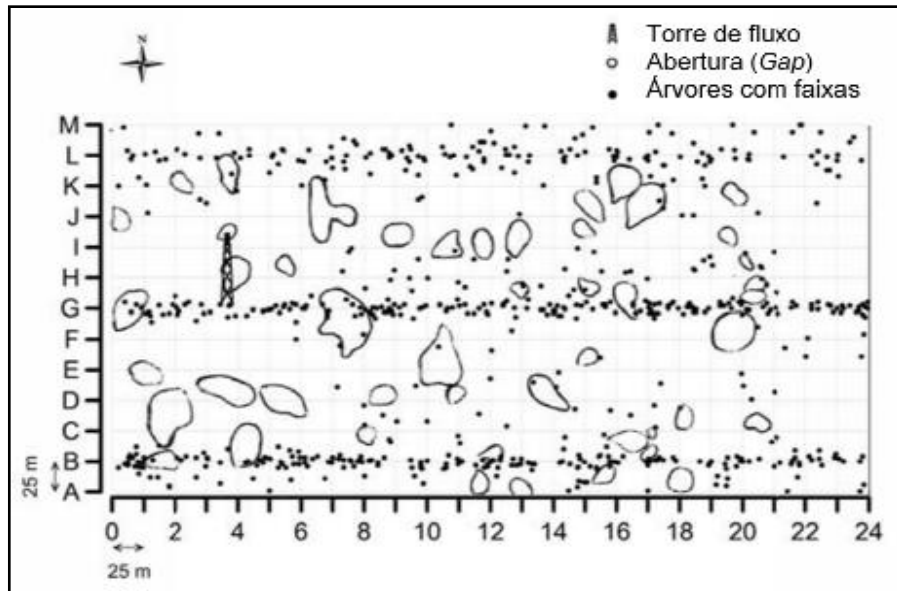


Figura 3 - Árvores marcadas com faixas dendrométricas antes do corte em Novembro de 2000 são mostradas como pontos sólidos. Aberturas (gap) criadas pelo corte seletivo em Setembro de 2001 são mostrados como forma irregular. Os plots no transecto 25 N-S estão numerado de 0 a 24 e os de 13 L-O por letras “A” a “M”. A Torre de fluxo está indicada no bloco G4.

2.2 Aquisição dos dados

A torre micrometeorológica instrumentada de 64 metros foi instalada na floresta e vem realizando medidas diretas das trocas de energia (fluxos turbulentos de calor e momento) e massa (vapor d'água e CO₂) entre a floresta manejada e a atmosfera (Figura 4a).

O sistema para medidas das variáveis atmosféricas e fluxos turbulentos (CV) inclui um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3-3D, Campbell Científico, Logan, UT), que mede dois grupos de variáveis: temperatura do ar (θ) e velocidade tridimensional do vento (u, v e w) e um analisador de gás por infravermelho (IRGA, Li-6262, Licor, Lincoln, NE), medindo a concentração de vapor d'água e CO₂, instalados a 64 m de altura, operando com frequência de 10 Hz (Figura 4b). Além de pluviômetro (Texas Electronics TE525) instalado a 1,5 m de altura do solo para medidas de precipitação.

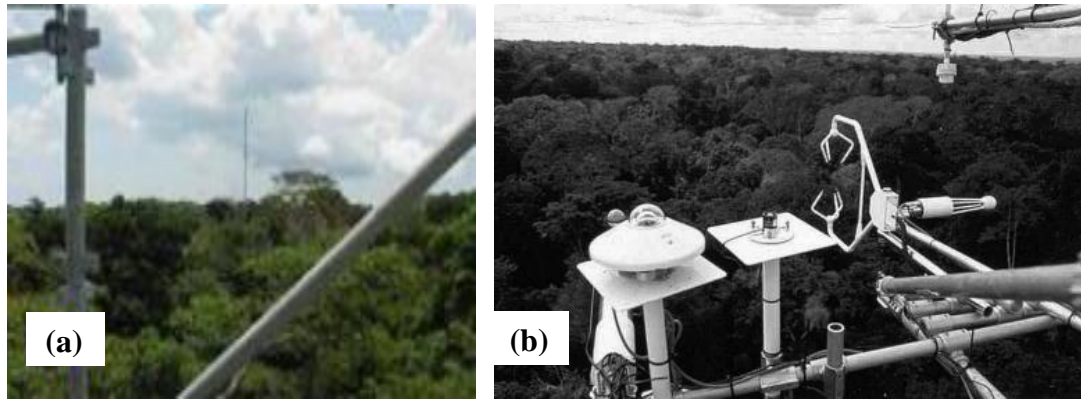


Figura 4 - (a) visão da torre e (b) do sistema CV (Miller et al; 2004).

Na aquisição das medidas dos diferentes sensores utilizou-se um sistema de data-loggers Campbell Scientific modelos CR10X e CR23X conectados em rede a um micro-computador e gerenciado pelo programa PC208W (Campbell Systems – versão 3,1), que armazenou os dados em arquivos com 24h de medidas contínuas.

Mais detalhes das características do esboço experimental e instrumentação é dado em Goulden *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2004.

2.3 Seleção dos Dados

A escolha do conjunto de dados a ser analisados foi determinada, primordialmente, pela informação do regime de chuvas (sazonalidade) atuante na área de estudo.

Conforme a Figura 5 (a), a região da Flona do Tapajós (Km 83) possui uma distribuição de chuvas bastante diferenciada entre os anos e, possivelmente, diretamente influenciada por fenômenos de meso-escala, por exemplo, o ano de 2009 (ano do estudo) afetado pelo fenômeno La Niña.

O regime de chuvas, da região estudada, é dividido em dois períodos: chuvoso (janeiro a junho) e menos chuvoso, mais curto (agosto a novembro), sendo julho e dezembro os meses de transição do período chuvoso para o menos chuvoso e do período menos chuvoso para o chuvoso, respectivamente, Figura 5 (b).

A média anual de pluviométrica da área durante o período 2001 – 2011 é de 2031,45 mm. Tal valor de precipitação encontra-se próximo ao valor mínimo da faixa de 1,900 a 2,300 mm observado por Rocha et al. (2009).

