

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

**ESCALA TEMPORAL DA TURBULÊNCIA PARA
ESCOAMENTO NOTURNO ACIMA DA COPA DE UMA
FLORESTA TROPICAL ÚMIDA NA AMAZÔNIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

José Galúcio Campos

Santa Maria, RS, Brasil

2008

ESCALA TEMPORAL DA TURBULENCIA PARA ESCOAMENTO NOTURNO ACIMA DA COPA DE UMA FLORESTA TROPICAL ÚMIDA NA AMAZÔNIA

por

José Galúcio Campos

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Física, Áreas Clássicas da Fenomenologia e suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Física

Orientador: Prof. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS, Brasil

2008

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Física**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**ESCALA TEMPORAL DA TURBULÊNCIA PARA
ESCOAMENTO NOTURNO ACIMA DA COPA DE UMA
FLORESTA TROPICAL ÚMIDA NA AMAZÔNIA**

elaborada por
José Galúcio Campos

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Física

COMISSÃO EXAMINADORA:

Otávio Costa Acevedo Dr.
(Presidente/Orientador)

Gervásio Annes Degrazia Dr. (UFSM)

Nelson Luis da Costa Dias, Dr. (UFPR)

Santa Maria, 12 de setembro de 2008

AGRADECIMENTOS

Os meus sinceros agradecimentos ao meu orientador prof. Dr. Otávio Costa Acevedo pelo suporte que me deu logo que cheguei em Santa Maria, pelas conversas sobre ciência, sobretudo as relacionados com os problemas da camada noturna, e por toda paciência dispensada ao longo destes dois anos.

Agradeço ao prof. Dr. Osvaldo Moraes pelas boas conversas sobre sistemas físicos fora do equilíbrio bem como ao professor Dr. Leonardo Sá pelas sugestões de literaturas relacionadas ao tema desta dissertação.

Não posso esquecer de agradecer aos colegas: Hans Rogério Zimmermann que me recebeu em sua casa, Alessandro Carioca e Jair Maia do escritório central do projeto LBA em Manaus.

Os meus mais profundos e sinceros agradecimentos ao Dr. Antônio Ocimar Manzi pela confiança depositada em mim e aos meus pais pelo suporte de todos esses 28 anos que já se foram.

E finalmente agradeço a FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DO AMAZONAS (FAPEAM) por ter financiado este projeto.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Física
Universidade Federal de Santa Maria

ESCALA TEMPORAL DA TURBULÊNCIA PARA ESCOAMENTO NOTURNO ACIMA DA COPA DE UMA FLORESTA TROPICAL ÚMIDA NA AMAZÔNIA

Autor: José Galúcio Campos
Orientador: Otávio Costa Acevedo
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 12 de setembro de 2008

Desde 1998 o projeto LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere in Amazônia*) vem monitorando continuamente os fluxos de energia, água e carbono na Amazônia utilizando o sistema de Covariância dos Vórtices (CV). Os resultados obtidos até agora apresentam um alto grau de incerteza, especialmente no que diz respeito ao papel do ecossistema amazônico no ciclo global do carbono. Além desses problemas relacionados com as medidas do sistema CV (erros sistemáticos e durante condições estáveis), um outro fator extremamente importante está relacionado com a escala de tempo “janela de tempo” usada pela comunidade científica para determinar os fluxos de superfície. Este trabalho consiste no esforço inicial em determinar essas escalas para as transferências noturnas (carbono, energia e água) para séries de longo prazo sobre a floresta Amazônica. Nós utilizamos a técnica de multiresolução para projetar o sinal em várias escalas de tempo e determinar quando ocorre a falha coespectral. Esta técnica permite avaliar a real contribuição da turbulência, bem como da mesoescala para o fluxo noturno total. Nossos resultados indicam que a escala de turbulência noturna (comprimento da falha) foi em média 100 s. isto sugere que a escala comumente empregada, que é de 30 min, deve ser revisitada, sobretudo para o sítio estudado. Além disso, os resultados mostram que quando adicionamos a contribuição de mesoescala ao fluxo total, em geral, isto provoca subestimativa das transferências noturnas.

Palavras Chave: Fluxo Noturno, falha coespectral, floresta Amazônica.

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Física
Universidade Federal de Santa Maria

ON THE TURBULENCE TEMPORAL SCALE FOR NOCTURNAL FLOW ABOVE A TROPICAL RAINFOREST IN AMAZONIA

Autor: José Galúcio Campos
Orientador: Otávio Costa Acevedo
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 12 de setembro de 2008

The LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere in Amazônia) project has been using the eddy covariance technique since 1998 to continuously monitor the surface fluxes of energy, water vapor and carbon over Amazônia. The results obtained up to now indicate high level of uncertainties, especially regarding the role of the Amazonian ecosystem to the global carbon budget. Besides the problems related with the Eddy measure system (systematic error and nighttime stable conditions), there is an important factor associated with the averaging time scale or “time window” used by the scientific community to determine the surface fluxes. This work focuses on the determination of the nocturnal turbulence time scale for long term surface fluxes (carbon, energy and water) over the Amazon rainforest. We used the multi-resolution decomposition technique to project the signal into several time scales and determine when the spectral and co-spectral gap occurred. This technique permitted evaluating and separating the real contribution from turbulent and mesoscale fluxes to the total nocturnal surface fluxes. Our results indicate that the nighttime turbulence time scale is near 100 seconds. It suggests that the time averaging commonly used to calculate nocturnal surface fluxes (30 minutes), needs to be revised. Besides, our results show that, when the mesoscale flux contributions were included, the total nocturnal surface flux was generally underestimated.

Keyword: Nocturnal flux, co-spectral gap, Amazon forest

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Volume de controle: (a) Terreno plano, (b) Terreno com topografia complexa.	15
Figura 2. Esquema da decomposição de Reynolds.....	18
Figura 3 - Período diurno: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (<i>linear detrending</i>). Figura modificada de Culf (2000).	20
Figura 4 - Período noturno: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (<i>linear detrending</i>). Figura modificada de Culf (2000).	21
Figura 5 - Período de transição: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (<i>linear detrending</i>). Figura adaptada de Culf (2000).	22
Figura 6 - Série temporal da velocidade vertical do sítio K34.	25
Figura 7 - Visualização da decomposição de um sinal em escalas de tempo de comprimento variável que estão relacionadas com a intensidade do evento. Figura adaptada de Fukuda et al. (2004).	28
Figura 8 - Eventos de intermitência no sítio K34 que pode ser vista na componente.....	31
Figura 9 - Eventos de intermitência em SGC que pode ser visto na componente vertical da velocidade do vento (w).	32
Figura 10 - Fluxo de carbono não exibiu uma falha coespectral.....	35
Figura 11 - Na Figura (a): o fluxo muda de sinal, em (b) a magnitude do fluxo volta a crescer após um ponto de mínimo local.....	36
Figura 12 - Distribuição de frequência com comprimento logarítmico para estação úmida do ano de 2006 do Sítio K34.....	37
Figura 13 - Distribuição de frequências de comprimento logarítmico para estação seca do ano 2006 do sítio K34.....	38
Figura 14 - Falha e pico coespectral em relação a intensidade da turbulência (sítio K34).....	39
Figura 15 - Cospectros MR para o sítio K34 (2006). Cada curva é uma entre as 10 classes de σ_w	41
Figura 16 – Coespectros MR para o sítio K34 (2006). Cada curva é uma entre as 10 classes de σ_w	43
Figura 17 – Fluxos médios do sítio K34 em 2006 com suas respectivas incertezas.	45
Figura 18 - Fluxos médios do sítio K34 em 2006 com suas respectivas incertezas.....	46
Figura 19 - Distribuição de frequência de comprimento logarítmico do sítio de SGC. Período de 268 até	50
Figura 20 - Distribuição de frequência de comprimento logarítmico para o sítio K34. Período de 268 até 290 de 2006.....	51
Figura 21 – Fluxo dos escalares e com as respectivas incertezas.....	52

Figura 22 – Fluxos dos escalares com as respectivas incertezas..... 53

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
2.1. Calculando Os Fluxos de Superfície e o Comprometimento com o Princípio de Conservação dos Escalares.....	14
2.2. Tratamento de Séries Temporais – Operadores Média e Filtros	19
2.3. Camada Noturna e a Necessidade de Decompor os Fluxos de Superfície em Várias Escalas.....	24
2.4. Decomposição em Multiresolução (MR).....	26
3. METODOLOGIA	30
3.1. Sítio, Material e Métodos	30
4. RESULTADOS	34
4.1. Escala Temporal da Turbulência (falha coespectral).....	34
4.2. Espectros e Coespectros MR.....	40
4.3. Contribuição de Mesoescala (baixa frequência) para o Cálculo dos Fluxos de Superfície	44
4.4. Ainda sobre a Discussão da Contribuição de Mesoescala para Séries de Longo Prazo.....	48
4.5.1. Escalas de turbulência.....	50
4.5.2. Contribuição da Mesoescala para Série de Curto Prazo	52
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	54
6. REFERÊNCIAS	56

1. INTRODUÇÃO

Desde a década de 80, medidas de fluxo de energia e dióxido de carbono com o sistema da covariância dos vórtices (CV)¹ forneceram importantes informações a respeito dos processos de interação entre a biosfera e a atmosfera na região Amazônica e seus impactos no saldo de transferência do ecossistema – STE² (Baldocchi, 2003). O advento desta técnica representou a possibilidade de determinação do saldo de carbono de um ecossistema a partir de medidas contínuas, razoavelmente simples, e cujos resultados se referissem a uma área razoavelmente grande, composta por vários elementos individuais do ecossistema. A aplicação desta técnica é bastante robusta, de forma que sua utilização se tornou corriqueira nos mais diversos ecossistemas ao redor do planeta, por mais de uma centena de grupos científicos diferentes.

O STE constitui a diferença entre duas quantidades distintas, a assimilação de CO₂ pelo processo de fotossíntese e a emissão por respiração autotrófica e heterotrófica. Na Amazônia em particular, cada uma dessas duas quantidades tem magnitudes bastante apreciáveis. Assim, o saldo total constitui uma quantidade cuja determinação exata é bastante sensível a erros nas medidas de cada uma dessas componentes. Essa dificuldade pode se tornar importante se a incerteza ocorre em apenas uma das duas componentes do balanço total.

De fato, existem evidências que o método frequentemente conduz a uma subestimativa da respiração noturna do ecossistema em noites com pouco vento (Miller et al., 2004). Sob esta condição, os escalares, particularmente o dióxido de carbono, que é liberado pela respiração da vegetação, pode não ser capturado corretamente pelos sensores CV instalados acima da copa. Isto ficou conhecido como problema de mistura turbulenta insuficiente. Em situações como esta se tornou comum à aplicação do filtro (u_*) que consiste em trocar os dados relativos às noites com pouca intensidade turbulenta por aquelas que são muito ventiladas e que apresentam características de solo semelhantes (Goulden et al., 1996).

Além disso, existem outras dificuldades em se contabilizar os fluxos de superfície usando CV como durante o período noturno, pois: a irregularidade geométrica do sítio pode induzir, localmente, os eventos de drenagem (Steabler & Fitzgerrald, 2004; Aubinet et al.,

1 Eddy Covariance em inglês (EC).

2 Net Ecosystem Exchange em inglês (NEE)

2005; Tota et al., 2008), quando a copa da vegetação é heterogênea o resfriamento radiativo desigual pode induzir circulações térmicas (Lee, 1998). Ainda existem aqueles problemas relacionados com as suposições que fazemos a respeito do campo de escoamento turbulento, como por exemplo, as rotações do sistema de coordenadas que efetuamos quando o sítio estudado apresenta topografia complexa (McMillen, 1988; Sun et al., 2007), ou como determinar a escala mais adequada para computar os fluxos turbulentos (Finnigan, 1999, 2003) além dos problemas relacionados com a instrumentação (Moncrieff et al., 1997; Massman & Lee, 2002). Em suma, as maiores dificuldades em utilizar o sistema CV ocorrem durante o período noturno e em condições de baixa intensidade turbulenta. O impacto destas dificuldades para a determinação do balanço total de carbono do ecossistema pode, portanto, ser significativo, uma vez que a fotossíntese que ocorre durante o período diurno tende a ser corretamente estimada. Em geral, portanto, se nenhuma correção for aplicada, as dificuldades durante o período noturno podem levar a uma subestimativa da taxa de respiração, com conseqüente estimativa de uma assimilação irreal de carbono pelo ecossistema.

Após a revolução industrial do séc. XVII, as fontes e as magnitudes de CO₂ vêm crescendo constantemente. Só para se ter uma idéia a quantidade de CO₂ antes da revolução era de 280 ppm hoje são 380 ppm. Aliado a isso, frequentemente ocorrem às queimas dos biomas, sobretudo os ecossistemas de floresta, a fim de transformá-los pastagem ou áreas de cultivo de soja, por exemplo. Conseqüentemente, muitos estudos foram iniciados com o intuito de contabilizar corretamente esta quantidade de carbono adicional depositada na atmosfera devido à queima dos biomas ou de combustíveis fósseis. No entanto, a soma do carbono que vêm sendo lançado nos últimos anos é maior que a quantidade de carbono absorvido pelos biomas e o oceano (Ometto, 2005).

Na última década, alguns estudos vêm sugerindo que a Amazônia atue como um dos grandes desse carbono perdido. Isso foi confirmado pelas observações feitas por Grace et al. (1995, 1996) no sudoeste da Amazônia, por Malhi et al. (1998) e Krujic et al. (2004) na Amazônia central.

No entanto, existe um sério contratempo, em estimar corretamente o STE para séries temporais de longo prazo (por estações e ao longo de todo o ano), pois o ecossistema pode se tornar fonte ou sorvedouro de CO₂ dependendo do valor de u_* empregado para corrigir os dados (Araújo et al., 2002; Saleska et al., 2003; Miller et al., 2004; Tota et al., 2008).

Esses diferentes resultados podem estar associados à escala temporal inadequada utilizada para o cálculo dos fluxos, especialmente na Camada Limite Noturna (CLN). Neste sentido, tem sido sugerido o uso de escalas maiores que 30 minutos para trabalhar com os fluxos de superfícies (Finnigan et al., 2003). Segundo esses autores esta escala de tempo é muito pequena para capturar inteiramente os fluxos turbulentos, sugerindo que os fluxos de mesoescala, que ocorrem em escalas espaciais e temporais maiores que a transferência turbulenta, podem contribuir, genuinamente, para contabilizar as transferências dos escalares, como o CO₂, entre a superfície e a atmosfera.

Culf (2000), em medidas feitas na Amazônia central (próximo à cidade de Manaus) sem utilizar u_* , notou que os fluxos de CO₂ durante a noite podem mudar de sinal quando se usa grandes escalas de tempo, i.e., as escalas de tempo inadequadas podem modificar o papel do ecossistema.

Outro contratempo que surge na análise dos fluxos de superfície na camada noturna, é em relação ao emprego das transformadas clássicas que são utilizadas para modificar a representação do sinal. Essas transformadas fornecem informações não localizadas dos eventos e sabe-se que boa porção da turbulência na camada noturna ocorre devido às abruptas concentrações de vorticidade de eventos que são fortemente localizados ao longo das séries temporais — fenômeno conhecido como intermitência.

Do ponto de vista físico-estatístico, as transformadas são necessárias para que consigamos recuperar conceitos como estacionaridade, homogeneidade e isotropia. O problema é que em geral esses conceitos não condizem com a natureza física do escoamento. Além disso, os eventos de intermitência modificam a propagação local do campo de velocidade gerando assimetrias que resultam numa estatística não gaussiana fazendo com que os escoamentos não sejam interpretados de acordo com a teoria clássica de turbulência proposta por Kolmogorov (Li et al., 2005; Meneveau et al., 2006).

Entretanto, recentes estudos mostram que as transferências turbulentas podem ser bem determinadas mesmo durante condições muito estáveis se uma metodologia adequada for empregada (Vickers & Mahrt, 2003; 2006). Essa metodologia consiste numa transformada que decompõe o sinal em várias escalas a fim de fornecer informações locais a respeito da evolução temporal do sinal. Com isso obtemos escalas em que o sinal possa ser analisado de acordo com os conceitos básicos da teoria estatística da turbulência. Para tanto, utilizaremos a técnica conhecida como decomposição em multiresolução (MR) que se baseia na

transformada de Haar ortonormal. Outras informações a respeito da decomposição de um sinal em várias escalas podem ser obtidas em Mallat (1989), Meneveau (1991) e Farge (1992).

