



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

Cléo Quaresma Dias Júnior

**Estudo Comparativo da Estrutura da Turbulência
Atmosférica na Camada Limite Superficial Acima da
Floresta Primária e Região Desmatada da Amazônia:
análise de ondeletas aplicada à detecção de estruturas
coerentes.**

Belém
2008

Cléo Quaresma Dias Júnior

**Estudo Comparativo da Estrutura da Turbulência
Atmosférica na Camada Limite Superficial Acima da
Floresta Primária e Região Desmatada da Amazônia:
Análise de Ondeletas aplicada à detecção de Estruturas
Coerentes.**

Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências, do convênio entre Universidade Federal do Pará, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária da Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi.

Área de Concentração: Física do Clima

Orientador: Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá.

Co-Orientador: Dr. Edson Pereira Marques Filho.

Belém
2008

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Dias Junior, Cléo Quaresma

D541e Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima da floresta primária e região desmatada da Amazônia: análise de ondeletas aplicadas à detecção de estruturas coerentes / Cléo Quaresma Dias Junior. – 2008

103 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará/EMBRAPA/Museu Emílio Goeldi, Belém, 2008.

Orientador, Leonardo Deane de Abreu Sá; Co-orientador, Edson Pereira Marques Filho

1. Turbulência atmosférica. 2. Estrutura coerente. 3. Micrometeorologia. 4. Transformada em ondeleta. I. Universidade Federal do Pará II. Sá, Leonardo Deane de Abreu, Orient. III. Marques Filho, Edson Pereira. Co-orient. IV. Título.

CDD 20º ed.:551.5509811

Cléo Quaresma Dias Júnior

**Estudo Comparativo da Estrutura da Turbulência
Atmosférica na Camada Limite Superficial Acima da
Floresta Primária e Região Desmatada da Amazônia:
Análise de Ondeletas aplicada à detecção de Estruturas
Coerentes.**

Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências, do convênio entre Universidade Federal do Pará, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária da Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi.

Área de Concentração: Física do Clima

Data de aprovação:

Banca Examinadora:

Pesq. Leonardo Deane de Abreu Sá - Orientador
Doutor em Física da Atmosfera
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Prof. Rodrigo da Silva
Doutor em Micrometeorologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Jose Henrique Cattânio
Doutor em Agronomia Tropical
Universidade Federal do Pará

Prof^a. Maria Aurora Santos da Mota
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Para meus pais,
Sebastiana do Socorro Almeida
e Cléo Quaresma Dias.
Com muito amor.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá que durante dois anos de agradável convivência repassou em interessantes e instigantes discussões sobre a turbulência, motivos de sobra para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Edson Pereira Marques Filho pelo paciente auxílio nas técnicas computacionais.

Ao Instituto Internacional de Educação do Brasil (IIEB) através do programa de Bolsas de Estudo para a conservação da Amazônia (BECA) pela bolsa concedida.

Aos amigos Josivan Beltrão, Williams Castro, Maria Beatriz e todos os demais alunos do curso de Mestrado em Ciências Ambientais pelo grande apoio concedido nos momentos difíceis.

Ao Alessandro, Renata, Romeu e todos os funcionários do LBA-MPEG que contribuíram, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho.

A professora Júlia Cohen e ao professor Edson Rocha pela grande dedicação que ambos tiveram para com o curso de pós-graduação em Ciências Ambientais

A Dr^a Maria Aurora Mota, Dr. José Henrique Cattânio e Dr. Rodrigo da Silva por aceitarem em participar da banca examinadora.

Ao Thiago, pela grande eficiência nos trabalhos referentes a logística do LAMAZ.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi, Universidade Federal do Pará, e Embrapa ao apoio logístico concedido.

A todos, meu muito Obrigado.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.	17
2	DESENVOLVIMENTO.	20
2.1	ELEMENTOS TEÓRICOS.	20
2.1.1	Algumas conseqüências das mudanças da cobertura do solo que a Amazônia vem sofrendo.	20
2.1.2	A Turbulência Atmosférica.	23
2.1.3	Energia Cinética Turbulente.	24
2.1.4	Estabilidade na Camada Limite Atmosférica.	26
2.1.4.1	A Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov.	28
2.1.5	Estruturas Coerentes.	32
2.1.6	Transformada em Ondeleta aplicada à análise da turbulência atmosférica.	36
2.6.1.1	Transformada em Ondeleta de Morlet.	37
2.2	DADOS EXPERIMENTAIS.	39
2.2.1	Sítios Experimentais.	39
2.2.1.1	Caxiuanã.	40
2.2.1.2	Reserva Florestal Rebio Jarú.	43
2.2.1.3	Fazenda Nossa Senhora.	45
2.2.2	Caracterização dos Instrumentos e Dados.	46
2.2.2.1	Floresta Nacional de Caxiuanã.	46
2.2.2.2	Reserva Florestal Rebio Jarú.	48
2.2.2.3	Fazenda Nossa Senhora.	49
2.3	CONSISTÊNCIA DOS DADOS.	50
2.4	METODOLOGIA.	54
3	RESULTADOS E DISCUSSÕES.	58
3.1	DURAÇÃO DAS ESTRUTURAS COERENTES NA FLORESTA NACIONAL DE CAXIUANÃ E NA FAZENDA NOSSA SENHORA.	58
3.2	RELAÇÃO ENTRE PONTO DE INFLEXÃO E ESCALAS DE OCORRÊNCIA DAS ESTRUTURAS COERENTES.	68
3.3	ESCALA ESPACIAL DAS ESTRUTURAS COERENTES NA FLORESTA NACIONAL DE CAXIUANÃ E NA FAZENDA NOSSA SENHORA.	72

3.4	INFLUÊNCIA DO PARÂMETRO DE ESTABILIDADE DE MONIN- OBUKHOV NAS ESCALAS DAS ESTRUTURAS COERENTES.	78
3.5	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO E ESTRUTURAS COERENTES.	80
3.6	CALCULO DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO NAS ESCALAS DE OCORRÊNCIA DAS ESTRUTURAS COERENTES.	89
4	CONCLUSÕES E SUGESTÕES.	92
	REFERÊNCIAS.	94

RESUMO

Foram analisados dados turbulentos de resposta rápida, coletados em torres micrometeorológicas de 54 metros de altura em Caxiuanã-Pa, de 60 metros de altura na Rebio-Jarú-Ro e em torre de 4,04 metros de altura na Fazenda Nossa Senhora-Ro. Foi desenvolvido estudo comparativo de detecção de estruturas coerentes em dados obtidos acima de florestas e pastagem, portanto sob diferentes condições de rugosidade superficial. Aplicou-se a Transformada em Ondeletas de Morlet para identificar a escala de ocorrência das estruturas coerentes nos sinais de temperatura. Comparou-se a duração média e o comprimento médio das estruturas coerentes para duas superfícies com rugosidades superficiais diferentes: Caxiuanã e Fazenda Nossa Senhora. Parâmetros de estabilidade atmosférica foram calculados para propiciar um estudo da variabilidade das estruturas coerentes em função das condições de estabilidade atmosférica. Foi calculado sobre a Rebio-Jarú a altura do ponto de inflexão do perfil vertical da velocidade do vento médio e a partir do valor do mesmo observou-se uma nítida correlação deste com a escala de ocorrência das estruturas coerentes. Finalmente, foram calculados os coeficientes de correlação para os sinais brutos e na escala de ocorrência das estruturas coerentes com a finalidade de melhor compreender os resultados de um ponto de vista da ação das estruturas coerentes na mistura turbulenta. Os resultados mostram um comportamento marcadamente diferente, no que diz respeito à floresta e à pastagem. Observou-se que em superfícies rugosas, tais com florestas, em condições próximas da neutralidade, predominam padrões de oscilações associados a escalas temporais da ordem de 80 s, as quais provavelmente, são manifestações de estruturas do tipo “rolos”. No entanto, à medida que a altura do ponto de inflexão se aproximou do topo do dossel ocorreu uma diminuição na duração das estruturas coerentes. Além disso, foi observado que o coeficiente de correlação calculado na escala de ocorrência das estruturas coerentes foi consideravelmente maior que o mesmo calculado para o sinal bruto. Tais resultados sugerem mudanças significativas na estrutura da turbulência em regiões desmatadas comparativamente àquelas em que foram mantidas as florestas primárias da Amazônia.

Palavras chaves: Turbulência atmosférica. Estrutura coerente. Micrometeorologia. Transformada em Ondeleta

ABSTRACT

Fast response turbulent data measured in micrometeorological towers located at the Caxiuanã Reserve, PA, (54m height), the Rebio-Jaru, RO, (60m height) and the Fazenda Nossa Senhora, RO, (4,04m height) have been analysed. A comparative study of coherent structures detection above experimental sites with distinct roughness surface conditions, forest and pasture, has been performed. The wavelet of Morlet has been used to identify the occurrence scale of coherent structures in temperature series data. Mean time and space scales of the coherent structures above two surfaces with different surface roughnesses have been compared: for Caxiuanã and Fazenda Nossa Senhora experimental sites. Atmospheric stability parameters have been calculated to provide information to study the variability of coherent structures and its relationship with atmospheric stability conditions. For the Rebio-Jaru experimental site, the inflexional point height concerning the mean wind velocity vertical profile above and inside the forest canopy has been determined, too. Finally, to better understand the earlier findings regarding turbulent mixing coherent structures characteristics, correlation coefficients between the vertical velocity and temperature time series have been calculated: a) for the measured data; b) for the wavelet coefficients on the time-scale of coherent structures occurrence. The results have shown clear differences between coherent structures occurrence scales above rough surfaces, as forestas, and smoother surfaces, as pastures. Above forest, under near neutral conditions, oscillation patterns with 80s time-scale are dominant, probably associated with “like rolls” structures. However, lesser was the inflexional point height of the wind profile, lesser was the coherent structures time-scale, probably as a consequence of the greater dissipation effect resulting of the impact action of the canopy physical structure upon the flow turbulent eddies. Further, correlation coefficients between the vertical velocity and the temperature calculated from the wavelet coefficients on the time-scale of coherent structures occurrence are clearly greater than the ones resulting of the measured data (all available time-scales). Overall, the results suggest that there are crucial changes in the turbulence structure of the flows above deforested regions comparatively with the ones above pristine forest in Amazonia.

Keywords: Atmospheric turbulence. Coherent structures. Micrometeorology. Wavelet

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 -Evolução diurna típica da camada limite atmosférica, sobre região continental, em resposta ao aquecimento e resfriamento radiativos. O tempo está indicado em horas locais (HL) e z_i e h denotam, respectivamente, a altura da camada limite convectiva e estável. . . 27
- Figura 2.2 -Concepção artística das Estruturas Coerentes no escoamento turbulento32
- Figura 2.3 -Esquema mostrando o ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento e a conseqüentemente a geração de 33 Estruturas Coerentes na forma de “rolos”.
- Figura 2.4 -Flutuações de temperatura, na qual se percebem Estruturas Coerentes na forma de rampa, obtidos no sítio experimental de Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 para um período de 30 min.35
- Figura 2.5 -Função correspondente à: parte real (esquerda), parte imaginária (direita) da Ondeleita de Morlet, considerando-se $K_\psi = 5$ 38
- Figura 2.6 -Transformada de Fourier da função de Morlet.39
- Figura 2.7 -Esquema mostrando a Baía de Caxiuanã e a localização da Estação Científica “Ferreira Penna”.41
- Figura 2.8 -Foto de torre micrometeorológica na Floresta Nacional de Caxiuanã. 43
- Figura 2.9 -Foto mostrando a torre de 60 m de altura construída na Reserva Florestal do Jarú e a vegetação circundante. 44
- Figura 2.10 -Vista geral do sítio na Fazenda Nossa Senhora ao fundo tem-se a torre micrometeorológica; à esquerda as estações de controle (containers); e a direita, o balão cativo.45
- Figura 2.11 -Esquema mostrando a torre micrometeorológica de Caxiuanã instrumentada no início de 2005. 47
- Figura 2.12 -Instrumentação instalada na torre da Reserva Florestal do Jarú, Rondônia. 49
- Figura 2.13 -Falhas nos registros de dados encontrados nas flutuações de temperatura em Caxiuanã no dia 308 juliano as 6 horas da manhã..... 51

Figura 2.14 -Picos nos registros de dados encontrados nas flutuações de temperatura em Caxiuanã no dia 305 juliano as 16 horas.....	53
Figura 2.15 -vales nos registros de dados encontrados nas flutuações de umidade em Caxiuanã no dia 310 juliano as 16 horas, ano de 2006.....	54
Figura 2.16 -Influência das oscilações de mesoescala encontrados nas flutuações de temperatura na FNS no dia 43 juliano do ano de 2000 as 4 horas da manhã.....	56
Figura 2.17 -Valores da variância dos coeficientes da ondeleta em função da escala, para a temperatura em Caxiuanã.	56
Figura 3.1 -Valores médios horários da escala temporal das ECs para dados de temperatura, registrados nos dias juliano 41 do ano de 2000, para a FNS, e 305 do ano de 2006, para Caxiuanã, durante os períodos: (a) noturno; (b) diurno.....	60
Figura 3.2 -Flutuações de temperatura típicas para o período noturno, obtidos nos sítios experimentais de: a) Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 e b) FNS, no dia Juliano 42 do ano de 2000 para períodos de 30 min.....	62
Figura 3.3 -Flutuações de temperatura típicas para o período diurno, obtidos nos sítios experimentais de: a) Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 e b) FNS, no dia Juliano 42 do ano de 2000 para períodos de 30 min.....	62
Figura 3.4.a -Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para Caxiuanã correspondente ao horário das 0430 horas do dia juliano 305.....	64
Figura 3.4.b -Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para FNS correspondente ao horário das 0330 horas do dia juliano 042.	64
Figura 3.4.c -Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para Caxiuanã correspondente ao horário das 1100 horas do dia juliano 305.....	65
Figura 3.4.d -Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para FNS correspondente ao horário das 1300 horas do dia juliano 042..	65
Figura 3.5 -Variação horária nas escalas temporais das ECs na Rebio Jarú, Rondônia, ao longo de cada uma das 24:00 HL do dia juliano 44, do ano de 1999.....	69
Figura 3.6 - Variação da altura média do ponto de inflexão ao longo de cada uma das 24:00 HL do dia, para cada uma das classes de cobertura do céu: claro, parcialmente nublado e nublado.	70

Figura 3.7 -Valores médios horários para a Flona de Caxiuanã de: escala espacial da ECs; escala temporal da ECs e velocidade média do vento a 54 m: (a) diurno; (b) noturno.....	74
Figura 3.8 -Valores médios horários para a FNS de: espacial da ECs; escala temporal da ECs e velocidade média do vento a 4 m de altura: (a) diurno; (b) noturno.....	75
Figura 3.9 -Evolução horária do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ξ para Caxiuanã e a FNS.....	79
Figura 3.10 -Evolução média horária do coeficiente de correlação r_{wT} acima de dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Fazenda Nossa Senhora e Caxiuanã.....	81
Figura 3.11 -Variação do coeficiente de correlação, r_{wT} , em função do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ξ para os dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: a) Caxiuanã e b) Fazenda Nossa Senhora.....	82
Figura 3.12 -Variação do coeficiente de correlação r_{wT} em função de ξ para dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Caxiuanã e FNS. Cada ponto corresponde a um valor médio de r_{wT} dentro de faixas de ξ de tamanho 0,25.....	83
Figura 3.13 -Evolução horária do módulo do coeficiente de correlação r_{wu} para os dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Fazenda Nossa Senhora e Caxiuanã.....	86
Figura 3.14 -Variação do módulo do coeficiente de correlação, r_{wu} , em função do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ξ para dois sítios experimentais com rugosidade diferentes: a) Caxiuanã e b) Fazenda Nossa Senhora.....	87
Figura 3.15 -Variação do coeficiente de correlação r_{wu} em função de ξ para dois sítios experimentais com rugosidade diferentes: Caxiuanã e FNS. Cada ponto corresponde a um valor médio de r_{wu} dentro de faixas de ξ de tamanho 0,25.....	88
Figura 3.16 -Coeficiente de correlação r_{wT} calculados na escala de ocorrência das ECs e a partir do sinal bruto, com dados da Flona de Caxiuanã.....	90
Figura 3.17 -Coeficiente de correlação r_{wT} calculado: na escala de ocorrência das ECs a partir do sinal bruto, na FNS.....	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- Listas de medidas, instrumentos e alturas das medidas das estações automáticas e a instrumentação para cálculos de fluxos turbulentos instalados FNS.....	50
Tabela 2.2- Dias, horas e local dos dados em que foram detectados problemas....	51

LISTA DE SIGLAS

CLA - Camada Limite Atmosférica

CLN - Camada Limite Noturna

CLS - Camada Limite Superficial

ECFPn - Estação Científica Ferreira Penna

ECs - Estruturas Coerentes

ECT - Energia Cinética Turbulenta

FNS - Fazenda Nossa Senhora

IBAMA - Instituto Brasileiro de Meio Ambiente

MPEG - Museu Paraense Emílio Goeldi

TF - Transformada de Fourier

TO - Transformada em Ondeletas

TSMO - Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

LISTA DE SÍMBOLOS

- d - Altura do deslocamento do plano-zero;
- e - Energia cinética turbulenta;
- f - Freqüência;
- g - Aceleração da gravidade;
- k - Constante de Von Karman;
- k_1 - Número de onda;
- L - Comprimento de Monin e Obukhov;
- p - Pressão;
- R_i - Número de Richardson;
- R_{ic} - Número de Richardson crítico;
- T_v - Temperatura Virtual;
- T_* - Escala de temperatura para a CLS;
- T_0 - Temperatura absoluta média do ar
- u - Componente longitudinal de velocidade do vento;
- u_* - Velocidade de fricção;
- v - Componente transversal de velocidade do vento;
- w - Componente vertical de velocidade do vento;
- z - Altura de medida;
- z_i - Altura da Camada de Mistura;
- z_0 - Comprimento de rugosidade;
- z_* - Altura da subcamada de transição;
- ε - Taxa de dissipação de energia cinética turbulenta;
- ζ - Parâmetro de estabilidade;
- ρ - Densidade absoluta;
- C_p - Calor específico do ar a pressão constante;
- τ - Fluxo turbulento de momentum;
- U - Velocidade média do vento;
- H - Fluxo de calor sensível;
- σ - Desvio padrão;

$\Psi(t)$ - Função ondeleta;

a - Escala;

b - Posição;

$W_{\Psi} f$ - Coeficiente de ondeleta

1 INTRODUÇÃO

O estudo da turbulência na camada limite atmosférica tem avançado bastante nas décadas mais recentes graças aos avanços tecnológicos que, dentre outras coisas, permitiram: o desenvolvimento de equipamentos de resposta rápida na amostragem das variáveis meteorológicas; aprimoramentos nos processos de armazenagem, tratamento e análise dos dados observados. Esses fatores certamente têm favorecido a realização de experimentos.

Até os dias de hoje, o conhecimento que se tem sobre o escoamento turbulento na atmosfera ainda se dirige principalmente aos casos de terrenos planos e uniformes, para os quais as hipóteses de similaridade têm sido bem sucedidas em representar os fenômenos físicos, mediante relações universais (MONIN; YAGLOM, 1971). Os resultados dos experimentos de Kansas (BUSINGER *et al.*, 1971; KAIMAL *et al.* 1972; KAIMAL; WYNGAARD, 1990) e Minnesota (KAIMAL *et al.*, 1976), tornaram-se referências para diversos tipos de modelos numéricos que levam a cabo trocas turbulentas na camada limite e o experimento CASES-99, voltado para o estudo da camada limite noturna, tem-se tornado uma referência para os pesquisadores da camada limite estável. É necessário, para um bom entendimento do trabalho aqui exposto, que se comente um pouco mais a respeito de camada limite, e isso será feito brevemente a seguir.

Camada limite é a camada de um escoamento, líquido ou gasoso, que, apresenta significativas trocas de momentum, calor e massa devido ao contato direto com uma superfície material. Próximo à interface escoamento-superfície, variações mais intensas das propriedades do escoamento ocorrem devido a essas trocas, que, no caso da energia, por exemplo, decorrem do atrito provocado pela rugosidade da superfície, além de efeitos de flutuabilidade (ARYA, 1988).

A parte inferior da Troposfera que está em contato direto com a superfície terrestre é a chamada camada limite atmosférica (CLA). As interações que ocorrem nessa interface têm escalas temporais que variam de uma hora a centésimos de segundo. A altura da CLA varia de dezenas de metros até quilômetros de altura e depende da taxa de aquecimento ou resfriamento da superfície, da intensidade do

vento, das características topográficas, da rugosidade da superfície, da advecção horizontal de umidade e calor, entre outros fatores (TENNEKES; LUMLEY, 1972; STULL, 1988).

A parte mais baixa da CLA é conhecida como Camada Limite Superficial (CLS) e tem aproximadamente um décimo da altura da primeira. Grandes variações com a altura de temperatura, umidade, cisalhamento do vento, etc, fazem com que as trocas turbulentas mais intensas de momentum, calor e umidade também aconteçam nessa camada (ARYA,1988).

Conhecendo um pouco mais a respeito de camada limite se pode retornar à discussão sobre escoamentos turbulentos. Sabe-se que a partir da década de 70, o estudo de escoamentos sobre florestas ganhou muito ímpeto (FINNINGAN, 2000; THOM, 1975; GARRATT, 1983) e graças a trabalhos como os de Shuttleworth *et al.* (1985) e Fitzjarrald *et al.*, (1990), por exemplo, foi possível compreender um pouco mais a respeito do complexo escoamento turbulento acima de florestas. Mais recentemente, vários experimentos sobre terrenos complexos também vêm se tornando cada vez mais comuns (BOLZAN, 1998; MARQUES FILHO, 1999; TURNER *et al.*, 1994), e há importantes razões que levaram a isso, como por exemplo, inúmeras situações físicas, que podem ser de interesse prático, dão-se sob condições em que o escoamento não pode ser considerado homogêneo, tal qual para terrenos planos e uniformes. Faz-se, pois, imprescindível conhecer o comportamento da turbulência sob tais condições a fim de tornar mais realística a modelagem física do problema.

Os escoamentos turbulentos em regiões próximas a superfícies vegetadas, tais como florestas, têm muitos de seus aspectos ainda desconhecidos (FINNINGAN, 2000). Embora muito já tenha sido pesquisado, algumas das características da turbulência, como a sua organização em estruturas coerentes (ECs), ainda são objeto de investigação (BOLZAN, 2000; COLLINEAU; BRUNET, 1993; HOGSTRON; BERGSTRON, 1996; GAO; LI, 1993; KRUSCHE, 1997). Sabe-se hoje, graças aos estudos de vários autores, que uma grande fração dos fluxos de escalares e de momentum acima de superfícies rugosas, tais como florestas, associam-se à ocorrência das ECs (MAHRT, GIBSON,1992; RAUPACH *et al.*, 1986;

NICKELS; MARUSIC, 2001; SÁ *et al.*, 1998). No tocante à Floresta Amazônica, poucos estudos procuraram compreender as características das ECs acima da vegetação, e comparar resultados obtidos em distintos sítios experimentais. Tal compreensão é importante para uma parametrização mais realista dos processos de troca próximo ao dossel e sua representação em modelos numéricos que simulem o escoamento na CLA amazônica, e se reveste de importância particular no cenário atual de mudanças climáticas globais, problema ambiental que tem se intensificado nas últimas décadas e que pode ter relação com o desmatamento da Amazônia. É importante entender como distintas superfícies existentes nas regiões desmatadas ou cobertas por florestas podem interferir na estrutura da turbulência atmosférica e conseqüentemente nas características das ECs e das trocas entre a vegetação e a atmosfera.

O objetivo geral desse trabalho consistiu em examinar as diferenças que irão surgir na estrutura da turbulência devido à mudança na estabilidade (dia e noite), e sob diferentes condições de rugosidade superficial (floresta e pastagem). Para tanto foram investigadas as características da turbulência na CLS de Caxiuanã – PA, Rebio-Jarú - RO, Fazenda Nossa Senhora - RO. Foram utilizados dados das três componentes da velocidade do vento além dos dados de temperatura objetivando analisar prováveis diferenças na manifestação das ECs, dentre as quais destacam-se: escala temporal e espacial de ocorrência das ECs sob diferentes condições de estabilidade atmosférica, coeficiente de correlação na escala de ocorrência das ECs. Além disso, sabe-se que próximo a copas florestais ocorre um forte cisalhamento vertical do vento proporcionando o aparecimento de um nítido ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento (RAUPACH , 1996; BRUNET, IRVINE , 2000). Sendo assim foi investigado a influência da existência deste ponto de inflexão na variabilidade das escalas de ocorrência das ECs acima de floresta.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 ELEMENTOS TEÓRICOS

Antes de adentrar os conceitos micrometeorológicos, os quais são fundamentais para o entendimento deste trabalho, é importante compreender a motivação desta pesquisa. Isto será feito brevemente a seguir.

2.1.1 algumas conseqüências das mudanças da cobertura do solo que a Amazônia vem sofrendo

A Amazônia brasileira tem um potencial econômico fundamentalmente baseado na riqueza da sua base de recursos naturais. Um grande dilema coloca-se para o governo que não pode deixar de tirar proveito deste potencial sem, por outro lado, conhecê-lo em sua plenitude. A Ministra do Meio Ambiente, em seu discurso de posse, expressa parte deste dilema sugerindo que a região é vista "... como território quase natural da expansão tradicional da grande economia e pouco como o depositário de uma excepcional biodiversidade e potencialidade de desenvolver-se a partir dela" (MARGULIS, 2003; relatório para o Banco Mundial). Na mesma direção ao discurso da ministra estão as instituições públicas e privadas que vêm experimentando, por meio de uma estratégia de parcerias, uma nova fase de articulação institucional (VIEIRA, 2005). Essas ações são movidas pelo objetivo comum da necessidade de um avanço rápido do conhecimento científico sobre a composição e a ecologia das espécies amazônicas. Essa estratégia, atrelada à complementaridade de competências e experiências institucionais, é uma resposta ao padrão atual das altas taxas de desmatamento e destruição de paisagens naturais, uma vez que o processo de mudança no uso da terra é sempre mais veloz do que o processo científico de descrição de novas espécies ou descobrimentos de compostos naturais para uso medicinal ou industrial

As mudanças no uso da terra na Amazônia, ao longo dos últimos 60 anos, vêm ocorrendo de forma acelerada, como evidenciado pelo rápido avanço do desmatamento. Enquanto Achard *et al.* (2002) estimaram uma perda florestal de 150 mil km² para toda América Latina entre 1990 e 1997, nesse mesmo período, somente para a Amazônia brasileira, o projeto Prodes-Monitoramento do desmatamento em formações florestais na Amazônia Legal- (Instituto nacional de Pesquisas Espaciais, 2004) mensurou em cerca de 100 mil km² de perda florestal. Dados deste projeto demonstram ainda que as taxas brutas de desmatamento, que atingiram 23 mil km² ano⁻¹ entre o biênio 2002-2003, vêm se acelerando através do último quinquênio em cerca de 13% ao ano.

As causas históricas e presentes do desmatamento na Amazônia são diversas e freqüentemente inter-relacionadas. Compreendem desde incentivos fiscais (MAHAR, 1988; SCHMINK; WOOD, 1992; MORAN, 1993) e políticas de colonização no passado (HECHT, 1985; HECHT; COCKBURN, 1990; SCHMINK; WOOD, 1992; ANDERSEN; REIS, 1997; LAURANCE, 1999), as quais desencadearam uma forte migração para Amazônia como válvula de escape para os problemas sociais de outras regiões (SKOLE *et al.*, 1994).

Adicionado a este fator tem-se recorrentes conflitos fundiários motivados pela ausência de titularidade da terra e pela pressão da reforma agrária (FEARNSIDE, 1985 e 2001; SOARES-FILHO *et al.*, 2004); até o recente cenário macroeconômico (MARGULIS, 2002), envolvendo o avanço da exploração madeireira (NEPSTAD *et al.*, 2001), da pecuária (MERTENS *et al.*, 2002; KAIMOWITZ *et al.*, 2004) e o *boom* do agronegócio, notadamente a expansão das culturas de soja sobre áreas de pastagens (ALENCAR *et al.*, 2004a). Investimentos em infra-estrutura, sobretudo a abertura de estradas e pavimentação (NEPSTAD *et al.*, 2001; LAURANCE *et al.*, 2001), completam esse quadro, posto que promovem a viabilidade econômica da agricultura e da exploração madeireira na Amazônia central, com conseqüente valorização de suas terras.