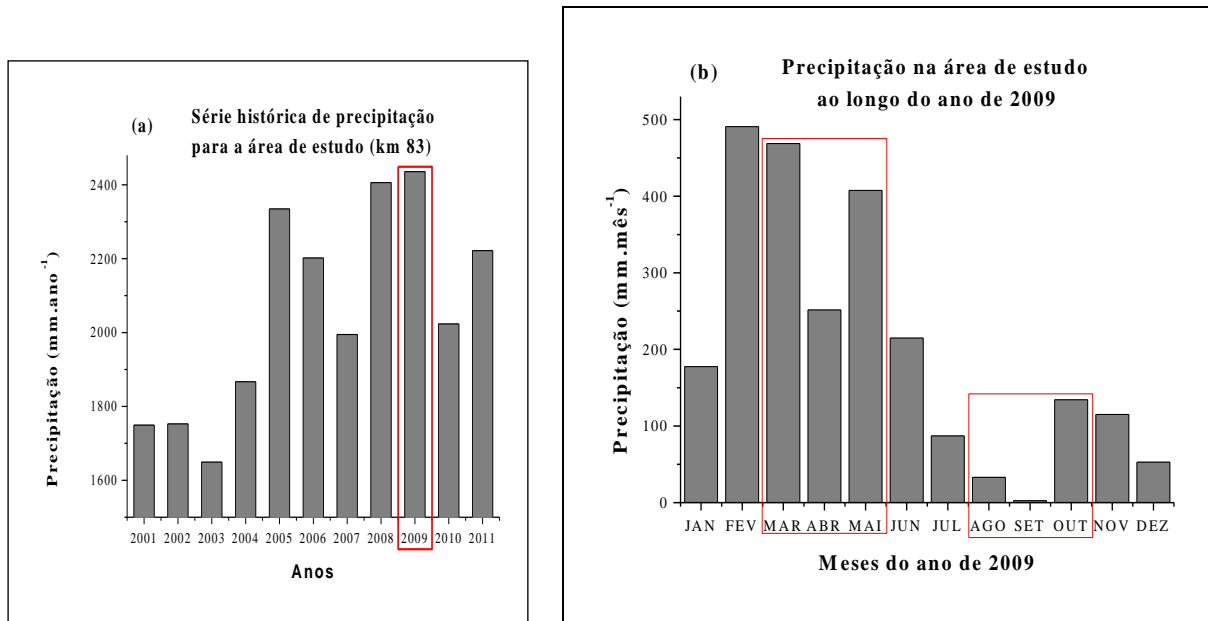


Figura 5 – (a) Série histórica de precipitação para área de estudo e (b) precipitação para o ano de 2009 com os meses mais representativos dos períodos chuvoso e menos chuvoso.

O conjunto de dados escolhidos para a área de floresta manejada (Km 83) da região da FLONA do Tapajós compreende 117 dias do ano de 2009, foram analisados 54 dias do período chuvoso e 63 dias do período menos chuvoso representados, respectivamente, dos meses de março, abril e maio e agosto, setembro e outubro.

A boa qualidade no conjunto de dados foi necessária para a posterior análise. Por isso, análise dos dados de qualidade foi aplicada para detectar partes faltantes nos dados. Pois, em estudo de turbulência é necessário garantir duas informações nas séries escolhidas:

- Boa continuidade das medidas.
- E a existência do fenômeno físico a ser estudada, neste caso a turbulência.

Assim, foram selecionadas séries temporais com efetiva turbulência atmosférica.

2.4 Análise dos Dados

Os cálculos dos espectros, coespectros e parâmetros micrometeorológicos, relevantes a este trabalho, foram feitos num intervalo de dados de aproximadamente 30 minutos (ou 2^{14} ou 16384 medidas coletadas a uma frequência de 10 Hz), utilizando um algoritmo em Fortran. Dessa forma, para cada dia havia necessariamente 48 séries de cada variável analisada.

O algoritmo em Fortran foi desenvolvido pelo Pr. Dr. Osvaldo Moraes da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) e adaptado pelo Pr. Dr. Rodrigo da Silva da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) para estudos atmosféricos na região da

Amazônica. Atualmente o programa é utilizado pelo grupo de pesquisa BRAMA (Biogeofísica da Região Amazônica).

Formalmente o algoritmo estava estruturado conforme o diagrama abaixo, Figura (6).

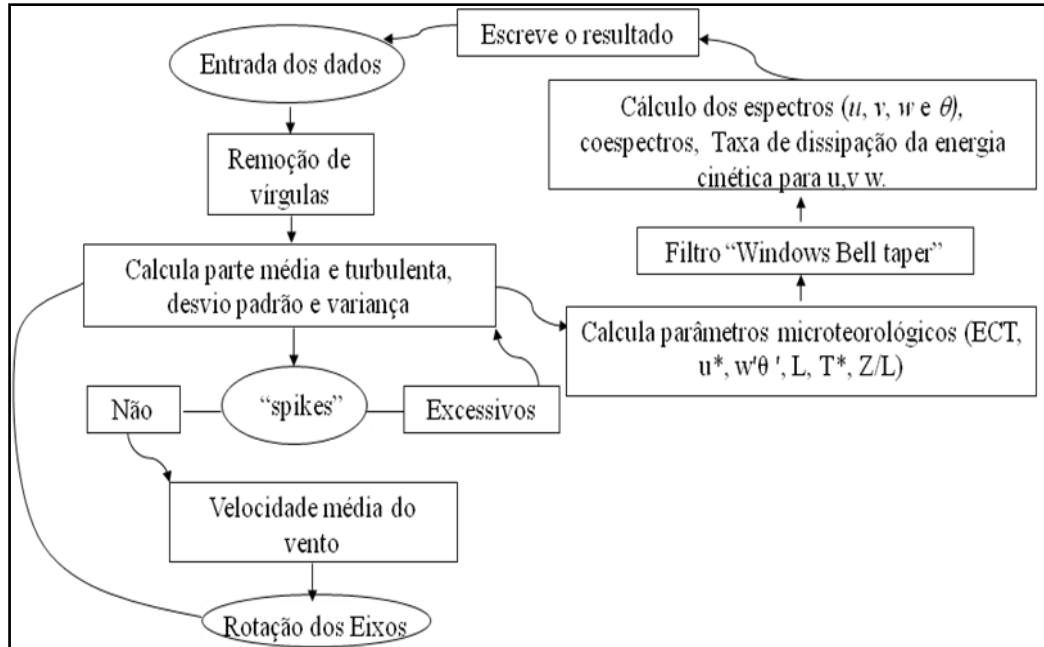


Figura 6 – Representação da estrutura do algoritmo utilizado para o tratamento dos dados.