No presente estudo, aplicaremos a decomposição em multiresolução para identificar as escalas temporais nas quais ocorrem as transferências de CO₂, calor sensível e calor latente (umidade) entre a superfície e a atmosfera na região de Manaus, além de 30 dias de dados do sítio da São Gabriel da Cachoeira, ambos são região de floresta. Analisar-se-á a variabilidade observada por estas escalas para uma mesma estação e entre as estações. Também se fará uma comparação entre as escalas de transferência dos diferentes escalares. Particularmente, daremos atenção especial à comparação entre as escalas observadas e as escalas comumente empregadas para o cálculo dos fluxos turbulentos noturnos, com o objetivo de estabelecer se deve haver uma modificação no procedimento. Para tanto, é fundamental identificar o caráter da transferência em escalas maiores que a escala turbulenta, os ditos fluxos de mesoescala.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Calculando Os Fluxos de Superfície e o Comprometimento com o Princípio de Conservação dos Escalares

O sistema da covariância dos vórtices (CV) – chamado de método aerodinâmico – vem sendo utilizado freqüentemente para monitorar o saldo das trocas de escalares (CO_2 , calor sensível e umidade) e momentum entre a atmosfera e as superfícies vegetadas (Baldocchi, 2003). Como o sistema mostrou-se uma ferramenta robusta, hoje ele é amplamente utilizado em vários sítios micrometeorológicos espalhados por todo o mundo.

As primeiras medidas com esse sistema foram realizadas 40 anos atrás, mas só recentemente é que os avanços tecnológicos nos permitiram utilizá-lo para realização de medidas contínuas. Na Amazônia, por exemplo, esse sistema vem sendo usado desde a década de 80 (Shuttleworth et al., 1984).

Quando esse sistema é colocado numa torre, ele não agride o meio ambiente e fornece uma média espacial dos fluxos numa área que, dependendo da rugosidade da superfície, da altura do ponto de medida e da homogeneidade do terreno, pode se estender de 200 a 800 m do ponto de medida. Além disso, esse sistema mede diretamente a resposta do ecossistema às variações ambientais (de curto e longo prazo) fornecendo valiosas informações a respeito dos mecanismos que controlam os ciclos biogeoquímicos e a variabilidade do clima.

O sistema CV é composto por um anemômetro sônico tridimensional que fornece as três componentes do campo de vento (u, v, w) e temperatura sônica, um analisador de gás (CO_2 , H_2O) infravermelho, que pode ser por caminho aberto ou fechado, além de um sistema de aquisição de dados (Moncrieff et al., 1997).

A base do método aerodinâmico consiste em “criar” um volume de controle que pertence a um pedaço da superfície onde jaz a torre com os sensores instalados. Para tanto, fazemos a suposição de que a turbulência atue como um operador físico que promova mistura suficiente, pelo menos em média, para transportar os fluxos de superfície até a altura onde estão instalados os sensores (h).

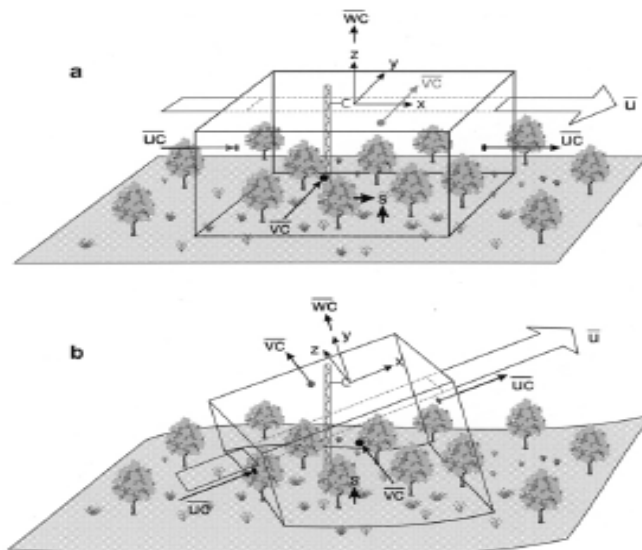


Figura 1. Volume de controle: (a) Terreno plano, (b) Terreno com topografia complexa.

Finnigan et al. (2003) afirmaram que esse método tornou-se tão familiar que é interessante e necessário listar as suposições que estão implícitas nele. É o que faremos na integra:

- O balanço de massa num ponto está embutido na equação de conservação da massa³, no entanto, a estrutura da equação depende do sistema de coordenadas em que está escrito o operador média;
- Genericamente, toda superfície natural é heterogênea (pelo menos numa escala fina o suficiente). Sendo assim, precisamos computar o balanço de massa sobre um pedaço representativo da superfície, i.e., integrar o volume de controle. A forma do volume de controle, (aparência geométrica que genericamente é um prisma) está estritamente relacionada com a escolha do sistema de coordenadas. Vemos na Figura 1a que quando o terreno é plano (homogêneo espacialmente) os vetores do sistema de coordenada estão paralelos à superfície (solo) bem como a superfície aérea (tampa do volume de controle), por outro lado, na Figura 1b, quando o terreno apresenta topografia complexa, as componentes x-y do sistema de coordenadas são paralelas apenas à tampa do volume de controle;

³ Citamos massa, mas pode ser energia, entalpia ou qualquer outro escalar.

- Para computar o balanço total de massa no volume de controle, precisamos medir ou estimar (por questões financeiras, em geral estima-se essas quantidades) o fluxo de massa que atravessa cada face do prisma, assim como alguma acumulação de massa dentro dele. Dadas essas quantidades, podemos obter o fluxo gerado pela superfície, através da diferença entre as quantidades de massa que atravessam cada face do prisma;
- Na prática, temos poucos pontos de medidas dentro do volume de controle; assim, precisamos adicionar informações extras para completar a equação de balanço de massa.
- Essas informações extras são suposições a respeito das simetrias e homogeneidade/ergodicidade do campo de escoamento. Por exemplo, freqüentemente, admitimos que a média temporal do fluxo medido na superfície aérea do prisma (em h) seja equivalente a área dessa superfície (tampa do prisma) e que a integração da massa acumulada ao longo da torre seja equivalente à quantidade total de massa dentro do volume de controle.

Dado um campo de vento $\vec{U} = u\vec{e}_1 + v\vec{e}_2 + w\vec{e}_3$ onde os $\{\vec{e}_i\}$ formam a base ortonormal do sistema de coordenada cartesiano e, sendo $c(t)$ uma série temporal de um escalar qualquer, a equação de balanço tem a seguinte forma,

$$\frac{\partial c(t)}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{U}c = S\delta(\vec{x} - \vec{x}_0) \quad (1)$$

onde a fonte S , que gera o escalar c , é multiplicada pela função delta de Dirac que localiza o termo de fonte ou no solo ou onde há vegetação (\vec{x}_0).

Vemos no trabalho de Moncrieff et al., (2004) que existe um procedimento genérico para aplicação das operações de filtragem, remoção de tendência ou média. Representaremos estas operações pelo operador $\langle \cdot \rangle$.

Supondo que não há divergência horizontal a Equação (1) pode ser escrita assim:

$$\left\langle \frac{\partial c(t)}{\partial t} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial w(t)c(t)}{\partial z} \right\rangle = \langle S \rangle \delta(z - z_0) \quad (2)$$

Quando o campo de escoamento é estacionário, ou seja, não há acumulação do escalar c dentro do volume de controle, o primeiro termo da Equação (2) é zero, logo:

$$\left\langle \frac{\partial w(t)c(t)}{\partial z} \right\rangle = \langle S \rangle \delta(z - z_0) \quad (3)$$

O próximo passo será integrar a Equação (3) de zero (solo) até a altura h onde estão os sensores e utilizar corretamente as propriedades da função delta de Dirac, assim

$$\int_0^h \left\langle \frac{\partial wc}{\partial t} \right\rangle dz = \int_0^h \langle S \rangle \delta(z - z_0) dz \quad (4)$$

daí ficamos com

$$\langle wc(h) \rangle - \langle wc(0) \rangle = \langle S \rangle \quad (5)$$

Admitindo que exista mistura turbulenta suficiente e não existam termos de fonte ou sorvedouros entre o intervalo de integração, fazemos o segundo termo do lado esquerdo da equação acima igual a zero. Assim, ficamos com a igualdade,

$$\langle wc(h) \rangle = \langle S \rangle \quad (6)$$

O lado esquerdo da Equação (6) fornece a covariância total das séries temporais $c(t)$ e $w(t)$ que sofrem a influência de um operador média ou sofre alguma filtragem não especificada.

Como ultimo passo, devemos substituir a covariância total pela covariância das flutuações. Isto significa que devemos decompor uma série de acordo com o programa sugerido por Reynolds (1894). Uma visualização deste esquema pode ser visto na Figura 2.

$$w(t) = \langle w(t) \rangle + w'(t) \quad (7)$$

Supomos que a parte média $\langle w(t) \rangle$ represente as lentas variações sofridas pela série ao longo do tempo (baixa frequência) por isso, são tratadas como se, em média, sua evolução fosse determinística. No entanto, as flutuações $w'(t)$ – ou turbulência propriamente dita – representam as rápidas e aleatórias variações da série (alta frequência), que, portanto recebem um tratamento estatístico.

Efetivando a covariância das séries como segue abaixo,

$$\overline{w(t)c(t)} = \overline{[\langle w(t) \rangle + w'(t)].(\langle c(t) \rangle + c'(t))} = \overline{\langle w(t) \rangle \langle c(t) \rangle} + \overline{\langle w(t) \rangle c'(t)} + \overline{w'(t) \langle c(t) \rangle} + \overline{w'(t) c'(t)}$$

e sabendo que $\overline{\langle w \rangle c'} = \overline{w' \langle c \rangle} = 0$, ficamos com:

$\overline{w'c'} = \overline{wc} - \overline{\langle w(t) \rangle \langle c(t) \rangle}$	(8)
--	------------

onde o operador $(\overline{\quad})$ pode ser diferente do operador $\langle \cdot \rangle$. Geralmente, $(\overline{\quad})$ representa uma média temporal.

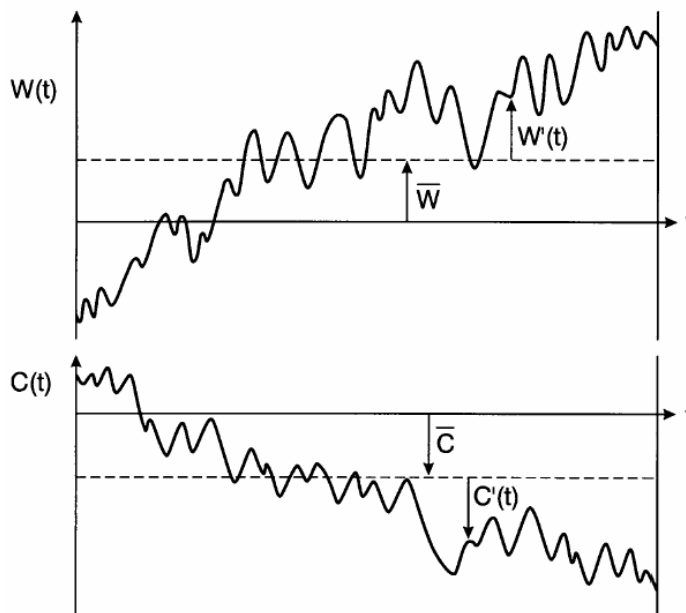


Figura 2. Esquema da decomposição de Reynolds.

Quando o escoamento é homogêneo e a componente z do sistema de coordenadas é normal à superfície, faz-se $\langle w \rangle \rightarrow 0$ e a Equação (5) torna-se a igualdade entre os fluxos gerados pela fonte S e os fluxos medidos pelo sistema CV

$$\overline{w'c'}(h) = \overline{\langle S \rangle} \quad (9)$$

Ressaltamos que a igualdade acima só é alcançada por uma série de restrições que dificilmente condizem com a natureza do escoamento e a geometria do sítio onde se tem pontos de medida (McMillern, 1988; Finnigan et al., 2003, Moncrieff et al., 2004).

O critério da homogeneidade impõe que o campo de escoamento não apresente divergência horizontal, o que é difícil se obter na prática, mesmo em superfícies planas ou até mesmo em experimentos controlados em túneis de vento (Frisch, 1995). A estacionaridade é

uma exigência que se utiliza para desprezar o termo de armazenamento dentro do volume de controle. Esse critério é difícil de ser alcançado durante o período noturno, sobretudo em superfícies com vegetação alta e densa como a Amazônia, pois o dióxido de carbono fica armazenado abaixo da copa. Por esta razão precisamos incluir o armazenamento (medidas de perfil) para calcular o STE (Lee et al., 1998, Baldocchi, 2003; Araújo et al., 2002).

A escolha do operador média deve ser cuidadosa, afinal, ele deve satisfazer as regras da decomposição de Reynolds para podermos aproximar os fluxos medidos pela covariância. Uma vez satisfeitas as regras de Reynolds, podemos interpretar fisicamente os termos da equação de balanço de massa (Lee et al., 2004; Finnigan et al., 2003).

2.2. Tratamento de Séries Temporais – Operadores Média e Filtros

Até agora não utilizamos nenhum operador ou filtro específico para obtermos os fluxos de superfície como na Equação (9).

Embora o método CV precise de um número mínimo de suposições para ser utilizado (Foken & Wichura, 1996), o mesmo não se dá com os métodos matemáticos empregados para o cálculo das covariâncias ou fluxos verticais tais como: o filtro passa – alta e a rotação do sistema de coordenadas.

O grande problema enfrentado pela comunidade micrometeorológica é que técnicas diferentes e escalas de tempo diferentes empregadas para calcular as médias das séries temporais conduzem a resultados diferentes.

O que ocorre é que as técnicas não conseguem remover as variações de baixa frequência ⁴ das séries temporais das concentrações (não estacionaridade) e nem as rápidas mudanças na intensidade da turbulência (segundo momento estatístico). As escalas de tempo de comprimento fixo, comumente empregadas, podem subestimar ou superestimar os fluxos calculados. Rannik & Vesala (1999) concluem que as diferentes técnicas empregadas afetam os momentos estatísticos mesmo nos períodos de estacionaridade.

McMillen (1988) argumenta que em períodos de não estacionaridade os filtros com

4 Tendências intrínsecas das séries temporais.

medias móveis⁵ produzem menos espalhamento nos fluxos calculados que a simples remoção das medias⁶. Por outro lado, o mesmo autor observou que ao filtrar as séries temporais utilizando grandes intervalos de tempo (por volta dos 1000 s) conduzia ao não fechamento do balanço de energia.

Utilizando a mesma linha de investigação, Culf (2000), generalizando os resultados obtidos por Rannik & Vesala (1999), e utilizando séries de curto prazo coletadas na Amazônia em 1995 (apenas 3 horas individuais dentro de um período com 9 dias), mostrou o efeito que os diferentes intervalos de tempo provocam no cálculo dos fluxos turbulentos.

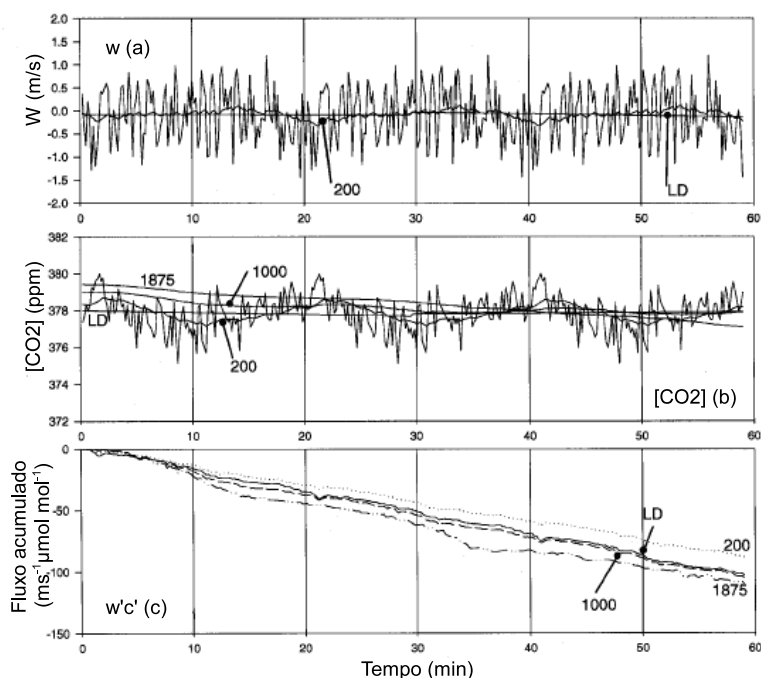


Figura 3 - Período diurno: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (*linear detrending*). Figura modificada de Culf (2000).