A previsão de asfaltamento de rodovias através da região (NEPSTAD *et al.*, 2001) estimulará ainda mais a expansão da fronteira agrícola e da exploração madeireira, podendo acarretar uma colossal conversão de florestas em pastagens e

áreas agrícolas, e conseqüentemente, profunda perda do patrimônio genético de vários ecossistemas da Amazônia – ainda pouco conhecido –, e redução regional das chuvas (SILVA DIAS *et al.*, 2002), com resultante aumento da flamabilidade de suas paisagens (NEPSTAD *et al.*, 1999) e extensiva savanização (NOBRE *et al.*, 1996). Somam-se a isso as contribuições dessas mudanças para o aquecimento global, posto que o desmatamento representa hoje cerca de 75% das emissões de CO₂ brasileiras (HOUGHTON *et al.*, 2000), e suas teleconexões climáticas – alterações no clima de outras regiões –, como a diminuição de chuvas no sudeste brasileiro (FEARNSIDE, 2003) e o agravamento do período de estiagem no meio oeste americano (AVISSAR; WERTH, 2002).

Por conseguinte, essas grandes mudanças na cobertura florestal têm importantes implicações quanto à perda de biodiversidade e outros serviços ambientais, emissão de gases que contribuem para o efeito estufa e à prosperidade da sociedade amazônica a longo prazo. Além disso, o desmatamento altera o balanço de energia à superfície, modifica as condições de rugosidade do solo, altera o ciclo hidrológico e modifica o ciclo biogeoquímico (SILVA DIAS *et al.*, 2002). Nessa perspectiva, um importante desafio para a comunidade científica consiste em entender como a substituição de florestas por pastagens, modificando as condições de rugosidade superficial, irá influenciar no balanço de energia a superfície, para o que, o conhecimento da estrutura da turbulência tem muita relevância. Sabe-se que uma grande fração dos fluxos turbulentos acima de superfícies rugosas é gerada durante a ocorrência das ECs. Portanto entender a influência das mudanças na cobertura do solo (substituição de florestas por pastagem por exemplo) é fundamental para uma parametrização mais realista dos processos de troca próximo ao dossel de florestas (como no caso de Caxiuanã) ou próximo a superfícies desmatadas (como é o caso da FNS) que vão determinar a intensidade dos fluxos turbulentos. Com isso será possível aprimorar parametrizações em modelos numéricos que simulem o escoamento na CLA amazônica com maior precisão.

2.1.2 A Turbulência Atmosférica

O escoamento turbulento compreende vórtices de diversos tamanhos imbricadas uns aos outros: rodamosinhos de folhas secas e areia são manifestações de vórtices “alimentados” por outros de maior tamanho em um intervalo de escalas que vai desde alguns milímetros até vórtices da escala da altura da camada limite atmosférica. Ressalta-se que há uma escala de comprimento mínima para a turbulência por conta da dissipação provocada pela viscosidade molecular (STULL, 1988). O termo “vórtice”, usado aqui, refere-se a vários tipos de estruturas turbulentas presentes no escoamento, associadas ao campo de velocidade do vento ou ao campo de escalares.

A turbulência em um escoamento manifesta-se por meio de flutuações quase aleatórias na velocidade do vento, temperatura e grandezas escalares, possuindo grande eficiência no transporte e difusão destas, até várias ordens de grandeza superiores à difusão molecular (TENNEKES; LUMLEY, 1972; STULL, 1988). A natureza dessas flutuações dificulta enormemente uma descrição determinística do escoamento turbulento tornando conveniente um tratamento estatístico para a sua compreensão (MONIN; YAGLOM, 1971; ARYA, 1988; STULL, 1988). Segundo Arya (1988), em escoamentos com elevado número de Reynolds toda energia cinética turbulenta (ECT) é fornecida aos vórtices nas maiores escalas turbulentas (da ordem de 10^3 m) e então dissipada pelos vórtices nas menores escalas (da ordem de 10^{-3} m). A transferência dessa energia ocorre, possivelmente, por meio de um processo de cascata envolvendo todas as escalas intermediárias. Essa idéia foi proposta por Richardson em 1922 (MONIN; YAGLOM, 1971), e desenvolvida por Kolmogorov em suas hipóteses sobre a turbulência desenvolvida e ainda é objeto de muita discussão (LUMLEY, 1992; NELKIN, 1992; FRISCH, 1995). Segundo tais hipóteses vórtices maiores colapsam em vórtices menores sucessivamente até atingirem as menores escalas, onde esses são destruídos pelas forças viscosas. Tal cenário sugere que esses vórtices menores não estão diretamente ligados aos processos geradores de ECT nas maiores escalas (flutuabilidade térmica e cisalhamento vertical da velocidade do vento), permitindo que as escalas intermediárias dessa cascata de energia tenham atributos universais

a todos os escoamentos turbulentos. Essa idéia foi postulada inicialmente por Kolmogorov em 1941 a partir de proposições baseadas em análises dimensionais (TENNEKES; LUMLEY, 1972; NELKIN, 1992).

2.1.3 Energia cinética turbulenta

A ECT é uma das mais importantes grandezas da micrometeorologia, pois proporciona uma medida da intensidade da turbulência. Está diretamente associada ao transporte de momentum, calor e umidade na camada limite atmosférica (CLA). A ECT também pode ser usada como uma referência para aproximações de difusão turbulenta na CLA

A ECT é definida como:

$$e = \frac{u_i^2}{2} = \frac{u'^2 + v'^2 + w'^2}{2} \quad (2.1)$$

Onde: e é a energia cinética turbulenta;

u_i corresponde as componentes da velocidade do vento

Na CLS a medida dos termos que contribuem para o balanço da ECT fornece subsídios para a compreensão da sua geração e destruição. Além disso a parametrização dos mesmos em função de outras grandezas mais facilmente mensuráveis é muito útil na modelagem dos processos da CLA. Na equação 2.2 vê-se uma forma genérica da equação do balanço de ECT (ARYA, 1988):

$$\frac{d(ECT)}{dt} = B + S + Tr + P - D \quad (2.2)$$

Onde B é a produção (ou destruição) de ECT pela flutuabilidade, S é a produção por cisalhamento do vento, Tr é o transporte de ECT de (ou para) uma

região à outra, P é o termo devido às flutuações de pressão e D é a dissipação provocada pela viscosidade molecular.

A equação do balanço de ECT pode ser escrita considerando-se um sistema de coordenadas alinhado com o vento médio, assumindo-se homogeneidade horizontal e desprezando-se a subsidência (WYNGAARD; COTÉ, 1971; STULL, 1988):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'})}_{\text{II}} - \underbrace{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{\text{III}} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{w'e})}{\partial z}}_{\text{IV}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{w'P'})}{\partial z}}_{\text{V}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{VI}} \quad (2.3)$$

onde os termos representam:

- I) Variação temporal de \bar{e} (sob condições estacionárias este termo se anula);
- II) Produção/Destruição por flutuabilidade. Expressa o trabalho efetuado pelas forças de flutuabilidade;
- III) Produção mecânica de \bar{e} devido a interação da tensão de Reynolds com o gradiente vertical do vento médio;
- IV) Transporte turbulento de \bar{e} ;
- V) Termo de correlação de pressão. Exprime a transferência de energia de um ponto a outro do espaço por causa das flutuações de pressão;
- VI) Dissipação de \bar{e} . É a taxa de conversão de energia turbulenta em calor.

Na equação 2.3 o primeiro termo à direita do sinal de igualdade representa a produção de ECT pela flutuabilidade; o próximo termo é referente à produção mecânica de ECT devido ao cisalhamento vertical do vento; o terceiro termo é o transporte vertical de ECT; o quarto termo é o de correlação de pressão, exprimindo a transferência vertical de energia devido às flutuações de pressão e o

último é a taxa de conversão da ECT em calor. Os termos 1 e 2 são importantes na região de baixa frequência do espectro turbulento em que se localiza a região de produção de ECT; e é nesta banda de frequência que se espera a ocorrência das ECs no escoamento turbulento, o termo 5 é importante apenas na região de alta frequência, onde acontece a dissipação da ECT. Há ainda controvérsia sobre a região do espectro em que os demais termos são importantes, mas é provável que os termos de pressão desempenhem um papel importante em regiões intermediárias, redistribuindo as flutuações e gerando isotropia nas mesmas (STULL, 1988).

2.1.4 Estabilidade na atmosférica

Os fatores determinantes das modificações na estrutura da camada limite estão principalmente associados às transferências de momentum e calor sensível e são determinados quantitativamente pelo balanço da ECT, cuja importância relativa dos termos varia consideravelmente do dia para noite, o que se reflete no sentido e intensidade no fluxo de calor sensível, por exemplo. Dependendo da predominância dos termos mecânicos e do sentido do fluxo de calor sensível, podem ser caracterizados vários regimes de estabilidade na CLA. São eles: instáveis, estáveis e neutros.

A CLA instável ou camada limite convectiva é definida como aquela parte da atmosfera mais diretamente influenciada pelo aquecimento solar sobre a superfície da terra (KAIMAL et al., 1976). A camada limite diurna é frequentemente limitada superiormente por uma inversão bem definida, que aumenta no decorrer da manhã, em resposta ao crescimento de atividade convectiva. Na CLA instável o fluxo de calor sensível dirige-se da superfície para a atmosfera. Três subcamadas podem ser identificadas na camada limite convectiva (DRIEDONKS; TENNEKES, 1984): a camada superficial em contato com a superfície (5 a 10% da CLA), a

camada de mistura em seguida (35 a 80% da CLA) e a zona de entranhamento no topo da CLA (10 a 60% da CLA).

Em contraste, a CLA estratificada estavelmente ocorre principalmente (não exclusivamente) à noite quando o balanço de radiação é dominado pelos termos de onda longa. Quando esse balanço é negativo há resfriamento da superfície por emissão de radiação de onda longa para o espaço. É quando o fluxo de calor sensível dirige-se da atmosfera para a superfície, como pode ser vista na figura 2.1.

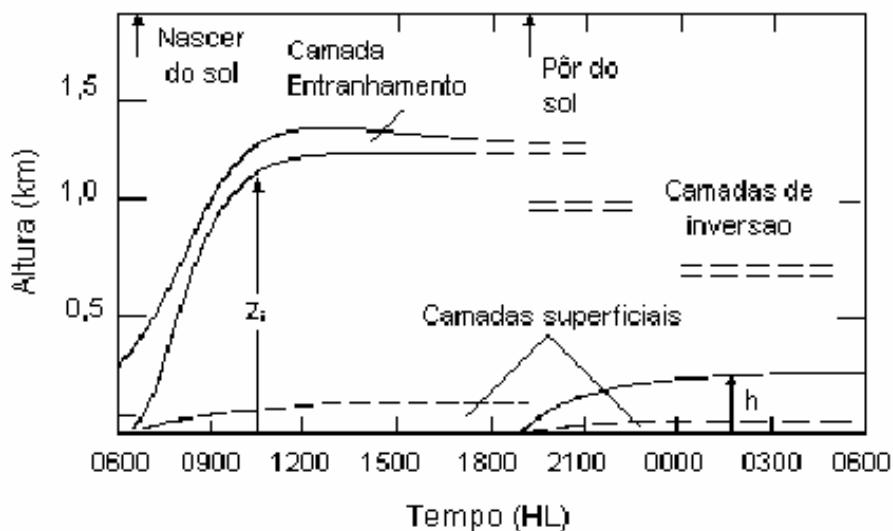


Figura 2.1. Evolução diurna típica da camada limite atmosférica, sobre região continental, em resposta ao aquecimento e resfriamento radiativos. O tempo está indicado em horas locais (HL) e z_i e h denotam, respectivamente, a altura da camada limite convectiva e estável.

Fonte: Adaptada de Kaimal e Finnigan, (1994).

A CLA instável é caracterizada por uma camada superadiabática perto da superfície e a CLA estável pela presença de uma inversão junto à superfície.

A estabilidade estática da atmosfera pode ser qualitativamente dividida em três categorias (ARYA,1988):

- Instável, quando: $s < 0$, $\partial\theta_v / \partial z < 0$, ou $\partial T_v / \partial z < -\Gamma$

- Estável, quando: $s > 0$, $\partial\theta_v / \partial z > 0$, ou $\partial T_v / \partial z > -\Gamma$
- Neutra, quando: $s = 0$, $\partial\theta_v / \partial z = 0$, ou $\partial T_v / \partial z = -\Gamma$

Sendo Γ a taxa de variação vertical de temperatura média e s o parâmetro de estabilidade, dada por:

$$s = (g/T) (\partial\theta_v / \partial z) \quad (2.4)$$

A magnitude de s fornece uma medida quantitativa de estabilidade estática.

Além de critérios de estabilidade estática para caracterizar o estado da CLA, também existem outros dinâmicos, como por exemplo o número de Richardson e o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, este último foi usado neste trabalho, e por isso será detalhado melhor a seguir. Estes critérios são baseados em parâmetros adimensionais obtidos a partir da relação entre os termos de produção de ECT por flutuabilidade e por via mecânica.

2.1.4.1 A Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov

Baseada em evidências empíricas resultantes de experimentos de campo conduzidos sobre terrenos planos, a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) tem sido uma das mais bem sucedidas tentativas de representar os fenômenos da CLS mediante relações universais. As hipóteses de similaridade assumem que o escoamento é horizontalmente homogêneo, quase estacionário, e que os fluxos turbulentos de calor e momentum são constantes com a altura na CLS. De acordo com esta teoria, determinadas características da turbulência na CLS dependem apenas de g/T_0 , u_* , $H/\rho C_p$ e z (as quais têm papel determinante na equação do balanço de ECT). Seguindo-se o procedimento sistemático proposto por Buckingham em 1914 (STULL, 1988), é possível formar apenas um grupo adimensional com essas grandezas: $z/(u_*^3/gT \cdot H/\rho_{cp})$. Na expressão anterior u_*

chamado de velocidade de fricção é uma escala característica de velocidade turbulenta na CLS. Esta é equacionada da seguinte forma:

$$u_* = -\rho \overline{w' u'} \quad (2.5)$$

Onde, ρ é a densidade do ar, e o operador ($\overline{\quad}$) indica valor médio. Ele será calculado neste trabalho, através das flutuações das componentes horizontal, u , e vertical, w , da velocidade do vento.

Outros parâmetros importantes para caracterizar o regime de estabilidade na CLS são o comprimento de Obukhov (L) e o parâmetro de estabilidade de Monin e Obukhov $\zeta = z/L$ (MONIN; YAGLOM, 1971). Eles têm papel fundamental na TEORIA DA SIMILARIDADE UNIVERSAL para a camada limite superficial da atmosfera, formulada por Monin e Obukhov em 1954 (MONIN; YAGLOM, 1971). Esta recorre à utilização da análise dimensional para definir L , único parâmetro de comprimento dimensionalmente compatível com a combinação das grandezas g/T_0 , u_* , e $H/\rho C_p$

$$L = -\frac{u_*^3}{k \frac{g}{T_0} \frac{H}{\rho C_p}} \quad (2.6)$$

Onde, T_0 é a temperatura absoluta média do ar na altura z , H é o fluxo turbulento médio de calor sensível, C_p é o calor específico do ar a pressão constante e k é a constante de Von Kármán (esta, introduzida por conveniência).

Fisicamente a quantidade de L nos dá informações sobre até que altura os mecanismos de geração mecânica de turbulência desempenham papel importante, comparativamente aos térmicos. Assim, quando $z > |L|$ pode-se dizer que a convecção está sendo mantida termicamente (livre), enquanto que para $z < |L|$ a convecção está sendo forçada principalmente por processos mecânicos.

O parâmetro adimensional tradicionalmente escolhido para representar as grandezas g/T_0 , u^* , e $H/\rho C_p$, que satisfaz às condições do teorema π de Buckingham (Arya, 1988), é $\zeta = z/L$, conhecido por parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov. Seu valor é o mais largamente utilizado como medida de estabilidade nos estudos da CLS, uma vez que L é basicamente constante nessa camada (KAIMAL; FINNIGAN, 1994; BUSINGER, 1984) e sua estimativa depende de medidas de resposta rápida da turbulência em uma única altura. Além disso, necessita-se do cálculo de ζ para efeito de classificação da condição de estabilidade atmosférica. Esta informação será particularmente útil no estudo das características de variabilidade de ocorrência das ECs em função da estabilidade atmosférica.

Tomando por referência Sorbjan (1989), os diferentes regimes de estabilidade ficam, em primeira aproximação, definidos como:

Instável, para: $\zeta < -0,02$;

Neutro, para: $-0,02 < \zeta < 0,02$;

Estável, para: $\zeta > 0,02$.

Segundo Thom *et al.* (1975), para superfícies com elementos de rugosidade com altura considerável, como o caso de florestas, o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov deve assumir a seguinte forma:

$$\zeta = (z-d) / L \quad (2.7)$$

O valor de d , altura do deslocamento do plano-zero, é necessário no cálculo do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov. O mesmo é definido como o nível médio de absorção de momentum pela copa (RAUPACH; THOM 1981; STULL, 1988). Se os elementos rugosos individuais forem suficientemente altos, então a parte superior destes começa a agir como uma superfície deslocada, (por exemplo, a copa das árvores de uma floresta).

Sobre o valor de d , Kaimal e Finnigan (1994), sugeriram que o seu valor seja de $0,75h$ para uma grande variedade de coberturas vegetais, onde h é a altura média dos elementos de rugosidade. Esta parametrização foi utilizada para estimar o valor de d na presente investigação. Um fator que também terá que ser levado em

conta é o de as medidas turbulentas estarem sendo efetuadas dentro da chamada subcamada camada rugosa de transição (GARRATT, 1980, 1983).

A subcamada camada rugosa de transição existe imediatamente acima das copas e pode se estender a várias vezes a altura da mesma. Sua altura z^* indica o limite inferior do intervalo vertical de validade das funções universais que seguem a similaridade de Monin-Obukhov, o mesmo ocorrendo com os perfis logarítmicos. Garratt (1980), confirmou a existência de um limite inferior em $z = z^*$ para estas funções de Monin-Obukhov. O nível z^* corresponde ao topo da camada de transição, dentro da qual se assume que os perfis dependem adicionalmente de uma escala de comprimento Z_s , relacionada com a geração de esteira pela superfície. Observações dos perfis num intervalo de altura, $z^* < z \ll D$ (onde D é a altura da camada limite superficial, em que os fluxos turbulentos são essencialmente constantes com a altura), mostram que as características das grandezas turbulentas dependem de $(z-d)/L$. É nessa região que existem esteiras turbulentas provocadas pelos elementos de rugosidade, as quais deformam os perfis de velocidade média do vento e podem produzir também divergência (convergência) vertical dos fluxos turbulentos. Portanto, através da maior parte da camada de transição, pode-se assumir que as modificações do perfil são explicadas em termos de Z_s . a realização de medidas dentro dessa região acarreta naturalmente problemas adicionais ao cálculo de grandezas turbulenta médias, e a aplicação da Transformada em Onduleta (TO) aos dados de floresta poderá oferecer informações úteis sobre as escalas associadas às deformações típicas da camada de transição.

A tentativa de se aplicar o parâmetro de flutuabilidade de Monin-Obukhov próximo a copas florestais para encontrar relações universais tem encontrado alguns resultados favoráveis para diferentes grandezas micrometeorológicas (VISWANADHAM et al., 1987, SHAW et al., 1988; LECLERC et al., 1990; VISWANADHAM et al., 1991). Porém, como afirmaram Fitzjarrald et al. (1990), ainda há muito a ser estudado para que se formule o melhor parâmetro exprimindo a física do escoamento acima de coberturas vegetais (dentro da subcamada de transição gerada pela ação das esteiras turbulentas causadas pelos elementos de rugosidade). Além do problema das esteiras turbulentas (RAUPACH, 1979; GARRATT, 1980; RAUPACH et al., 1996) a existência de um ponto de inflexão no

perfil vertical da velocidade do vento médio acima da cobertura vegetal introduz novas dificuldades para a validade da TSMO em tais regiões (ROBINSON, 1991; RAUPACH *et al.*, 1996).

2.1.5 Estruturas Coerentes

Robinson (1991) definiu estrutura coerente como sendo uma região tri-dimensional do escoamento no qual pelo menos uma grandeza fundamental deste (componente da velocidade, densidade, temperatura, etc.) apresenta correlação significativa com ela própria ou com outra variável sobre um intervalo espacial e/ou temporal que é significativamente maior do que a menor das escalas locais do escoamento. A percepção da ocorrência das ECs no escoamento dos fluidos é muito antiga, uma vez que, já no século XVI, Leonardo da Vinci, através de alguns de seus desenhos detectou a existência das ECs, como pode ser visto na figura 2.2. Para que se possa entender um pouco mais a respeito das ECs pode-se seguir a linha conceitual de Prigogine, mencionado por Tennekes (1985), pela qual as ECs nos sistemas dinâmicos dissipativos funcionariam como fontes de ordem, ou de criação de informação nova. Segundo Prigogine, elas teriam um papel crucial no ainda mal conhecido processo de dissipação da energia turbulenta. Estas considerações acentuam a necessidade de se estudar mais o aspecto fenomenológico da turbulência e de se abordar com justificada reserva a aplicação da teoria estatística convencional.



Figura 2.2. Concepção artística das Estruturas Coerentes no escoamento turbulento segundo Leonardo da Vinci.

Fonte: Ecke, 2005.

Nas últimas três décadas, o conhecimento da estrutura da turbulência avançou a ponto de se reconhecer a importância de ECs na organização (produção e dissipação) da turbulência numa camada limite (ROBINSON, 1991; FARGE, 1992; RAUPACH et al., 1996; BOLZAN, 1999). Essas estruturas manifestam-se, intermitentemente, como grandes desvios da média em séries temporais de grandezas turbulentas e são reconhecidamente fundamentais na transferência de momentum e escalares entre a vegetação e a atmosfera (GAO; LI, 1993; HÖGSTRÖM; BERGSTRÖM, 1996).

É sabido que próximo às coberturas vegetais, tais estruturas parecem associar-se a um intenso cisalhamento da velocidade vertical do vento, criado pela ação da copa sobre o escoamento (GAO et al., 1989; BERGSTROM; HOGSTROM, 1989; PAW U et al., 1992), provavelmente através da chamada instabilidade do ponto de inflexão. Sob tais condições, estas estruturas, chamadas de “rolos”, apresentam eixo de simetria disposto horizontalmente em direção perpendicular àquela do vento dominante. A Figura 2.3 mostra um esquema de um possível surgimento de ECs na forma de “rolos” acima do dossel de uma floresta.

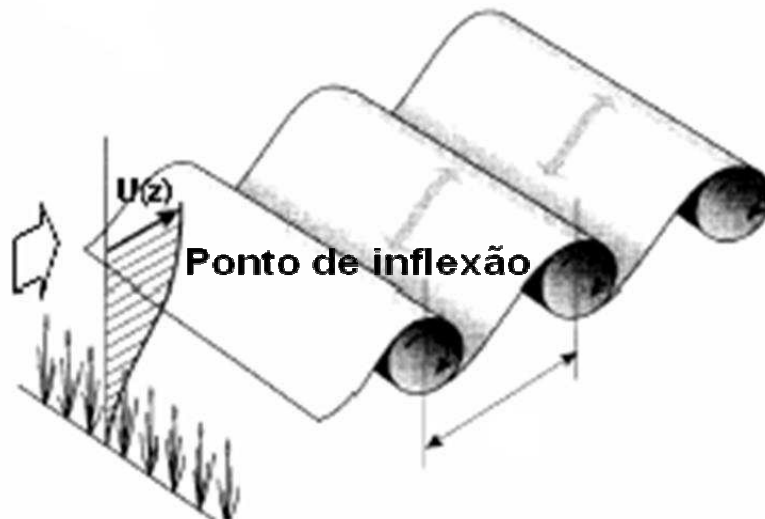


Figura 2.3. Esquema mostrando o ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento e a conseqüentemente a geração de Estruturas Coerentes na forma de “rolos”.
 Fonte: Robinson, 1991

Muitos esforços têm sido despendidos para compreender o mecanismo de transferência de *momentum* entre a atmosfera e coberturas vegetais nestas

condições (GAO *et al.*, 1989; PAW U *et al.*, 1992; KATUL *et al.*, 1997; CHEN *et al.*, 1997). Em anos recentes, tem sido intensamente estudadas as contribuições das ECs para o processo de transferência de momento, através de métodos tais como análise de quadrante (DUNCAN; SCHUEPP, 1992; CARAMORI *et al.*, 1994; KRUSCHE, 1997, BOLZAN, 1998) ou investigações probabilísticas (HUNT *et al.*, 1988; KEVLAHAN; VASSILICOS, 1994; FARGE *et al.*, 1996; GLEDZER *et al.*, 1996). Estes estudos mostraram que, tanto dentro como imediatamente acima do dossel, intrusões são mais eficientes do que ejeções para transferir momentum (Katul *et al.*, 1997).

Turner *et al.* (1994), analisando dados do escoamento sobre uma floresta, sob condições instáveis, identificaram ECs em frações ponderáveis dos sinais turbulentos que contribuíam para os fluxos de calor sensível (H) e fluxo de momentum (τ). Högström e Bergström (1996) identificaram estruturas responsáveis por mais de 90 % do fluxo de momentum sob condições de quase neutralidade, para diferentes sítios experimentais. Com a exceção de Lu e Fitzjarrald (1994), quase todos os autores estão de acordo em encontrar mais de 50% dos fluxos turbulentos associados às ECs. Raupach *et al.* (1996), investigando o escoamento sobre uma cobertura vegetal extensa e uniforme, sob condições de quase neutralidade, associaram os padrões de vórtices coerentes aos processos gerados por instabilidades hidrodinâmicas do tipo das que são encontradas em uma camada de mistura gerada por dois escoamentos paralelos adjacentes com velocidades diferentes. Segundo eles, a existência de um ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade do vento em tais escoamentos tem um papel decisivo na geração de instabilidades específicas, o que torna ainda mais complexo o escoamento em tais regiões. Pontos de inflexão no perfil de vento acima da floresta Amazônica foram investigados por Pachêco (2001) que constatou que a altura do ponto de inflexão varia durante o dia e que esta constitui um parâmetro de escala importante na obtenção de relações gerais para o perfil do vento acima e dentro do dossel.

Um aspecto interessante de ECs de grandezas escalares, são as formas de “rampas” associadas as mesmas, como pode ser vista através da Figura 2.4. Assim, Gao *et al.* (1989) utilizando sete anemômetros sônicos, obtiveram médias da estrutura organizada dentro e acima de floresta que correspondem a uma

configuração de “rampa” para o sinal de temperatura. Esta se estendeu desde um nível próximo ao chão até outro de aproximadamente duas vezes a altura da cobertura vegetal. Bergström e Hogström (1989) investigaram a estrutura organizada acima de uma floresta de pinheiros e mostraram que eventos do tipo “rampa” constituem a parcela maior dos fluxos turbulentos de momento. Estes resultados sugerem a necessidade da compreensão da própria estrutura organizada e as conseqüências da sua existência no cálculo de médias e oferecem subsídios para a explicação das modificações introduzidas na estrutura da turbulência na CLS em conseqüência do desmatamento na Amazônia, com a substituição da floresta por pastagem.

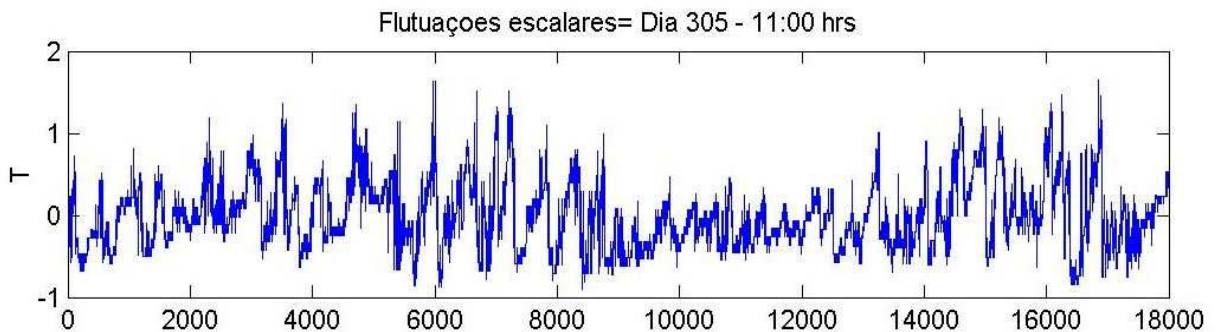


Figura 2.4. Flutuações de temperatura, na qual se percebem Estruturas Coerentes na forma de rampa, obtidos no sítio experimental de Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 para um período de 30 min.