É importante ressaltar que os espectros calculados das variáveis u , v , w e θ são suavizados em 22 pontos (média de blocos) conforme feito por SILVA (2000).

Os cálculos executados pelo programa foram escritos em arquivo relatório para cada série temporal com os parâmetros estatísticos e micrometeorológicos e bem como um arquivo com os espectros e sua suavização em 22 blocos e arquivo com os coespectros para a posterior análise gráfica.

O pacote gráfico utilizado para a elaboração dos gráficos, dos espectros e dos coespectros e determinação das curvas de ajustes, foi o software Origin 6.0.

Os cálculos dos espectros, coespectros e parâmetros micrometeorológicos executados no conjunto de dados de 117 dias levaram a um total de 5616 séries, sendo 2592 e 3024 séries, respectivamente, dos períodos chuvoso e menos chuvoso, que foram analisadas de acordo com ventos médios fracos ($U < 1 \text{ m.s}^{-1}$) e fortes ($U > 1 \text{ m.s}^{-1}$) e retiradas com restrição ao parâmetro de estabilidade $-2,0 \leq z/L \leq 2,0$ e a condições de ventos muito fracos e de estratificação estável, conforme adotado por Moraes (2008), presente na Tabela 1.

Tabela 1: Séries analisadas de acordo com ventos médios fracos e fortes e retiradas com restrição ao parâmetro de estabilidade $-2,0 \leq z/L \leq 2,0$ e a condições de ventos muito fracos e de estratificação estável.

Período	$U < 1 \text{ m.s}^{-1}$	$U > 1 \text{ m.s}^{-1}$	z/L	$U < 1 \text{ m.s}^{-1}$ (estável)	Séries retiradas
Chuvoso	265	2327	763	37	800
Menos chuvoso	112	2912	1043	19	1062

As restrições reduziram as séries para 1792 do período chuvoso e 1962 da estação de poucas chuvas. De modo que 915 séries são convectivas e 865 séries vêm de condições estáveis, e 1145 séries de condições instáveis e 817 vêm condições estáveis, respectivamente, para os períodos chuvoso e menos chuvoso.

O total de 2,060 séries convectivas foi classificado em 12 categorias: 6 para ventos fracos e 6 para fortes, enquanto que as 1682 séries estáveis foram distribuídas em 6 classes de ventos médios fortes, Tabela 2.

Tabela 2: número de séries de dados em cada subgrupo analisado

FLONA Tapajós Km 83		Séries	$\overline{z/L}$	$\overline{u_*}$ (m.s ⁻¹)	$\overline{w\theta}$ (m.K.s ⁻¹)	\overline{U} (m.s ⁻¹)	
$U < 1 \text{ m.s}^{-1}$	$-2,0 < z/L < -1,1$	18	$-1,51 \pm 0,31$	$0,18 \pm 0,15$	$0,04 \pm 0,13$	$0,69 \pm 0,19$	
	$-0,8 < z/L < -0,5$	9	$-0,70 \pm 0,07$	$0,19 \pm 0,17$	$0,03 \pm 0,05$	$0,76 \pm 0,27$	
	$-0,1 < z/L < 0,0$	8	$-0,04 \pm 0,03$	$0,31 \pm 0,25$	$0,01 \pm 0,01$	$0,51 \pm 0,26$	
Período Chuvoso	$-2,0 < z/L < -1,1$	80	$1,48 \pm 0,25$	$0,32 \pm 0,09$	$0,08 \pm 0,05$	$1,68 \pm 0,48$	
	$-0,8 < z/L < -0,5$	153	$-0,61 \pm 0,08$	$0,43 \pm 0,14$	$0,08 \pm 0,06$	$2,12 \pm 0,59$	
	$U > 1 \text{ m.s}^{-1}$	$-0,1 < z/L < 0,0$	116	$-0,04 \pm 0,03$	$0,43 \pm 0,17$	$0,01 \pm 0,01$	$2,63 \pm 0,73$
		$0,0 < z/L < 0,1$	104	$0,05 \pm 0,03$	$0,39 \pm 0,14$	$-0,01 \pm 0,01$	$2,61 \pm 0,74$
		$0,5 < z/L < 0,8$	149	$1,66 \pm 0,09$	$0,19 \pm 0,05$	$-0,01 \pm 0,01$	$2,21 \pm 0,53$
		$1,1 < z/L < 2,0$	199	$1,50 \pm 0,25$	$0,14 \pm 0,04$	$-0,01 \pm 0,01$	$2,12 \pm 0,48$
$U < 1 \text{ m.s}^{-1}$	$-2,0 < z/L < -1,1$	13	$-1,58 \pm 0,29$	$0,28 \pm 0,13$	$0,05 \pm 0,06$	$0,62 \pm 0,26$	
	$-0,8 < z/L < -0,5$	6	$-0,67 \pm 0,08$	$0,24 \pm 0,12$	$0,02 \pm 0,02$	$0,63 \pm 0,34$	
	$-0,1 < z/L < 0,0$	2	$-0,06 \pm 0,06$	$0,31 \pm 0,34$	$0,01 \pm 0,02$	$0,91 \pm 0,12$	
Período menos Chuvoso	$-2,0 < z/L < -1,1$	82	$-1,44 \pm 0,25$	$0,33 \pm 0,14$	$0,10 \pm 0,08$	$1,91 \pm 0,68$	
	$-0,8 < z/L < -0,5$	183	$-0,62 \pm 0,09$	$0,47 \pm 0,12$	$0,12 \pm 0,06$	$2,41 \pm 0,68$	
	$U > 1 \text{ m.s}^{-1}$	$-0,1 < z/L < 0,0$	88	$-0,05 \pm 0,03$	$0,49 \pm 0,19$	$0,02 \pm 0,02$	$3,04 \pm 0,88$
		$0,0 < z/L < 0,1$	59	$0,05 \pm 0,03$	$0,39 \pm 0,11$	$-0,01 \pm 0,01$	$2,78 \pm 0,70$
		$0,5 < z/L < 0,8$	133	$0,66 \pm 0,09$	$0,26 \pm 0,06$	$-0,02 \pm 0,01$	$2,93 \pm 0,56$
		$1,1 < z/L < 2,0$	344	$1,52 \pm 0,26$	$0,18 \pm 0,04$	$-0,01 \pm 0,01$	$2,85 \pm 0,49$