O autor constatou que durante o período diurno, técnicas e intervalos de tempo diferentes, não mostraram diferenças significativas na estimativa do fluxo turbulento de CO₂ (Figura 3c). No entanto, no período noturno, a floresta chegou a inverter o seu papel no ciclo

5 Running mean filtering.

6 Mean removal.

do carbono, passando de sorvedouro (grande intervalo de tempo) a fonte (pequeno intervalo de tempo) como podemos ver na Figura 5c. Note que o inverso ocorre no período de transição (Figura 4c)

Saito & Asanuma (2008) comparando os fluxos de calor sensível durante o período diurno coletados num sítio no Japão, fizeram uma comparação dos fluxos calculados com técnicas diferentes, porém, com a escala de tempo mais adequada ao escoamento turbulento⁷, obtiveram correlações de até 95%.

Provavelmente, o operador média temporal mais conhecido e intuitivo, é o que calcula médias por blocos.

Seja $w(t)$, $0 \leq t \leq T$ uma série temporal estacionária sobre uma sucessão de segmentos disjuntos de comprimento fixo T .

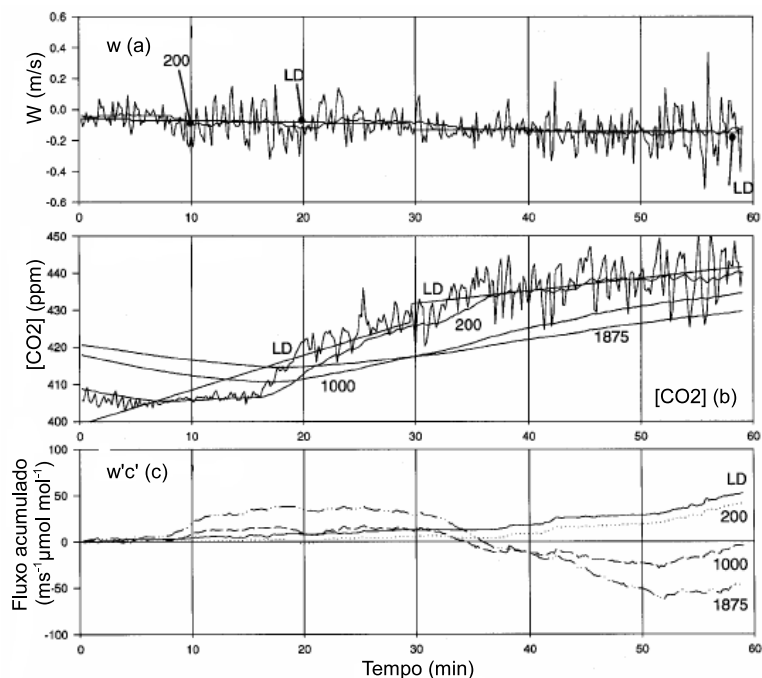


Figura 4 - Período noturno: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (*linear detrending*). Figura modificada de Culf (2000).

As médias para cada segmento são computadas da seguinte forma:

⁷ Utilizando as transformadas em ondeletas.

$$\overline{w(t)} = \bar{w} = \frac{1}{T} \int_0^T w(t) dt \quad (12)$$

ou ainda na sua forma discreta

$$\bar{w} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} w_k(t) \quad (13)$$

$$w'_k(t) = w_k(t) - \bar{w}$$

onde n_s é o numero de amostras de $w(t)$ no período T .

Portanto, utilizando o mesmo procedimento para computar a covariância das flutuações para os fluxos de superfície (Moncrieff et al., 2004),

$$\overline{w'c'} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} w'_k(t) c'_k(t) \quad (14)$$

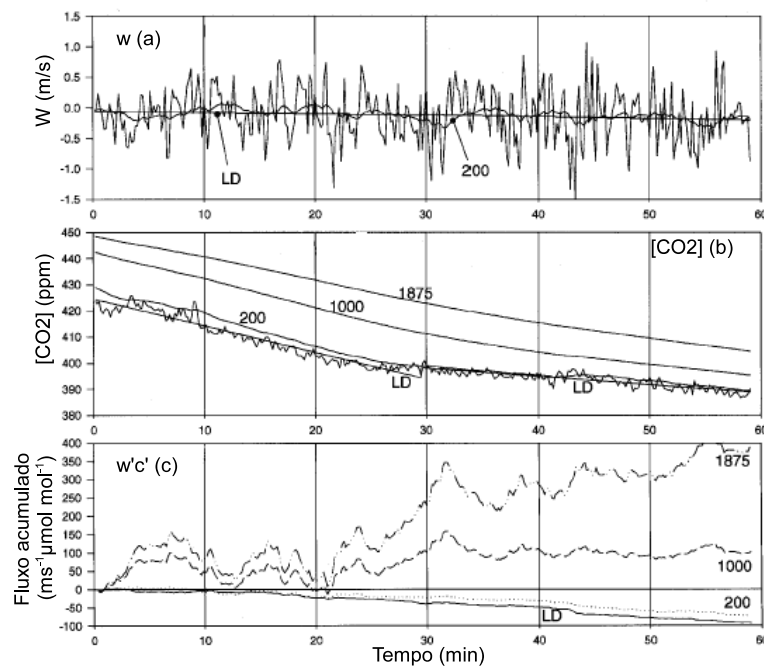


Figura 5 - Período de transição: 200, 1000 e 1875 s são as escalas de tempo utilizadas para calcular os fluxos, LD é a remoção da tendência linear (*linear detrending*). Figura adaptada de Culf (2000).

A seqüência com as médias calculadas $\overline{w'_i c'_i}$, com $i = 1, 2, 3, 4, \dots, n_s$ é representativa da

evolução temporal da covariância ou dos fluxos propriamente ditos.

Na prática, a análise de sinal geofísico através de grandes intervalos de tempo é problemática, pois adicionamos informações não locais.

Determinar a escala de tempo mais adequada para separar as contribuições locais e não locais do escoamento não é tarefa fácil.

Saito & Asasuma (2008) dizem que existem dois fatores determinantes para se computar os fluxos de superfície via CV: a primeira é a escolha do operador $\langle \cdot \rangle$ ⁸, a outra consiste em ajustar o tempo dos cálculos ao operador barra apresentado na seção anterior. No entanto, existe muita discussão a respeito da escala de tempo mais adequada para se computar fluxo com a CV.

Finnigan et al. (2003) obtiveram melhores resultados nos fechamentos de energia⁹ quando integraram os fluxos de superfície com escalas de tempo de 1h. Nesse sentido o fechamento de balanço de energia auxilia na seleção da métrica temporal mais adequada para computar os fluxos de superfície (Miller et al., 2004).

Von Randow et al. (2002) analisaram séries temporais de 4 horas (com os períodos de chuva removidos das análises), mostraram que existem vórtices em escalas de 1 hora que são responsáveis por grandes transportes de massa e energia na camada limite planetária. Porém, as análises dos autores mencionados acima utilizaram séries de curto prazo durante condições atmosféricas instáveis (período diurno) onde os turbilhões podem ser da ordem da profundidade da camada.

Lee et al. (1998), sugerem que esta escala deve aumentar para computar os fluxos de superfície na camada limite estável devido à predominância de vórtices de baixa frequência.

Durante os períodos de estabilidade estável na camada limite, a escolha da escala de tempo que consiga separar a parte do escoamento estacionária da não-estacionária é muito mais delicada. Se esta escala for inadequada certamente iremos adicionar fenômenos como drenagem, circulação térmica, ondas gravitacionais, ou até mesmo todos eles.

Estes eventos pertencem à parte do escoamento que não é gerada localmente, sendo assim, não podem ser interpretados de acordo com as relações de similaridade. Logo, esses fluxos não locais provocam sérios prejuízos na interpretação dos resultados (Massman & Lee, 2002).

8 Essa escolha deve satisfazer as regras de Reynolds

9 Às vezes utiliza-se o fechamento de massa (CO₂)

2.3. Camada Noturna e a Necessidade de Decompor os Fluxos de Superfície em Várias Escalas

Existem evidências de que os fluxos de superfície estimados através do sistema CV durante noites com pouco vento subestimam a respiração noturna.

A maioria dos sítios na Amazônia possuem vegetação alta e densa e, em condições de pouca mistura turbulenta os escalares liberados pela superfície — CO₂, por exemplo — podem não alcançar a altura onde estão instalados os sensores CV.

Nesta situação, os vórtices não têm energia cinética suficiente para vencer a energia potencial associada à estabilidade da camada e, e nem para atravessar a copa das árvores no sentido descendente. Durante o período noturno a copa funciona como uma tampa, inclusive no sentido térmico, pois em geral, do ponto de vista termodinâmico, o escoamento abaixo e acima da copa são desacoplados entre si (Krujic et al., 2000; Tota et al., 2008).

Esse problema é conhecido como mistura turbulenta insuficiente e, nestas situações, tornou-se comum a aplicação do filtro u*. Esse filtro consiste em substituir as noites de pouco vento por aquelas originadas de períodos bastante ventilados com características do solo semelhantes tais como, taxa de respiração e temperatura (Goulden et al., 1996).

No entanto Miller et al. (2004) mostraram que dependendo do valor do filtro aplicado, o ecossistema passa de fonte a sorvedouro de CO₂.

É sabido que durante o período noturno, uma boa porção das trocas entre a superfície e a atmosfera ocorre devido aos eventos de intermitência — que são abruptas concentrações de vorticidade fortemente localizados ao longo das séries temporais (Figura 6).

Na análise de séries temporais, independentemente da natureza do sinal, é comum aplicar uma transformada ou filtro sobre a série de dados original.

Aplicar uma transformada sobre um sinal significa que estamos modificando sua representação original para outra em que fique mais evidente aquilo que se pretende avaliar.

Numa perspectiva físico-estatística nas análises de sinais atmosféricos, as transformadas são necessárias para recuperarmos conceitos como: estacionariedade, homogeneidade e isotropia, pelo menos fracamente, num sentido estatístico. Estes conceitos são centrais na teoria estatística de turbulência.

O que ocorre é que a não estacionaridade é uma característica comum do escoamento geofísico.

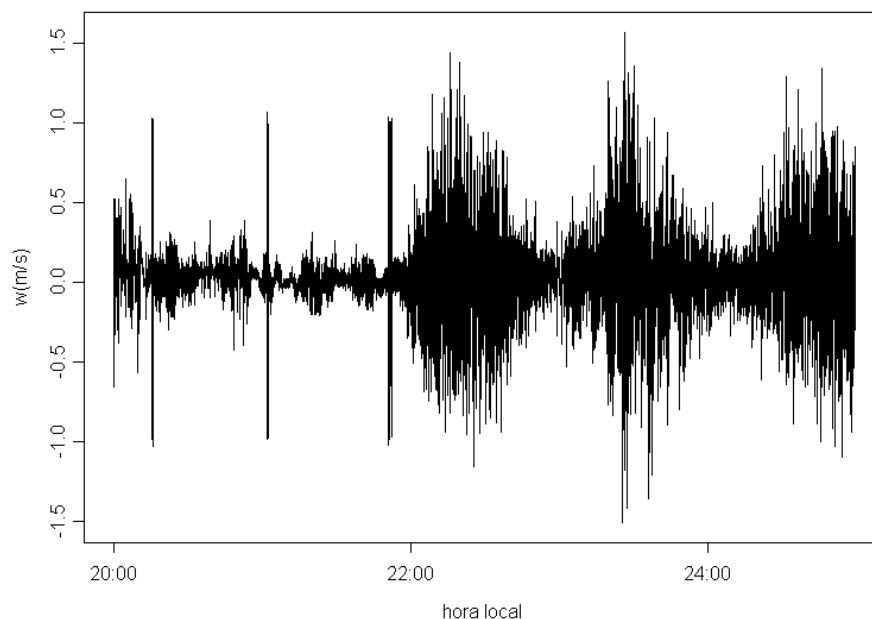


Figura 6 - Série temporal da velocidade vertical do sítio K34.

Na prática, admite-se que as séries temporais não estacionárias são formadas por segmentos disjuntos no tempo onde dentro destes segmentos (intervalos) o escoamento é estacionário e o escoamento turbulento deve decair segundo alguma lei de potência (Fukuda et al., 2004).

A intermitência é uma característica da CLN e esses eventos podem modificar a propagação local do campo de vento gerando assimetrias no campo dos escalares. Assim, quando há eventos de intermitência, de acordo com os trabalhos de Li et al. (2005) e Meneveau (2006) não podemos interpretar o escoamento de acordo com a teoria clássica de Kolmogorov.

Recentemente, estudos mostram que é possível determinar de maneira mais adequada às transferências turbulentas noturnas, mesmo em condições muito estáveis (Vickers & Mahrt, 2003 e 2006, Acevedo et al., 2007). A palavra mais adequada está significando que existe uma

relação direta entre fluxos, cisalhamento e a estratificação térmica local.

Para tanto, precisamos usar uma transformada que decomponha o sinal em várias escalas de comprimento variável sendo que, cada escala deve estar relacionada com a intensidade dos eventos. Com isso é possível fornecer estatísticas mais adequadas do escoamento noturno, seja no domínio da frequência ou do tempo.

2.4. Decomposição em Multiresolução (MR)

Decompor um sinal em MR significa efetuar medias temporais com escalas de tempo de comprimento variável ao longo das séries dos fluxos de superfície.

Esta técnica pode ser interpretada em termos de ondeletas (Mallat, 1989; Howell, 1995). No entanto, como os coespectros gerados são construídos via médias por blocos, olharemos para essa técnica como se fosse um procedimento de médias móveis não ponderadas, pois isso fornece uma relação quase que imediata com as regras de Reynolds (Mahrt & Vickers, 1997).

A técnica de MR neste trabalho basea-se na transformada de Haar ortonormal (Mallat, 1989; Mahrt, 1991; Katul & Parlange, 1995).

Existem várias vantagens em se utilizar este procedimento para análise de sinais turbulentos, ao invés das transformadas clássicas (Meneveau, 1991; Farge, 1992, Mahrt & Vickers, 1997).

Segue abaixo aquelas que consideramos que são mais relevantes para esta dissertação:

1. MR decompõe localmente a covariância, assim, o comprimento médio correspondente ao pico do cospectro MR, está relacionado com o comprimento (local) do evento predominante (a Figura 7, embora não seja um coespectro, nos permite visualizar o que significa dizer quando o comprimento médio da decomposição está relacionado com a largura do evento). Por outro lado, o comprimento de onda no cospectro de Fourier, depende da periodicidade dos eventos (do espaço entre os eventos). Estritamente a turbulência é não periódica e não local mesmo nos espaços de Fourier (Tennekes, 1976). Isso provoca ambigüidade na interpretação dos picos no cospectro

de Fourier,

2. Cada modo de decomposição MR funciona como se fosse um procedimento de médias moveis não ponderadas (a intervalos disjuntos) assim, satisfaz as regras da decomposição de Reynolds em todas as escalas. Na decomposição via transformada de Fourier, $\overline{w'c}$ não é necessariamente igual à zero, o que significa que este tipo de transformada não necessariamente obedece às regras de Reynolds,
3. Reduz o esforço computacional, pois, o algoritmo que implementa a transformada MR exige $N=2^m$ iterações, onde N é o número dados e m é algum inteiro. Por outro lado, a transformada de Fourier exige $N \log N$ iterações,
4. A resolução espacial da decomposição MR é fina para pequenos comprimentos médios enquanto que a decomposição via transformada de Fourier é global fornecendo um coeficiente para cada número de onda.