A existência de ECs no escoamento turbulento prejudica a aplicabilidade da Hipótese de Taylor (STULL, 1988) e a existência dessas estruturas no escoamento pode comprometer a admissão da hipótese de ergodicidade (FARGE *et al.*, 1996). Diante deste quadro, os métodos tradicionais de estudo do sinal turbulento, predominantemente estatísticos, que admitem a estacionaridade deste, passam a ter sua aplicabilidade restringida (FARGE, 1992). Uma alternativa para a análise do sinal não-estacionário consiste na sua decomposição em tempo-escala, o que é proporcionado pela TO (*wavelets*), discutida na próxima seção. A TO, na medida em que, ao projetar o sinal em escalas, permite separar as estruturas organizadas das flutuações aleatórias no sinal, possibilita, um melhor conhecimento da dinâmica das ECs e uma medição mais adequada de suas contribuições relativas para o espectro de energia e para os fluxos turbulentos (FARGE, 1992; GAO; LI,

1993; BOLZAN, 2000), além de outras propriedades do escoamento turbulento (VON RANDOW *et al.*, 2002).

2.1.6 Transformada em Ondelela aplicada à análise da turbulência atmosférica

Nos anos 80, foi desenvolvida uma nova forma de decomposição de funções, baseada na teoria de grupos e representações quadráticas integráveis, denominada *transformada em ondeleta* ('wavelet transform'). A inovação revolucionária dessa transformada consiste em introduzir uma "janela variável" que pode dilatar-se ou comprimir-se, dependendo da escala de análise. Desde então, suas propriedades têm sido amplamente exploradas por inúmeros autores, tanto do ponto de vista teórico (por exemplo, DAUBECHIES, 1992), quanto de aplicações, entre outras, à turbulência atmosférica (FARGE, 1992; TURNER *et al.*, 1994; KRUSCHE, 1997; BOLZAN, 1998; entre outros). Embora esta técnica, isoladamente, não possa ser entendida como amostragem condicional, sua aplicação à turbulência atmosférica requer o uso de condições adicionais, de forma que a enquadrem nesta categoria, como já foi observado por Hagelberg e Gamege (1994).

Meneveau (1994) afirmou que a análise de TO contínua foi introduzida por Grossmann e Morlet, em 1984. Por outro lado, Farge (1992) relatou que sua origem é devida a Morlet, em 1980, que a propôs como aplicação à análise de dados sísmicos e então desenvolveu seu formalismo em conjunto com Grossmann.

A principal característica da transformada em ondeletas é o fato de ela ser local, pois tem suporte compacto e é bem definida em uma região do espaço, em oposição à transformada de Fourier (TF), que é global (definida em todo o espaço). Ela permite, portanto, a localização de singularidades cujas contribuições, na aplicação da TF, encontram-se distribuídas entre vários coeficientes. A TF só permite a reconstrução total do sinal original, enquanto a TO permite a reconstrução de partes (FARGE, 1992). Além disso, a TF não é útil na análise de sinais não estacionários, contrariamente a TO.

Matematicamente o termo ondeleta refere-se a uma família de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatações, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(2t)$, e translações, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t+1)$, de uma função geradora simples $\Psi(t)$, a ondeleta-mãe. Esta deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo de tempo real ou espaço $[L^2(\mathfrak{R})]$, isto é, deve apresentar energia finita. A imposição de que sua energia média seja zero, constitui a condição de admissibilidade da função (FARGE, 1992). A função ondeleta numa escala a e posição b é expressada por:

$$\Psi_{a,b}(t) = a^{-1/2} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (2.8)$$

onde, a e b são reais e $a > 0$. Note-se que a equação acima inclui o termo de normalização $a^{-1/2}$. A TO é definida por:

$$(W_{\Psi} f)(a, b) = \frac{1}{|a|^{1/2}} \int f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (2.9)$$

Onde, a função temporal $f(t)$ constitui a série de dados a ser analisada.

Existem dois tipos de funções ondeletas, a ondeleta contínua e a ondeleta discreta. Dentre as ondeletas discretas estão, a de Haar (GAO; LI, 1993), a de Meyer, (MAK, 1995) e a biortogonal (DAUBECHIES, 1992). A ondeleta contínua mais conhecida é a de Morlet, a qual sendo complexa, permite também a análise da fase e do módulo do sinal (FARGE, 1992), e foi esta última a utilizada neste trabalho. Por esse motivo, será necessário conhecê-la um pouco mais.

2.1.6.1. Transformada em Ondeleta de Morlet

A função de Morlet é uma ondeleta complexa, que fornece muitas informações sobre o sinal, tais como (FARGE, 1992; WENG; LAU, 1994; LAU; WENG, 1995):

- i) o módulo L^2 , mostra a densidade de energia;
- ii) a fase em cada instante;
- iii) a parte real dos coeficientes das ondeletas.

Além disso, a função de Morlet apresenta uma excelente resolução na frequência. Por esse motivo é que foi usada nesse trabalho.

A função ondeleta de Morlet tem a seguinte forma:

$$\Psi(t) = e^{iK_{\psi}t} e^{-(|t|^2/2)} \quad (2.10)$$

A figura 2.5 mostra gráficos desta função, para sua parte real e sua parte imaginária, para $K_{\psi} = 5$.

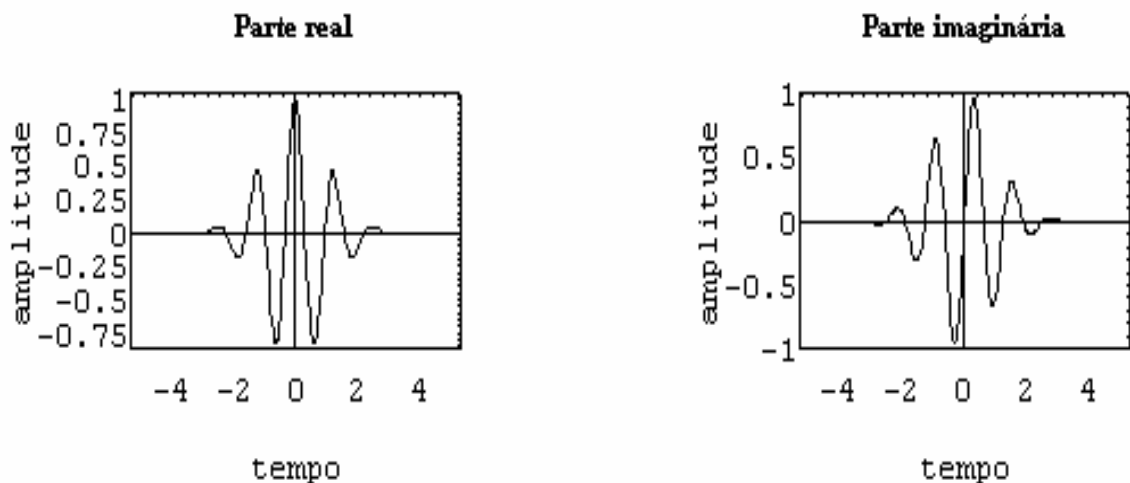


Figura 2.5. Função correspondente à: parte real (esquerda), parte imaginária (direita) da Ondeleta de Morlet, considerando-se $K_{\psi} = 5$.

Fonte: Bolzan, (1998)

A transformada de Fourier do sinal real da função de Morlet (Fig. 2.6) tem a seguinte forma:

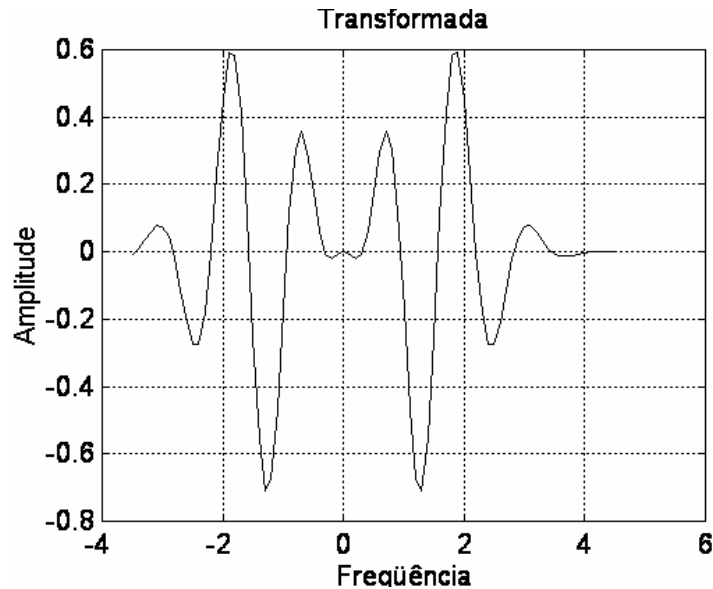


Figura. 2.6 - Transformada de Fourier da função de Morlet.
Fonte: Bolzan (1998).

2.2. DADOS EXPERIMENTAIS

Os sítios experimentais e os dados gerados e utilizados aqui foram obtidos no escopo do Projeto LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia - Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia), o qual é uma iniciativa de pesquisa internacional liderada pelo Brasil, cuja meta principal é gerar novos conhecimentos para entendimento dos funcionamentos climatológicos, ecológicos, biogeoquímicos e hidrológicos da Amazônia, o impacto das mudanças no uso da terra nesses funcionamentos e a interação entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global da Terra (SILVA DIAS *et al.*, 2001).

2.2.1 Sítios experimentais

Neste trabalho foram utilizados dados de resposta rápida das três componentes da velocidade do vento (u , v e w) além da temperatura medidos continuamente em torre micrometeorológica de 52 m de altura na Floresta Nacional de Caxiuanã-PA, 60 m de altura na Rebio-Jarú-RO e 4,04 m de altura na Fazenda Nossa Senhora-RO. A seguir serão discutidos aspectos relevantes para o trabalho de cada um dos sítios experimentais.

2.2.1.1. Caxiuanã

A Floresta Nacional de Caxiuanã está localizada no leste do Estado do Pará ($1^{\circ}42'30''S$, $51^{\circ}31'45''W$), no município de Melgaço, a aproximadamente 350 Km a oeste da cidade de Belém, como pode ser visto através da Figura 2.7. O local de amostragem se localiza na área da Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). A floresta é extensa (330000 ha) e na sua maior parte ainda intacta, classificando-se como floresta nacional desde meados de 1970, e constituindo-se de uma densa floresta com 90% de terra firme. A precipitação média anual no sítio é de aproximadamente 2000 mm (LISBOA E FERRAZ, 1999) e a altura média do dossel é de aproximadamente 35m. Mais de 660 espécies de árvores já foram identificadas dentro da reserva e aproximadamente um quarto das mesmas são consideradas raras. A torre usada para medidas de fluxo está situada em um grande platô, a aproximadamente 1 Km ao norte da ECFPn (Figura 2.8).

A Nordeste da estação há uma larga enseada que juntamente com a Baía de Caxiuanã parecem desempenhar um papel importante nos fenômenos meteorológicos aí observados (ANDREAE *et al.* 2002). Durante o ano a temperatura mínima atinge um valor aproximado de $23^{\circ}C$ e a temperatura máxima é levemente menor, durante o pico da estação úmida ($32^{\circ}C$), de Janeiro a Março, comparado com a estação seca ($34^{\circ}C$) de Outubro a Dezembro.

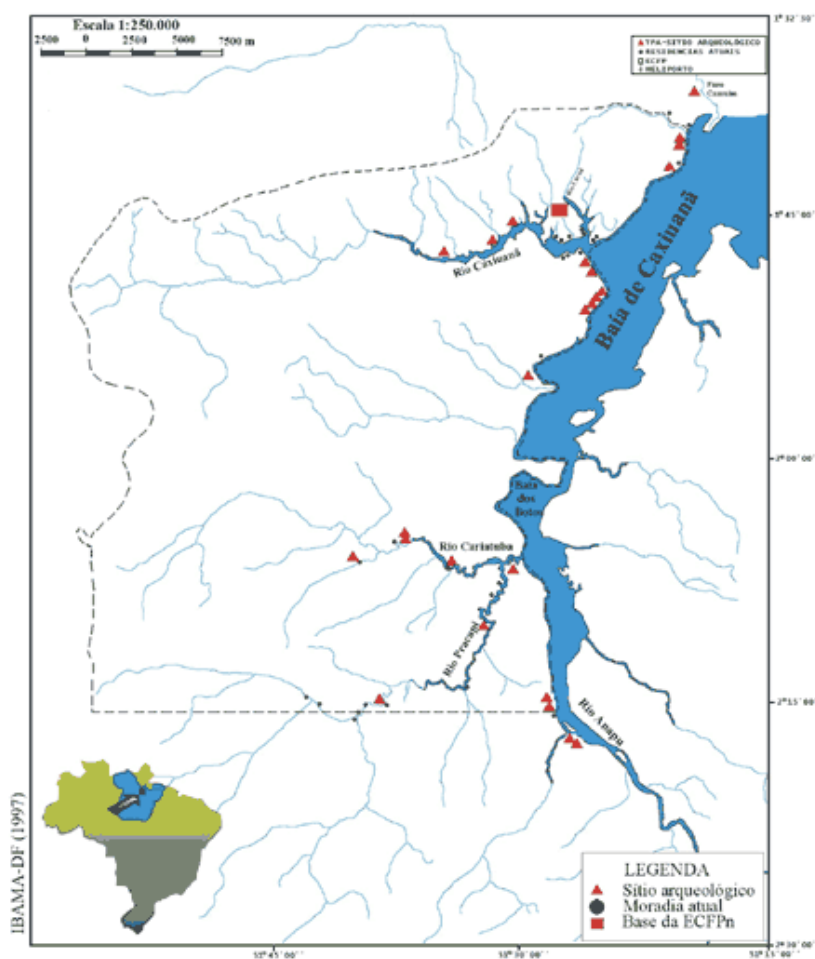


Figura 2.7. Esquema mostrando a Baía de Caxiuanã e a localização da Estação Científica “Ferreira Penna”.

Os dados utilizados neste trabalho fazem parte do experimento COBRA – Pará (Caxiuanã - Observações na Biosfera, Rio e Atmosfera do Pará; <http://www3.ufpa.br/cobra-para>), que foi realizado no período de 30 de outubro à 15 de novembro de 2006. O mesmo tinha como principais objetivos:

1. Estudar a estrutura da camada limite atmosférica na Flona de Caxiuanã e na Baía de Caxiuanã;
2. Entender o impacto da Circulação de Grande Escala sobre a Circulação local;

3. Avaliar o papel das circulações locais sobre as medidas noturnas de CO_2 na região compreendida entre a Flona de Caxiuanã e na Baía de Caxiuanã;
4. Entender o papel da brisa de rio na variabilidade dos fluxos de CO_2 , vapor d'água e calor;
5. Avaliar as causas determinantes das frentes da rajada, suas eventuais relações com o jatos de baixos níveis na estrutura da camada limite noturna e suas implicações nas trocas de CO_2 entre a floresta e a atmosfera; Utilizar métodos isotópicos para investigar a procedência do carbono nos eventos de troca floresta-atmosfera;
6. Estimar os fluxos turbulentos de escalares tanto em torre quanto acima da Baía de Caxiuanã através de métodos tais como: i) Método das covariâncias; ii) método de balanço da camada limite noturna ou método de armazenamento utilizando os perfis de temperatura potencial, umidade específica e CO_2 ; iii) Método Dissipativo - inercial acima da superfície líquida;
7. Efetuar estudos da estrutura da turbulência atmosférica na CLS e de sua variabilidade sob diversas condições de estabilidade e ocorrência de nuvens. Verificar a viabilidade e limitações da Teoria de Similaridade na quantificação dos fluxos de energia, momentum e vapor d'água, sendo neste objetivo que este trabalho se enquadra;
8. Efetuar derivação de coeficientes de transportes turbulentos associados com grandezas escalares.



Figura 2.8. Foto de torre micrometeorológica na Floresta Nacional de Caxiuanã

2.2.1.2. Reserva Florestal Rebio - Jarú

O estado de Rondônia, que integra a Amazônia Legal, possui uma área de aproximadamente 243.000 km². Neste, localizada a cerca de 105 km ao norte de Ji-Paraná, a sudoeste da Amazônia, encontra-se a Reserva florestal do Jarú (Rebio Jarú) no Município de Ji-Paraná. Aí se encontra uma floresta tropical em uma área de aproximadamente 268.150 hectares localizada entre 10⁰05'S e 10⁰19'S e 61⁰35'W e 61⁰57'W, com altitude variando de 100 a 150 metros acima do nível do mar. Culf *et al.* (1996) discutiram questões relacionadas às características de

radiação, temperatura e umidade acima da floresta nesta região. Segundo eles, no setor que vai no sentido horário de noroeste a sudeste, as condições de pista do sítio experimental são homogêneas ao longo de dezenas de quilômetros. No setor restante as condições de pista são menos favoráveis, sendo da ordem de 1 km. O Rio Machado fica cerca de 800 m ao sul da torre micrometeorológica, a qual foi mostrada na figura 2.9.

A Rebio Jarú é propriedade do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA), caracterizada por área de vegetação nativa de floresta tropical com uma altura média de 33 metros, com algumas espécies atingindo até 45 metros de altura (McWILLIAM et al., 1996). É uma reserva rica em palmeiras, classificada como *Floresta Ombrofila Aberta* (floresta tropical aberta). McWilliam et al. (1996) apresentam informações referentes a algumas das espécies de árvores encontradas na Reserva Rebio Jarú, tais como altura, diâmetro do tronco à altura do peito e comprimento da copa.



Figura. 2.9. Foto mostrando a torre de 60 m de altura construída na Reserva Florestal do Jarú e a vegetação circundante.

2.2.1.3 - Fazenda Nossa Senhora (FNS)

A Fazenda Nossa Senhora (FNS) está localizada em $10^{\circ} 46'S$ e $62^{\circ} 21'W$, a 267 m acima do nível médio do mar, próximo à cidade de Ouro Preto D'Oeste, aproximadamente a 50 Km de Ji-Paraná-RO. É uma área de pastagem na região amazônica, no município de Ouro Preto D'Oeste/Rondônia/Brasil. A floresta em Rondônia tem sido progressivamente desmatada durante os últimos 35 anos. A FNS teve seu primeiro desmatamento utilizando fogo em 1977, e desde 1991 tem uma vegetação considerada homogênea e de um gramado perene, como pode ser visto através da figura 2.10, (ANDREAE *et al.*, 2002), ou seja, é uma fazenda destinada à criação bovina, sendo esta paisagem predominante não só na FNS como também nas suas proximidades.



Figura. 2.10. Vista geral do sítio na Fazenda Nossa Senhora ao fundo tem-se a torre micrometeorológica; à esquerda as estações de controle (containers); e a direita, o balão cativo.

Nesse sítio, uma torre de 5 m foi erguida em 1991 e foi usada durante o experimento ABRACOS. No início de 1999, outra torre (8 m de altura) foi construída a 70 m de distância da original, em suporte as medidas do LBA. Um mastro de 4 m

de comprimento também foi erguido pra sustentar os instrumentos de fluxo. Detalhes da FNS são mostrados por McWilliam et al. (1996).

A FNS não sofre grandes influências do mar ou de topografia, e a temperatura media é quase constante durante todo o ano. Entretanto, frentes frias, provenientes do sul do Brasil algumas vezes, durante o outono/inverno do hemisfério sul, causando um evento conhecido como “friagem”, que causa diminuição da temperatura e umidade da atmosfera ambiente. Embora o clima predominante seja equatorial quente e úmido, a precipitação varia fortemente com as estações. No verão há um período de maior precipitação, com um total de 200 mm. Em contrapartida, durante a estação seca de junho a agosto, é comum observar várias semanas sem chuva.

2.2.2. Caracterização dos instrumentos e dados

2.2.2.1. Floresta Nacional de Caxiuanã

Como já mencionado, os dados utilizados neste trabalho fazem parte do Experimento COBRA-PARA, que foi realizado no período de 30 de outubro à 15 de novembro de 2006. No entanto, apenas quatro dias de dados foram escolhidos para serem analisadas, sendo eles os dias julianos 305, 306, 307 e 308, estes dias foram escolhidos pois apresentaram menos falhas, tanto relacionados a fenômenos meteorológicos quanto a problemas de instrumentação. Os instrumentos de resposta rápida operavam a uma frequência de amostragem de 10 Hz. Os mesmos mediam as três componentes do vento e temperatura (anemômetro sônico Gill, modelo R3), além da concentração de CO₂ e vapor d’água (sensor LICOR, modelo LI 7500). Além do sônico e do LICOR, havia também, quatro anemômetros de copo, instalados a alturas diferentes ao longo da torre: 20,6 m, 40,8 m, 48,1 m e 52,8 m. Sendo que apenas um deles, o de menor altura, encontrava-se abaixo do dossel da floresta. O anemômetro sônico, por sua vez, estava a uma altura de 54 m acima do

solo. A seguir serão mostrada a figura 2.11 que representa um esquema dos instrumentos montados na torre e suas respectivas alturas.

Torre Micrometeorológica da Floresta Nacional de Caxiuanã

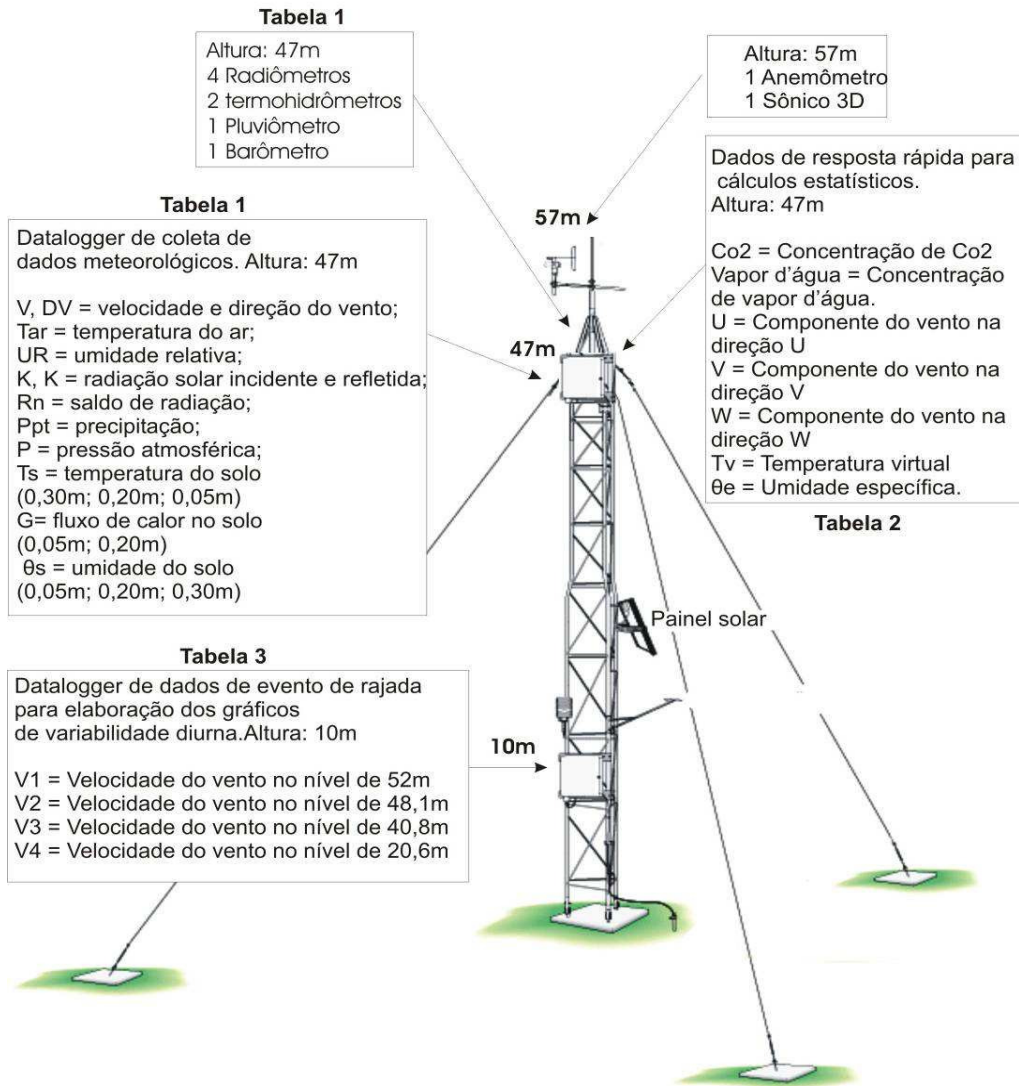


Figura 2.11. Esquema mostrando a torre micrometeorológica de Caxiuanã instrumentada no início de 2005.

2.2.2.2. Reserva Florestal Rebio - Jarú

Na torre da Rebio Jarú (Fig. 2.12) foram instalados instrumentos para medida do balanço de radiação, fluxos turbulentos de momentum, calor latente e sensível, fluxo de calor no solo, perfis de velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa, além de medida de precipitação no topo da torre.

A Figura 2.12 mostra a posição dos instrumentos na torre. Os dados de resposta rápida foram medidos a 16 Hz, enquanto que os de resposta lenta foram medidos a 0,1 Hz (houve medidas de 60 Hz em um período de três dias, ao final da fase intensiva de coleta de dados).

Os instrumentos de resposta rápida foram posicionados em três diferentes alturas, em 21,50 m (dentro da copa), em 45,40 m (acima da copa) e em 66,00 m (acima da copa) e os de resposta lenta foram distribuídos em dez (velocidade do vento) e onze (temperatura e umidade relativa) níveis diferentes, acima e dentro da cobertura vegetal. Na preparação do experimento houve especial atenção no sentido de colocar os instrumentos que propiciariam as medidas dos perfis verticais de tal forma a fornecerem informação sobre as diversas subcamadas que caracterizam o escoamento dentro e acima da floresta (SÁ et al., 2000). Assim, alguns instrumentos foram concentrados próximo ao topo da floresta (tanto o considerado topo aerodinâmico quanto o termodinâmico). A taxa de amostragem de 0,1 Hz para os instrumentos de resposta "lenta" constituiu importante inovação que possibilita novos estudos sobre a estrutura da turbulência dentro da copa. Os tipos de instrumentos, suas respectivas marcas e uma breve descrição deles são mostrados na tabela 2.4.

