

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE**

**INVESTIGAÇÃO SOBRE A CAMADA LIMITE NOTURNA EM SÍTIOS
EXPERIMENTAIS DA AMAZÔNIA: REGIMES DE ESTABILIDADE E CLASSES
DE FLUTUAÇÕES TURBULENTAS**

Claudioiro Batista Sales

MANAUS / AM

2014

Claudioiro Batista Sales

**INVESTIGAÇÃO SOBRE A CAMADA LIMITE NOTURNA EM SÍTIOS
EXPERIMENTAIS DA AMAZÔNIA: REGIMES DE ESTABILIDADE E CLASSES
DE FLUTUAÇÕES TURBULENTAS**

Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

Orientador

**Dissertação de Mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Clima e
Ambiente, do Instituto Nacional de Pesquisas da
Amazônia e Universidade do Estado do Amazonas,
como parte dos requisitos necessários à obtenção
do grau de Mestre em Clima e Ambiente.**

MANAUS/ AM

2014



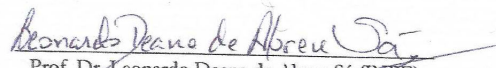
UEA
UNIVERSIDADE
DO ESTADO DO
AMAZONAS

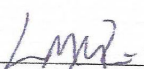
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISA DA AMAZÔNIA - INPA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS-UEA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE




ATA DA DEFESA DE DISSERTAÇÃO
DE CLAUDOMIRO BATISTA SALES
ALUNO DO CURSO DE MESTRADO
EM CLIMA E AMBIENTE.

Aos 25 dias do mês de Abril do ano de 2014, às 14:00 horas, realizou-se na sala de aula do PPG CLIAMB no Prédio do LBA, sito à Av. André Araújo, a sessão de defesa pública da dissertação de Mestrado do aluno Claudomiro Batista Sales, sob o título “Investigação sobre a camada limite noturna em sítios experimentais da Amazônia: Regimes de estabilidade e classes de flutuações turbulentas”, em complemento aos critérios exigidos para obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente, tendo como orientador o Professor Doutor Leonardo Deane de Abreu Sá, segundo encaminhamento da Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente e de acordo com os registros constantes na secretaria do Programa. A Banca Julgadora foi composta pelos seguintes membros: Professor Doutor Leonardo Deane de Abreu Sá (Presidente), Professor Doutor Luis Marcelo de Mattos Zeri (Membro Externo) e a Professora Doutora Rosa Maria Nascimento dos Santos (Membro Externo) **Parecer:** Encerrando os trabalhos, os membros da Banca Julgadora APROVARAM a dissertação.


Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá (INPE)
Presidente


Prof. Dr. Luis Marcelo de Mattos Zeri (INPE)
Membro Externo


Prof. Dr. Rosa Maria Nascimento dos Santos (UEA)
Membro Externo

Sinopse:

Buscou-se investigar a estrutura da turbulência atmosférica noturna acima da floresta amazônica e sua variabilidade em função: i) de regimes de estabilidade conforme proposto por Sun et al. (2012) e ii) de classes de evolução da camada limite noturna conforme proposta por Cava et al. (2004). Utilizaram-se os dados coletados nos Sítio experimental do projeto ATTO, na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã (RDSU), na Amazônia Central, distante cerca de 135 km de Manaus, AM; ii) da Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú) localizada a cerca de 100 km ao norte do município de Ji-Paraná, Rondônia, Amazônia Ocidental; e iii) resultados da Estação Científica Ferreira Penna, administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi, localizada na Floresta Nacional de Caxiuanã, município de Melgaço, PA, Amazônia Oriental.

Palavras-chave: Floresta Amazônica, Camada Limite Noturna, Regimes turbulentos, Classes de flutuações, Turbulência atmosférica.

S163 Sales, Claudomiro Batista
 Investigação sobre a camada limite noturna em sítios experimentais da
 Amazônia: regimes de estabilidade e classes de flutuações
 turbulentas / Claudomiro Batista Sales. --- Manaus: [s.n.], 2014.
 xvi, 100 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado) --- INPA/UEA, Manaus, 2014.
 Orientador :Leonardo Deane de Abreu Sá.
 Área de concentração :Interações Clima-Biosfera na Amazônia.