Na tabela 2 são observados, também, os valores médios e os desvio padrão de alguns parâmetros micrometeorológicos (velocidade de fricção (u_*), fluxo de calor ($w\theta$) e a velocidade do vento (U), obtidos a partir do conjunto de dados analisados.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante a análise dos dados, as séries foram classificadas em doze classes de estabilidade de acordo com z/L e também de acordo com ventos fracos (abaixo de 1 ms^{-1}) ou ventos médios fortes (acima de 1 ms^{-1}). Resultando, deste modo, 12 classes de estabilidade sob condições convectivas (z/L -2,0 a -1,1, -1,1 a -0,95, -0,95 a -0,8, -0,8 a -0,65, -0,65 a -0,5, -0,5 a -0,4, -0,4 a -0,3, -0,3 a -0,25, -0,25 a -0,2, -0,2 a -0,15, -0,15 a -0,1 -0,1 a 0) e seis sob condições estáveis (z/L 0 - 0,1, de 0,1 a 0,3, 0,3 - 0,5, 0,5 - 0,8, 0,8 - 1,1 e 1,1 - 2,0).

3.1 Intensidade da Turbulência e Taxa de dissipação de Energia

As classes definidas acima foram utilizadas para o cálculo da média de blocos das funções adimensionais da variabilidade da velocidade vertical do vento ($\phi_w = \sigma_w / u_*$), da variabilidade da temperatura ($\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$) e da taxa de dissipação de energia ($\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^2$). Estas funções correspondem a intensidade da turbulência mecânica e térmica e a taxa pela qual a energia produzida é dissipada na camada limite superficial (CLS), respectivamente.

Na figura (7), observa-se o comportamento das funções adimensionais $\phi_w = \sigma_w / u_*$, $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ e $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^2$ em termos do parâmetro de estabilidade z/L para os períodos chuvoso e de poucas chuvas. O comportamento do desvio padrão da velocidade vertical do vento normalizado pela velocidade de atrito (σ_w / u_*) e do desvio padrão da temperatura normalizado pela escala da temperatura da CLS ($\sigma_\theta / |T_*|$) em função de z/L possui um padrão. Respectivamente, no lado convectivo, à medida que z/L decresce a σ_w / u_* aumenta, enquanto que $\sigma_\theta / |T_*|$ decresce, até o valor de aproximado de z/L igual a -0,4, pois a partir deste valor a função torna-se constante, e sob condições estáveis σ_w / u_* aumenta e a $\sigma_\theta / |T_*|$ decresce. Sendo estes comportamentos, das formas das funções σ_w / u_* e $\sigma_\theta / |T_*|$, semelhantes nos diferentes períodos e, também, semelhantes aos descritos por Kaimal e Finnigan (1994) para terreno homogêneo (Figura 5 da Revisão Bibliográfica).

A função ϕ_ε , também, se comporta de maneira semelhante nos períodos chuvoso e menos chuvoso, mas quantitativamente com intensidades diferentes, em função de z/L . Sob condições convectivas ϕ_ε aumenta até z/L igual -0,25 e decresce a partir deste valor. Enquanto que no lado de estabilidade decresce com o aumento de z/L . O comportamento da função adimensional ϕ_ε , diferentemente das funções anteriores, não é semelhante ao descrito

na literatura. Porém, a taxa de dissipação de energia na camada limite superficial sobre a área de estudo é fortemente dependente do parâmetro de estabilidade z/L . Indicando que a função pode ser satisfatoriamente representada, na CLS, pelo z/L , ou seja, pela TSMO.

Na tabela (3), encontram-se as médias de classes calculadas para as funções adimensionais, σ_w / u_* , $\sigma_\theta / |T_*|$ e $kz\varepsilon / u_*^2$, que definem bem o comportamento das funções em função de z/L (Figura 8). Observou-se que, para as funções, há pequeno espalhamento nos lados convectivo e estável para os diferentes períodos (chuvoso e menos chuvoso). Tal fato indica que as escalas (u_* e T_*) da TSMO, para a CLS, são apropriadas para a descrição das funções σ_w / u_* , $\sigma_\theta / |T_*|$ e $kz\varepsilon / u_*^2$, sobre a área de estudo.

Tabela (3): Médias de blocos das funções σ_w / u_* , $\sigma_\theta / |T_*|$ e ϕ_ε em termos de z/L nos períodos chuvoso e menos chuvoso.