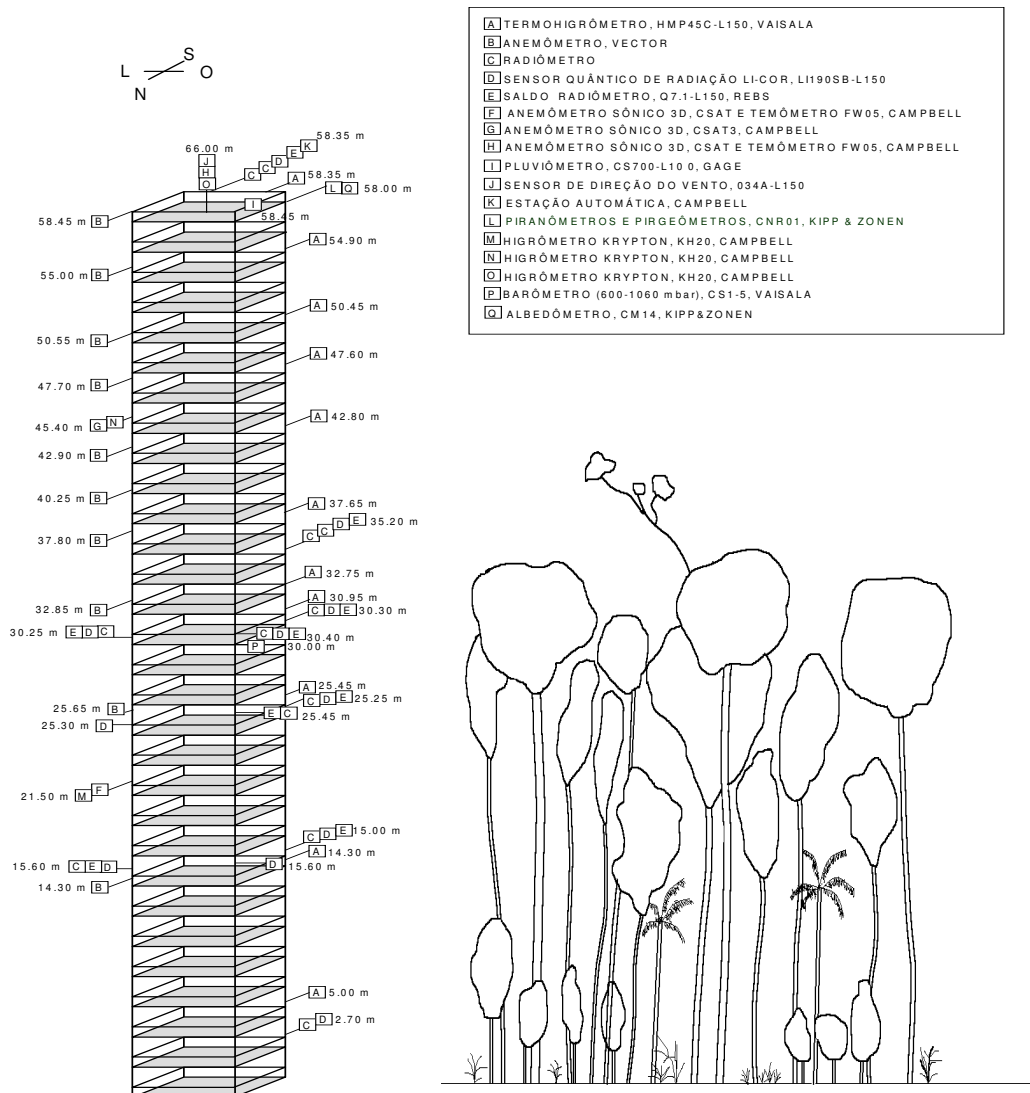


Figura. 2.12 - Instrumentação instalada na torre da Reserva Florestal do Jarú, Rondônia. Fonte: Sá et al. (2000).

2.2.2.3. Fazenda Nossa Senhora

Na FNS havia apenas um único anemômetro sônico (além dos instrumentos que serão mostrados na Tabela 2.5), o qual se encontrava a 4,04 m do solo e operava a uma frequência de 10,425 Hz. Este instrumento era responsável em fazer medidas de temperatura e das três componentes da velocidade do vento (u, v e w). Além do anemômetro havia também um Licor modelo 6262 responsável pelas medições de concentração de H₂O e CO₂. Várias medidas foram feitas continuamente no sítio da FNS, tendo começado no início do ano 1999.

Tabela 2.1. Listas de medidas, instrumentos e alturas das medidas das estações automáticas e a instrumentação para cálculos de fluxos turbulentos instalados FNS.

Variáveis meteorológicas	Modelos dos instrumentos usados	Alturas
Radiação de onda curta incidente e refletida	Pyranômetro Kipp & Zonen (CM21)	6,5m
Radiação de onda longa incidente e refletida	Pirgeômetro Kipp & Zonen (CG1)	6,5m
Radiação fotossinteticamente ativa (PAR)	Sensor Quantum LI-COR (LI-190SZ)	9,0m
Temperatura do ar**	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	8,3m
Umidade relativa	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	8,3m
Velocidade do vento	Anemômetro de copo vector A100R	9,3m
Direção do vento	Sistema vane vector (W200P)	9,0m
Precipitação	Pluviômetro Gage EM ARG-100	0,5m
Temperatura radiativa da superfície	Senso infravermelho Heimann (KT15)	8,0m
Pressão atmosférica	Barômetro Vaisala (PTB100A)	5,4m
Fluxo de calor no solo	Placas de fluxo do calor Hukseflux (SH1)	1 e 5cm (prof.)
Perfil de temperatura no solo	Termômetros de solo IMAG-DLO (MCM101)	0,01; 0,05; 0,1; 0,4; 1,0m (prof.)
Perfil de umidade do solo	Sensores FDR IMAG-DLO (MCM-101)	0,01; 0,05; 0,1; 0,4; 1,0m (prof.)
Medidas de alta frequência das 3 direções do vento, temperatura e concentração de H ₂ O e CO ₂	Sistema de Eddy Corelation (anemômetro sônico e LI-COR 6262 IRGA)	4,0m

2.3 CONSISTÊNCIA DOS DADOS

Antes dos dados de resposta rápida terem sido usados para obtenção dos resultados, procedeu-se a uma análise dos mesmos para fins de controle de qualidade. O objetivo desta seção é descrever a metodologia empregada para a verificação da qualidade dos diversos dados de resposta rápida obtidos na Floresta

Nacional de Caxiuanã, Rebio-Jarú e na Fazenda Nossa Senhora. A primeira etapa consistiu de uma inspeção visual de todos os sinais disponíveis. Observou-se que em vários arquivos havia falhas na gravação dos dados, ou seja, em vários momentos da série temporal não havia valores registrados, como pode ser observado através da Figura 2.13. Nas situações em que este procedimento não se relevou suficiente, efetuou-se um controle de qualidade baseado no procedimento matemático sugerido por Vickers e Mahrt (1996). Estes autores compilaram diversos métodos de controle de qualidade de dados turbulentos, propostos por vários autores e os aplicaram a dados dos experimentos micrometeorológicos intitulados RASEX, Microfronts95, e BOREAS, tendo obtido resultados satisfatórios.

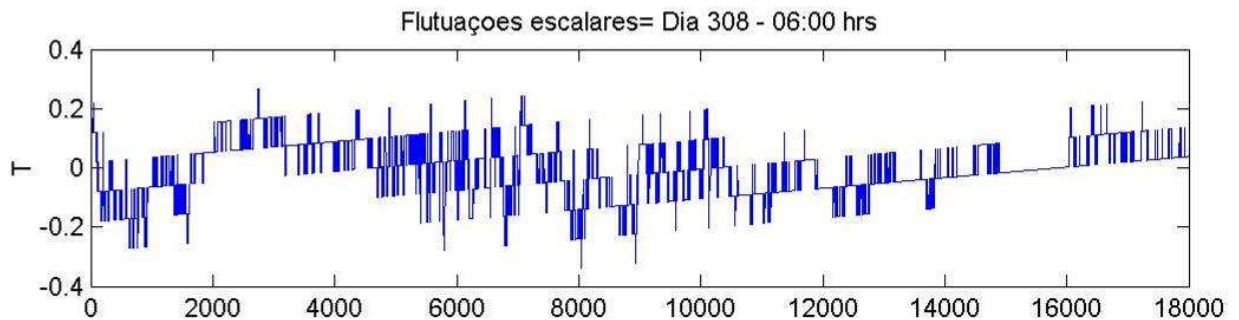


Figura 2.13. Falhas nos registros de dados encontrados nas flutuações de temperatura em Caxiuanã no dia 308 juliano às 6 horas da manhã.

A princípio, desconsideraram-se todas as situações em que os dados conduziam a um valor extremamente elevado do módulo do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, $(z-d)/L$. A inspeção inclui o exame de todos os sinais de um dado horário, ou seja, as três componentes do vento e o sinal da temperatura. Os dados que foram excluídos são mostrados na tabela 4.1.

Tabela 2.2: Dias, horas e local dos dados em que foram detectados problemas.

(CONTINUA)

HORÁRIO	DIA	LOCAL	CAUSA
16:00	305	Caxiuanã	Falta de dados
16:30	305	Caxiuanã	Falta de dados
17:00	305	Caxiuanã	Falta de dados
17:30	305	Caxiuanã	Falta de dados
18:00	305	Caxiuanã	Falta de dados

04:00	306	Caxiuanã	picos
08:00	306	Caxiuanã	picos
14:00	306	Caxiuanã	oscilação de mesoescala e picos
18:30	306	Caxiuanã	$\zeta = 7,44$
19:00	306	Caxiuanã	$\zeta = 5,34$
19:30	306	Caxiuanã	$\zeta = 3,95$
07:00	307	Caxiuanã	Picos
12:30	307	Caxiuanã	picos
18:30	307	Caxiuanã	$\zeta = 4,85$
23:30	307	Caxiuanã	oscilação de mesoescala
06:00	308	Caxiuanã	picos
08:30	308	Caxiuanã	picos
14:00	308	Caxiuanã	$\zeta = -5,65$
17:00	308	Caxiuanã	picos
20:30	308	Caxiuanã	oscilação de mesoescala e vales
12:30	41	FNS	picos
13:30	41	FNS	oscilação de mesoescala
21:00	41	FNS	picos
02:00	42	FNS	$\zeta = 14,32$
03:00	42	FNS	$\zeta = -26,57$
08:00	42	FNS	$\zeta = -10,77$
14:30	42	FNS	oscilação de mesoescala
15:30	42	FNS	picos
21:00	42	FNS	$\zeta = 7,79$
04:00	43	FNS	$\zeta = 16,09$
03:30	43	FNS	$\zeta = -21,07$
07:00	43	FNS	$\zeta = -19,43$
11:00	43	FNS	$\zeta = -17,54$
11:30	43	FNS	$\zeta = -16,84$
22:30	43	FNS	$\zeta = -11,28$
01:30	44	FNS	picos
08:00	44	FNS	$\zeta = -10,44$
14:00	44	FNS	picos
16:00	44	FNS	$\zeta = -50,29$
18:30	45	FNS	$\zeta = 15,46$
19:30	45	FNS	$\zeta = 31,32$
21:00	45	FNS	$\zeta = 47,71$

Vários fenômenos que causaram problemas nos dados foram citados por Vickers e Mahrt (1997), classificados em dois tipos: o primeiro, de ordem instrumental, tais como os picos e vales; e o segundo, de ordem fenomenológica, como as oscilações de mesoescala.

Foi utilizada uma metodologia matemática para detectar problemas de ordem instrumental, ou seja, além da detecção visual, aplicou-se o procedimento de Vickers e Mahrt (1997), para identificar picos eventualmente espúrios nas séries temporais.

A definição de “pico” (*spike*) de Vickers e Mahrt (1997), é a de qualquer conjunto de pontos cujos valores, em módulo, superam um limiar de 3,5 vezes o valor do desvio padrão de sua respectiva série. Como exemplo, podem-se observar os picos nos sinais turbulentos de temperatura às 16 horas do dia Juliano 305 em Caxiuana (figura 2.14).

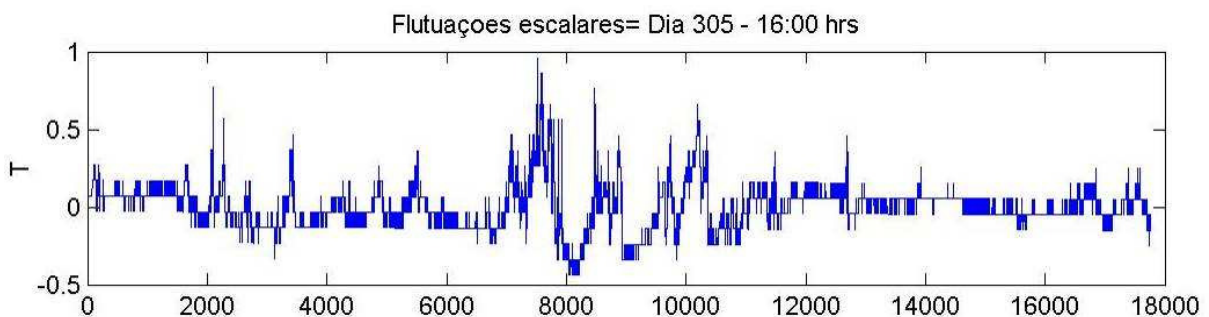


Figura. 2.14. Picos nos registros de dados encontrados nas flutuações de temperatura em Caxiuana no dia 305 juliano as 16 horas.

Vickers e Mahrt (1997) indicaram outro problema comum, também de ordem instrumental, que denominaram de “vales”. Segundo eles, “vales” são definidos como regiões onde a série temporal cai para um valor constante, como pode ser facilmente observado na figura 2.15, em que são mostrados vales nos sinais de umidade no horário de 16 horas do dia Juliano 310 do ano de 2006 em Caxiuana. Este problema pode ser um indicativo de uma má resposta do instrumento à forças físicas ou falha na gravação dos dados. É importante salientar que este tipo de problema não foi encontrado nos dados utilizados nesse trabalho.

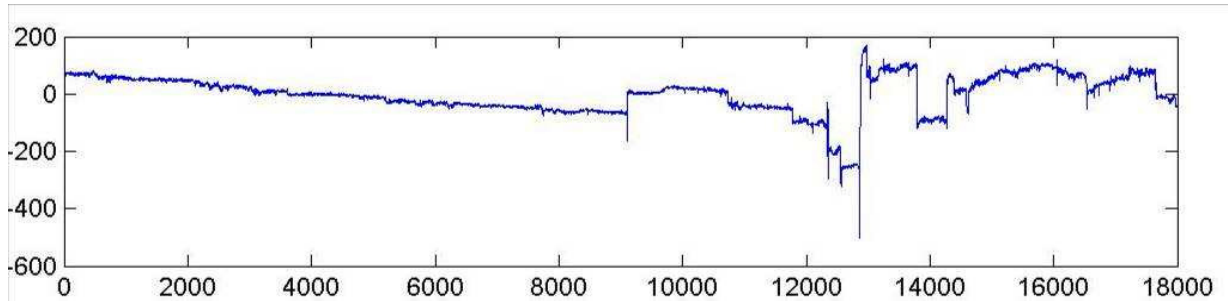


Figura 2.15. vales nos registros de dados encontrados nas flutuações de umidade em Caxiuana no dia 310 juliano as 16 horas, ano de 2006.

Uma terceira fonte de problemas citados por Vickers e Mahrt (1997), são de ordem fenomenológica, particularmente aqueles referentes à influência de forçantes de mesoescala nos sinais, como pode ser observado na figura 2.16, com dados de temperatura as 12h e 30min do dia Juliano 43, ano de 2000, na FNS. É importante salientar que todos os dados foram, inicialmente, filtrados passa-alto, justamente com o objetivo de retirar a oscilação de baixa frequência.

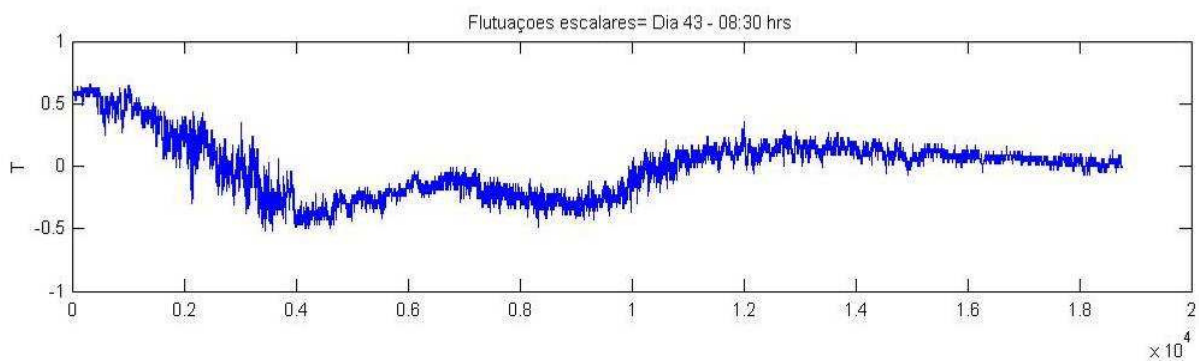


Figura. 2.16 Influência das oscilações de mesoescala encontrados nas flutuações de temperatura na FNS no dia 43 juliano do ano de 2000 as 4 horas da manhã.

2.4 METODOLOGIA

Antes de adentrar propriamente aos métodos, é importante que se mencione a questão da complexidade do terreno onde se realizaram muitas das

medidas (florestas), pois a mesma desempenha um papel importante neste estudo. Sabe-se que em escoamentos próximos a superfícies sólidas, as características dos elementos de rugosidade do solo impõem escalas dimensionais que vão influir no tipo de interação entre o fluido e o contorno rígido (MONIN; YAGLOM, 1971). Por exemplo, as forças de impacto do escoamento sobre os elementos de rugosidade desempenham papel importante na transferência de momentum próximo de superfícies rugosas e produzem flutuações de pressão que geram esteiras turbulentas localizadas atrás destas, incrementando a difusividade turbulenta de momentum, ao passo que, nas transferências de calor e vapor d'água, tal mecanismo dinâmico não é relevante para incrementar difusividade de escalares (THOM et. al, 1975).

A identidade de mecanismos de transferência de calor e momentum é muitas vezes chamada de Analogia DE Reynolds (GARRATT, 1992). Esta certamente deve falhar para escoamentos sobre superfícies extremamente rugosas, tais como florestas, em que há percolação de momentum através do dossel. Nesta situação, a resistência à transferência de momentum entre a superfície e um ponto a certa altura z na CLS deve ser menor do que aquela para a transferência de calor ou de vapor d'água (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). Esta constatação que acentua o caráter fisicamente diferente dos processos de transferência de momentum e calor, se convencionou chamar de Discrepância Aerodinâmica (THOM et al., 1975) e tem grande importância na interpretação de resultados referentes à variabilidade nos coeficientes de correlação tais como, r_{wu} e r_{wT} , para diferentes superfícies (floresta e pastagem).

Neste estudo procurar-se-á comparar escoamentos associados a diferentes superfícies rugosas na Amazônia, como a Flona de Caxiuanã, a Rebio Jarú e a pastagem da FNS, que possuem coberturas superficiais bastante distintas. A pesquisa da influência das condições de rugosidade associadas à turbulência é importante no atual cenário (a expansão do desmatamento na Amazônia) uma vez que, nas últimas décadas a região vem sofrendo um processo acelerado de substituição de floresta por pastagem. Portanto é importante que se conheça como a estrutura da turbulência é afetada por essa substituição.

Portanto, em um primeiro momento, procurou-se detectar ECs com a utilização de ondeletas (wavelets). Para isto foi utilizada a ondeleta complexa de Morlet, projetando o sinal turbulento em um número escolhido de escalas. Ainda que tal tipo de procedimento possa resultar informação redundante em projeções do sinal em escalas temporais sucessivas, ele se adequou bem ao objetivo proposto, de localizar a escala temporal de ocorrência das ECs. Para a detecção das ECs foram efetuados cálculos da variância por escala dos coeficientes de ondeleta, com isso pode-se obter informações sobre a escala que contém maior variância, a qual será considerada como a escala de ocorrência das ECs (BOLZAN, 1998). Uma vez conhecida esta, foi possível, determinar o seu tempo de duração médio (escala temporal). Além disso, foram calculadas as velocidades horizontais médias do vento para cada conjunto de dados e através da hipótese de Taylor foi possível determinar a sua extensão horizontal (escala espacial).

A figura 2.17, em que é mostrado as escalas em função dos seus respectivos valores de coeficientes de ondeleta, informa que a escala de ocorrência das ECs é a escala 6.

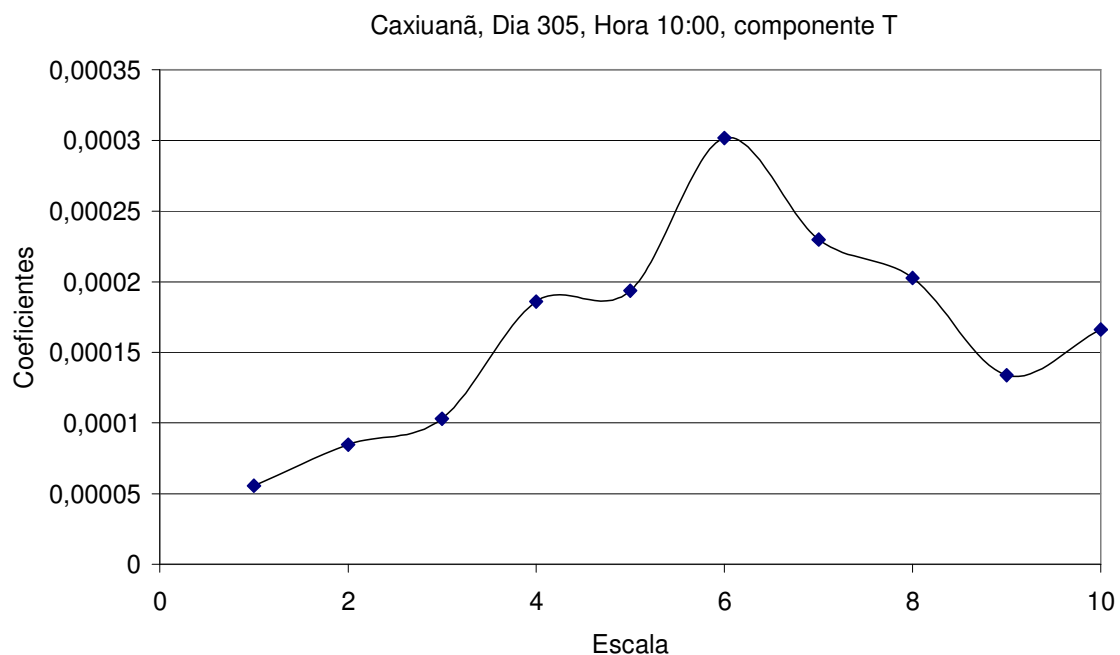


Figura. 2.17 – Valores da variância dos coeficientes da ondeleta em função da escala, para a temperatura em Caxiuanã.

Em seguida foram realizados os seguintes cálculos: os coeficientes de correlação, r_{wT} , entre as componentes de temperatura e a velocidade vertical do vento e o coeficiente de correlação r_{wU} , entre as componentes horizontal e vertical da velocidade do vento, utilizando-se tanto, dados brutos, quanto dados resultantes de projeções dos sinais em escalas, proporcionadas pela decomposição via transformada em ondeletas. Calculou-se também o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov $\zeta = (z-d)/L$, onde L é o comprimento de Obukhov e d é a altura de deslocamento do plano zero. Além disso, buscou-se obter alguma relação entre as escalas de ocorrências das ECs e a altura do ponto de inflexão do perfil vertical da velocidade média do vento, para os dados da Rebio Jarú (único sítio com torre suficientemente alta para permitir a determinação precisa da altura do ponto de inflexão), com o objetivo de se encontrar alguma relação entre ambos.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 DURAÇÃO DAS ESTRUTURAS COERENTES NA FLORESTA NACIONAL DE CAXIUANÃ E NA FAZENDA NOSSA SENHORA

Conhecer a escala temporal de ocorrência das ECs se reveste de grande interesse na medida em que pouco foi realizado até agora para compreender, em termos quantitativos, a diferença na dinâmica das ECs devido a mudanças na rugosidade superficial (WILLIAMS et al., 1997). Procurou-se recorrer a técnicas avançadas proporcionadas pela análise matemática, pelas quais é possível projetar o sinal em escalas e assim determinar o tempo médio de ocorrência das ECs. Este é o caso da TO (FARGE, 1992). A mesma foi aplicada inclusive para que se possa caracterizar melhor como os elementos de rugosidade superficial interferem nas escalas de ocorrência das ECs.

A duração média de ocorrência das ECs foi obtida através da utilização da TO contínua de Morlet (FARGE, 1992). Para tanto se utilizou a metodologia descrita por Gao e Li (1993) e Bolzan (1998), que detectaram ECs efetuando cálculos da variância por escala dos coeficientes de ondeleta oriundos dos dados de temperatura, com o objetivo de se obter informações sobre a escala que contém maior variância, a qual será considerada como a escala de ocorrência das ECs (BOLZAN, 1998). Uma vez conhecida esta, foi possível determinar o seu tempo de duração. Através da hipótese de Taylor (STULL, 1988), calcularam-se, também, as escalas espaciais das ECs, como será visto na seção posterior.

Para se avaliar a influência das diferentes superfícies amazônicas, com distintas características de rugosidade, sobre a organização das estruturas coerentes, analisaram-se dados de resposta rápida medidos acima da Floresta Nacional de Caxiuanã, na Amazônia Oriental, da Rebio Jarú em Rondônia, acima de região desmatada, a FNS, também em Rondônia, na Amazônia Ocidental, onde a floresta foi substituída por pastagem. Para tanto foram analisados 145 conjuntos de dados, de 30 minutos de duração, para Caxiuanã (dias julianos 305, 306, 307 e 308 do ano de 2006), 24 horas para o dia Juliano 44 do ano de 1999 para a Rebio Jarú e

185 arquivos de 30 minutos para a FNS (dias julianos 41, 42, 43, 44 e 45 do ano de 2000). É importante salientar que os dados inicialmente amostrados a 10 Hz foram reduzidos para uma taxa de amostragem de 1 Hz, com objetivo de se ter maior rapidez nos tratamentos dos mesmos .

Inicialmente, para se comparar as diferenças entre floresta e pastagem, foi analisado o comportamento da variabilidade das escalas temporais das ECs, para os dados de temperatura, ao longo dos dias julianos 41 e 305 para a FNS e Caxiuanã, respectivamente. Foram construídos gráficos compreendendo os períodos noturnos (ver a figura 5.1.a) e diurnos (ver a figura 5.1.b) para os dois sítios. É importante ressaltar que as figuras são representativas para os demais dias nos dois sítios uma vez que não houve mudanças significativas para os outros dias.

Os principais resultados foram os seguintes: Observou-se que durante a noite em Caxiuanã, 85% dos arquivos de dados apresentaram ECs com duração média de aproximadamente 84 s. Já para a FNS, também 85% dos arquivos apresentaram estruturas com escalas temporais médias de 15 s. Durante o dia, em Caxiuanã, a duração média das ECs só mudou a partir das 08:00 h da manhã, quando 75% dos arquivos apresentaram estruturas com duração média que variou entre 36 e 55 s e na FNS, 82,5% dos arquivos apresentarem estruturas, nos sinais de temperatura, com escalas temporais que variaram entre 23 e 55 s. É importante salientar que as projeções dos sinais foram efetuadas em 10 escalas, e que os valores mostrados nas figuras 3.1(a) e 3.1(b), na realidade, indicam uma predominância de ECs na região desses valores. A escolha do número pequeno de escalas em que foi considerada a projeção foi proposital e procurou, com isso, detectar um valor médio da duração temporal das ECs.