Existem vários algoritmos que implementam a decomposição MR. Nós usaremos o proposto por Vickers & Mahrt (2003) que é exposto de maneira mais didática no trabalho de Voronovich & Kiely (2007).

Considere uma série temporal de flutuações (com média igual a zero)¹⁰ de algum observável Ω de comprimento 2^ℓ ,

1. A técnica divide a série original em duas ($2^{\ell-2}$) e calculam-se as médias para cada metade.
2. Subtraem-se as médias das metades correspondentes da série original, e obtém-se uma subsérie,
3. Divide-se a subsérie obtida da primeira decomposição em duas ($2^{\ell-4}$) e calculam-se as médias para cada metade,
4. Subtraem-se as médias das quatro partes correspondentes da série original, e obtém-se uma nova subsérie,
5. No passo m do processo as séries obtidas dos passos anteriores são divididas em 2^m subséries de $2^{\ell-m}$ pontos e toma-se a média de cada subsérie. Esta média é então subtraída das partes correspondentes da subsérie anterior. Este processo continua até o passo ℓ , onde a subsérie resultante consiste de apenas um ponto.

¹⁰ Condição de admissibilidade de uma função para que ela seja uma ondeleta (Farge, 1992).

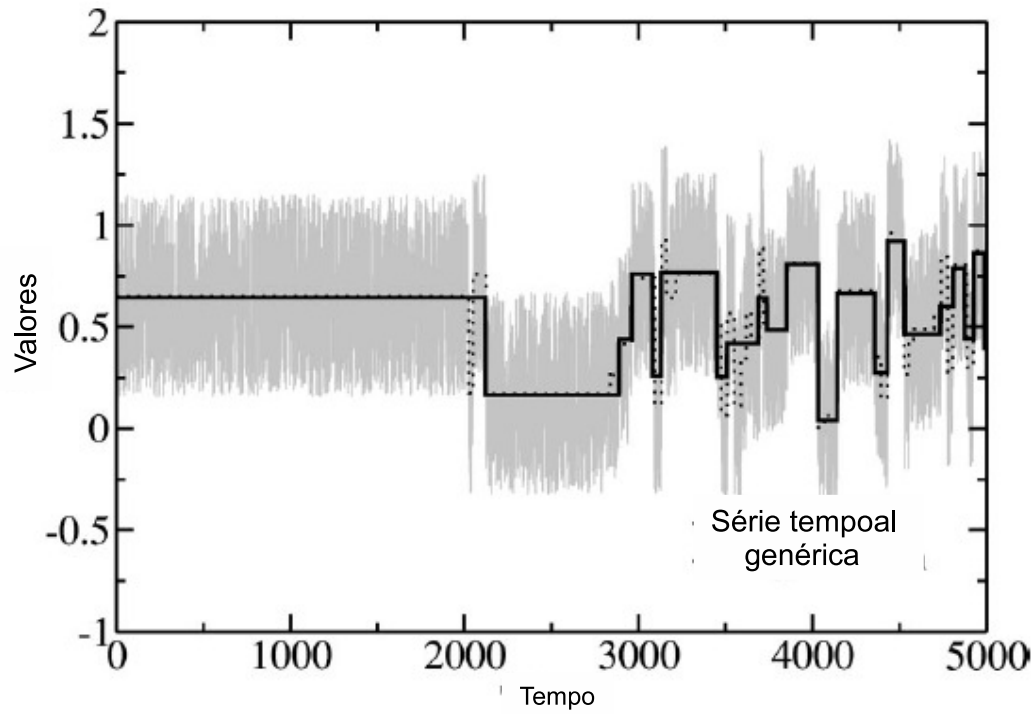


Figura 7 - Visualização da decomposição de um sinal em escalas de tempo de comprimento variável que estão relacionadas com a intensidade do evento. Figura adaptada de Fukuda et al. (2004).

Assim de acordo com Vickers & Mahrt (2003), o valor da MR associado com alguma escala $m+1$ é dado por:

$$D_{\Omega_j \Omega_i}(m+1) = \frac{1}{2^{l-m}} \sum_{n=1}^{2^{l-m}} \hat{\Omega}_j^n(m) \hat{\Omega}_i^n(m)$$

$$\hat{\Omega}_j^n(m) = \frac{1}{2^m} \sum_{r=1}^{n2^m} \Omega_{rj}(m)$$

$$\hat{\Omega}_i^n(m) = \frac{1}{2^m} \sum_{r=1}^{n2^m} \Omega_{ri}(m)$$
(15)

onde $\hat{\Omega}_i^n(m)$ e $\hat{\Omega}_j^n(m)$ são séries das quais foram removidos sucessivos segmentos de comprimento maiores que 2^m pontos.

Dado uma escala de decomposição p qualquer (decomposição local) o coespectro calculado como a soma das escalas de 1, 2, ..., p é igual ao fluxo total:

$$\sum_{m=1}^p D_{\Omega_j \Omega_i} = [(\Omega - \hat{\Omega}_i^p)(\Omega - \hat{\Omega}_j^p)]$$

(16)

A análise de um coespectro MR é de fácil interpretação, pois ele satisfaz as médias de Reynolds para cada escala decomposição.

3. METODOLOGIA

3.1. Sítio, Material e Métodos

Nesta dissertação foram estudados dois sítios administrados pelo projeto *Large Scale Biosphere-atmosphere Experiment in Amazon* (LBA).

O primeiro sítio é conhecido como K34 ($2^{\circ} 36'32,67''S$, $60^{\circ} 12'33,48''W$), localiza-se na reserva florestal Cuieiras (conhecida como ZF-2) e está afastado 50 quilômetros da cidade de Manaus.

A torre utilizada tem 50 m de altura estando em média 15 m acima da copa.

No topo da torre, a 54m, são feitas as medidas CV através de um anemômetro sônico R3 (Gill Instruments, Lymington, UK) e um analisador de gás infravermelho LICOR (LI-7000, UK), ambos coletando dados a 10 Hz. Além disso, têm-se as medidas complementares de perfil das concentrações de CO₂ e H₂O usando um CIRAS-SC (PP SYSTEMS, UK) nas alturas de 53,10; 35,30; 28,0; 15,60; 5,20 e 0,50 m.

Durante todo o período analisado o sítio mostrou-se bastante intermitente como mostra a componente vertical do vento (Figura 8). Para maiores informações a respeito da microclimatologia do sítio vide Araújo et al. (2002).

O segundo sítio está localizado no noroeste do estado do Amazonas no município de São Gabriel da Cachoeira. Este sítio possui um regime de precipitação e tipo de solo distinto dos outros sítios do Programa LBA, com chuvas intensas distribuídas durante o ano todo (INMET, Ministério da Defesa, 2004). Este sítio também se mostrou intermitente, no entanto esses eventos são bem mais localizados ao longo das séries, conforme mostra a componente vertical do vento na Figura 9.

Esta característica justifica inclusão desta região como parte de uma rede de medidas que objetiva abranger da melhor maneira possível a diversidade de ecossistemas da Amazônia. Dessa forma, uma torre foi instalada dentro do Parque Nacional Pico da Neblina, possuindo 64 m de altura e localizando-se nas coordenadas de ($0^{\circ} 12, 740'N$ e $66^{\circ} 45, 884'O$), a aproximadamente 100 m de altitude.

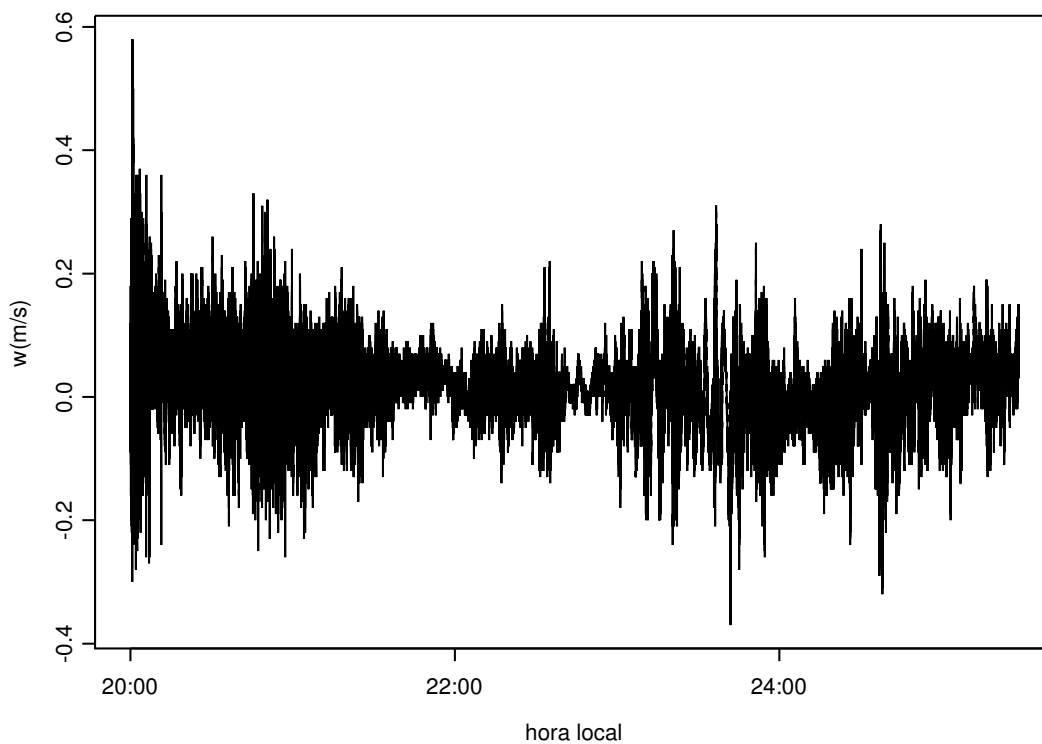


Figura 8 - Eventos de intermitência no sítio K34 que pode ser vista na componente vertical do vento (w).

Os instrumentos se dividem em medidas de alta e baixa frequência. Os instrumentos de alta frequência presentes na torre são:

- - Anemômetro Sônico Tridimensional (velocidade do vento U, V, W e temperatura sônica),
- - Analisador de Gás por Infravermelho - IRGA de resposta rápida (concentração de CO_2 e H_2O).

Os instrumentos de baixa frequência são:

- - Anemoscópio (velocidade e direção do vento);
- - Anemômetro de copo (velocidade do vento);
- - Termistores (perfil de temperatura do ar);

- - Termohigrômetro – HMP (temperatura e umidade relativa do ar);
- - Pluviômetro (precipitação);
- - Piranômetro (radiação de onda curta);
- - Pirgeômetro (radiação de onda longa);
- - Saldo Radiômetro;
- - Sensor PAR (radiação fotossinteticamente ativa).
- - Além dos sensores de solo: Perfil de Temperatura (2, 5, 10, 20, e 50cm); Perfil de Umidade (5, 10, 20, 40, 60 e 100cm) e Fluxo de calor (5cm).

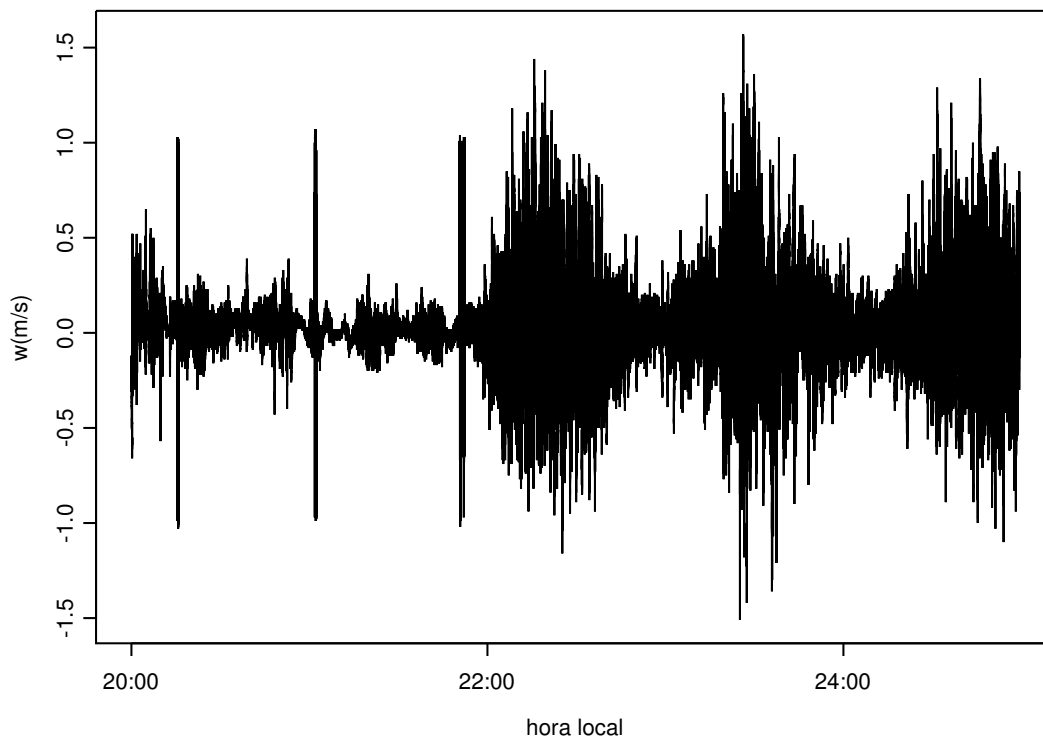


Figura 9 - Eventos de intermitência em SGC que pode ser visto na componente vertical da velocidade do vento (w).

As séries estudadas de ambos os sítios são do ano de 2006. Para o sítio K34 foram analisados 198 dias (veja Tabela 1), já para SGC temos apenas 30 dias de dados (268 – 290), para ambos os sítios não foram retirados os dias com chuva.

Tabela 1 - Número de dias para analisados em cada mês do sítio K34.

Meses	Jan	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Nº de dias	14	8	26	23	20	-	-	13	16	30	21	27

Cada uma destas séries de dados corresponde ao período que começa às 20:00 da noite e termina às 05:00 da manhã do dia seguinte (horário local).

No sítio K34 as séries foram divididas em estação úmida (janeiro, fevereiro, março, abril, maio, junho) e estação seca (julho, agosto, setembro, outubro, novembro) e às vezes integramos todo o período no que chamamos de série anual. O número de séries analisadas (*run*) para estação úmida e seca são 10.908 e 6339 respectivamente.

As séries de dados processados através da MR contêm 2^{16} (aproximadamente 1 hora e 50 minutos) pontos, que foram transladados 5 minutos após cada decomposição. Esta superposição maximiza a possibilidade de um evento ser bem capturado pela decomposição.

Os sítios são geometricamente irregulares logo, foi feita a rotação horizontal do vento para cada série individual fazendo com que vento médio fique na direção x positiva (McMillen, 1988; Sun, 2007).

Das séries estudadas retiramos as que apresentaram picos (em algumas, quando possível, os picos foram removidos) e mau funcionamento do equipamento.

4. RESULTADOS

4.1. Escala Temporal da Turbulência (falha coespectral)

Os movimentos atmosféricos exibem muitos graus de liberdade, ou seja, ocorrem em inúmeras escalas de espaço e tempo. Nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera não é diferente; as transferências de escalares e de *momentum* ocorrem desde a pequena escala (micro), que associamos à turbulência, até as médias (meso) e escalas maiores.

Os movimentos turbulentos e os de mesoescala são distinguidos por uma falha espectral ou coespectral¹¹. No entanto, naturalmente, a mesoescala não decai para zero abruptamente com a diminuição da escala de tempo e nem a turbulência decai para zero com o aumento da mesma (Smedman & Hogstrom, 1975).

Portanto nem sempre as séries temporais exibem uma falha coespectral (Figuras 10).

Antes de apresentarmos os coespectros dos fluxos de superfície, mostraremos como obtivemos as escalas temporais da turbulência e apresentaremos as distribuições de frequência associadas a essas escalas para cada observável estudado neste trabalho.