Blocos	z/L	Período Chuvoso			Período menos chuvoso		
		σ_w / u_*	$\sigma_\theta / T_* $	ϕ_ε	σ_w / u_*	$\sigma_\theta / T_* $	ϕ_ε
-2,0 < z/L < -1,1	-1,42 ± 0,25	1,63 ± 0,23	1,70 ± 0,65	0,002 ± 0,001	1,79 ± 0,42	1,95 ± 1,74	0,002 ± 0,002
-1,1 < z/L < -0,95	-1,02 ± 0,05	1,52 ± 0,27	2,43 ± 1,81	0,002 ± 0,002	1,58 ± 0,23	1,81 ± 1,27	0,003 ± 0,002
-0,95 < z/L < -0,8	-0,87 ± 0,05	1,43 ± 0,16	2,19 ± 1,52	0,003 ± 0,003	1,55 ± 0,18	1,76 ± 0,53	0,004 ± 0,003
-0,8 < z/L < -0,65	-0,70 ± 0,04	1,39 ± 0,17	2,02 ± 1,10	0,004 ± 0,003	1,50 ± 0,19	1,89 ± 1,14	0,005 ± 0,003
-0,65 < z/L < -0,5	-0,56 ± 0,04	1,33 ± 0,18	2,21 ± 1,05	0,004 ± 0,003	1,42 ± 0,17	2,00 ± 1,14	0,006 ± 0,004
-0,5 < z/L < -0,4	-0,44 ± 0,03	1,32 ± 0,16	2,25 ± 1,17	0,006 ± 0,004	1,38 ± 0,23	2,09 ± 1,02	0,008 ± 0,005
-0,4 < z/L < -0,3	-0,34 ± 0,03	1,30 ± 0,18	2,60 ± 1,51	0,007 ± 0,005	1,32 ± 0,14	2,05 ± 0,71	0,010 ± 0,005
-0,3 < z/L < -0,25	-0,27 ± 0,01	1,22 ± 0,12	2,59 ± 1,28	0,008 ± 0,006	1,31 ± 0,16	2,30 ± 1,10	0,012 ± 0,007
-0,25 < z/L < -0,2	-0,22 ± 0,01	1,26 ± 0,18	3,02 ± 1,85	0,009 ± 0,007	1,27 ± 0,16	2,64 ± 1,36	0,013 ± 0,008
-0,2 < z/L < -0,15	-0,17 ± 0,01	1,28 ± 0,22	3,89 ± 2,09	0,006 ± 0,004	1,29 ± 0,13	2,99 ± 1,46	0,012 ± 0,008
-0,15 < z/L < -0,1	-0,12 ± 0,01	1,24 ± 0,25	4,06 ± 1,54	0,006 ± 0,005	1,31 ± 0,12	3,65 ± 1,77	0,018 ± 0,010
-0,1 < z/L < 0,0	-0,04 ± 0,03	1,25 ± 0,16	5,79 ± 2,44	0,0048 ± 0,0051	1,30 ± 0,16	5,24 ± 2,16	0,0087 ± 0,0072
0,0 < z/L < 0,1	0,05 ± 0,03	1,29 ± 0,17	5,76 ± 2,60	0,0036 ± 0,0039	1,35 ± 0,19	6,07 ± 1,95	0,0033 ± 0,0029
0,1 < z/L < 0,3	0,20 ± 0,03	1,35 ± 0,21	3,97 ± 2,19	0,0020 ± 0,0021	1,35 ± 0,16	4,36 ± 2,14	0,0026 ± 0,0025
0,3 < z/L < 0,5	0,40 ± 0,06	1,36 ± 0,29	3,43 ± 2,00	0,0010 ± 0,0007	1,36 ± 0,15	3,34 ± 1,42	0,0018 ± 0,0010
0,5 < z/L < 0,8	0,66 ± 0,09	1,41 ± 0,22	3,44 ± 1,83	0,0004 ± 0,0003	1,32 ± 0,16	3,22 ± 1,65	0,0009 ± 0,0006
0,8 < z/L < 1,1	0,96 ± 0,08	1,36 ± 0,21	3,22 ± 1,49	0,0003 ± 0,0002	1,37 ± 0,18	2,96 ± 1,22	0,0006 ± 0,0003
1,1 < z/L < 2,0	1,50 ± 0,25	1,44 ± 0,22	3,30 ± 1,50	0,0002 ± 0,0001	1,42 ± 0,21	2,96 ± 1,22	0,0004 ± 0,0002

Qualitativamente as funções ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ϵ possuem comportamentos idênticos nos diferentes períodos, ou seja, a sazonalidade não influencia nas variáveis em questão. Tal fato, considerado, foi utilizado para definir as curvas de ajustes das funções adimensionais, a partir das médias de classes. As curvas das funções ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ϵ visualizadas graficamente, a seguir, descrevem bem o comportamento destas funções sobre o terreno complexo.

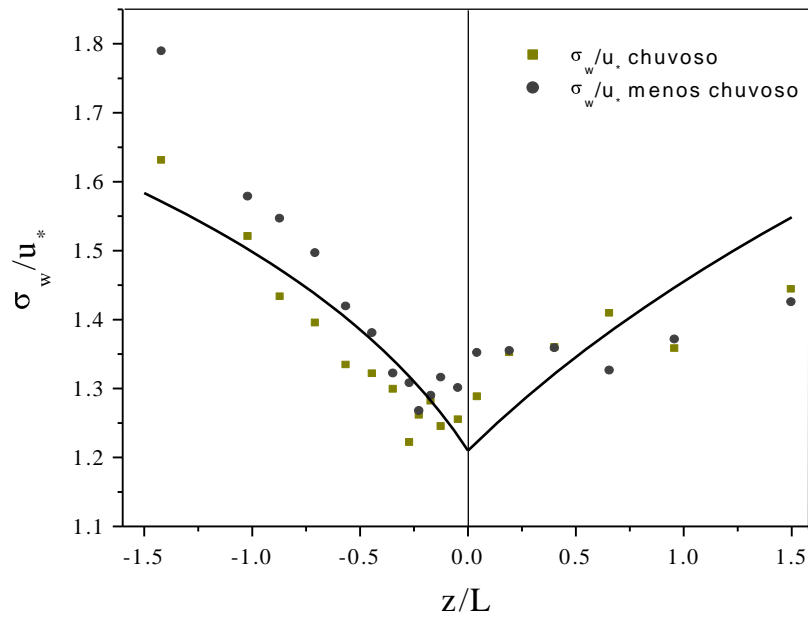


Figura (9): Curva de ajuste da função σ_w / u_* em função de z/L (condições convectivas e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso.