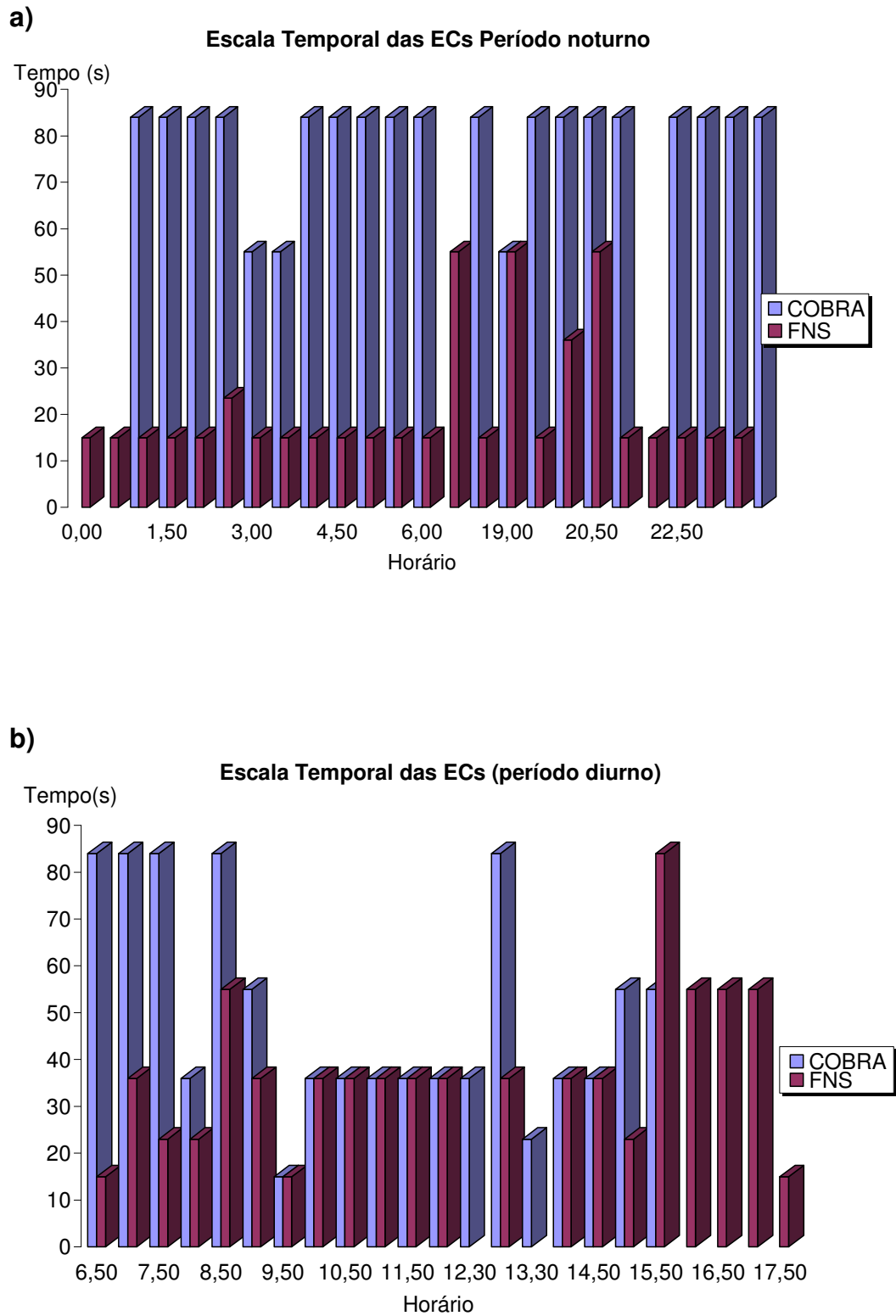


Figura 3.1. Valores médios horários da escala temporal das ECs para dados de temperatura, registrados nos dias juliano 41 do ano de 2000, para a FNS, e 305 do ano de 2006, para Caxiuana, durante os períodos: (a) noturno; (b) diurno

Pode-se notar que, durante a noite, as ECs apresentam uma escala temporal consideravelmente maior para o sítio experimental de Caxiuanã, quando comparadas com as da FNS. Já para o período diurno, essa diferença não é tão acentuada, exceto no início da manhã (até aproximadamente 08h e 30 min) onde, em Caxiuanã, a escala temporal das ECs ainda apresenta um valor (aproximadamente 84 s) semelhante aos do período noturno.

As figuras 3.2.a, 3.2.b (período noturno) e 3.3.a, 3.3.b (período diurno), em que são apresentadas as flutuações dos dados brutos de temperatura para Caxiuanã e FNS, respectivamente, mostram nitidamente, através da representação visual, a diferença nas escalas temporais das ECs. Nota-se que, para os dados noturnos em Caxiuanã (Figura 3.2.a), as estruturas em forma de rampa apresentam oscilações maiores do que na FNS (Figura 3.2b) indicando ECs com escalas temporais maiores para Caxiuanã do que para a FNS, corroborando os resultados mencionados anteriormente.

Para o período diurno, as estruturas em forma de rampa, mostradas nas figuras 3.3. a e 3.3.b, não apresentam significativas diferenças em suas escalas temporais. Percebe-se que para Caxiuanã as ECs apresentam, em média, oscilações com períodos ligeiramente maiores do que para a FNS, o que também corrobora os resultados anteriores. Ressalta-se que, acima da floresta, as estruturas em forma de “rampa” nos sinais de temperatura, estão muito mais visíveis. Menciona-se, também, a forte *skewness* positiva nos sinais de temperatura acima da FNS, exprimindo a forte atividade convectiva lá imperante.

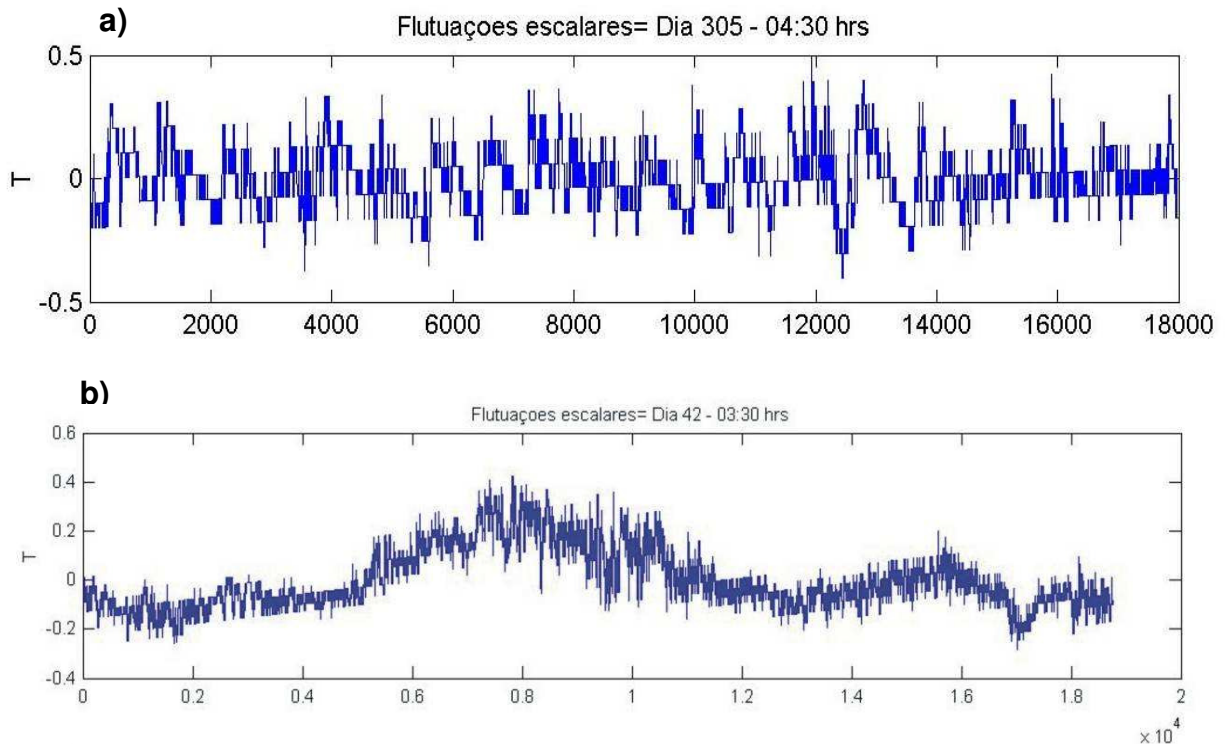


Figura 3.2. Flutuações de temperatura típicas para o período noturno, obtidos nos sítios experimentais de: a) Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 e b) FNS, no dia Juliano 42 do ano de 2000 para períodos de 30 min.

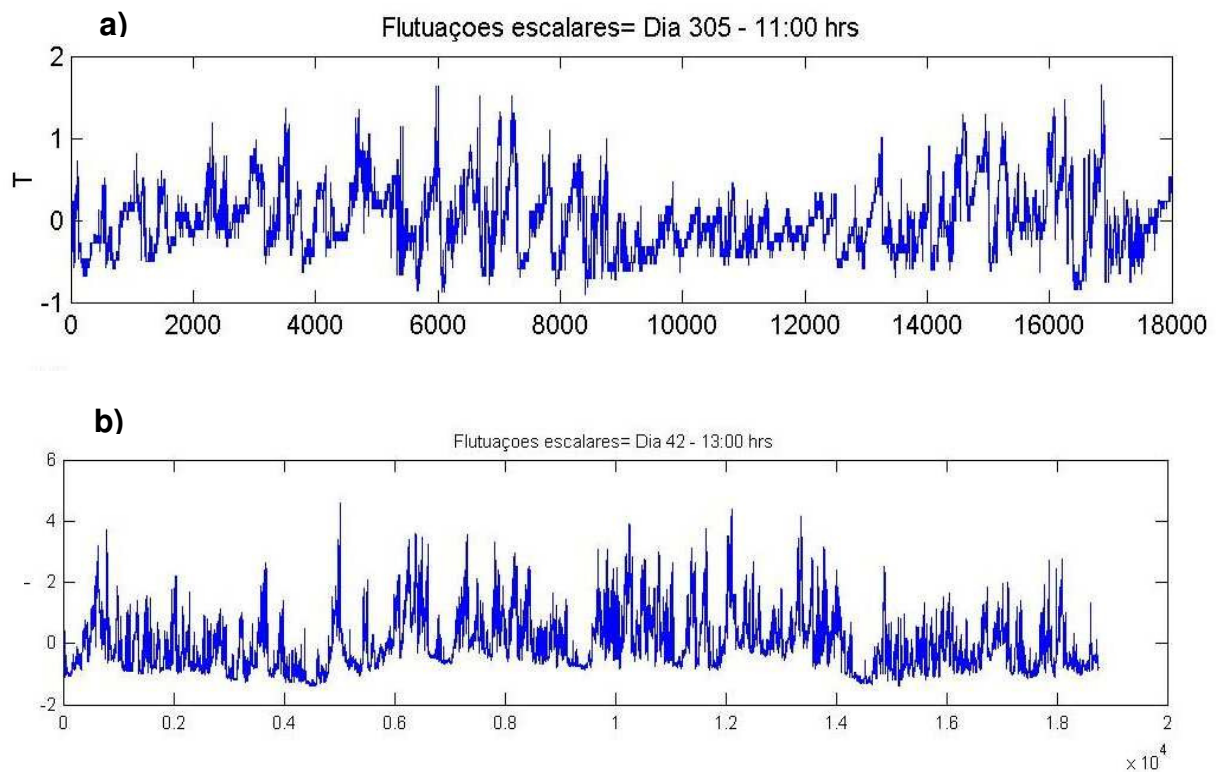


Figura 3.3. Flutuações de temperatura típicas para o período diurno, obtidos nos sítios experimentais de: a) Caxiuanã, no dia Juliano 305 do ano de 2006 e b) FNS, no dia Juliano 42 do ano de 2000 para períodos de 30 min.

Com o objetivo de se ter mais uma fonte de informação que leve a compreender a natureza das diferenças nas escalas temporais das ECs de floresta e pastagem, foram elaboradas escalogramas, com a utilização da wavelet de Morlet, que permitem a visualização do sinal da temperatura projetado em escalas, ou seja, no eixo das abscissas está o tempo, no das ordenadas, a escala temporal, e a cor fornece informações sobre onde as flutuações são mais intensas. Assim, as figuras 3.4.a, 3.4.b, 3.4.c e 3.4.d, apresentam diagramas em tempo-escala da variabilidade temporal de sinais de temperatura medidos em Caxiuanã e FNS, respectivamente. Nestas são apresentadas sinais de temperatura: em Caxiuanã durante o dia (a), na FNS durante o dia (b), em Caxiuanã durante a noite (c) e na FNS durante a noite (d). As cores ou tons mais fortes estão associados à intensificação do valor positivo (vermelho) ou negativo (azul) da flutuação. Com isto é possível obter uma visualização do comportamento das ECs. A comparação das figuras assim obtidas, possibilitará uma melhor compreensão dos padrões de variabilidade em tempo-escala das ECs.

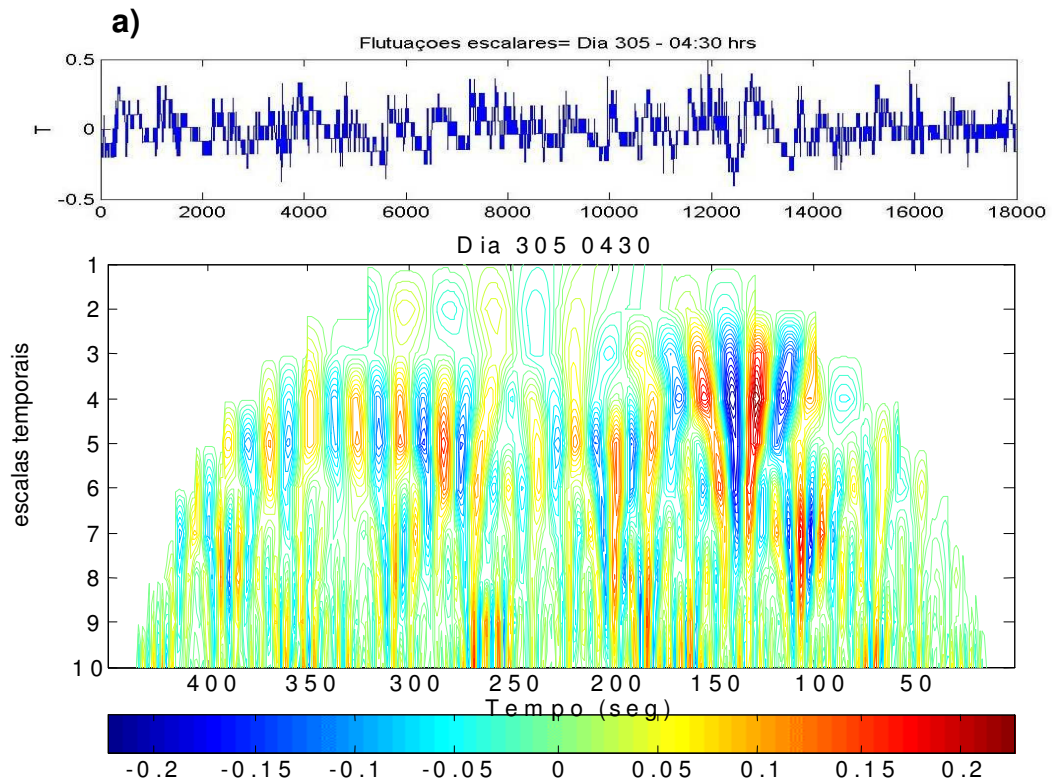


Figura 3.4.a – Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para Caxiuana correspondente ao horário das 0430 horas do dia juliano 305.

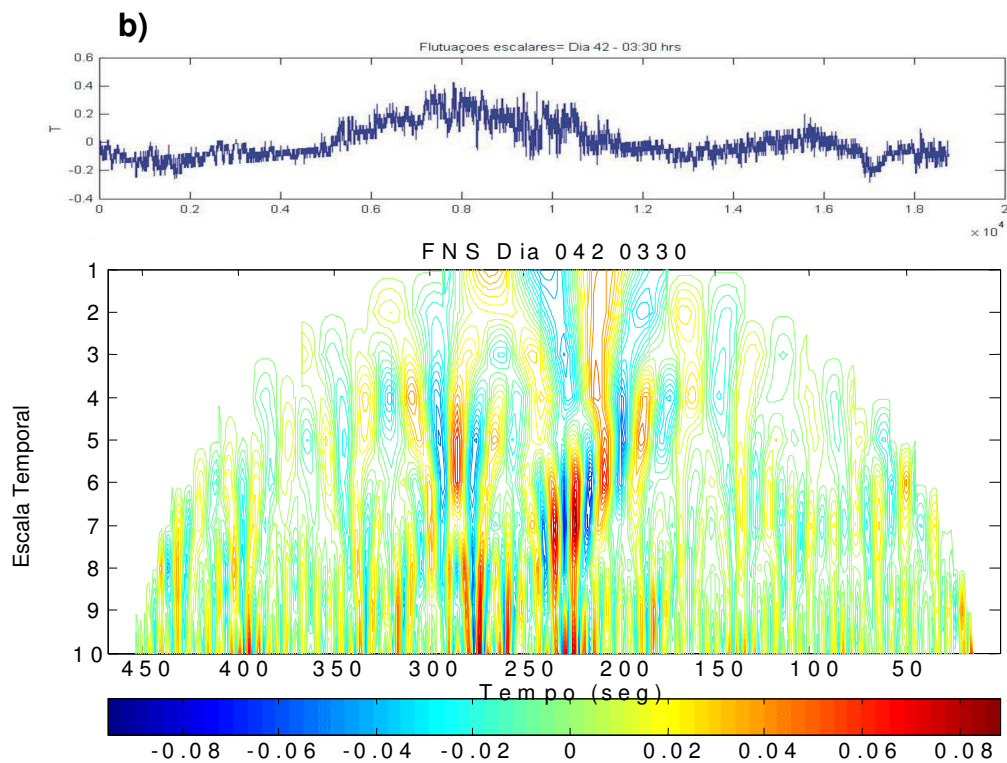


Figura 3.4.b – Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para FNS correspondente ao horário das 0330 horas do dia juliano 042.

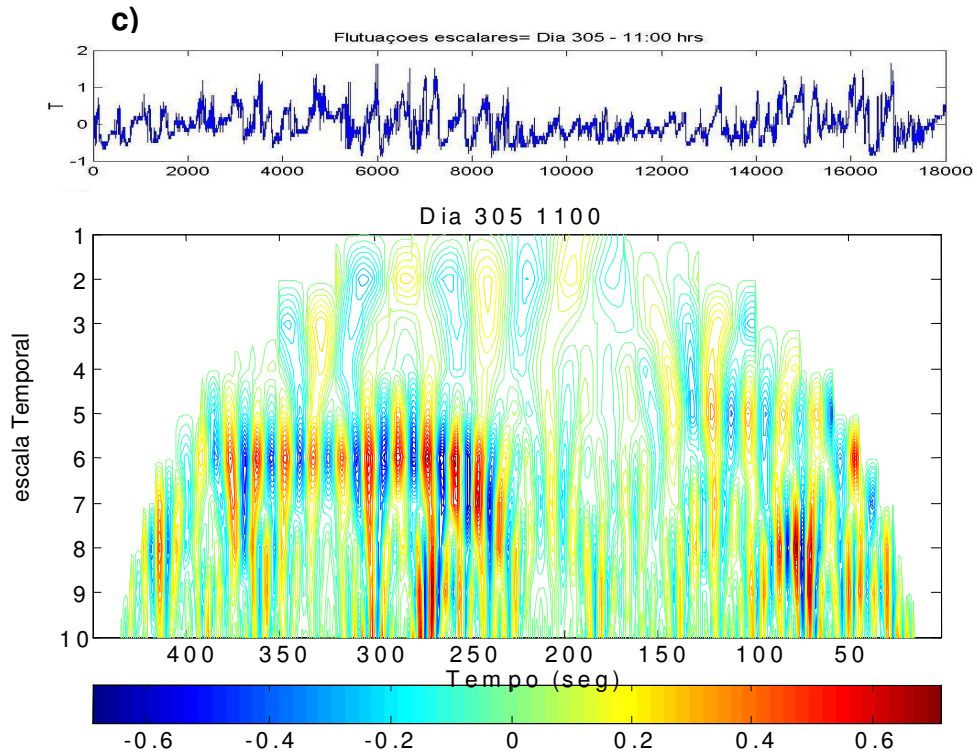


Figura 3.4.c – Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para Caxiuana correspondente ao horário das 1100 horas do dia juliano 305.

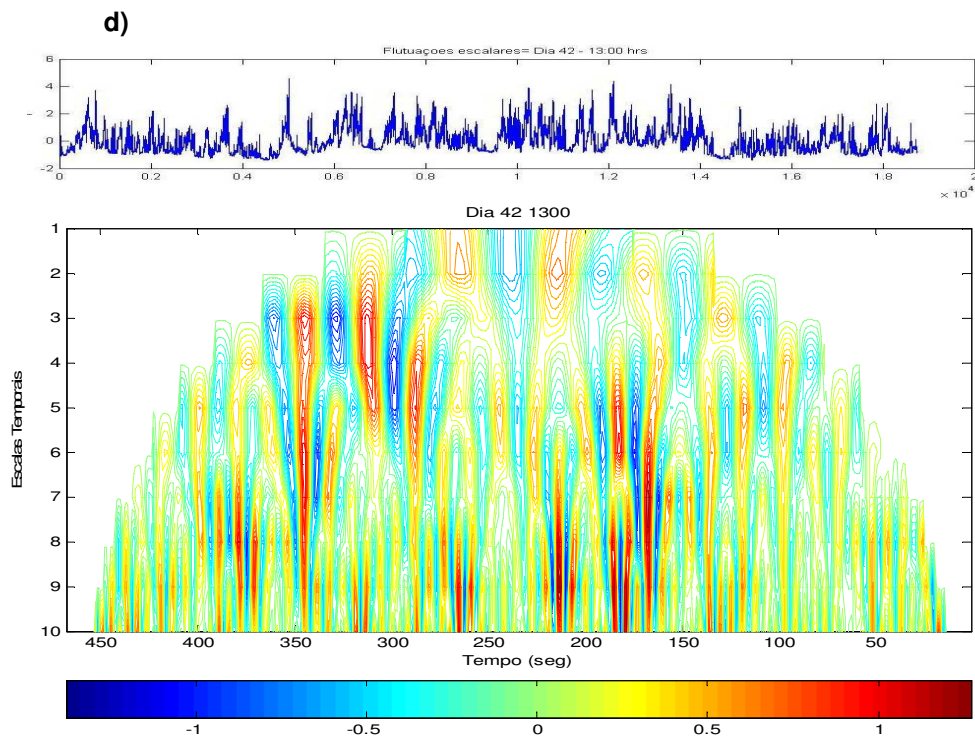


Figura 3.4.d – Diagrama em tempo-escala das flutuações de temperatura para FNS correspondente ao horário das 1300 horas do dia juliano 042.

Um exame das figuras acima leva às seguintes observações:

- 1) Durante o período noturno, em Caxiuanã (Figura 3.4a), observa-se uma nítida faixa de vórtices organizados em escalas da ordem de 80 s e praticamente não mostram flutuações em escala ainda que tal faixa não se estenda durante todo o período analisado mostrando característica não estacionária do sinal.
- 2) Durante o período noturno, na FNS (Figura 3.4.b), percebe-se claramente uma flutuação em escalas, onde é possível observar que as oscilações se posicionam em escalas menores, da ordem de 20 s. Todavia, tal flutuação esporádica ocorre apenas durante uma fração pequena do período analisado.
- 3) Para o período diurno, observa-se que em Caxiuanã os padrões de oscilações são similares aos do período noturno, ou seja, também apresentam uma nítida faixa de vórtices bem posicionados (Figura 3.4.c). No entanto, as flutuações apresentam maior intensidade e se localizam principalmente em faixa próxima a 50 s. ressalta-se a existência de um padrão nítido durante a metade inicial dos dados observados. Este padrão se mantém visivelmente estacionário em escala.
- 4) Durante o período diurno, na FNS (Figura 3.4.d), os padrões de oscilações apresentam maior intensidade do que no período noturno e se localizam em faixas que oscilam entre 23s e 55s. É importante mencionar que neste caso, as oscilações variam nitidamente de escala, diminuindo seu período de oscilação com o tempo.

Feitas as observações mais importantes com relação a diferenças entre floresta e pastagem no que diz respeito a escalas temporais das ECs, em dados de temperatura, passar-se-á a interpretação de alguns desses resultados.

Segundo Hogström e Bergström (1996), ECs existentes acima de superfícies lisas ou de culturas vegetais baixas, como a pastagem presente na FNS, apresentam uma escala temporal associada às ECs inferior (aproximadamente 30 s)

àquela verificada acima de florestas (da ordem de 60s ou mais). Esta diferença de duração entre as estruturas acima de superfícies com rugosidade qualitativamente diferentes, estaria associada com a forma e a disposição espacial dos vórtices associados às estruturas. Acima de superfícies lisas, estes se alinhariam espacialmente ao longo do escoamento, o que facilitaria sua dissipação mais rápida. Por outro lado, acima de superfícies extremamente rugosas como as florestas, cujo perfil vertical da velocidade média do vento apresenta ponto de inflexão próximo ao nível superior da copa (FITZJARRALD; MOORE, 1990), os vórtices associados às estruturas tenderiam a se alinhar na forma de “rolos” com eixos de simetria dispostos horizontalmente em direção perpendicular àquela do vento dominante. Esta localização espacial dificultaria a dissipação das estruturas, aumentando o tempo de duração das mesmas. Na seção 3.2 será discutido com mais detalhe a relação entre a existência de um ponto de inflexão no perfil vertical de velocidade do vento e escala de ocorrência das ECs

Observou-se que os valores aqui encontrados para as escalas temporais das ECs, tanto para florestas quanto para a pastagem, são semelhantes àqueles de vários outros autores tais como Qiu *et al.* (1995) que trabalharam com dados obtidos sobre plantações de milho, com altura de 2,6 m, em latitudes médias. Seus resultados mostraram que durante o período convectivo houve um pico de 25s na escala temporal das ECs para as séries de temperatura. Também sobre plantações de milho, Krusche (1997) encontrou nos dados de temperatura estruturas com duração que variava entre 21,48 e 33,41 s, durante o período convectivo, e entre 18,71 e 44,74 s, durante o período estável. Estes valores estão muito próximos dos encontrados para a FNS.

Outros trabalhos como os de Gao e Li (1993), que usaram dados de temperatura em seis níveis, acima e dentro de uma floresta decídua, de 18 m de altura, no Canadá, encontraram ECs com duração média de 26 s acima da copa e 56 s abaixo da mesma. Já sobre o Pantanal Mato-Grossense, acima de vegetação de Paratudal (arbustos dispersos) em que existia ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento, Bolzan (1998), encontrou, em condições próximas da neutralidade, estruturas que se posicionavam em escalas da ordem de 100 s e que se mantinham com esta duração sem grandes flutuações, como é observado em

Caxiuanã. Já sob condições instáveis, os resultados de Bolzan (1998) apontaram a existência de estruturas que apresentavam uma duração média de 60 s e que oscilavam bastante de escala ao longo do tempo, como observado acima da FNS.

É interessante de ser mencionado que Bolzan (1998), em suas análises dos escalogramas com ECs nos sinais de temperatura para diferentes condições de estabilidade, identificou o surgimento de estruturas dispersas em escalas menores na medida em que a instabilidade atmosférica crescia. Ele observou que, com o aumento da instabilidade, a escala dominante das ECs (provavelmente do tipo “rolo”, e forçadas pelo cisalhamento do vento) tornava-se menos constante, como se fosse “perturbada” pela organização de estruturas menores, provavelmente associadas à convecção térmica. Para condições fortemente instáveis, estas passavam a dominar o escalograma. Bergström e Hogström (1989), em medidas sobre florestas, detectaram estruturas com duração de 33 a 40 s, resultados similares aos de Gao et al. (1989), que utilizando dados medidos no topo do dossel de uma floresta, detectaram ECs com duração média de 45 s. Lu e Fitzjarrald (1994), para medidas sobre o dossel de floresta decídua de 20 m de altura, em vários níveis, encontraram durações médias de 53,5 s. Esses resultados estão muito próximos dos valores encontrados para a Floresta Nacional de Caxiuanã e também para a Rebio Jarú, conforme será discutido a seguir.

3.2 RELAÇÃO ENTRE PONTO DE INFLEXÃO E ESCALAS DE OCORRÊNCIA DAS ECs

Nesta seção será investigada uma possível relação entre a variação na altura do ponto de inflexão da velocidade do vento médio e a escala temporal das ECs. Para tanto utilizaram-se alguns resultados de Pachêco (2001) que dentre outros calculou a altura média do ponto de inflexão para diferentes dias de céu claro, parcialmente nublado e nublado com dados medidos em torre de 60 m na Rebio Jarú, Rondônia, em janeiro-fevereiro de 1999, durante a grande campanha experimental do período úmido do experimento LBA (SILVA DIAS *et al.*, 2002).

Foram utilizados 24 horas de dados do dia juliano 44 do ano de 1999. Os dados inicialmente amostrados a 16 Hz também foram reduzidos a 1 Hz .

Através da utilização da ondeleta de Morlet foi possível decompor os sinais de temperatura em escalas (nesta análise foi aumentado o número de escalas de projeção, para permitir maior precisão no calculo de duração das ECs) e com isso detectar a escala de ocorrência das ECs, como descrito anteriormente. Dessa forma obteve-se a Figura 3.5, que mostra a variação horária das escalas temporais das ECs ao longo das 24 h do dia juliano 44, do ano de 1999.