O algoritmo que utilizamos para determinar a escala de separação é o mesmo proposto por Vickers e Mahrt (2006). Ele consiste nos seguintes passos:

- Uma curva coespectral consistindo de 15 pontos (fluxo observado), é interpolada a uma curva de 100 pontos,
- O pico coespectral é identificado,
- Após isso, para as escalas temporais maiores que o pico coespectral, nós identificamos duas situações:
 - (a) Quando a curva muda de sinal (Figura 11a),
 - (b) Após identificar um mínimo local após o pico coespectral verificamos um aumento na magnitude do coespectro (Figura 11b).

¹¹ Gap espectral ou coespectral.

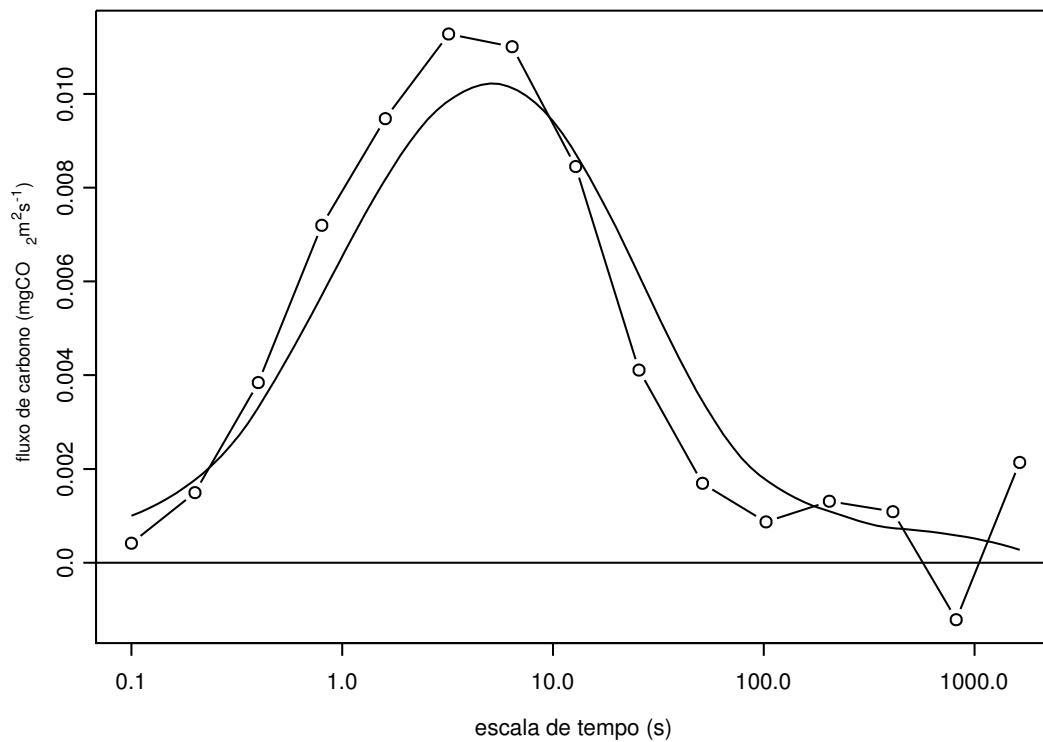


Figura 10 - Fluxo de carbono não exibiu uma falha coespectral.

Mesmo tendo filtrado as séries, o algoritmo não determinou a escala temporal associada à separação espectral em todas as séries, sobretudo para os cospectros de umidade e os espectros de velocidade vertical.

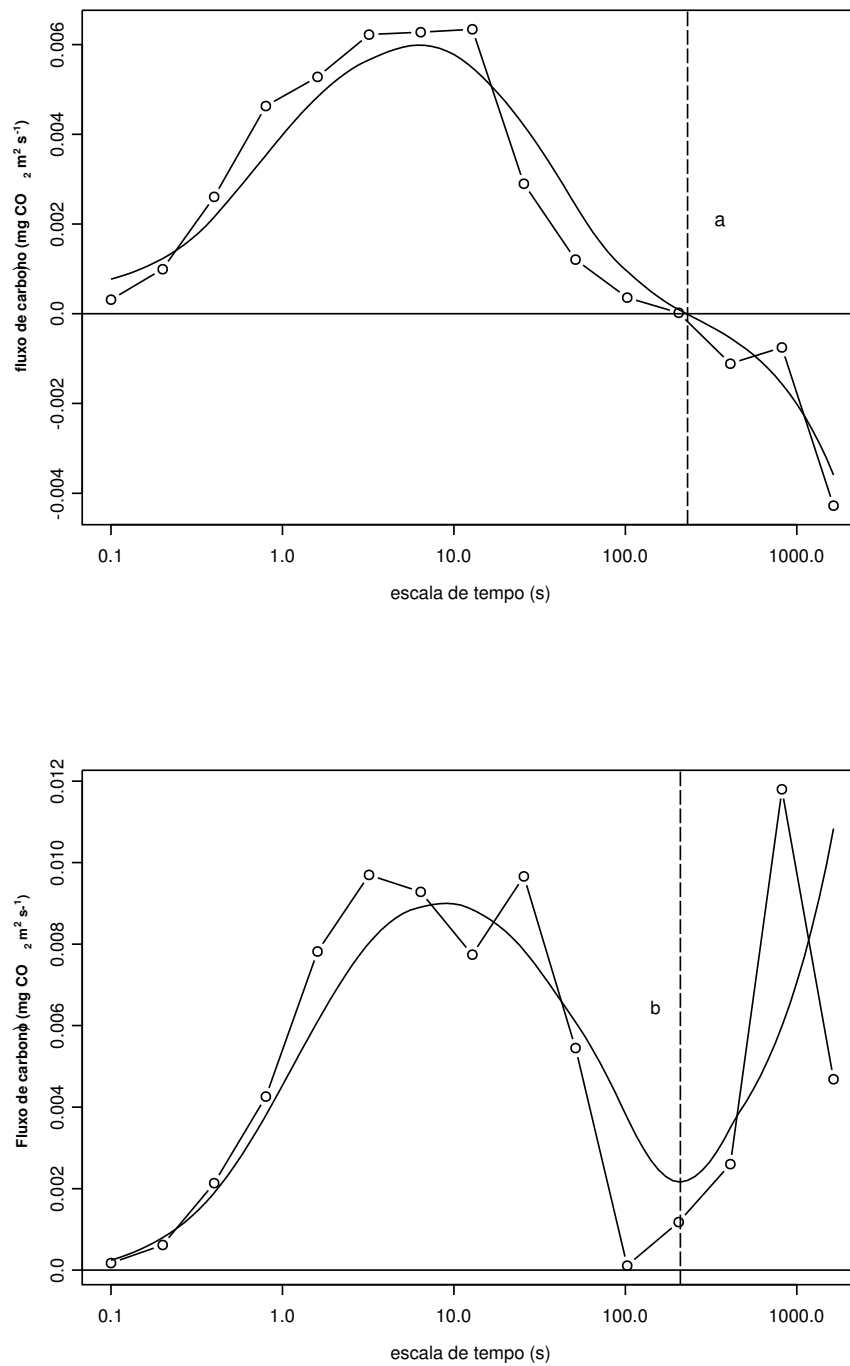


Figura 11 - Na Figura (a): o fluxo muda de sinal, em (b) a magnitude do fluxo volta a crescer após um ponto de mínimo local.

O período analisado exibiu muitas escalas de turbulência. Todas as distribuições que serão apresentadas a seguir apresentarem desvios, umas mais acentuadas que outras, de uma distribuição lognormal, já que as escalas distribuíram-se assimetricamente.

A Figura 12 mostra que durante a estação úmida as escalas da transferência turbulenta de CO₂, calor sensível e calor latente. Note a semelhança entre as distribuições para o CO₂ e o calor sensível nesta estação.

Os fluxos dos três escalares apresentam as maiores escalas (moda) logo após os 100 s, e o espectro de velocidade vertical tende a ocorrer em escalas maiores quando comparado aos outros escalares.

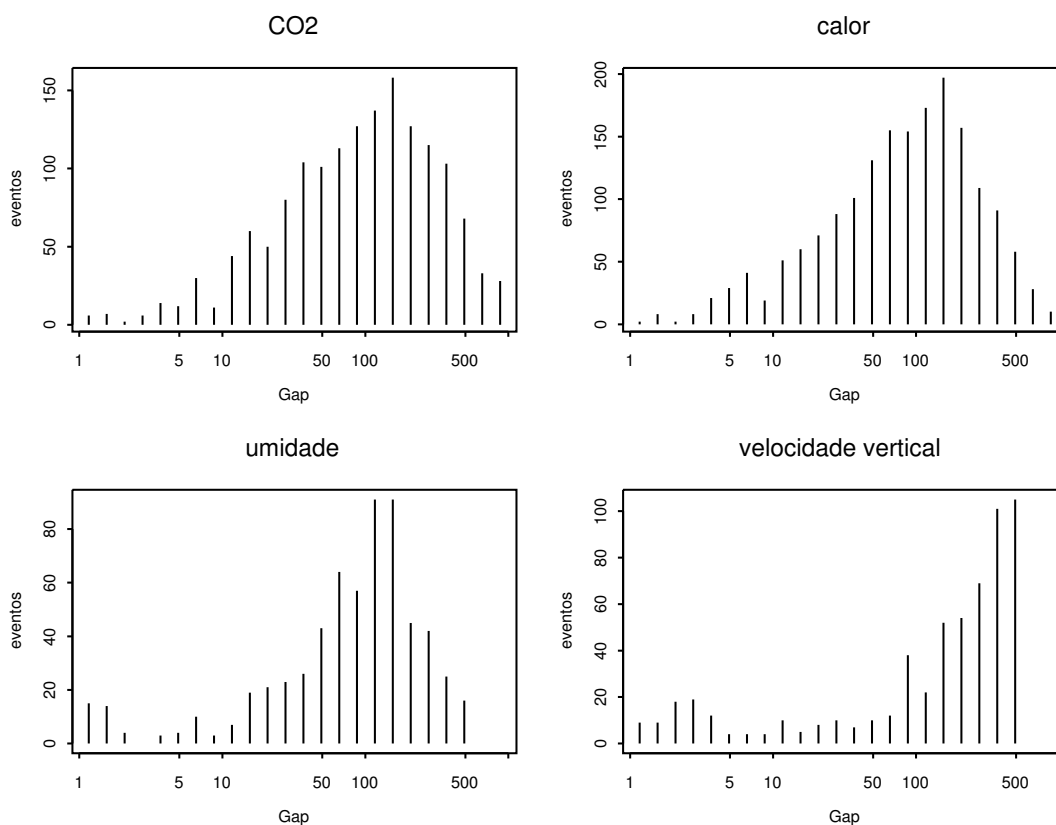


Figura 12 - Distribuição de frequência com comprimento logarítmico para estação úmida do ano de 2006 do Sítio K34.

Na estação seca as escalas foram mais amplamente distribuídas. Todas as escalas foram reduzidas e distribuições bimodais foram verificadas para os fluxos de calor sensível e umidade, sendo que para o fluxo de CO₂ os maiores valores estiveram distribuídos entre 10 e 100 s. Nesta estação verificou-se que as modas foram de 50s para fluxo de CO₂ e a moda de w ficou mais próxima dos 100 s (Figura 13).

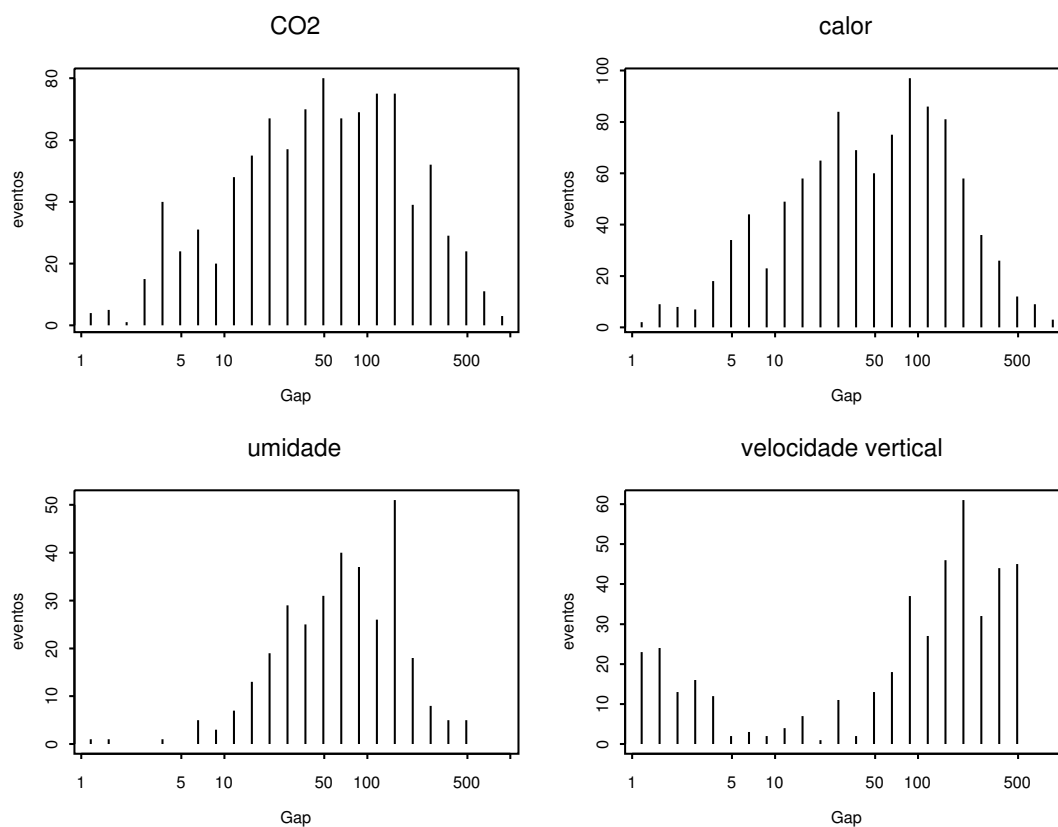


Figura 13 - Distribuição de freqüências de comprimento logarítmico para estação seca do ano 2006 do sítio K34.

A Figura 14 mostra o comportamento das escalas e dos picos em relação à σ_w . Notamos que, dado o aumento da intensidade da turbulência, não existiram diferenças significativas entre as escalas de tempo (falha coespectral) para o CO₂ e o calor sensível.

Ambos apresentaram comportamento semelhante ao longo de todo o ano.

Os picos de CO₂ quase sempre foram maiores que os do calor sensível, sobretudo depois de 0,010 ms⁻¹. Note que as escalas para umidade não dependem da intensidade da turbulência. Na verdade, este escalar apresentou grandes escalas para pequenos valores da intensidade da turbulência. E os valores dos picos para este escalar ocorreram em escalas de tempo maiores que as dos demais escalares.

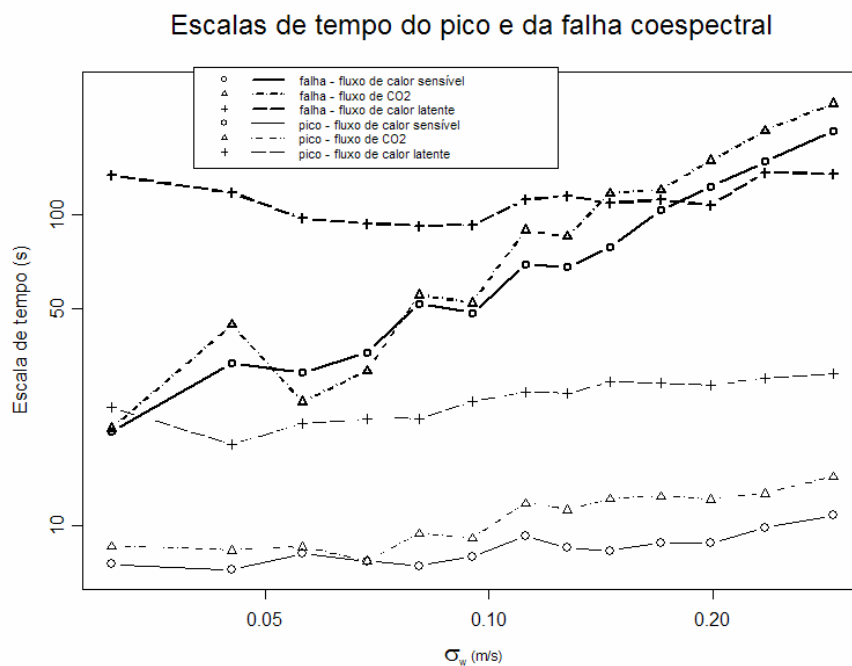


Figura 14 - Falha e pico coespectral em relação a intensidade da turbulência (sítio K34).