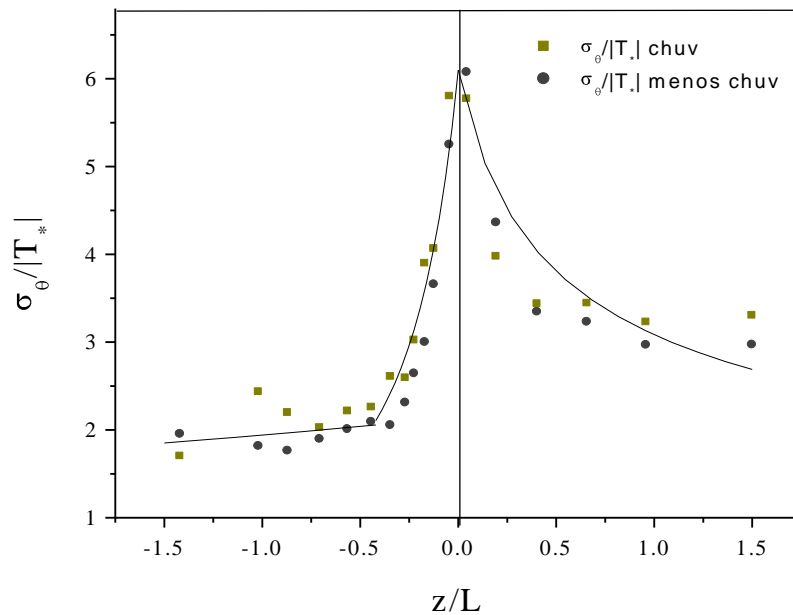


Figura (10): Curva de ajuste da função $\sigma_\theta / |T_*|$ em função de z/L (condições convectivas e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso.

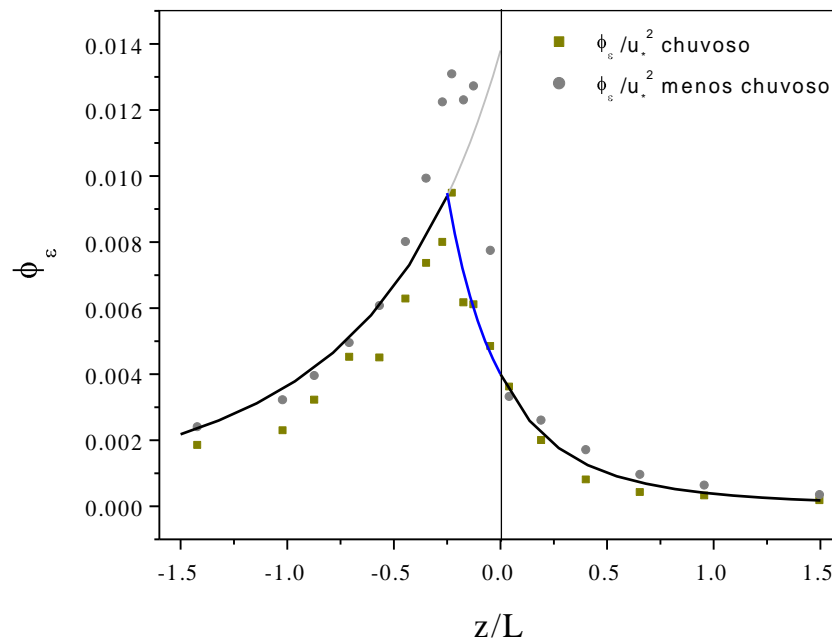


Figura (11): Curva de ajuste (linha cheia) da função $kz\epsilon / u_*^2$ em função de z/L (condições convectivas, próximas de neutro e estáveis) para os períodos chuvoso e menos chuvoso.

A fórmula usada para o ajuste (“fitting”), através do software Microcal Origin 6.0, da função ϕ_w foi:

$$\phi_\alpha = \begin{cases} A \cdot 1 + B \cdot |z/L|^C; & -1,42 \leq z/L \leq 0 \\ A \cdot 1 + D \cdot z/L^E; & 0 \leq z/L \leq 1,5 \end{cases} \quad (1)$$

onde o valor da constante A é forçado à coincidir com os respectivo valor de ϕ_w neutro, ou seja, quando $\phi_\alpha(z/L = 0) = A$, e $\alpha = w$. Dessa, forma os valores obtidos para a função ϕ_w estão listados na Tabela (4), respectivamente.

Tabela (4): Valores da constante da funções ϕ_w para as médias de classes dos diferentes períodos analisados.

Constante ϕ_w	Valor
A	1,21
B	2,04
C	0,19
D	0,5
E	0,3

Logo, a forma da função ϕ_w é dada por:

$$\phi_w = \begin{cases} 1,21 \cdot 1 + 2,04 \cdot |z/L|^{0,19}; & -1,42 \leq z/L \leq 0 \\ 1,21 \cdot 1 + 0,5 \cdot z/L^{0,3}; & 0 \leq z/L \leq 1,5 \end{cases}. \quad (1.1)$$

Já para a função ϕ_θ , a fórmula usada da curva de ajuste foi:

$$\phi_\alpha = \begin{cases} A \cdot 1 + B \cdot |z/L|^C; & -1,42 \leq z/L \leq -0,42 \\ D \cdot (1 + E \cdot |z/L|^F); & -0,42 \leq z/L \leq 0 \\ D \cdot 1 + G \cdot z/L^H; & 0 \leq z/L \leq 1,5 \end{cases} \quad (1.2)$$

onde o valor da constante D é forçado à coincidir com o respectivo valor de ϕ_θ neutro, ou seja, quando $\phi_\alpha(z/L = 0) = D$, e $\alpha = \theta$. Portanto, os valores obtidos para a função ϕ_θ estão listados na Tabela (5).

Tabela (5): Valores das constantes da função ϕ_θ para as médias de classes dos diferentes períodos analisados.

Constante ϕ_θ	Valor
A	2,15
B	0,12
C	-0,9
D	6,1
E	2,6
F	-1,44
G	4,5
H	-0,4

Deste modo, a forma da função ϕ_θ é dada por:

$$\phi_\alpha = \begin{cases} 2,15 \cdot 1 + 0,12 \cdot |z/L|^{-0,9}; & -1,42 \leq z/L \leq -0,42 \\ 6,1 \cdot (1 + 2,6 \cdot |z/L|^{-1,44}); & -0,42 \leq z/L \leq 0 \\ 6,1 \cdot 1 + 4,5 \cdot z/L^{-0,45}; & 0 \leq z/L \leq 1,5 \end{cases} \quad (1.3)$$

Enquanto para a função ϕ_ε , a fórmula usada para a curva de ajuste foi:

$$\phi_{\alpha} = \begin{cases} A \cdot 1 + B \cdot |z/L|^C; & -1.42 \leq z/L \leq -0.25 \\ D \cdot (1 + E \cdot |z/L|^F); & -0.25 \leq z/L \leq 0 \\ D \cdot 1 + G \cdot z/L^H; & 0 \leq z/L \leq 1.5 \end{cases} \quad (1.4)$$

onde o valor da constante D é forçado à coincidir com o respectivo valor de ϕ_{ε} neutro, ou seja, quando $\phi_{\alpha}(z/L = 0) = D$, e $\alpha = \varepsilon$. Dessa forma os valores obtidos para a função ϕ_{ε} estão listados na Tabela (6), respectivamente.