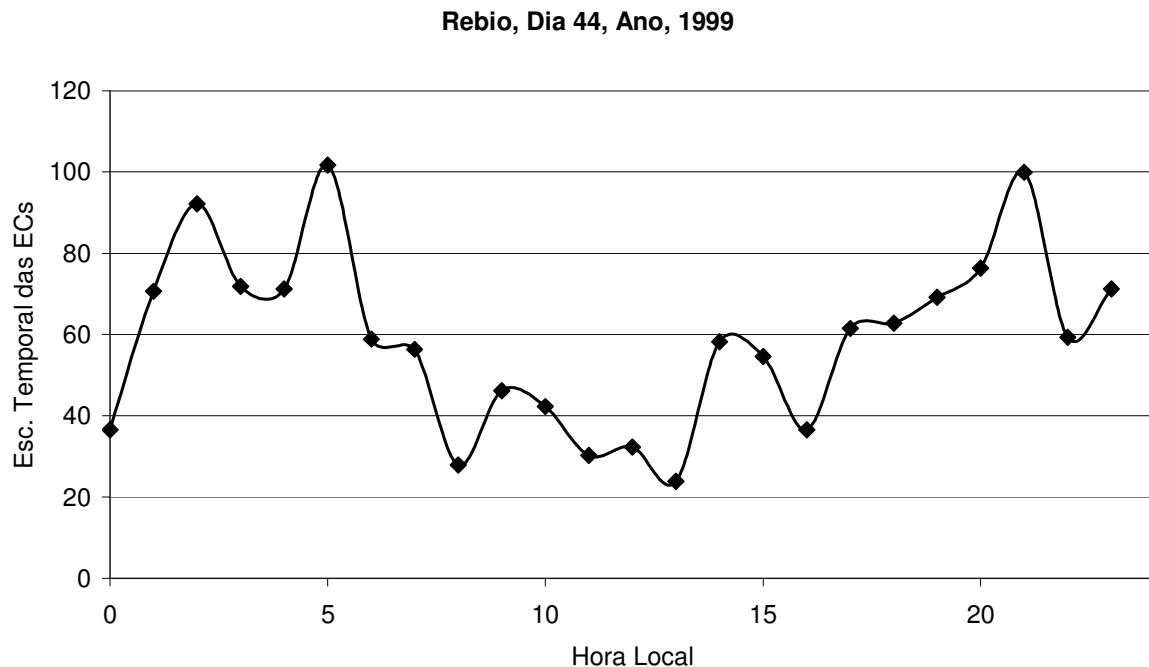


Figura 5.5: Variação horária nas escalas temporais das ECs na Rebio Jarú, Rondônia, ao longo de cada uma das 24:00 HL do dia juliano 44, do ano de 1999.

A variação horária nas escalas temporais das ECs mostra uma diferença entre o ciclo diurno e noturno. Durante a noite os valores da escala temporal são maiores e oscilam em torno de 80 s. Por outro lado, durante o período diurno a duração média das estruturas diminui gradativamente até um mínimo levemente superior a 20 s. É interessante de ser observado a semelhança com Caxiuanã que também apresentou uma variação entre dia (ECs com duração entre 36 s e 55 s) e noite (ECs com duração média de 84 s).

Com o objetivo de se perceber se as escalas temporais das ECs sofreram alguma influência na mudança da altura do ponto de inflexão foi construída a Figura 3.6 elaborada por Pachêco (2002), e que mostra a variação da altura média do ponto de inflexão para cada uma das 24 horas de vários dias sob diferentes condições tais como: dias de céu claro, parcialmente nublado e nublado.

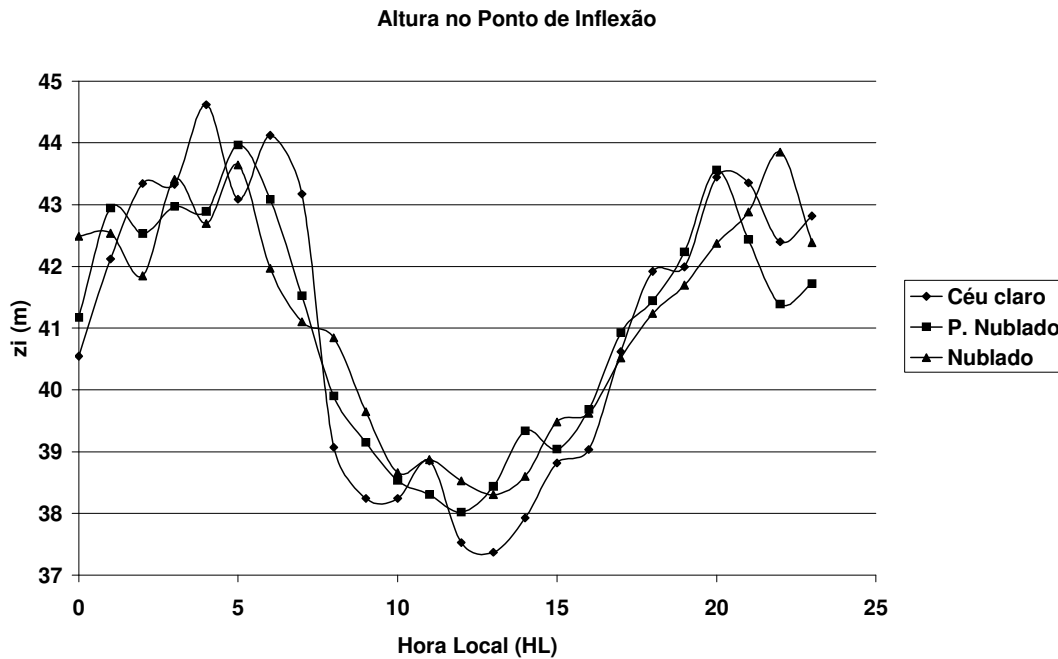


Figura 3.6 - Variação da altura média do ponto de inflexão ao longo de cada uma das 24:00 HL do dia, para cada uma das classes de cobertura do céu: claro, parcialmente nublado e nublado. Fonte: Pachêco (2001).

A altura média horária do ponto de inflexão mostra claramente uma variação com o ciclo diurno. Durante a noite e a madrugada, os valores de z_i (altura do ponto de inflexão) crescem lentamente e se situam principalmente entre 42 m e 44 m. Por outro lado, durante o período diurno, entre 09:00 às 15:00 HL, os valores de z_i diminuem levemente e se mantêm entre 37 e 39 m de altura, um pouco acima da altura média do dossel (32 m). Os intervalos de transição entre estes dois padrões situam-se entre 06:00 e às 09:00 HL, quando há uma drástica queda no valor de z_i , e entre 15:00 às 20:00 HL, quando o valor de z_i cresce constantemente até atingir um patamar em que vai crescer mais lentamente.

Através das análises das figuras 3.5 e 3.6 fica clara uma relação entre a variação da altura do ponto de inflexão e as escalas temporais das ECs. Percebeu-se que durante o dia, à medida em que a altura do ponto de inflexão diminuiu ocorreu também uma diminuição nas escalas de duração das ECs. Como sugestão para explicar tais resultados, supõe-se a existência de estruturas em forma de “rolos”, forçadas pelo cisalhamento do vento. Na medida em que a altura do ponto de inflexão desce, tais vórtices são perturbados por forças de impacto resultantes da interação dos vórtices com o dossel, dissipando mais rapidamente as ECs, daí a diminuição em seu tempo médio de duração. É o que talvez esteja ocorrendo em Caxiuanã onde as estruturas, durante o dia, duravam em média 55s, e à noite 84s. Por outro lado, durante a noite, na Rebio-Jarú, a altura do ponto de inflexão aumentou resultando em um aumento nas escalas de duração das ECs, o que já era esperado uma vez que as estruturas se encontram a uma maior altura em relação a copa.

É importante ressaltar que pouca atenção tem sido dada à existência do ponto de inflexão próximo a superfícies vegetadas e quase inexiste uma teoria para explicar as conseqüências físicas da sua existência. Dentre os poucos autores que abordaram tal problema destacam-se Robinson (1991) e Raupach *et al.* (1996), que associam a existência do ponto de inflexão à ocorrência de uma instabilidade específica, a qual geraria ECs pouco dissipativas na forma de "rolos" transversais à direção do escoamento médio.

Efetivamente, Raupach *et al.* (1996) ressaltam que um bom ajuste para perfil vertical de velocidade do vento seria aquele obtido através da tangente hiperbólica de uma altura adimensional, ou seja:

$$u(z)/u_s = 1 + \tanh(z/L_s) \quad (5.1)$$

Onde, L_s é uma escala característica de comprimento definida por $L_s = \delta_u/2$; u_s é uma escala característica de velocidade definida através da relação $u_s = \Delta\bar{u}/2$; $\Delta\bar{u}$ é a diferença entre velocidades médias medidas em duas alturas diferentes nas quais o escoamento pode ser concebido como se fosse formado por duas correntes de vento autônomas (por exemplo, a velocidade em um nível acima da copa e outro, dentro

desta); $\delta_{\omega} = \Delta \bar{u} / (d\bar{u}/dz)_{max}$ corresponde à profundidade da camada de mistura gerada pelo cisalhamento do vento, $\bar{u}(z)$ é a velocidade média do vento na altura z .

Esta formulação de Raupach *et al.* (1996) resultou da aplicação da Teoria da Estabilidade Hidrodinâmica Linear (TEHL) ao desenvolvimento de uma camada de mistura em um escoamento com cisalhamento vertical de velocidade do vento. O ponto de partida é o de considerar fracas perturbações oscilatórias, ou modos, superpostos a um escoamento laminar com cisalhamento em que o perfil vertical de velocidade é representado por $\bar{u}(z)$, aumentando sua taxa de dissipação. Como eles salientam, esta análise usa as equações linearizadas da dinâmica para identificar eventuais modos de oscilação, determinar seu desenvolvimento, particularmente os números de onda, velocidades de fase e taxas iniciais de crescimento dos modos amplificados, os quais, em última análise, são os dominantes. Isto permitiria que se estudassem as propriedades de estabilidade do escoamento plano, com um ponto de inflexão no perfil vertical de velocidade, as quais forneceriam informações úteis para compreender as estruturas que são geradas no escoamento, ainda que tenha havido muita simplificação na formulação do problema (RAUPACH *et al.*, 1996). Salienta-se que estes autores argumentam que a própria existência do ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento inviabiliza a aplicabilidade da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov a escoamentos sob tais condições em regiões da subcamada rugosa, imediatamente acima do dossel.

3.3 ESCALA ESPACIAL DAS ESTRUTURAS COERENTES NA FLORESTA NACIONAL DE CAXIUANÃ E NA FAZENDA NOSSA SENHORA

A extensão horizontal de uma EC pode ser determinada a partir de sua duração e de sua velocidade translacional, pela aplicação da Hipótese de Taylor (STULL, 1988). Esta hipótese considera que os turbilhões observados na CLA são estruturas extensas espacialmente, e, idealmente, sua análise requer informação espacial. Não obstante grande parte dos dados micrometeorológicos ser obtido por

medições efetuadas em pontos fixos (torres micrometeorológicas) em função do tempo. A hipótese de Taylor permite converter medidas realizadas em um ponto fixo no espaço em dados espacialmente distribuídos. Para isso, é imprescindível que sejam desprezíveis as alterações (características espaciais) sofridas pelos turbilhões – transportados pelo vento médio, U – ao passarem pelo sensor fixo (condição de turbulência congelada). Satisfeita tal condição, tornam-se válidas as transformações: (Kaimal e Businger, 1970),

$$x = Ut \quad \text{e} \quad 1/k = U/f \quad (3.1)$$

sendo x e t , respectivamente, as coordenadas de espaço e tempo, com x na direção do vento médio, k representa o número de onda (o recíproco do comprimento de onda, λ) e f a frequência. Fica, então, evidente a importância da hipótese de Taylor, à medida que esta permite inferir a estrutura espacial da turbulência a partir de medições efetuadas em ponto fixo.

A partir do conhecimento da escala temporal das ECs, obtida na seção anterior, e da velocidade do vento médio, foi possível conhecer a escala espacial das estruturas. Dessa forma com o objetivo de se entender melhor a variabilidade das escalas espaciais das ECs nos dois sítios experimentais foram traçadas as figuras 5.7 (para Caxiuanã, dia 305 juliano), e 5.8 (para FNS, dia 41 juliano), nelas são mostradas as escalas temporais e espaciais das ECs, além da velocidade média do vento, elas foram dispostas na seguinte ordem: Caxiuanã durante o dia (figura 3.7.a), Caxiuanã durante a noite (figura 3.7.b), FNS durante o dia (figura 3.8.a), FNS durante a noite (figura 3.8.b). Através das análises das figuras será possível compreender qual a influência da velocidade média do vento, juntamente com a escala temporal das ECs, no comprimento médio das mesmas.

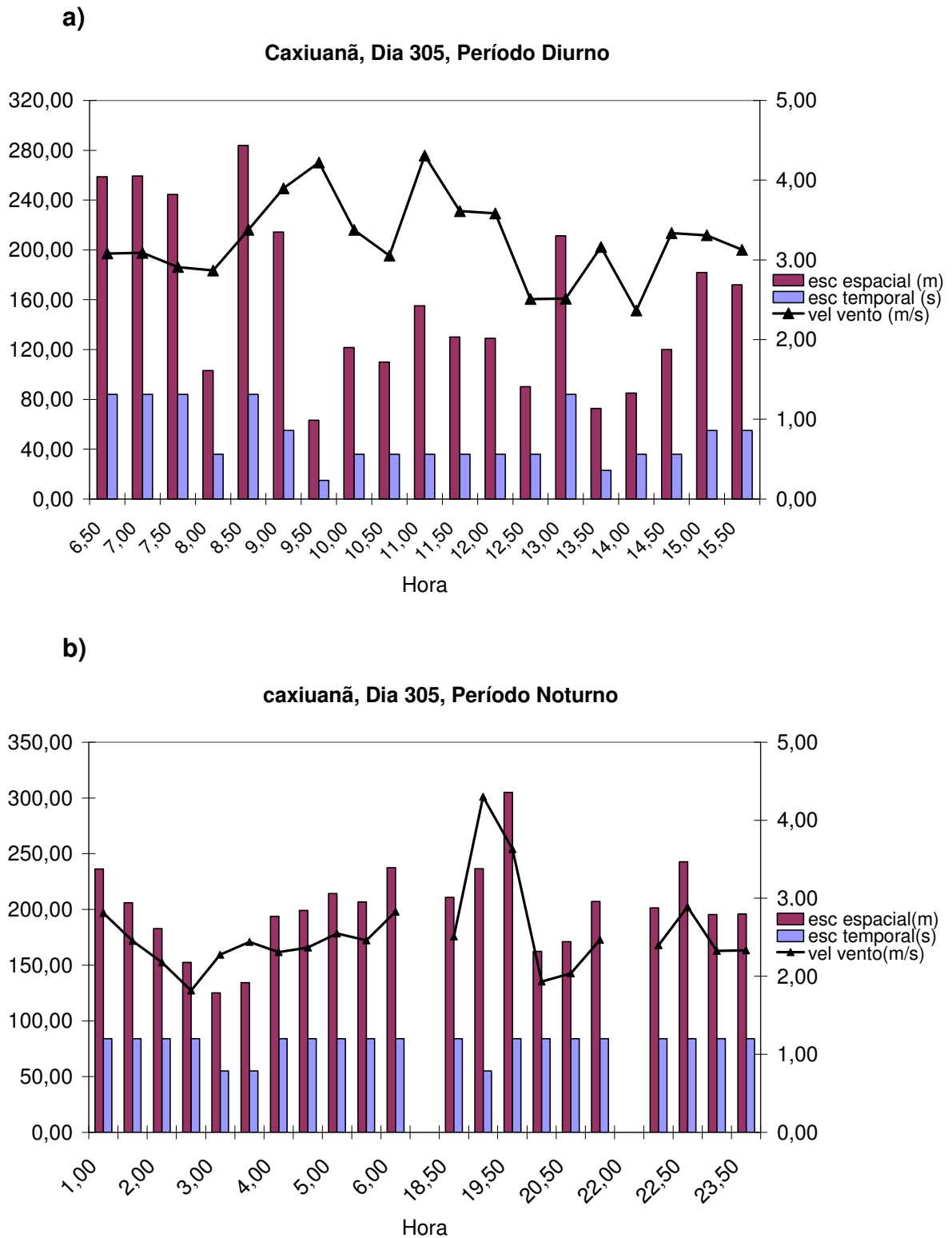


Figura 3.7. Valores médios horários para a flona de Caxiuanã de: escala espacial da ECs; escala temporal da ECs e velocidade média do vento a 54 m: (a) diurno; (b) noturno.

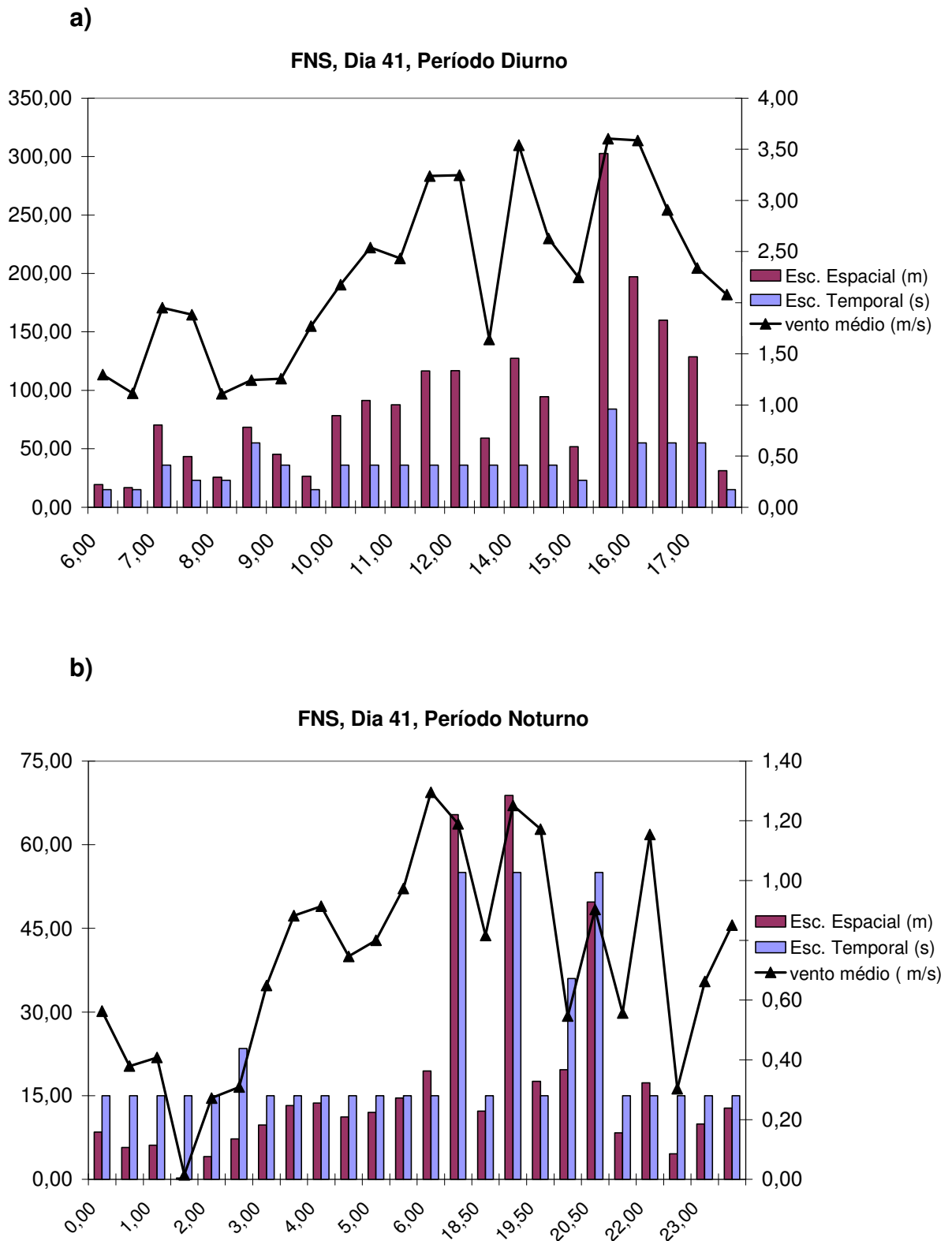


Figura 3.8. Valores médios horários para a FNS de: espacial da ECs; escala temporal da ECs e velocidade média do vento a 4 m de altura: (a) diurno; (b) noturno.

Tais figuras apresentam resultados interessantes os quais serão mencionados a seguir:

- a) Observou-se que para Caxiuanã o comprimento médio das estruturas, durante o período convectivo, variou entre 70 a 290 m (ver figura 3.7.a) e a velocidade média do vento foi de aproximadamente 3,5 m/s.
- b) Para o período estável não houve significativa mudança em relação ao período convectivo, sendo que o comprimento médio das ECs variou entre 130 a 300 m (ver figura 3.7.a) e a velocidade média do vento não mudou substancialmente, do dia para a noite, apresentando um valor em torno de 2,5 m/s.
- c) Para a FNS percebeu-se que, tanto no período diurno quanto no noturno, o comprimento médio das ECs é menor do que o observado em Caxiuanã. Além disso, durante o dia, na FNS, as ECs apresentam uma extensão significativamente maior, da ordem de 150 m, (ver figura 3.8.b), comparativamente à noite, onde não ultrapassam os 70 m, (ver figura 3.8.a).
- d) O comportamento da velocidade do vento na FNS é bastante diferente, no que diz respeito a mudanças entre os períodos noturnos e diurnos. Durante o dia o vento médio é de aproximadamente 2,5 m/s e durante a noite 0,5 m/s.
- e) Observa-se uma clara relação entre as escalas temporais e espaciais das estruturas coerentes, como já era esperado. Percebe-se que o aumento na escala temporal influencia diretamente na escala espacial.

Em Caxiuanã a baixa variação no comprimento médio das ECs, no que diz respeito à mudança do dia para a noite, é justificável, pois, durante o dia a escala temporal das estruturas é relativamente mais baixa do que o período noturno. No entanto a velocidade média do vento é, em média, 1 m/s mais alta no período diurno. Isso significa que a estrutura ao passar pelo sensor, durante o dia, gastará um menor tempo, por estar ligeiramente mais rápida, já a noite ocorrerá o inverso, a estrutura, por estar mais lenta demorará mais ao passar pelo sensor. Resumindo, a escala espacial, que depende da velocidade do vento médio e da escala temporal, não é alterada significativamente do dia para a noite.

Gao e Li (1993) também mostraram que o comprimento espacial médio das ECs não apresentava mudança significativa acima e dentro de uma floresta decídua de 18 m de altura, no Canadá. Eles mostraram que, acima da floresta, a velocidade média do vento era de aproximadamente 4 m/s e a escala temporal de aproximadamente 26s. Já dentro da copa a velocidade diminuía para próximo de 2 m/s e a escala temporal aumentava para 56s. Com isso obtiveram ECs que apresentavam um comprimento que variava entre 83 m a 112 m acima e dentro da floresta.

Outro resultado bastante interessante, e concordante com o encontrado neste trabalho, é o de Lu e Fitzjarrald (1994), que sobre uma floresta decídua, na América do norte, de 20 m de altura, encontraram, ECs com comprimento médio de 150 m para períodos convectivos e 113 m para períodos estáveis. Percebe-se que não houve significativa mudança no comprimento médio das ECs para o período diurno e noturno. Uma causa que talvez explique essa pequena variação no comprimento das estruturas pode estar associada à velocidade média do vento, que assim como em Caxiuanã, difere pouco entre o dia (aproximadamente 2,9 m/s) e a noite (aproximadamente 2,3 m/s).

Para a FNS, a grande diferença entre o comprimento médio das ECs durante o dia e a noite se deve ao fato de que durante a noite tanto a duração média das ECs quanto a velocidade do vento médio apresentam valores significativamente menores do que de dia.

Krusche (1997), já havia encontrado, sobre plantações de milho, em área plana do sul do Brasil, resultados semelhantes aos aqui encontrados para a FNS. Ela observou que ECs, durante o período convectivo, variavam em extensão entre 36,68 e 69,01 m, para as séries de temperatura. Já durante o período estável, foram identificadas comprimentos entre 51,93 e 97,89 m para as rampas de temperatura.

3.4 INFLUÊNCIA DO PARÂMETRO DE ESTABILIDADE DE MONIN-Obukhov NAS ESCALAS DAS ESTRUTURAS COERENTES

Inicialmente, será analisada a variabilidade das ECs em função da estabilidade atmosférica a fim de melhor compreender a influência de forçantes mecânicas, associadas ao cisalhamento do vento, e forçantes térmicas na organização do escoamento em ECs. Para isto, foi calculado o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov $\zeta = (z - d)/L$.

Observando-se a figura 3.9 percebe-se que em Caxiuanã as condições de estabilidade atmosférica estão muito próximas da neutralidade, principalmente no período noturno, em que predominam estruturas com escala temporal de aproximadamente 84 s, o que não ocorre para a FNS, a qual durante o dia é fortemente instável e durante a noite é fortemente estável. É importante ressaltar que Caxiuanã é uma floresta situada na Amazônia oriental, não tão distante do oceano, sofrendo a influência constante de jatos noturnos e de sua capacidade de mistura e de aumentar o cisalhamento do vento próximo à superfície durante toda a noite (SÁ *et al*, 2006). Menciona-se também que, na FNS, o valor de ζ sofre nítida oscilação, da ordem de várias dezenas de minutos, possível resultado da existência de forçantes de mesoescala no sítio experimental.

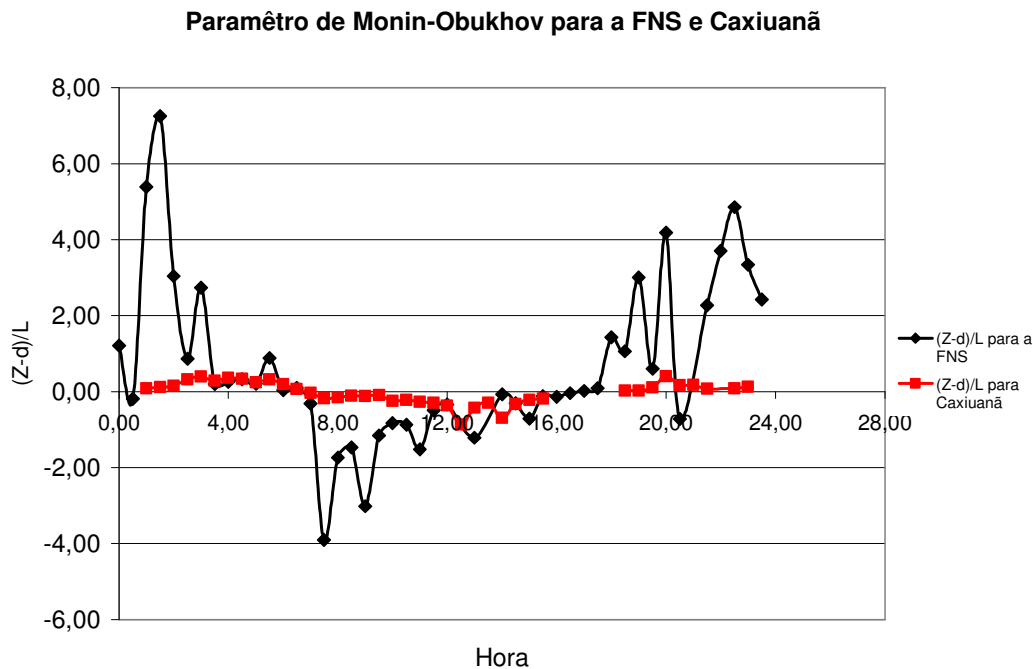


Figura 3.9- Evolução horária do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ξ para Caxiuana e a FNS para os dias julianos 305 e 41, respectivamente.

Em relação ao valor da escala (84 s) em que predominam as estruturas para as condições próximas a neutralidade. Conforme mencionado por Hogström e Bergström (1996) e Bolzan (1998), estas escalas correspondem ao intervalo de ocorrência dos chamados “rolos”, (discutidos na seção anterior) prováveis manifestações da chamada instabilidade do ponto de inflexão (RAUPACH et al., 1996, Pachêco 2001), as quais espera-se que possam ocorrer em superfícies com coberturas vegetais suficientemente elevadas (para produzir ponto de inflexão nos perfis verticais de velocidade do vento). Numa tal situação, espera-se que as condições impostas pelo forte cisalhamento vertical do vento predominem e dirijam a difusividade térmica. É uma situação em que o escoamento localizado imediatamente acima da altura dos principais elementos de rugosidade, terá dificuldade em ceder momentum à superfície, pois os “rolos” funcionam como “retardadores” da transferência mecânica por atrito superficial.