O padrão apresentado na Figura 14, em que as escalas para o fluxo de CO₂ são maiores que as de calor sensível e umidade, como podemos ver também na Tabela 2, já havia sido verificado por Acevedo et al. (2007) fazendo uma análise semelhante à nossa, porém, para um sítio de pastagem no sudeste do estado do Amazonas.

Ainda neste trabalho os autores verificaram que existiram situações em que havia transferência significativa de umidade em escalas maiores que o comprimento da região

turbulenta. Nossas análises, durante a estação seca, confirmam este fato também.

Por outro lado, Voronovich & Kiely (2007) também concluíram que as escalas de turbulência estiveram muito próximas umas das outras, embora as escalas para o fluxo de CO₂ e calor sensível, determinadas por esses autores, estivessem num intervalo de 4 – 5 vezes maiores que as escalas determinadas nesta dissertação.

Tabela 2 - Fluxos calculados e as escalas de turbulência durante o período noturno.

Variável	Período	Fluxo Total	Fluxo Turbulento	Escalas de Tempo (s)
CO ₂ (mgCO ₂ /m ² s)	Úmido	0,061	0,053	116
	Seco	0,035	0,036	73
	Anual	0,053	0,047	99
Calor sensível (W/m ²)	Úmido	1,16	-1,42	89
	Seco	0,61	-1,34	56
	Anual	0,94	-1,39	76
Umidade (W/m ²)	Úmido	0,43	0,76	133
	Seco	-3,40	0,76	111
	Anual	-1,13	0,50	125

4.2. Espectros e Coespectros MR

Nesta seção apresentaremos os coespectros de multiresolução para os fluxos de superfície para os escalares analisados anteriormente.

Todos os espectros e coespectros foram classificados em 10 classes do desvio padrão da velocidade vertical (σ_w), onde cada curva representa uma média entre todas as ocorrências para uma dada classe de σ_w . Esta classificação foi utilizada, pois temos problemas em medir fluxos durante CLN e como u_* é um fluxo, logo, preferimos evitar classificar os fluxos utilizando fluxo (Acevedo et al., 2008).

Das análises dos cospectros MR vemos que a escala que melhor representa o campo de turbulência é aquela onde os fluxos se apresentaram de maneira mais bem organizada, i.e, os

fluxos dos escalares variaram muito lentamente com o aumento da escala temporal média. Isto foi evidente para o cospectro de CO_2 e calor sensível em todas as análises, embora para umidade este padrão não fosse verificado, pois este escalar mudou de sinal dentro da região turbulenta indicada pelo CO_2 e o calor sensível (Figuras 15 e 16).

Isto não está de acordo com o comportamento dos escalares apresentados nos trabalhos de Acevedo et al. (2007) e Voronovich & Kiely (2007), onde eles dizem que dentro da região turbulenta os escalares têm o mesmo sinal. Isto sugere fortemente, que nestes sítios os fluxos desses escalares se comportam de acordo com as relações de similaridade. Para o sítio K34 certamente teríamos problemas com a umidade.

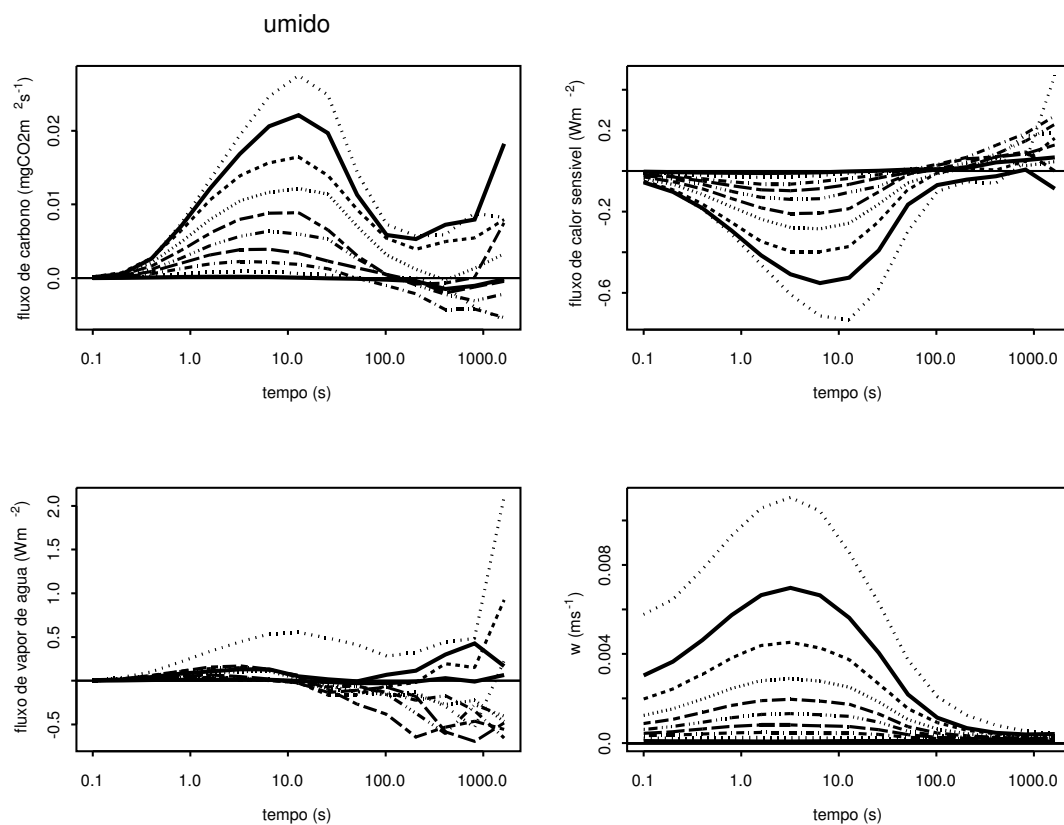


Figura 15 - Cospectros MR para o sítio K34 (2006). Cada curva é uma entre as 10 classes de σ_w .

A escala média da falha coespectral mostrou-se sempre menor para os fluxos de calor (o que pode ser inferido da seção anterior). Contudo, não há razão para acreditar que os escalares sejam transportados por vórtices diferentes dentro da região turbulenta. Isto pode estar associado às diferenças entre fontes e sorvedouros ou à flutuabilidade intrínseca de cada escalar.

Outra característica visível nos coespectros CO_2 e calor sensível e nos espectros w é a relação entre σ_w e escala de tempo turbulenta. Isto mostra que quanto maior o valor de σ_w , maior será a escala temporal da turbulência. Porém, notamos que é praticamente impossível definir algum pico pequenos valores de σ_w .

Os picos apresentados pelos coespectros de calor sensível e CO_2 estiveram entre 1 e 10 s. Na verdade, os picos de CO_2 e calor sensível tendem para 10 s dado o aumento de σ_w .

O fluxo de calor sensível é essencialmente negativo na região turbulenta, devido ao resfriamento da superfície. O pico máximo do calor sensível ocorreu em escalas temporais menores na estação seca que na estação úmida (antes dos 10 s).

O espectro de w também apresentou picos entre 1 e 10 s. Para o picos deste escalar, seja na estação seca ou úmida, não foi observado o afastamento para maiores escalas de tempo dado um aumento de σ_w . Na verdade não houve diferença significativa entres eles ao longo das estações.

A magnitude, durante a estação úmida, do coespectro de CO_2 foi maior que $0,03 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e por volta de $0,02 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ na estação seca. Para w o pico esteve entre $0,006$ e $0,009 \text{ ms}^{-1}$ na estação seca e úmida respectivamente.

Não foi possível descrever o comportamento da umidade assim como foi feita para os outros escalares já que as escalas temporais para este fluxo se mostrou indiferente em relação a turbulência (Figura 14).

É interessante notar também que logo após a falha coespectral, onde começam a ocorrer interações onda-turbulência, os sinais ficaram completamente desorganizados apresentando alta variabilidade (Vickers & Mahrt, 2006).

A contaminação dos fluxos pela mesoescala é o que prejudica a interpretação do sinal turbulento, provocando espalhamento e aumentando os erros nas séries individuais (Vickers & Mahrt 2006; Acevedo et al., 2007). Também provocam maiores problemas com o critério de estacionaridade do sinal, que é um conceito central para relacionar as medidas CV com o uso

dos filtros e com a escolha das condições de contorno na interface superfície-atmosfera (Katul et al., 2004). Este fato não permite que o sinal de mesoescala seja analisado via relações de similaridade.

A vantagem mais importante do uso da MR para analisar os dados CV é que ela permite analisar os fluxos fisicamente sem ambigüidade, i.e., faz sentido aproximar os fluxos por covariâncias em todas as escalas.

Uma vez que conhecemos a escala de tempo do escoamento turbulento — região de falha coespectral, onde os fluxos se apresentam de maneira organizada — podemos computar os fluxos de superfície sem contabilizar os sinais de mesoescala. Os fluxos calculados nesta escala de tempo podem ser interpretados de acordo com o cisalhamento e a estratificação térmica local.

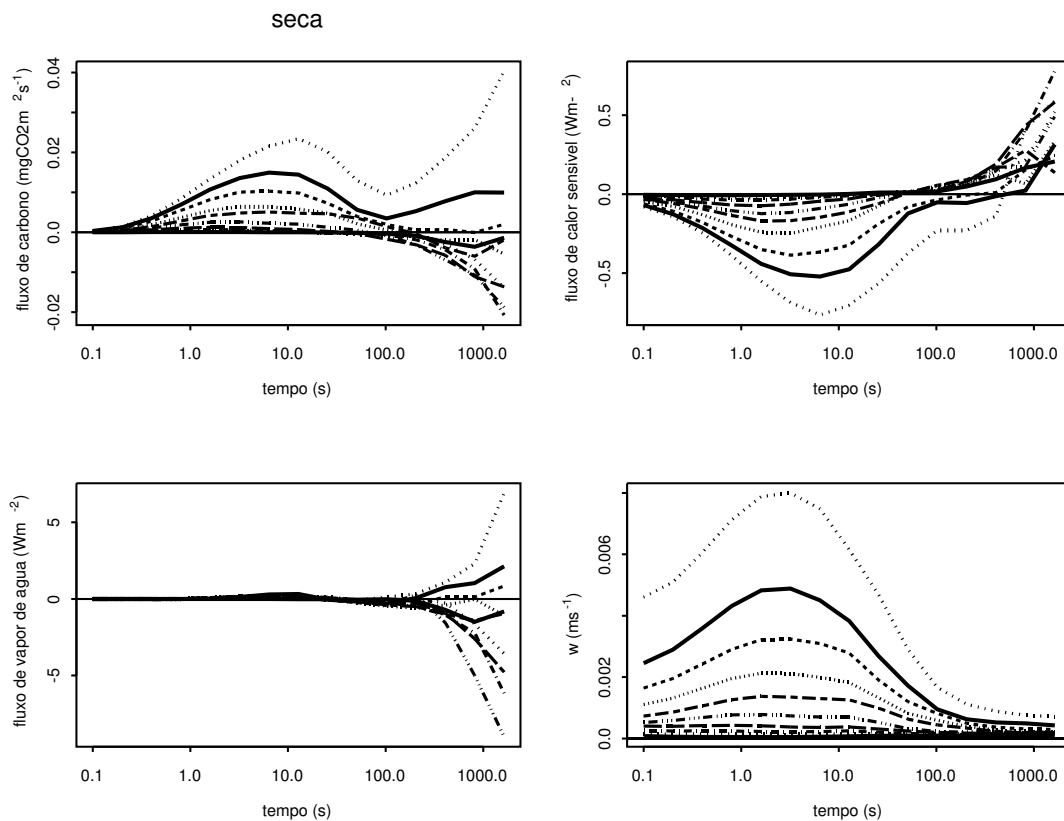


Figura 16 – Coespectros MR para o sítio K34 (2006). Cada curva é uma entre as 10 classes de σ_w .

4.3. Contribuição de Mesoescala (baixa frequência) para o Cálculo dos Fluxos de Superfície

A fim de isolar o comportamento de mesoescala, geramos coespectros médios para as séries estudadas (sem as 10 classes de σ_w) com o objetivo de mostrar claramente o comportamento aleatório exibido por esses fluxos usando a técnica de MR.

Os resultados mostrados neste capítulo deixam claro que as contribuições de baixa frequência ao fluxo total são ligeiramente diferentes de zero, variando entre valores positivos e negativos (após a região de falha coespectral). Mais que isso, as contribuições de mesoescala apresentaram erro muito grande após a falha coespectral, salvo, a velocidade vertical que apresentou erro maior dentro da região turbulenta. Isto ocorre devido à pequena magnitude e variabilidade da velocidade vertical na mesoescala.

Muitos autores sugerem que o não fechamento dos balanços de massa e energia ocorre, pois a janela de tempo empregada no cálculo dos fluxos é pequena. Logo, muito tem se falado a respeito do aumento da janela pra computar os fluxos na camada noturna devido à predominância das baixas velocidades do campo de vento (Lee et al, 1998; Massman & Lee, 2002).

Vemos claramente que, pelo menos para séries de longo prazo estudadas no sítio K34, esse procedimento não resolverá o problema, pois quando há transporte efetivo de mesoescala, ele é muito pequeno. Além disso, o uso de uma escala de tempo maior para o cômputo dos fluxos não implica necessariamente em um aumento dos fluxos. Isso depende, na verdade, da estação em análise, período de integração e do número de dias utilizados.

Na estação úmida (Figura 17) houve aumento do fluxo de CO_2 , pois a transferência média deste escalar, na região de mesoescala, foi positiva embora muito pequena (Tabela 2) produzindo um aumento na estimativa do fluxo de apenas 11%. Na estação seca (Figura 18), entretanto, o fluxo de mesoescala deste escalar apresentou sinal negativo, de tal forma que, a inclusão da mesma resultaria numa pequena subestimativa 2% no transporte noturno total de CO_2 .

Durante todo o período analisado, o sinal da mesoescala para o fluxo de calor sensível sempre apresentou sinal positivo. Fisicamente, é complicado explicar uma fonte local que

gere fluxos de calor ascendente numa camada termicamente estratificada. No entanto, isso pode fazer sentido em situações de passagens de ar mais frio ou *downdrafts* de ar seco nas partes superiores da camada limite noturna.

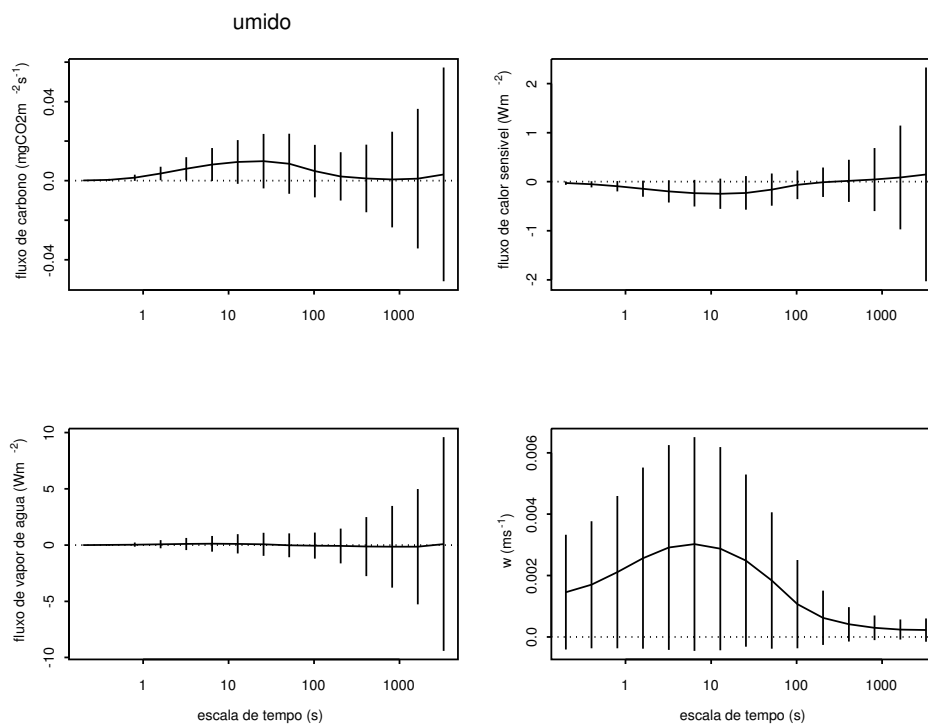


Figura 17 – Fluxos médios do sítio K34 em 2006 com suas respectivas incertezas.