Tabela (6): Valores das constantes da função ϕ_{ε} para as médias de classes dos diferentes períodos analisados.

Constante ϕ_{ε}	Valor
A	0,0135
B	0,52
C	-3,4
D	0,004
E	1,0
F	-3,0
G	1,0
H	-3,4

Assim, a forma da função ϕ_{ε} é dada por:

$$\phi_{\varepsilon} = \begin{cases} 0,0135 \cdot 1 + 0,52 \cdot |z/L|^{-3,4}; & -1,42 \leq z/L \leq -0,25 \\ 0,004 \cdot (1 + 1 \cdot |z/L|)^{-3}; & -0,25 \leq z/L \leq 0 \\ 0,004 \cdot 1 + 1 \cdot z/L^{-3,4}; & 0 \leq z/L \leq 1,5 \end{cases} \quad (1.5)$$

4 CONCLUSÕES

Conforme os resultados das análises sazonais da intensidade e das características espectrais e coespectrais da turbulência medidas sobre a área de floresta manejada. Comparados, também, com os resultados descritos pela teoria de similaridade da camada limite superficial para terrenos homogêneos, pode-se concluir que:

- As escalas da teoria de similaridade de Monin-Obukov, são escalas apropriadas para descrever as funções adimensionais ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ϵ da turbulência sobre a área de estudo.
- O comportamento das funções adimensionais ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ϵ independe da sazonalidade. Sendo semelhante nos diferentes períodos, chuvoso e menos chuvoso.
- O comportamento das funções ϕ_w e ϕ_θ sobre a área de floresta manejada está de acordo com o descrito para terreno homogêneo. Diferentemente, o comportamento da função ϕ_ϵ , que não está em conformidade com o descrito pela literatura.

5 AGRADECIMENTOS

Ao Laboratório de Engenharias e Geociências da UFOPA, pelo apoio logístico. E a Capes, pela disponibilidade da bolsa.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. et al. Turbulent carbon exchange in very stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 125, p.49-61, 2007.

COSTA, F. D. Caminhos para a Complexidade na Camada Limite Atmosférica Noturna. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 134 p., 2011.

COSTA, M.H.; BIAJOLI, M.C.; SANCHES, L.; MALHADO A.C.M.; HUTYRA L.R.; DA ROCHA, H.R.; AGUIAR, R.G.; ARAÚJO, A.C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, Vol. 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179, 2010.

DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, D.; MENTON, M. C.; PINTO, L.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. **Ecological Application**, v.14 (4), S22-S32, 2004.

DOUGHTY, C.E.; GOULDEN, M. L. Are tropical forests near a high temperature threshold? **J. Geophys. Res.**, doi:10.1029/2007JG000632, in press, 2008.

ESPÍRITO SANTO, F.D.B. Caracterização e mapeamento da vegetação da região da Floresta Nacional do Tapajós através de dados óticos, radar e inventários florestais. 2003. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - INPE, São José dos Campos, 2003.

ESPÍRITO SANTO, F. D. B. et al.. Análise da composição florística e fitossociológica da floresta nacional do Tapajós com o apoio geográfico de imagens de satélites. **Revista Acta Amazônica**, vol. 35(2), p. 155 – 173, 2005.

FIGUEIRA, A. M. S; MILLER, S. D.; DE SOUSA, C. A. D.; MENTON, M. C.; MAIA, A. R.; DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; Effects of selective logging on tropical forest tree growth. **Journal of Geophysical Research**, VOL. 113, G00B05, doi:10.1029/2007JG000577, 2008.

FITZJARRALD, D.R; MOORE K.E, CABRAL O.M.R. et al.. Day time turbulence exchange between the Amazon forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, 95,16825–16850, 1990.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; da ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. de SOUSA, C. A. D. Diel and seasonal patterns of tropical Forest CO₂ exchange. **Ecological Application**, 14(4), S42-S54, doi:10.1890/02-6008, 2004.

HARRIS, R.C; WOFSY, S.C; GARSTANG, M. et al. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE2A): dry season of 1985. **Journal of Geophysical Research**, 95, 1351-1360, 1990.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. Atmospheric Boundary Layer Flows – Their Structure and Measurement. **Oxford University Press**, NY, 289 pp, 1994.

LIMA, N. SILVA DE. Sobre as Características de Formação da Estrutura coerente e Turbulência em uma Floresta Densa de Terra Firme com Medidas em até 80m de Altura: Projeto ATTO-CLAIRE/IOP – 1 – 2012. Tese de Doutorado em Clima e Ambiente. Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, INPA, Manaus, AM, 102 p., 2014.

MAGNAGO, R. O. Espectros de Turbulência em Terreno Complexo. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 110 p., 2007.

MARTINS, C. A. Caracterização da Turbulência: Correlações e Espectros em Diferentes Topografias. Tese de Doutorado em Física, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 121 p., 2008.

MANZI A. O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. Amazonian deforestation and climate. **Ed. John Wiley**, p. 505-529, 1996.

MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; SILVA, R.; MAGNAGO, R.; SIQUEIRA, A. C. Nocturnal surface-layer at the bottom of a Valley. **Boundary- Layer Meteorology**, 112, 159-177, 2004.

MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; SILVA, R.; DEGRAZIA, G.A; ANFOSSI D.; SILVA, R.; ANABOR, V. Surface layer turbulence parameters over Complex Terrain. **Atmospheric Environment**, 39, 3103-3112, 2005.