Admite-se que, na medida em que as condições de instabilidade aumentarem, diminuirá a preponderância dos processos de difusividade turbulenta de momentum, comparativamente aos térmicos (BOLZAN, 1998). Nestas condições, o regime representado pelos rolos não é mais o único existente, e ECs associadas a

escalas da ordem de 60 s ou menos também se manifestam. É o que provavelmente esteja ocorrendo na FNS durante os períodos instável e estável, e em Caxiuanã durante o dia. Segundo Hogstrom e Bergstrom (1996), ECs nestas escalas seriam qualitativamente diferentes daqueles presentes nas escalas próximas de 90 s: elas não teriam mais a forma de rolos cujo eixo de simetria é perpendicular a direção do escoamento, mas teriam uma organização orientada ao longo do escoamento, daí sua maior rapidez de dissipação. Estas últimas ECs ocorrem frequentemente sobre superfícies mais lisas, como no caso da FNS, nas quais instabilidade do ponto de inflexão não se manifesta.

3.5 COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO E ESTRUTURAS COERENTES

Os coeficientes de correlação associados ao fluxo de calor sensível, r_{wT} , e ao fluxo de momentum τ , r_{wu} , fornecem importantes informações sobre a estrutura da turbulência na CLS (HÖGSTRÖM, 1990) e mesmo sobre a estrutura da CLA (MOENG; SULLIVAN, 1994). O coeficiente de correlação entre duas variáveis é determinado pela razão entre suas covariâncias e o produto de seus respectivos desvios padrões.

$$r_{wT} = \frac{\overline{w'T'}}{\sigma_w \sigma_T} \quad e \quad r_{wu} = \frac{\overline{w'u'}}{\sigma_w \sigma_u} \quad \text{Eq. 5.3}$$

Onde:

r_{wT} : é o coeficiente de correlação entre a velocidade vertical do vento e a temperatura;

r_{wu} : é o coeficiente de correlação entre as componentes vertical e horizontal da velocidade do vento.

Para retirar informações fisicamente úteis dos coeficientes de correlação foi elaborada a Figura 3.8, que apresenta o coeficiente de correlação r_{wT} ao longo do

dia e da noite nos dois sítios experimentais (a figura 3.10 representa os dias julianos 305 do ano de 2006 para Caxiuanã e 41 do ano de 2000 para a FNS; no entanto os gráficos dos outros dias não são significativamente diferentes deste, podendo o mesmo ser representativo para os demais).

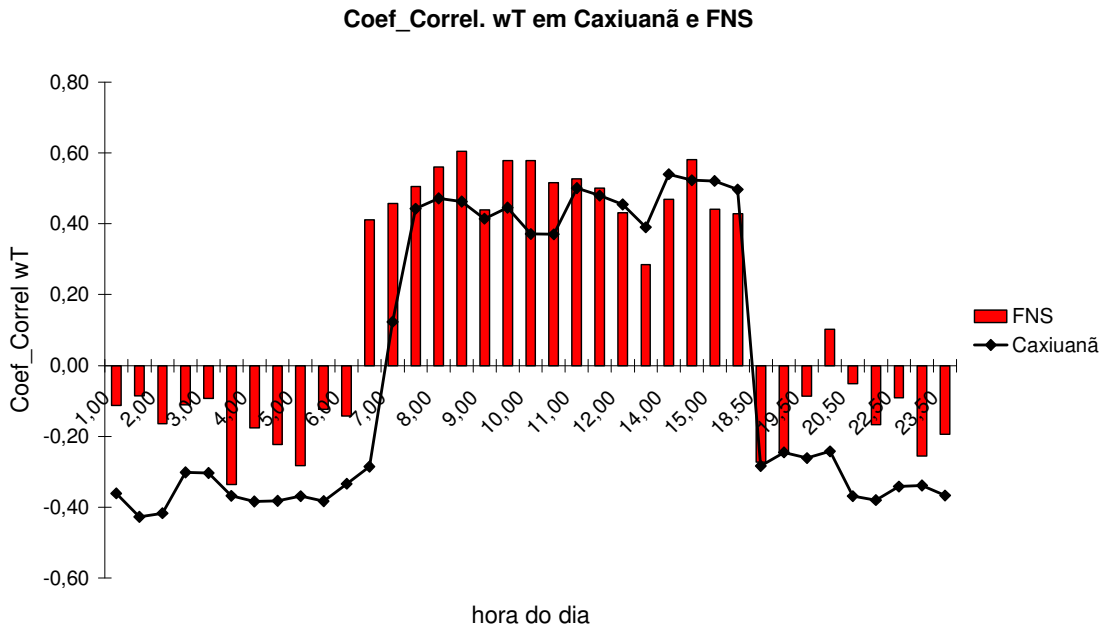


Figura 3.10. Evolução média horária do coeficiente de correlação r_{wT} acima de dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Fazenda Nossa Senhora e Caxiuanã.

Observou-se, a partir da análise da figura 3.10 que durante o período diurno, em Caxiuanã, o módulo do coeficiente de correlação r_{wT} foi de aproximadamente 0,45. Já para o período noturno oscilou em torno de 0,40. Para a FNS o mesmo coeficiente durante o dia apresentou um valor próximo de 0,50 e durante a noite o r_{wT} se aproximou de 0,25.

Para se compreender melhor o comportamento do coeficiente de correlação r_{wT} em função de diferentes condições de estabilidade atmosférica foi elaborada a Figuras 3.11, na qual é mostrado a variação do coeficiente de correlação r_{wT} em função de ζ para os sítios experimentais: (a) Caxiuanã e (b) FNS, e a Figura 3.10 a qual mostra os coeficientes de correlação em função de ζ , em que os valores médios de r_{wT} foram calculados dentro de faixas do parâmetro ζ de

comprimento 0,25. Para a construção das duas figuras, 3.11 e 3.12, foram utilizados quatro dias de dados de Caxiuana e cinco dias da FNS.

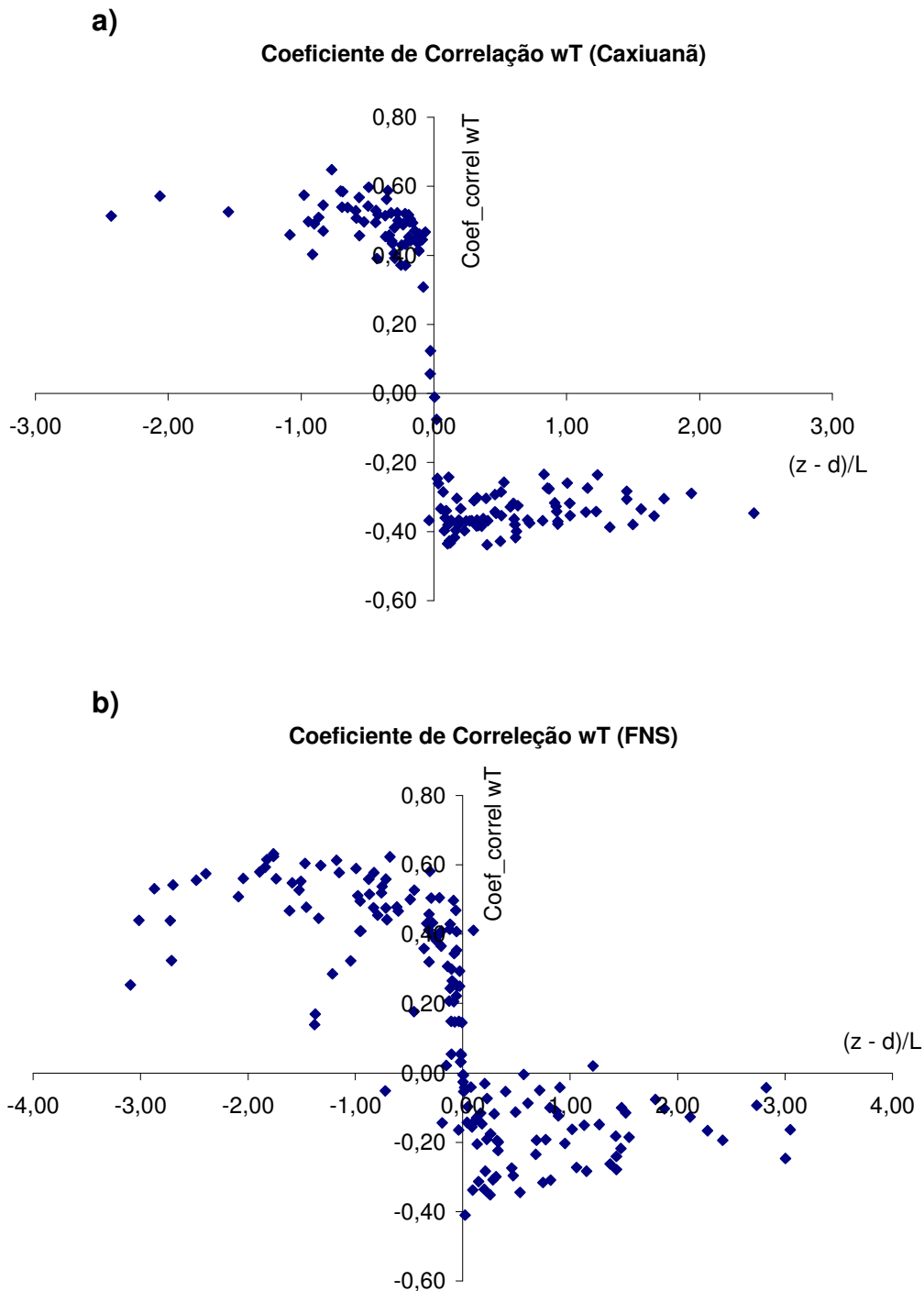


Figura 3.11. Variação do coeficiente de correlação, r_{wT} , em função do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ζ para os dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: a) Caxiuana e b) Fazenda Nossa Senhora.

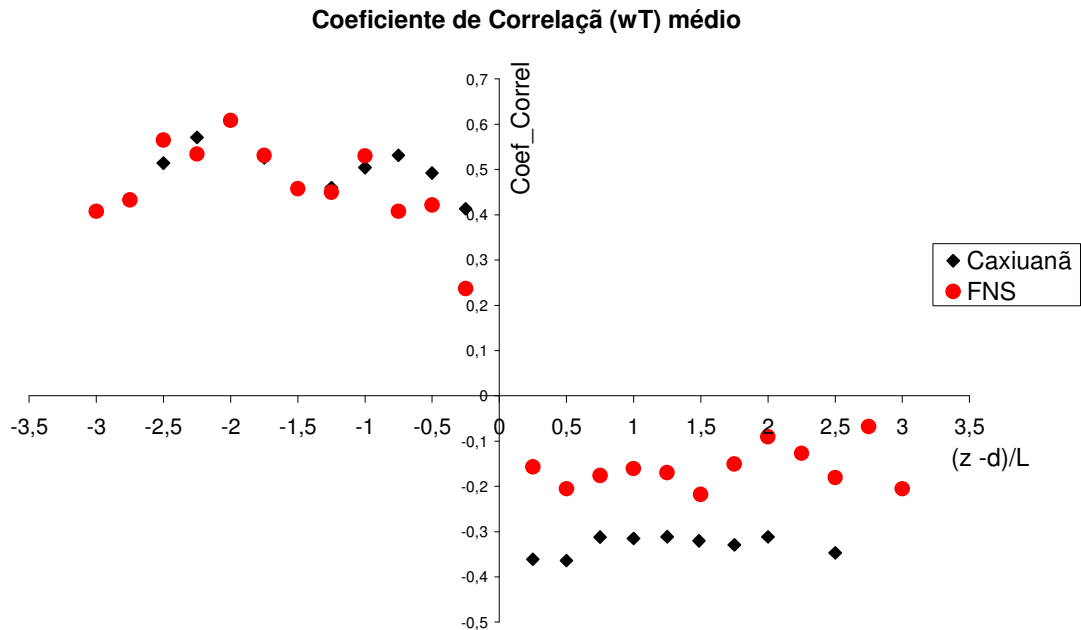


Figura 3.12 – Variação do coeficiente de correlação r_{wT} em função de ζ para dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Caxiuanã e FNS. Cada ponto corresponde a um valor médio de r_{wT} dentro de faixas de ζ de tamanho 0.25.

Na figura 3.11 observou-se que, para condições instáveis, a estimativa de r_{wT} oscilou em torno de 0,5, tanto para a floresta quanto para a fazenda, concordando com os resultados genéricos apresentados por Kaimal e Finnigan (1994), os quais mostraram que escoamentos sobre camadas superficiais planas e uniformes geralmente conduzem a valores de $r_{wT} \sim 0,5$ (para $-2 < \zeta < 0$). Marques Filho (2000), em estudo para o Pantanal úmido e Zeri (2002), em estudo para o Pantanal seco e úmido, também encontraram valores próximos aos de Kaimal e Finnigan (1994) para o período instável. Já para condições estáveis, ambos os sítios apresentaram menor valor para o módulo de r_{wT} , comparativamente aos do período instável, indicando uma menor eficiência da transferência de calor relativamente à produção de variância de temperatura nessas condições de estabilidade (MARQUES FILHO, 2000). No entanto, é interessante de se observar, através da figura 3.12, que durante a noite, para Caxiuanã, r_{wT} ficou em torno de - 0,40 enquanto para a FNS r_{wT} girou em torno de - 0,20.

Com relação a Caxiuanã, Sá *et al* (2006) mostraram que durante a noite há produção contínua de turbulência mecânica e praticamente ausência de ondas de gravidade próximo da superfície, o que facilita a existência de disponibilidade de variância de temperatura para ser aproveitada em fluxos turbulentos verticais de calor sensível. Já na FNS, os baixos valores de $|r_{wT}|$ sugerem a ocorrência de intermitência, ondas de gravidade e de outros fenômenos não turbulentos que dificultam a conversão de variância de temperatura em fluxos. No que se refere à Caxiuanã, convém lembrar que a copa das árvores tem uma maior capacidade de armazenar calor durante o dia (liberando-o lentamente durante a noite) que uma superfície coberta por grama, como é o caso da FNS. Observe-se que, para a FNS há um valor médio positivo de r_{wT} às 20 horas, o que certamente deve estar associado a processos não genuinamente turbulentos, talvez, ondas de gravidade puras ou interações de ondas de gravidade com turbulência, conforme encontrado por Zeri (2002) para as noites secas do Pantanal mato-grossense.

Portanto, no que se refere às estimativas de r_{wT} , o acordo com os resultados apresentados por Kaimal e Finnigan (1994) foi muito mais abrangente para situações instáveis do que estáveis. Esta afirmação será discutida mais adiante. Para condições instáveis as estimativas de r_{wT} oscilaram em torno de 0,5, tanto para Caxiuanã quanto para a FNS o que evidencia a eficiência da turbulência na transferência de calor nessas condições. Em condições estáveis, as estimativas $|r_{wT}|$ ficaram próximas de 0,4, para Caxiuanã e 0,2 para a FNS, apontando para uma menor transferência de calor, o que deve ser esperado nestas condições.

Analisar-se-á, na seqüência, o comportamento de r_{wu} , o coeficiente de correlação entre as componentes de velocidade vertical e horizontal da velocidade do vento. O valor de r_{wu} fornece informações referentes à proporção da intensidade de turbulência mecânica que é aproveitada para gerar fluxos turbulentos de momentum via cisalhamento vertical da velocidade do vento. Högström (1990) apresentou uma exaustiva discussão a respeito, mostrando como valores baixos de $|r_{wu}|$ podem estar associados à ocorrência de turbulência “não-ativa” no escoamento da CLS. Isto porque:

$$r_{wu} = \frac{\overline{w'u'}}{\sigma_w \sigma_u} = - \frac{\tau}{\rho \sigma_w \sigma_u} \quad 5.4$$

Onde τ , fluxo turbulento de momentum, depende apenas da turbulência “ativa”, enquanto σ_w e σ_u contêm, ambos, informações da turbulência “ativa” e “não-ativa”. Segundo Högström (1990), a turbulência “não-ativa”:

- não interage com a turbulência “ativa”;
- não contribui para τ ;
- surge na parte superior da CLS;
- é de uma escala relativamente grande;
- é parcialmente devida ao campo irrotacional criado por flutuações de pressão na CLS e ao campo de vorticidade de grande escala da camada exterior à CLS;
- tem sua energia dissipada nas camadas próximas à superfície.

Também de acordo com Högström (1990), $|r_{wu}| < 0,3$ indica a presença de turbulência inativa associada ao transporte de energia turbulenta. Resultados similares foram encontrados por Von Randow *et al.*(2006) na camada superficial sobre a floresta Amazônica.

Com o objetivo de se analisar a variação horária do coeficiente de correlação r_{wu} para a CLS de dois sítios com rugosidades diferentes, Caxiuanã e da FNS, foi construída a Figura 3.13 na qual foram calculados valores médios de $|r_{wu}|$ para Caxiuanã e FNS durante as 24 horas do dia juliano 305, (ano de 2006) e 41, (ano de 2000), respectivamente.

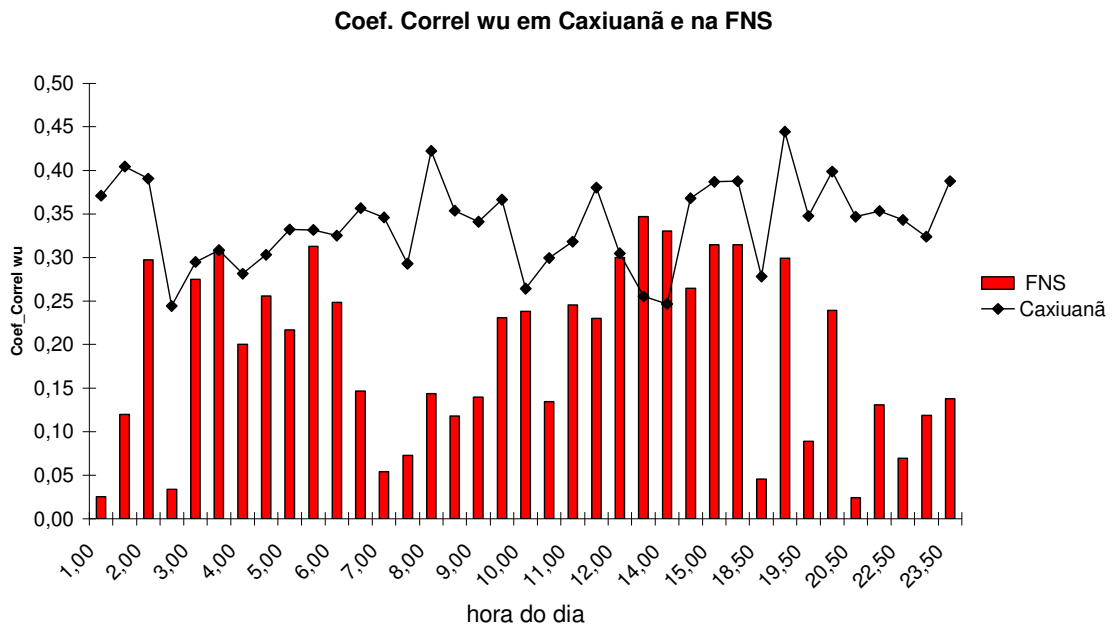


Figura 3.13. Evolução horária do módulo do coeficiente de correlação r_{wu} para os dois sítios experimentais com rugosidades diferentes: Fazenda Nossa Senhora e Caxiuanã nos dias 41 (2000) e 305 (2006), respectivamente.

Nota-se que, em todos os horários, exceto o das 13:00 às 14:00 h, o módulo do coeficiente r_{wu} foi maior em Caxiuanã (aproximadamente 0,35) quando comparado com a FNS (aproximadamente 0,30), ou seja, percebe-se que na floresta a energia cinética turbulenta está sendo muito mais bem aproveitada para conversão em fluxo de momentum que na pastagem.

Um outro aspecto que chama bastante atenção é o fato de que em vários horários durante a noite os valores de $|r_{wu}|$, para a fazenda, foram muito baixos, próximos a 0,10. Suspeita-se que isso esteja ocorrendo graças a condições atmosféricas fortemente estáveis, na qual não há mais geração contínua de turbulência, mas intermitência global. Para que fosse respondida esta pergunta, foram construídas as figuras 3.14 e 3.15, em que foram apresentados os módulos dos coeficientes de correlação r_{wu} em função de ζ para a floresta e a pastagem.

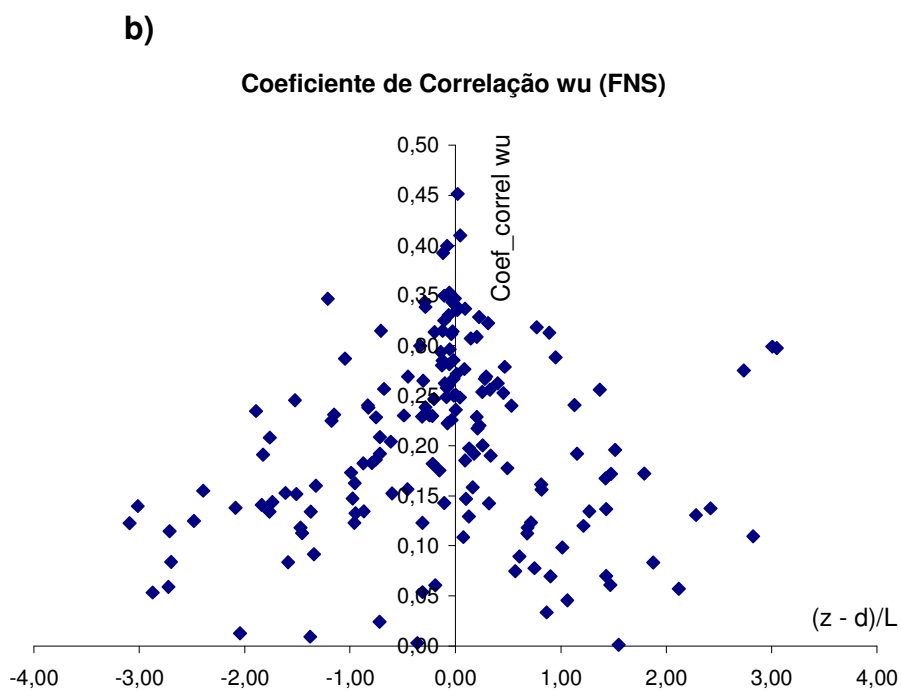
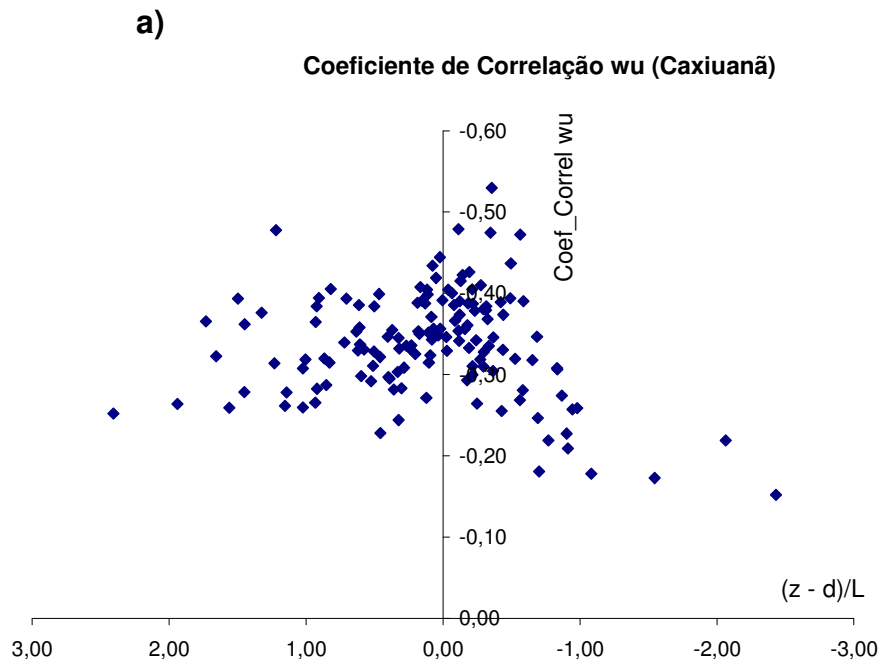


Figura 3.14. Variação do módulo do coeficiente de correlação, r_{wu} , em função do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ζ para dois sítios experimentais com rugosidade diferentes: a) Caxiuanã e b) Fazenda Nossa Senhora.

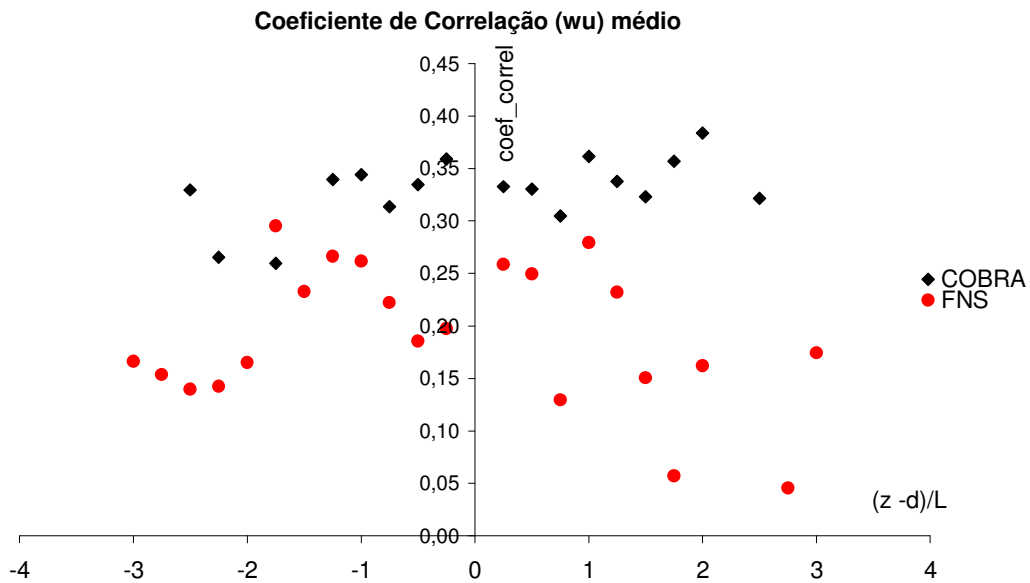


Figura. 3.15 – Variação do coeficiente de correlação r_{wu} em função de ζ para dois sítios experimentais com rugosidade diferentes: Caxiuanã e FNS. Cada ponto corresponde a um valor médio de r_{wu} dentro de faixas de ζ de tamanho 0,25.

Percebe-se que em Caxiuanã: a) sob condições próximas da neutralidade e em condições estáveis, as estimativas de $|r_{wu}|$ oscilaram em torno de 0,35, o que está plenamente de acordo com os valores teóricos propostos por Monin e Yaglom (1971) e Kaimal e Finnigan (1994); b) sob condições instáveis, somente houve acordo com a teoria para valores de $\zeta \geq -0,8$. Próximo a $\zeta = -1$, verificou-se uma queda acentuada em $|r_{wu}|$ que passou rapidamente para um valor próximo a 0,2, como foi encontrado por Marques Filho (2000) para o Pantanal mato-grossense na Estação úmida. No entanto, difere do que é apresentado por Kaimal e Finnigan (1994), cujos valores de $|r_{wu}|$ decrescem suavemente com o aumento da instabilidade. A diminuição de $|r_{wu}|$ para condições instáveis, em Caxiuanã, pode estar relacionada ao fato de que nestas condições a energia cinética turbulenta não é mais gerada principalmente por cisalhamento do vento e sim pela presença de forte instabilidade térmica, sendo as flutuações de velocidade, consequências da ação de um conjunto de jatos térmicos que se originam de pontos individuais da superfícies subjacentes aquecidas (MONIN; YAGLOM, 1971).

Para a FNS, o valor de $|r_{wu}| \sim 0,35$ só é alcançado em condições próximas da neutralidade. Para situações estáveis, assim como para condições instáveis, o valor de $|r_{wu}|$ também decresce rapidamente. Mahrt (1999), argumentou que, em condições muito estáveis, o escoamento próximo à superfície não consegue manter continuamente a turbulência devido ao termo de flutuabilidade na equação do balanço de ECT se tornar muito maior do que o termo de geração por cisalhamento do vento e atuar no sentido de destruir a criação de ECT. Daí decorre que na camada limite muito estável a turbulência pode ser intermitente, e às vezes, deve sua geração a rajadas produzidas de cima para baixo, pela ação de jatos de baixos neveis (Mahrt, 1999). Poulos *et al* (2002), em sua apresentação geral do Experimento CASES-99, voltado principalmente para o estudo da camada limite noturna, salientam que existem miríades de fenômenos próprios da CLN, e que seu conhecimento ainda é muito incipiente. Sendo assim, os resultados encontrados para a CLN podem resultar de fenômenos complexos, ainda mal compreendidos. Por exemplo, a camada limite muito estável pode assumir um caráter de geração de turbulência via cisalhamento do vento do topo para baixo, em que a principal fonte geradora de turbulência se encontraria separada da superfície. Quando isso ocorre, não existem condições para a TSMO se manter válida (Mahart, 1999).