Os fluxos turbulentos de calor sensível sempre foram visivelmente maiores, em (módulo) que os de mesoescala, vide Figuras (18 e 19) e Tabela 2.

A umidade além de ser o escalar que dificilmente poderá ser analisados via as relações de similaridade, pois mudou de sinal várias vezes dentro da região turbulenta, foi o escalar que apresentou o maior transporte pela mesoescala dentre todos os outros. Observe, por exemplo, durante a estação seca a não contabilização da mesoescala para o fluxo total, resultará numa subestimativa de 74% durante o período noturno. Embora, ao longo de todo

ano 2006 não foi verificado (estatisticamente) este transporte pelas escalas que estão além da região turbulenta (vide Tabela 2).

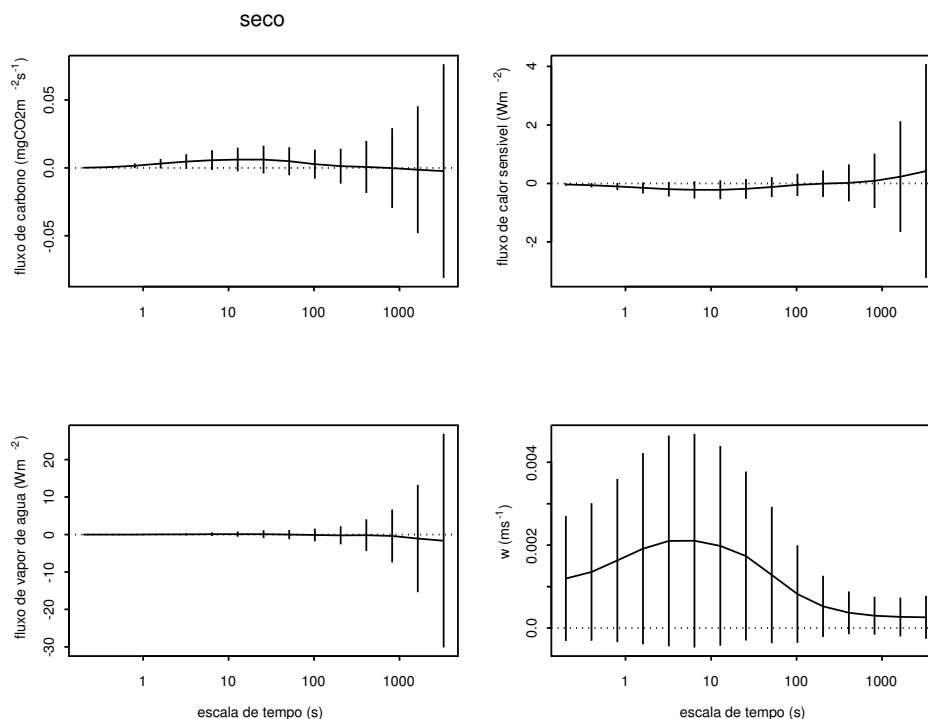


Figura 18 - Fluxos médios do sítio K34 em 2006 com suas respectivas incertezas.

O aumento indevido da janela de tempo (escala) permite que o fluxo turbulento seja contaminado pelo fluxo de mesoescala. Isto provoca sérios problemas na interpretação física, dos fluxos medidos com o sistema CV (Voronovich & Kiely, 2007).

Estamos nos referindo, exatamente, a situações onde fluxo muda de sinal em escalas maiores que a falha coespectral como podemos ver nos coespectros médios apresentados (Figuras 18 e 19).

O que ocorre é que a mesoescala não pode ser interpretada completamente apenas com informações locais. Geralmente esse sinal é controlado por mecanismos que estão fora do

ambiente da camada limite, tais como: a geometria irregular dos sítios e a variabilidade inter-anual de movimentos de grande escala.

Logo, é bastante razoável pensar que, numa perspectiva micrometeorológica, o transporte efetivo de mesoescala depende de cada sítio e das condições meteorológicas e hidrológicas médias, ao invés de sugerir um comportamento universal associado aos aspectos físicos do escoamento que estejam diretamente relacionados com as escalas de tempo utilizadas no cômputo dos fluxos. É razoável, também, supor que o escoamento em escalas maiores que a falha coespectral viole condições de estacionaridade (Vickers & Mahrt, 2002), necessárias para a aplicação da técnica CV. Se pode, desta forma, dizer que, a falha coespectral define a escala máxima na qual a técnica CV tem um significado físico coerente, no sentido de que podemos relacionar os fluxos turbulentos apenas com parâmetros locais como cisalhamento e estratificação térmica. Esta, entretanto, é uma discussão ativa na comunidade científica micrometeorologia.

Contudo, concluímos das análises feitas que, a contribuição de mesoescala foi insignificante para soma do fluxo total ao longo do ano para o sítio K34. O que queremos dizer com isso é que, o aumento da janela tempo para cálculo dos fluxos, não irá acabar com as dificuldades e, nem necessariamente reduzir os valores subestimados dos fluxos noturnos que foram estimados anteriormente para Amazônia no sítio estudado.

Entendemos que há casos em que a análise do sinal de mesoescala é de fundamental importância para a compreensão dos fluxos de superfície.

Sun et al. (2002 e 2004) mostram que correntes densas que empurram ar frio sobre camadas mais quentes e a existência de ondas solitárias, fazem com que se invertam o sentido usual dos fluxos superficiais, como por exemplo, movimento ascendente de calor sensível na cama noturna.

Karipot et al. (2008) mostraram que os jatos de baixo nível mais intensos provocam grandes fluxos positivos de CO₂ por outro lado, em eventos de jatos menos intensos há uma diminuição destas magnitudes.

Embora a adição dos fluxos de mesoescala às vezes possa confundir a interpretação dos fluxos de superfície isso certamente não significa que não exista uma realidade física rica e coerente por traz deles. De acordo com Garstand & Fitzgerrald (1999) o comportamento aleatório do sinal de mesoescala reflete provavelmente, além de circulações locais, os efeitos de nuvens cumulonimbus (talvez *up drafts* ou *down drafts*) dependendo da posição destas

nuvens em relação ao ponto de medida. Não sabemos até que ponto esta conclusão se aplica a aos sítios estudados, sobretudo para o K34. No entanto, a floresta Amazônica libera muito vapor de água na atmosfera, então imaginamos que, de fato, as nuvens devam ter um papel relevante.

4.4. Ainda sobre a Discussão da Contribuição de Mesoescala para Séries de Longo Prazo

Outro problema que vemos em relação ao aumento da escala de tempo para computar fluxos de superfície é que, em geral, os autores defendem a adição dos fluxos de mesoescala (baixa frequência) utilizando séries temporais de curto prazo.

Vimos claramente da seção anterior que, pelo menos para séries de longo prazo esse padrão pode não ser verificado para o sítio K34. Voronovich & Kiely (2007) através de dados coletados no sudeste da Irlanda concluíram o mesmo.

Embora não seja a proposta desta dissertação, faremos uns comentários a respeito dessas transferências durante o período diurno a fim de finalizar os questionamentos sobre a contribuição de mesoescala.

Von Randow et al. (2002), utilizou séries temporais com 4 horas de duração (sem os períodos de chuva) de dados coletados no estado de Rondônia (sudeste da Amazônia). Neste trabalho os autores decomuseram os fluxos via MR e concluíram que existem vórtices que se manifestam em escalas de tempo da ordem de 1h ou mais, que são responsáveis entre 20 – 30% do fluxo total. Contudo, os autores utilizaram apenas 5 dias de dados em cada estação (seca e úmida).

Das análises que fizemos para o sítio K34 há dois resultados interessantes a serem ditos:

O primeiro é que as escalas de turbulência apresentaram-se dentro do intervalo de 1000 s, i.e., todas foram menores que 30 min. Na verdade, os vórtices mais energéticos que atuaram neste sítio manifestaram-se numa escala de aproximadamente 20 min (vide Tabela 3).

Observe que as integrações das séries de longo prazo sugerem que os eventos de mesoescala não contribuem com grandes valores para a soma anual dos fluxos de superfície de CO₂ e calor sensível, mesmo durante o período convectivo, pelo menos num sentido estatístico. Ao longo do ano analisado o sinal de mesoescala contribuiu com apenas a 6% do fluxo total de CO₂, com 13% do fluxo de calor sensível e 14% para umidade. Portanto os grandes vórtices que atuam em escalas maiores que 20 min são mais eficientes em transportar energia que transportar massa. Note ainda que, com integrações feitas com escalas de 30 minutos já incluem o sinal de mesoescala no cômputo dos fluxos.

Tabela 3 - Fluxos total e turbulento e as escalas de tempo durante o período diurno.

Variável	Período	Fluxo total	Fluxo turbulento	Escala de tempo (s)
CO ₂ (mg CO ₂ /m ² s)	Úmido	-0,15	-0,14	904
	Seco	-0,26	-0,23	1094
	Anual	-0,19	-0,17	967
Calor sensível (W/m ²)	Úmido	30,1	26,3	749
	Seco	39,8	33,7	973
	Anual	33,5	29,0	821
Umidade (W/m ²)	Úmido	192,2	158,9	932
	Seco	251,4	213,7	1065
	Anual	214,0	182,4	978

Contudo, para o sítio estudado (K34) precisamos fazer análises dos sinais de mesoescala a fim de dar um diagnóstico a respeito desses movimentos. No entanto, estatisticamente para séries de longo prazo tal qual balanço anual de carbono, por exemplo, esses movimentos parecem não serem predominantes, embora tenhamos plena consciência de que eles existam.

4.5. Comparando os Fluxos Noturnos de SGC e K34 para Período de Curto Prazo

A fim de uma melhor compreensão a respeito dos comportamentos dos fluxos de superfície faremos as mesmas análises que foram feitas nas seções anteriores para ambos os sítios, K34 e SGC durante o período noturno de curto prazo compreendido entre os dias 269 até 290.

4.5.1. Escalas de turbulência

Da Figura 19 podemos ver que para o sítio de SGC o CO₂ e o calor apresentaram distribuições bem amplas ao longo das escalas de turbulência, embora a moda tenha ocorrido após os 100 s para o CO₂ e dos 50 s para o calor.

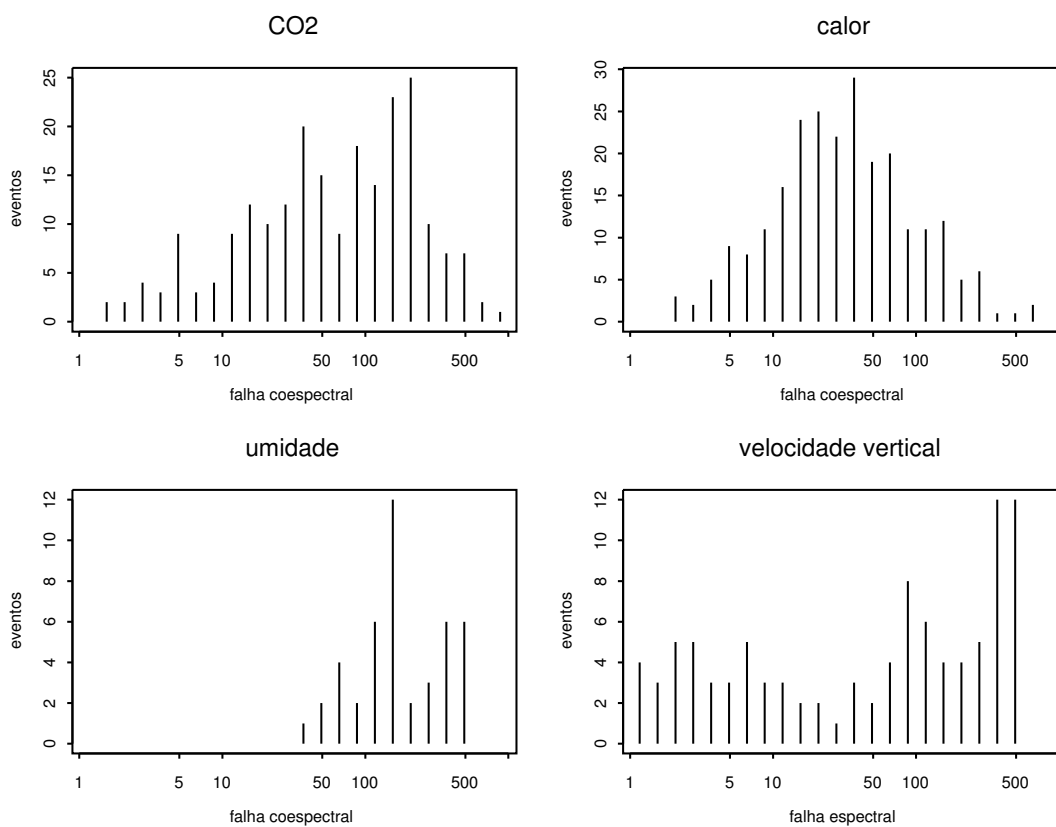


Figura 19 - Distribuição de frequência de comprimento logarítmico do sítio de SGC. Período de 268 até 290 de 2006.

A umidade apresentou apenas uma escala menor que 50 s e mais uma vez o maior número de eventos ocorreu após os 100 s assim como na estação seca e úmida do sítio K34. Ainda na figura 19 vemos que w apresentou uma distribuição, para SGC, bem mais ampla, embora com poucas ocorrências de eventos entre 5 e 50 s, que o sítio K34 no mesmo período (Figura 20), e mais uma vez as maiores escalas estão mais afastadas dos 100 (na verdade o maior número de eventos localiza-se em 500 s), assim como na estação úmida do sítio K34. Por outro lado, no sítio K34 as maiores escalas aproximam-se mais dos 100 s, assim como na estação seca. Observe que para o sítio K34, as distribuições de CO_2 e calor também apresentaram um leve desvio de uma distribuição Gaussiana, já por outro lado, embora SGC assemelhe-se mais a uma distribuição bimodal. E finalmente a umidade apresentou um pico numa escala muito menor que as apresentadas nas estações seca e úmida

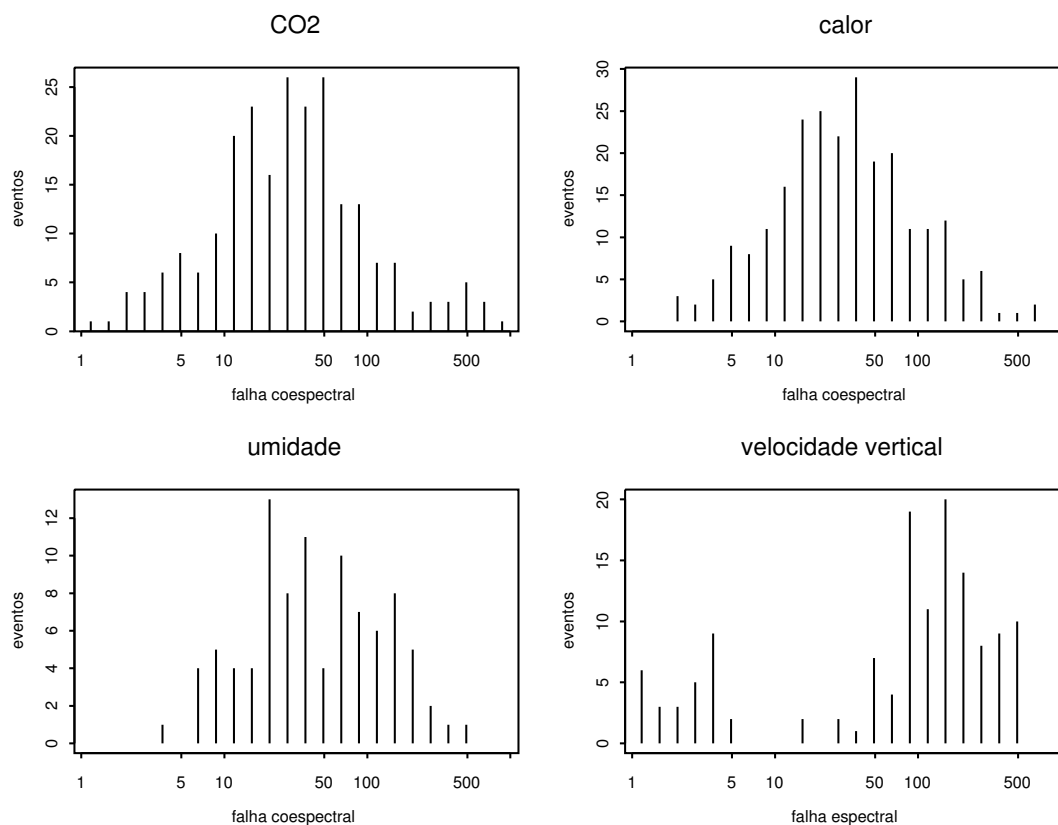


Figura 20 - Distribuição de frequência de comprimento logarítmico para o sítio K34. Período de 268 até 290 de 2006.