MORAES, O. L. L.; FITZRRALD, D. R.; ACEVEDO, O. C.; SAKAI, R. K.; CZIKOWSKY, M. J.; DEGRAZIA, G. A. Comparing spectra and cospectra of turbulence over different surface boundary conditions. **Physica A**, 387, 4927–4939, 2008.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; DA ROCHA, H. R.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. de SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical Forest carbon balance. **Ecological Application**, 14(4), S114-S126, doi: 10.1890/02-6005, 2004.

MILLER, S.D., M.L. GOULDEN, AND H.R. DA ROCHA. The effect of canopy gaps on subcanopy ventilation and scalar fluxes in a tropical forest. **Agric. For. Meteorol.**, 142 (1), 25–34, 2007.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, 4, 957-988, 1991.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças Climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n. 3, 2007.

ROCHA, E. J. P. et. al., Zoneamento Climático: relatório preliminar ZEE-PA. BELÉM: SIPAM, 31 p., 2009.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use effects on local energy, water and carbon balances in an Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, v.10, 895-907, 2004.

SILVA, R. Características Espectrais e Similaridade da Camada Limite Superficial Sobre Terreno Complexo. 2000. 180 p. Dissertação de Mestrado em Física, Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2000.

SILVA, M.E.S. Impacto do desmatamento da Amazônia no clima regional: um estudo com um modelo estatístico-dinâmico acoplado atmosfera-biosfera, incluindo a hidrologia de solo. Tese de doutorado, 232 p., INPE, São José dos Campos, SP, 2002.

SHUTTLEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 1143-1162, 1984.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic, 666 p., 1988.

WOFSY S.C, HARRIS R.C , KAPLAN W.A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, 95, 1377–1388, 1990.

SÍNTESE INTEGRADORA

As relevantes informações da caracterização da estrutura e da intensidade da turbulência, além da verificação da existência de relações comuns, através da Teoria de Similaridade de Monin-obukov, que descrevem o comportamento da turbulência na Camada Limite Superficial (CLS) sobre área de floresta manejada nos diferentes períodos chuvoso e menos chuvoso servem como banco de dados ou subsídios para relevantes estudos de modelagem ambiental na Amazônia. Informações que, também, possibilitaram ou facilitaram o entendimento das importantes transferências de energia e massa da superfície para a atmosfera, sobre área de floresta, responsáveis pela manutenção do clima local, e que puderam ser comparadas com outros estudos realizados sobre este tipo de terreno, chamado complexo.

Desse modo, observou-se que tanto a intensidade da turbulência (mecânica e térmica) quanto a taxa de dissipação de energia para a área de estudo em questão são semelhantes nos diferentes períodos, chuvoso e menos chuvoso. Tais resultados reforça a importância do estudo, isenta futuros trabalhos da análise sazonal e contribui significativamente com uso dessas informações em modelos numéricos que caracterizam turbulência na camada limite planetária em relação a sazonalidade.

ANEXOS

ANEXO A – Normas de publicação para autores da Revista Brasileira de Meteorologia

ANEXO A – Normas de publicação para autores da Revista Brasileira de Meteorologia

01. A Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET), publicação oficial da Sociedade Brasileira de Meteorologia, tem por objetivo publicar artigos inéditos que contribuam para o desenvolvimento científico e tecnológico das ciências atmosféricas. Poderá também ser incluída revisão temática.
02. Fica vedada a apresentação simultânea do artigo em outra revista. Na aceitação, está implícita a publicação exclusiva por parte da revista, sendo permitida sua reprodução total ou parcial, desde que citada a fonte.
03. Os artigos deverão ser submetidos preferencialmente em inglês, podendo, entretanto, ser aceitos em Português e Espanhol. Em quaisquer dos casos, deverá ser anexado ao artigo um resumo em língua inglesa e outro em língua portuguesa.
04. Os artigos originais submetidos para publicação devem ser enviados ao Editor Responsável através do portal da RBMET (www.rbmet.org.br). No entanto, o autor precisa se cadastrar antes de submeter o artigo.
05. Os artigos deverão ser apresentados na forma mais concisa possível, tendo em média 20 páginas, incluindo texto, tabelas, gráficos e referências bibliográficas. 06. Na primeira página do texto, deverão constar nome do artigo, autor(es), instituição a que pertence(m) o(s) autor(es), endereço completo dos mesmo(s), resumo e palavras-chaves.
07. A segunda página deverá conter título, abstract e key words, em língua inglesa. Tanto o resumo como o abstract não deverá exceder a 200 palavras.
08. As páginas seguintes deverão conter o texto e as referências bibliográficas. Gráficos, tabelas, desenhos, mapas e fotografias com legendas explicativas deverão vir em separado e suas posições indicadas no texto.
09. O texto deverá ser impresso num só lado de papel formato A4 (297 x 210mm), usando-se o editor Word 6.0 ou posterior, fonte Times New Roman 11, espaço 2, observando-se as seguintes margens: 3,0cm do lado esquerdo, 3,0cm do lado direito, 2,5cm na parte superior e 2,5cm na parte inferior.
10. As páginas deverão ser numeradas na parte superior direita, seqüencialmente, iniciando a numeração na página do título do artigo (item 6), até a página que contém as referências bibliográficas.
11. As referências bibliográficas deverão ser relacionadas em ordem alfabética pelo sobrenome do primeiro autor e de acordo com as normas da ABNT (NBR-6023, agosto de

2002). Os títulos dos periódicos deverão ser abreviados de acordo com o que estabelece o World List of Scientific Periodicals.

12. Os trabalhos, sempre que possível, devem ser organizados com a seguinte estrutura: Título, Resumo, Abstract, 1.Introdução, 2. Material e Métodos, 3. Resultados e Discussão, 4. Conclusões, 5. Agradecimentos e 6. Referências, Bibliográficas.

13. Os autores receberão via E-mail copia em .pdf do artigo completo.

14. Os artigos que possuem figuras coloridas e desejarem que as mesmas sejam publicadas desta forma, será cobrada uma taxa de R\$ 150,00 por figura, que deverá ser pago a SBMET que emitirá um comprovante de pagamento.