3.6 CÁLCULO DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO NAS ESCALAS DE OCORRÊNCIA DAS ESTRUTURAS COERENTES

Para melhor compreender os resultados de um ponto de vista da ação das ECs na mistura turbulenta, foram construídas as figuras 3.16 e 3.17, nas quais são apresentados os valores dos coeficientes de correlação r_{wT} calculados tanto na escala de ocorrência das ECs quanto para o sinal bruto, para dois sítios de rugosidade diferentes: Caxiuanã e FNS. Desta forma será possível observar, de acordo com a definição de Robinson, o quanto estão correlacionados o sinal de temperatura T e da velocidade vertical do vento w, na escala de ocorrência das ECs e no sinal bruto. Para tanto foram analisados 24 horas de dados para ambos os sítios, Caxiuanã e FNS, (dias julianos 305 do ano de 2006 e dia juliano 41 do ano de 2000, respectivamente).

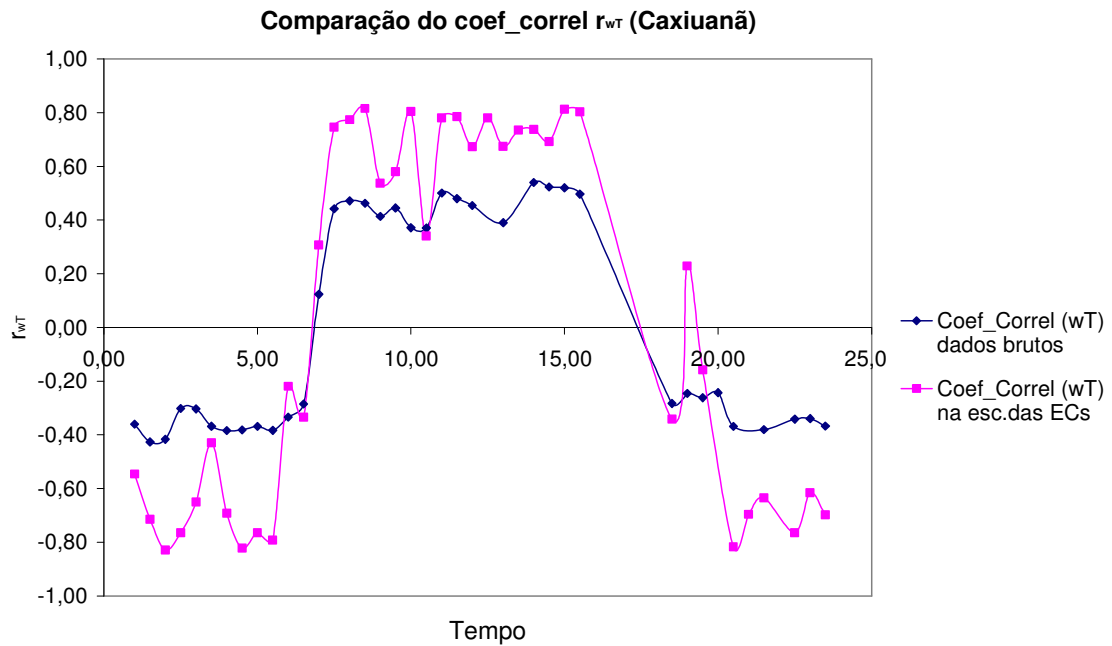


Figura 3.16: Coeficiente de correlação r_{wT} calculados na escala de ocorrência das ECs e a partir do sinal bruto, com dados da Flona de Caxiuana.

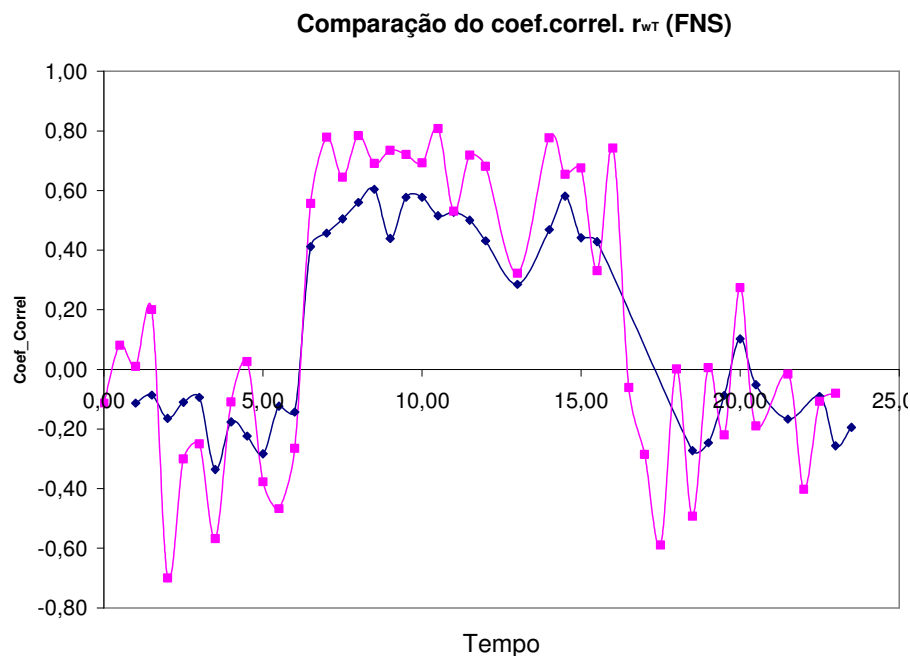


Figura 3.17- Coeficiente de correlação r_{wT} calculado: na escala de ocorrência das ECs a partir do sinal bruto, na FNS.

Através da análise da figura 3.16 observou-se que, em Caxiuanã, o coeficiente de correlação r_{WT} , calculado na escala de ocorrência das ECs, foi aproximadamente 0,7 durante o dia e - 0,7 durante a noite, enquanto que o valor do mesmo coeficiente, r_{WT} , calculado para o sinal bruto oscilou em torno de 0,5 durante o dia e 0,4 durante a noite. Ou seja, ao se fixar na informação contida na escala de ocorrência da EC, filtram-se efeitos de ruídos, introduzidos por outras escalas e obtém-se informação essencial sobre a estrutura da turbulência.

Para a FNS (ver figura 3.17), observou-se que o comportamento de r_{WT} durante o dia foi bastante similar ao de Caxiuanã. O valor de r_{WT} na escala de ocorrência das ECs oscilou em torno de 0,7 enquanto que para o sinal bruto foi de aproximadamente 0,5. Já durante a noite a forte estabilidade atmosférica provavelmente criou situações de intermitência, como mencionado anteriormente, o que talvez justifique o fato do coeficiente r_{WT} , na escala de ocorrência das estruturas, ter se aproximado de zero.

4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foi usada a Transformada em Ondeletras contínua de Morlet para detectar a escala de ocorrência das estruturas coerentes no escoamento turbulento acima da Floresta Nacional de Caxiuanã-Pa, Reserva Florestal da Rebio-Jarú-Ro (florestas primárias) e Fazenda Nossa Senhora-Ro (região desmatada).

Foi constatado que a mudança na rugosidade superficial que a Amazônia vem sofrendo (substituição de floresta por pastagem) causa diferenças significativas na geração de estruturas coerentes, influenciando na escala de sua ocorrência e consequentemente, nas trocas superfície-atmosfera. Esse resultado, ao que se conhece, indisponível, cria uma perspectiva de melhores interpretações físicas sobre as conseqüências do desmatamento nas trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera.

Outro resultado original, indisponível na literatura (pelo que se conhece), foi o estabelecimento de uma relação entre escala de ocorrência das estruturas coerentes e um parâmetro de rugosidade variável no tempo (altura do ponto de inflexão do perfil vertical da velocidade do vento médio). É possível que tal resultado não tenha sido anteriormente obtido porque, em geral, os estudos de rugosidade superficial têm-se baseado em parâmetros geometricamente fixos (tais como z_0 e d), os quais não variam em função do cisalhamento do vento, nem das condições de estabilidade atmosférica, diferentemente da abordagem aqui adotada.

A existência de um ponto de inflexão no perfil vertical da velocidade média do vento cuja altura variou ao longo do dia, influenciou diretamente a variabilidade da escala de ocorrência das estruturas coerentes. Durante o dia a altura do ponto de inflexão se aproximou do dossel e com isso as estruturas tiveram duração menor. Durante a noite ocorreu o inverso.

Isso constitui um resultado que deverá ser lavado em conta ao se considerarem os efeitos introduzidos pela exploração seletiva de árvores da floresta

amazônica, particularmente no que se refere às modificações na rugosidade da região com cobertura florestal, nas trocas floresta-atmosfera.

Ademais, utilizou-se a informação por escala, proporcionada pela aplicação da transformada em ondaletas aos sinais de temperatura, para estudar as características das estruturas coerentes.

Observou-se que na escala de ocorrência das estruturas coerentes há uma tendência dos fluxos turbulentos serem consideravelmente maiores. Como mostrou o cálculo do coeficiente de correlação na escala das estruturas que, quando comparado com o mesmo para o sinal o sinal bruto, foi significativamente maior.

Como outros resultados interessantes verificou-se que as escalas temporais das de ocorrências das estruturas coerentes na Amazônia são similares daquelas relatadas na literatura, tanto para floresta, como para pastagem.

Sugere-se que em experimentos futuros, sejam construídas torres micrometeorológicas mais altas, proporcionando assim a possibilidade de cálculos mais precisos da altura média do ponto de inflexão e com isso entender melhor sua influência no comportamento das estruturas coerentes.

Além disso, seria interessante a realização de experimentos em locais onde a floresta esteja passando por exploração seletiva de árvores, afim de que se possam comparar com uma floresta “potegida”, eventuais modificações na estrutura da turbulência.

REFERÊNCIAS

ACHARD, F.; EVA, H. D.; STIBIG, H.; MAYAUX, P.; GALLEGO, J.; RICHARDS, T.; MALINGREAU, J. P. Determination of deforestation Rates of the world's humid Tropical Forests. **Science**, n. 297, p. 999 -1002, 2002.

ANDREAE, M. O., et al., Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments, **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 107, n. D20, 2002.

ALENCAR, A. **O desenvolvimento que queremos: ordenamento territorial da BR-163, Baixo Amazonas, Transamazônica e Xingu**. Meeting report. 29-31 mar., (IPAM, ISA, FVPP, Fetagri BAM, FORMAD, FVPP, CEFTBAM, Forum BR-163, GTA), Santarém, PA, 2004a.

ANDERSEN, L. E. e REIS, E. J. **Deforestation, development and government policy in the Brazilian Amazon: An Econometric Analysis**. Rio de Janeiro, Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (Ipea), 1997.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**, San Diego, Academic-Press, 307 p., 1988.

AVISSAR, R.; WERTH, D. Teleconnections between tropical deforestation and midlatitude precipitation. **Eos. Trans. AGU**. v. 84, n. 46, Fall Meet. Suppl., Abstract, 2003.

BERGSTRÖM, H.; HÖGSTRÖM U., Turbulent exchange above a pine forest. II. Organized Structure, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 49, n. 3: p. 231-263, Nov, 1989.

BOLZAN, M. J. A. **Estudo da influência das estruturas coerentes e da rugosidade na estimativa de fluxos turbulentos sobre o Pantanal**, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Sao José dos Campos, INPE, 2000.

BOLZAN, M. J. A. ; PRASAD, G. S. S. D. ; SÁ, L. D. A. ; MANZI, A. O. ; SOUZA, A. ; KASSAR, E. . **Análise de quadrante aplicada a flutuações turbulentas acima do Pantanal (estação seca). I. Método de Caramori**. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998, Brasília. Anais do X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998.

BRUNET, Y.; IRVINE, M. R. The Control of coherent eddies in vegetation canopies: streamwise structure spacing, canopy shear scale and atmospheric stability, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, n. 1: p. 139-163, Jan, 2000.

BUSINGER, J. A. WYNGAARD, J. C. IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 2: p. 181-189, Mar, 1971.

CARAMORI, P. SCHUEPP, P. DESJARDINS, R.; MACPHERSON, I. Structural analysis of airborne flux estimates over a region, **Journal of Climate**, v. 7, n. 5: p. 627-640, May, 1994.

COLLINEAU, S.; BRUNET, Y. Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part I: Wavelet Analysis, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 65, n. 4: p. 357-379, Sep, 1993.

CULF, A. D., G. FISCH; M. G. HODNETT, The albedo of Amazonian forest and ranch land, **J. Clim.**, v. 8, p. 1544-1554, 1996.

DUNCAN, M. R.; SCHUEPP, P. H. A method to delineate extreme structures within airborne flux traces over the FIFE site, **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. 17: p. 18487-18498, Nov, 1992.

FARGE, M. The wavelet transform and its applications to turbulence, **Annual Rev. of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FARGE, M. KEVLAHAN, N. PERRIER V.; GOIRAND, E. Wavelets and turbulence, **Proceedings of the IEEE**, v. 84, n. 4: p. 639-669, April, 1996.

FEARNSIDE, P. M. Land-tenure issues as factors in environmental destruction in Brazilian Amazonia: The Case of Southern Pará. **World Dev.** vol. 29, n. 8, p.1361-1372, 2001.

FEARNSIDE, P. M. **A Floresta Amazônica nas mudanças globais**. Manaus, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), 2003, 134 p.

FEARNSIDE, P. M. Agriculture in Amazonia. In: PRANCE, G. T; LOVEJOY, T. E. (Eds.). **Key environments of Amazonia**. Oxford, Pergamon Press, p. 393-418, 1985.

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

FITZJARRALD, D. R. MOORE, K. E. CABRAL, O. M. R. SCOLAR, J. MANZI A. O; SÁ, L. D. A. Daytime turbulent exchange between the Amazon Forest and the atmosphere, **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. 10: p. 16825-16838, Sep, 1990.

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

GAO, W; LI, B. L. Wavelet analysis of coherent structures at the atmosphere-forest interface, **Journal of Applied Meteorology**, v.32, n. 11: p. 1717-1725, Nov, 1993.

GAO, W. SHAW, R. H; PAW U, K. T. Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 47, n. 1-4: p. 349-377, Apr, 1989.

GARRATT, J. R. Surface influence upon vertical profiles in the nocturnal boundary layer, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, n. 1: p. 69-80, May, 1983.

GARRATT, J. R. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, n. 450: p. 803-819, Oct, 1980.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**, Cambridge, Cambridge-University-Press, 316 p, 1992.

GLEDZER, E. VILLERMAUX, E. KAHALERRAS, H; GAGNE, Y. On log-Poisson statistics of the energy dissipation field and related problems of developed turbulence, **Physics of Fluids**, v. 8, n. 12: dec, 1996.

HAGELBERG, C. R. AND GAMAGE, N. K. K. Structure-preserving wavelet decompositions of intermittent turbulence, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 70, n. 3: p. 217-246, Aug, 1994.

HECHT, S. Environment, development and politics: capital accumulation and livestock sector in Eastern Amazonia. **World Development**, n. 13, p. 663-684, 1985.

HECHT, S. e COCKBURN, A. **The fate of the forest. developers, destroyers and defenders of the Amazon.** HarperCollins, 357 p, 1990

HIGHWAY, The Santarém-Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, vol. 10, n. 7, p. 745-764, 2004,.

HÖGSTRÖM U; BERGSTRÖM, H. Organized turbulence in the near-neutral atmospheric surface layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 17: p. 2452-2464, Sep, 1996.

HÖGSTRÖM, U. Analysis of turbulence structure in the surface layer with a modified similarity formulation for near neutral conditions, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 16: p. 1949-1972, Aug, 1990.

HOUGHTON, R. A. *et al.* Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon". **Nature**, n .403, p. 301-304, 2000.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por satélite** – Projeto Prodes. 2004

KAIMAL, J. C; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows. Their structure and measurement**, New York, Oxford Oxford-University-Press, 289 p., 1994.

KAIMAL, J. C; WYNGAARD, J. C. The Kansas and Minnesota experiments, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1-4: p. 31-47, 1990.

KAIMAL, J. C. EVERSOLE, R. A. LENSCHOW, D. H. STANKOV, B. B. KAHN P. H; BUSINGER, J. A. Spectral characteristics of the convective boundary layer over uneven terrain, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 5: p 1098-1114, May, 1982.

KAIMAL, J. C. WYNGAARD, J. C. HAUGEN, D. A. COTÉ, O. R. IZUMI, Y. CAUGHEY, S. J; READINGS, C. J. Turbulence structure in the convective boundary layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 2152-2169, Nov, 1976.

KAIMAL, J. C. WYNGAARD, J. C. IZUMI, Y; COTÉ, O. R. Spectral characteristics of surface layer turbulence, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 98, n. 417: p. 563-589, Jul, 1972.

KAIMOWITZ, D.; MERTENS, B.; WUNDER, S; PACHECO, P. **Hamburger connection Fuels Amazon destruction**. Bangor, Indonesia, Center for International Forest Research, 2004.

KATUL, G. HSIEH,G.-I. KUHN G; ELLSWORTH, D. Turbulent eddy motion at the forest-atmosphere interface, **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. 12: p. 13409-13421, Jun, 1997.

KATUL,G. KUHN,G. SCHIELDGE J; HSIEH, C.-I. The ejection-sweep character of scalar fluxes in the unstable surface layer, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, n. 1: p. 1-26, Apr, 1997.

KEVLAHAN N. K.-R. . VASSILICOS; J. C The space and scale dependencies of the self-similar structure of turbulence, **Proceedings of the Royal Society of London** v. 447, p. 341-363, 1994.

KRUSCHE, N. **Estudo de estruturas coerentes na camada limite superficial em iperó - Sao Paulo**, Tese de Doutorado, São Paulo, USP, 1997.

LAURANCE, W. F. Reflections on tropical deforestation crisis. **Biological Conservation**, n. 91, p. 109-117, 1999.

LAURANCE, W. F.; COCHRANE, M. A.; BERGEN, S.; FEARNSIDE, P. M.; DELAMÓNICA, P.; BARBER, C.; D'ANGELO, S; FERNANDES, T. The future of the Brazilian Amazon. **Science**, n. 291, p. 438-439, 2001.

LU C.-H.; FITZJARRALD, D. R. Seasonal and diurnal variations of coherent structures over a deciduous forest, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 69, n. 1-2: p. 43-69, Apr, 1994.

LUMLEY, J. L. Some comments on turbulence, **Physics of Fluids**, v. 4, n. 2: p. 203-211, Feb, 1992.

MAHAR, D. J. Deforestation in Brazil's Amazon Region: magnitude, rate and causes. New York, **The World Bank**, 1988.

MAHRT L; GIBSON, W. Flux decomposition into coherent structures, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 60, n. 1-2: p. 143-168, Jul, 1992.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary-layers, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3: p. 375-396, 1999.

MARGULIS, S. **Quem são os agentes dos desmatamentos na Amazônia e por que eles desmatam?** Word Bank internal paper, 2003.

MARQUES FILHO, E. P. **Alguns aspectos teóricos e experimentais da Camada Limite Superficial acima do Pantanal Matogrossense**, INPE, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 1999.

MCWILLIAM, A.-L. C. CABRAL, O. M. R. GOMES, B. M. ESTEVES J. L. ROBERTS, J. M. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia, In: **Amazonian Deforestation and Climate**, p.265-285, Chichester, 1996.

MENEVEAU, C. Statistics of turbulence subgrid-scale stresses: Necessary conditions and experimental tests, **Physics of Fluids**, v. 6, n. 2: p. 815-833, Feb, Part. 2, 1994.

MERTENS, B.; POCCARD-CHAPUIS, R.; PIKETTY, M.-G.; LACQUES, A.-E. VENTURIERI, A. Crossing spatial analyses and livestock economics to understand deforestation processes in the Brazilian Amazon: The Case of São Félix do Xingu in South Pará". **Agricultural Economics**, n. 27, p. 269-294, 2002.

MOENG C.-H; SULLIVAN, P. P. A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 7: p. 999-1022, apr, 1994.

MONIN A. S; YAGLOM, A. M. **Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence**, , Cambridge, Massachusetts, MIT-Press, 769 p., 1971.

MORAN, E. F. Deforestation and land use in the Brazilian amazon. **Human Ecology**, n. 21, 1993, p. 1-21.

MOUTINHO, P.; LOPES, U; LEFEBVRE, P. **Avança Brasil, the environmental costs for Amazônia**. 2000

NELKIN, M. In what sense is turbulence an unsolved problem? **Science**, v. 255, p. 566-570, 1992.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; BARROS, A. C.; ALENCAR, A.; CAPOBIANCO, J.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. Road Paving, Fire Regime Feedbacks, and the Future of Amazon Forests. **Forest Ecology and Management**, n. 5524, 2001, p.1-13.

NEPSTAD, D.; VERISSIMO, A.; ALENCAR, A.; NOBRE, C.; LIMA, E.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; POTTER, C.; MOUTINHO, P.; MENDOZA, E.; COCHRANE, M.; BROOKS, V. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by Logging and Fire. **Nature**, n.398, 1999, p. 505-508.

NICKELS T. B. AND MARUSIC, I. On the different contributions of coherent structures to the spectra of a turbulent round jet and a turbulent boundary layer, **Journal of Fluid Mechanics**, v. 448, p. 367-385, Dec, 2001.

NOBRE, C. A.; GASH, J. H. C.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. Conclusions from Abraços. Em GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. R. e VICTORIA, R. L. (eds.). **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester, John Wiley and Sons, 1996.

PACHÊCO, V. B. **Algumas Características do Acoplamento entre o Escoamento Acima e Abaixo da Copa da Floresta Amazônica em Rondônia**, INPE, São José dos Campos, 2001, Dissertação de Mestrado.

PAW U, K. BRUNET, T. Y. COLLINEAU, S. SHAW, R. H. MAITANI, T. QIU J; IPPS, L. On coherent structures in turbulence above and within agricultural plant canopies, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 61, n. 1-2: p. 55-68, Sep, 1992.

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

QIU, J. PAW U K. T; SHAW, R. H. Pseudo-wavelet analysis of turbulence patterns in three vegetation layers, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 72, n. 1-2: p. 177-204, Jan (I), 1995.

RAUPACH M. R; THOM, A. S. Turbulence in and above plant canopies, **Annual Review of Fluid Mechanics**, v.13, n. 97-129, p.1981.

RAUPACH, M. R. COPPIN P. A; LEGG, B. J. Experiments on scalar dispersion within a model plant canopy. Part I: The turbulence structure, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 35, n. 1-2: p. 21-52, Apr, 1986.

RAUPACH, M. R. FINNIGAN J. J; BRUNET, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: The mixing-layer analogy, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 78, n. 3-4: p. 351-382, Mar, 1996.

ROBINSON, S. K. Coherent motions in the turbulent boundary layer, **Annual Rev. of Fluid Mechanics**, 23, 601-639, 1991.

SÁ, L.D.A.; PACHECO, V.B.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.O; PRASAD, G.S.S.D.; SAMBATTI, S.B.M. An Investigation about Wind Velocity and Potential Temperature Profiles Above and Below the Amazonian Forest in Rondonia. Submitted to **Agricultural and Forest Meteorology** (2000b).

SÁ, L. D. A. SAMBATTI, S. B. M. BOLZAN, M. J. A. PRASAD, G. S. S. D. MANZI, SOUZA A. O. A. AND PAVAO, H. G. **Visualização das estruturas coerentes acima do Pantanal sob condições instáveis (estação seca)**, 26-30 de outubro, 1998.

SÁ, L.D.A.; NOGUEIRA, D.S.; COHEN, J.C.P.; LECHINOSKI, A.; CONCEIÇÃO, R.L.; MARTINS, C.A.; CAPELA BISPO, C.J.; Some characteristics of the nocturnal atmospheric surface layer structure and CO₂ releasing above Caxiuanã Amazonian Rain Forest, In: **8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, Foz do Iguaçu, PR, 24-28 April 2006.

SCHMINK, M; WOOD, C. H. **Contested Frontiers in Amazonia**. New York, Columbia University Press, 1992, 385 p.

SCHMINK, M; WOOD, C. H. **Contested Frontiers in Amazonia**. New York, Columbia University Press, 385 p, 1992.

SHUTTLEWORTH, J. W. GASH, J. H. C. LLOYD, C. R. MOORE, C. J. ROBERTS, J. MARQUES FILHO, A. O. FISCH, G. F. SILVA FILHO, V. P. M. RIBEIRO, N. G. L. MOLION, C. B. SÁ, L. D. A. NOBRE, C. A. O. CABRAL, M. R. PATEL S. R; MORAES, J. C. Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian Forest, **Weather**, v. 40, n.4 p. 102-108, 1985.

SILVA DIAS M. A. F., NOBRE C. A; MARENGO, J. A. The interaction of clouds and rain with the biosphere, **Global Change News Letter**, v. 45, p. 8-11, Mar, 2001.

SILVA DIAS, M. A. F. *et al.* Cloud and rain processes in biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region". **Journal of Geophysical Research**, n. 107, p. 8072, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F. RUTLEDGE, S. KABAT, S. P. SILVA DIAS, P. NOBRE, C. FISCH, G. DOLMAN, H. ZIPSER, E. GARSTANG, M. MANZI, A. FUENTES, J. ROCHA, H. MARENGO, J. PLANA-FATTORI, A. SÁ, L. D. A. AVALÁ, R. C. ANDREAE, S. M. ARTAXO, P. GIELOW R. AND GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. 20: p .1-46, sep, 2002.

SKOLE, D. L.; CHOMENTOWSKI, W. H.; SALAS, W. A; NOBRE, A. D. Physical and human dimensions of deforestation in Amazonia. **BioScience**, vol. 44, n. 5, p. 314-322, 1994.

SOARES FILHO, B.; ALENÇAR, A.; NEPSTAD, D.; CERQUEIRA, G. C.; VERA DIAZ, M.; RIVERO, S.; SOLÓRZANO, L; VOLL, E. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: The Santarém-Cuiabá Corridor. **Global Change Biology**, vol. 10, n. 7, p. 745-764, 2004.

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

TENNEKES H; LUMLEY, J. L. **A First Course in Turbulence"** Cambridge, MIT-Press, 300 p, 1972.

TENNEKES, H. A Comparative pathology of atmospheric turbulence in two and three dimensions, In: Turbolenza e predicibilita nella fluidodinamica geofisica e la dinamica del clima, M. Ghil, R. Benzi and G. Parisi Ed., **North-Holland Physics Publishing**: p. 45-70, 1985.

THOM, A. S. **Momentum, mass and heat exchange of plant communities**, In: Vegetation and the Atmosphere, J. L. Monteith, London, Academic Press: 57-110, 1975.

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

TURNER, B. J; LECLERC, M. Y. Conditional sampling of coherent structures in atmospheric turbulence using the wavelet transform, **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 11, n. 1, Part 2: p. 205-209, Feb, 1994.

TURNER, B. J. LECLERC, M. Y. GAUTHIER, M. MOORE K; FITZJARRALD, D. R. Identification of turbulent structures above a forest canopy using a wavelet transform, **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. 1: p. 1919-1926, Jan, 1994.

VICKERS D; MAHRT, L. Fetch limited drag coefficients, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, n. 1: p. 53-79, Oct, 1997.

VON RANDOW, C. ABREU SÁ, L. D. PRASAD, G. S. S. D. MANZI, A. O. ARLINO P. R. A, KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in Southwest Amazonia. I. Diurnal conditions, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. 20: p. 29.1-29.12, sep, 2002.

WILLIAMS, C. R. Principal component analysis of wind profiler observations, **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, Part 1: p. 386-395, Jun, 1997.

WYNGAARD, J. C; COTÉ, O. R. The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 2: p. 190-201, Mar, 1971.

ZERI, L. M. D. M. **Estudo comparativo da estrutura da turbulencia atmosferica na camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense nos periodos umido e seco**, INPE, São José dos Campos Dissertação de Mestrado, 2002.