4.5.2. Contribuição da Mesoescala para Série de Curto Prazo

Nesta seção iremos exibir os cospectros médios para o período de 268 até 290, a fim de analisar mais de perto o comportamento do sinal de mesoescala para série de curto prazo. Os cospectros médios facilitam a visualização do comportamento dos fluxos de mesoescala. Além de tentar verificarmos o aumento das escalas temporais de turbulência como sugerido por alguns autores queremos, também, mostrar que há variabilidade nestes fluxos mesmo para ecossistemas de mesma natureza.

Para SGC (Figura 21), vemos que o CO_2 e a umidade apresentam os fluxos de mesoescala com o mesmo sinal que a turbulência sugerindo que os cálculos dos fluxos com uma janela maior que a escala da turbulência promoverá aumento da estimativa dos fluxos. Já o calor, após a região de separação coespectral, decai pra zero, volta a diminuir e depois tende à zero novamente.

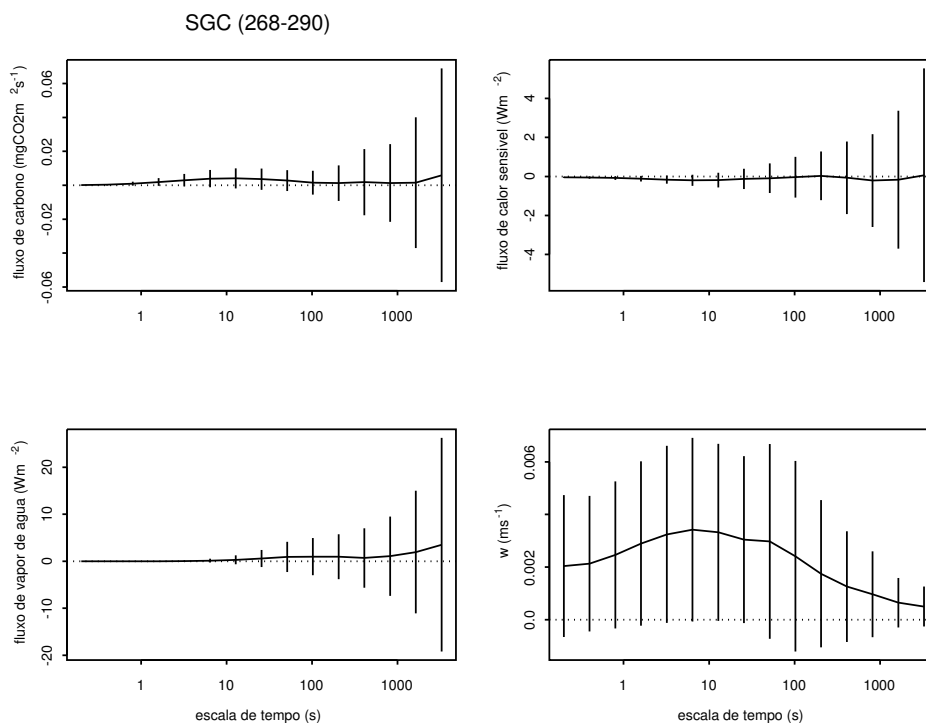


Figura 21 – Fluxo dos escalares e com as respectivas incertezas.

Agora note da Figura 22 que para o sítio K34 ocorreu algo diferente. A mesoescala apresentou-se com o sinal contrário ao da turbulência, o que conseqüentemente cai no problema da adição de fluxos onde não se tem uma interpretação física coerente numa perspectiva local. Além disso, todos os coespectros apresentam erro muito grande após a escala de falha coespectral, independentemente do sítio.

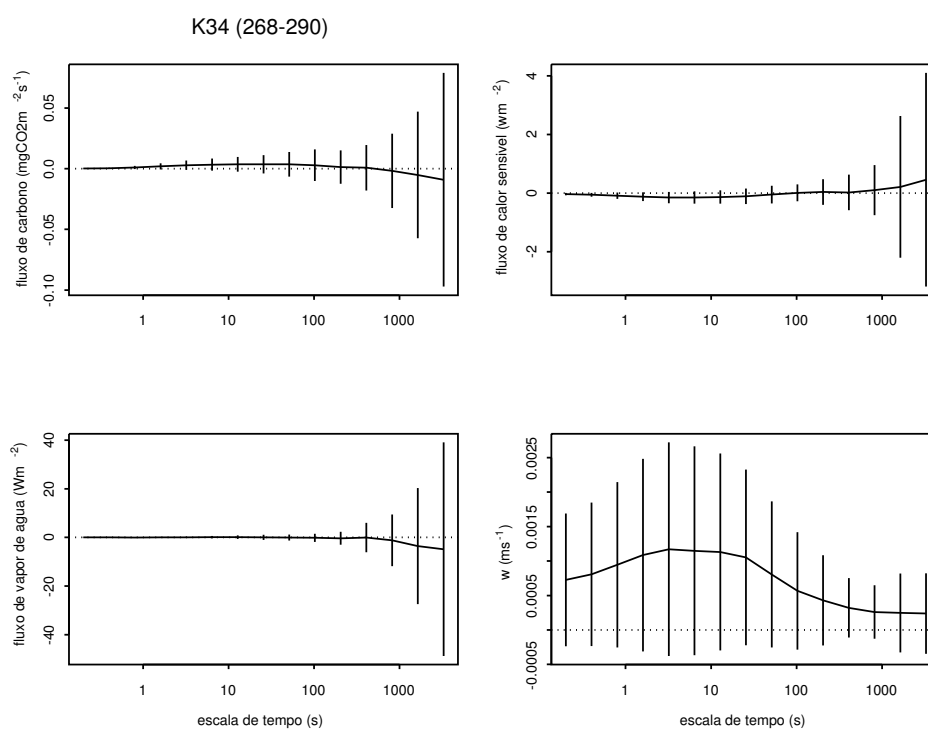


Figura 22 – Fluxos dos escalares com as respectivas incertezas.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Nós apresentamos os resultados do esforço inicial em entender as escalas temporais nas quais ocorrem as trocas noturnas de CO₂, umidade e calor sensível sobre a Floresta Amazônica através de análises de séries temporais de longo prazo aplicando a técnica conhecida como decomposição em multiresolução baseada na transformada de Haar ortogonal.

Com a MR sempre foi possível determinar a região de falha espectral para séries de longo prazo. Para séries individuais, independente do escalar, o algoritmo apresentou falhas.

Acreditamos que o comprimento associado à falha coespectral é a escala de tempo mais adequada para o cômputo dos fluxos turbulentos de superfície. Na realidade, elas representam o limiar superior abaixo do qual podemos interpretar os fluxos obtidos com a CV de acordo com a teoria de similaridade.

As escalas de turbulência apresentaram convergência para 100 segundos durante a noite e 20 minutos durante o dia, independente do tipo estabilidade (camada estável e instável). Estas escalas são menores que os 30 minutos empregados para o cômputo dos fluxos indicando que elas precisam ser reavaliadas.

Numa perspectiva estatística estes resultados nos permitem afirmar que para computar o balanço anual (2006) para o sítio K34, durante o período noturno, não seja necessário aumentar a janela de tempo de integração dos fluxos de CO₂, calor sensível e umidade.

As nossas análises deixaram bem claro que o transporte turbulento é, de fato, o maior responsável pelas trocas noturnas, e que o transporte de mesoescala tem magnitude menor, variabilidade bastante grande e não tem sinal preferencial. A maior variabilidade observada nos fluxos de mesoescala também está associada ao fato destes serem amostrados com menos frequência que o sinal turbulento.

De fato, portanto, é possível dizer que a consideração dos transportes de mesoescala tem como consequência um aumento na incerteza associada à estimativa dos fluxos, sem

necessariamente contribuir para um melhor fechamento do balanço de carbono ou energia do ecossistema.

Além disso, confrontando as análises coespectrais de São Gabriel da Cachoeira e de Manaus durante o mesmo período, notamos a variabilidade no sinal de mesoescala para os sítios que são de mesma natureza (mesmo bioma).

Para finalizar, entendemos que a natureza do sistema não nos permite, com a abordagem empregada neste trabalho, entender que o comportamento exibido pelos fluxos seja entendido como algo universal, pois estamos diante da interação de um sistema aberto (atmosfera) com um sistema dissipativo (floresta). Logo, talvez, para os anos anteriores ou posteriores a 2006, seja possível, numa perspectiva estritamente física, que a mesoescala tenha um papel diferente para os fluxos de superfície na camada limite noturna. Além disso, existem eventos em que o sinal de mesoescala não apenas transportam, mas também modulam de maneira significativa, os fluxos de superfície (Von Randow et al., 2002; Sun et al., 2002 e 2004) e, sobretudo, neste sítio (K34) não se conhece bem o comportamento dos fluxos em escalas maiores que a do escoamento turbulento. Antes que se possa concluir que os fluxos de mesoescala têm um papel relevante no transporte de escalares, é preciso se certificar que eles representam interações físicas genuínas, sendo sistemáticos e bem organizados espacialmente e temporalmente. Isso não foi identificado no presente estudo, no qual a grande variabilidade dos fluxos de mesoescala sugere que sua inclusão no cálculo dos fluxos totais pode apenas adicionar incertezas às estimativas.

6. REFERÊNCIAS

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

ACEVEDO, O. C. et al. Is the friction velocity the most appropriate for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?. **Agricultural and Forest Meteorology**. doi: 10.1016/j. 2008

ARAÚJO, A.C. et al. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p. 58-1 - 58-20, 2002.

AUBINET, M. et al. Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites. **Boundary-Layer Meteotology**, v 116, p 63 - 94, 2005.

BALDOCCHI, D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479 - 492, 2003.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FINNIGAN, J. J. A comment on the paper by Lee (1998) on micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, p. 55 - 64, 1999.

FINNIGAN, J. J. et al. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques Part I: averaging and coordinate rotation, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, p. 1 -48, 2003.

FOKEN, Th ; WICHURA, B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 78, p. 83 - 105, 1996.

FRISCH, U. Turbulence: The Legacy of A. N. Kolmogorov. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

FUKUDA, K. et al. Heuristic segmentation of a nonstationary time series. **Physical Review E**, v.69, p. 021108. 2004

GARSTANG, M; FITZGARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. New York, USA: Oxford University Press, 1999.

GOULDEN, M.L. et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, v. 2, p. 169 - 182, 1996.

GRACE, J. et al. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in south-west Amazonia 1992-1993. **Science**, v. 270, p. 778-780, 1995.

GRACE, J. et al. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. **Global Change Biology**, v. 2, p. 209 - 217, 1996.

HOWELL, L. F. Identifying sudden changes in data. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1207 - 1212, 1995.

KARIPOT, A. et al. Influence of nocturnal low-level jet on turbulence structure and CO₂ flux measurements over a forest canopy. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 10102-1 - 10102-12, 2008.

KATUL, G.; PARLANGE, M. The Spatial Structure of Turbulence at Production Wavenumbers using Orthonormal Wavelets. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 75, p. 81 - 108, 1995.

KATUL, G. et al. **Handbook of micrometeorology: stationarity, homogeneity, and ergodicity in canopy turbulence**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 2004.

KRUJIT, B. et al. Turbulence statistics above and within two Amazonian rain forests

canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, p. 297 - 331, 2000.

KRUJIT, B. et al. The robustness of eddy correlation fluxes for Amazonian rain forest conditions. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S101-S112, 2004.

LI, Y; MENEVEAU, C. Origin of Non-Gaussian Statistics in Hydrodynamic Turbulence. **Physical Review Letters**, v. 95, p. 164502, 2005.

LEE, X. On the micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, p. 39 - 49, 1998.

LEE, X. et al. **Handbook of Micrometeorology: Coordinate systems and flux bias error**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 2004

MALHI, Y. Carbon dioxide transfer over a central Amazonia rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 593 - 612, 1998.

MALHI, Y. et al. **Handbook of Micrometeorology: Low frequency atmospheric transport and surface flux measurements**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 2004.

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

MAHRT, L. Eddy Asymmetry in the Sheared Heated Boundary Layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 472 - 492, 1991.

MAHRT, L.; VICKERS, D. Multiresolution decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**. v. 83, p. 495-520, 1997.

MASSMAN, W.J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in longterm studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, p. 121 - 144, 2002.

McMILLEN, R. T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-uniform terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 43, p. 297 - 331, 1988.

MENEVEAU, C. Analysis of turbulence in the orthonormal wavelet representation. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 232, p. 469 - 520, 1991.

MENEVEAU, C. et al. A lagrangian dynamic subgrid-scale model. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 319, p. 353 - 385, 2006.

MILLER, S. D. et al. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Application**, v. 14, p. 114 - 126, 2004.

Ministério da Defesa. **Plano de Desenvolvimento Local Integrado e Sustentável: Região do Alto Rio Negro – São Gabriel da Cachoeira, AM**. Agenda Executiva 2004 – 2007. Manaus, AM. Março de 2004.

MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v. 188 - 189, p. 589 - 611, 1997.

MONCRIEFF, J. B. et al. **Handbook of Micrometeorology: Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 2004.

OMETTO, J. P. et al. Amazônia and the modern carbon cycle: lessons and learned. **Oecologia**, v. 143, p. 483 - 500, 2005.

RANNIK, U; VESALA, T. Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. **Boundary-Layer Meteorology**, v.91, p. 259 - 280, 1999.

REYNOLDS, O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. **Philosophical Transaction of Royal Society of London**, v. 186, p. 123 – 161, 1894.

SAITO, M; ASANUMA, J. Eddy covariance calculation revisited with wavelet cospectra. **Sola**, v. 4, p. 49 - 52, 2008.

SALESKA, S.R. et al. Carbon in Amazon forest: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, v. 302, p. 1554 - 1557, 2003.

SHUTTLEWORTH, W. J. et al. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of royal Meteorological Society**, v. 110, p. 1143 – 1164, 1984.

STEABLER, R.M.et al. Observing subcanopy CO₂ advection. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 139 - 156, 2004.

SMEDMAN, A. S.; HOGSTROM, U. Spectral gap in surface-layer measurements. **Journal of the Atmospheric sciences**, v. 32, p. 340 - 350, 1975.

SUN, J.et al. CO₂ transport over complex terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, p. 1 - 21, 2007.

TENNEKES, H. Fourier-transform Ambiguity in Turbulence Dynamics, **Journal of Atmospheric Science**, v. 33, p. 1660 – 1663, 1976.

TOTA, J.et al. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Part I – Santarém LBA-ECO site. “In Press” in the **J. Geophysical. Research. - Biogeosciences**.

VICKERS, D., MAHRT, L. The cospectral gap and turbulence flux calculations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, p. 660 - 672, 2003.

VICKERS, D., MAHRT, L. A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence. **Boundary-Layer Meteorol**, v. 118, p. 431 - 447, 2006.

VON RANDOW et al. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia 1. Diurnal conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. (29) 1-11, 2002.

VORONOVICH, V., KIELY, G. On the gap in the spectra of atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 67-82, 2007.