1. Turbulência atmosférica. 2. Micrometeorologia. 3. Camada
 Limite Noturna. I. Título.

CDD 551.5781

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá por ter aceitado ser meu orientador e acreditado em mim e na minha capacidade de autonomia.

A todos os meus professores do CLIAMB, cada um com sua peculiaridade soube me estimular a avançar sobre os diversos conhecimentos (Prof^{os}: Prakki Satyamurty, Flávio Luizão, Antônio Manzi, Luiz Cândido, Rodrigo Souza, Rita Souza, Jaidete Monteiro, José Augusto, Francis Wagner e Júlio Tota).

Ao Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia (INPA), Universidade do Estado do Amazonas (UEA) e ao Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) através do Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente (CLIAMB).

Ao projeto ATTO, apoiado pela FINEP, pela FAPEAM e pela UEA, com suporte financeiro do INPA e da Max Plank Society.

Ao diretor do Centro de Estudos Superiores de Parintins – CESP/UEA Prof. Msc David Xavier da Silva.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela bolsa de mestrado.

A todos os profissionais do CLIAMB que foram muito pacientes e que sempre se mostraram disponíveis.

Aos meus amigos da turma de Mestrado 2012. Cada um pôde contribuir para o meu crescimento. Agradeço também aos meus amigos e companheiros de caminhada: Cledenilson de Souza, Francisco Otávio, Jorge Costa, Cléo Quaresma e Thiago Miranda.

E principalmente a minha família, em nome da minha mãe Rosilda Batista Sales, minha filha Clarice e minha esposa Elzimara Ribeiro da Costa por sua compreensão e carinho.

RESUMO

Foram utilizados dados medidos em torres micrometeorológicas instaladas em três regiões de floresta primária: i) no Sítio experimental do projeto ATTO, na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã (RDSU), na Amazônia Central a aproximadamente 135 km a nordeste da cidade Manaus; ii) na Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú) em uma área de floresta de terra firme localizada a cerca de 100 km ao norte do município de Ji-Paraná, Rondônia, Amazônia Ocidental; e iii) na Estação Científica Ferreira Penna, administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi, localizada na Floresta Nacional de Caxiuanã, município de Melgaço, PA, Amazônia Oriental. Buscou-se investigar a estrutura da turbulência atmosférica noturna acima da floresta amazônica e sua variabilidade em função: i) de regimes de estabilidade diferenciados pelas seguintes condições: escoamento atmosférico com ventos fortes, ventos fracos e com intermitência global, conforme proposto por Sun et al. (2012). Para isso utilizaram-se características estatísticas das grandezas turbulentas na camada limite superficial, em cada um dos regimes de estabilidade supramencionados, em períodos úmidos e secos; ii) de classes de evolução da camada limite noturna baseadas nos padrões de variabilidade das séries temporais turbulentas (velocidade do vento, umidade específica q , e a temperatura T) e do saldo de radiação (R_n). Com base nas características de oscilação dessas grandezas em intervalos de 30min, foi possível estabelecer classes que exprimem padrões de variabilidade da turbulência noturna em função do movimento organizado dominante, existência ou não de ondas de gravidade e influência de nuvens. Os resultados indicam a presença de movimento organizado em “estruturas coerentes” durante quase todos os casos pesquisados. Contudo, notaram-se diferenças entre as características dos sítios experimentais investigados, particularmente no que se refere à ocorrência de ondas de gravidade. A presente investigação pode ser muito relevante na compreensão de aspectos da interação floresta-atmosfera no período noturno, oferecendo subsídios para uma melhor simulação do escoamento atmosférico acima dos sítios experimentais da Amazônia sob condições estáveis.

Palavras-chave: Floresta Amazônica, Camada Limite Noturna, Regimes turbulentos, Classes de flutuações, Turbulência atmosférica.

ABSTRACT

We used data measured in micrometeorological towers installed in three areas of primary forest: i) in the experimental site of Uatumã, on the Uatumã Sustainable Development Reserve (RDSU), in central Amazonia approximately 135 km northeast of Manaus; ii) in the Biological Reserve of Jarú (Rebio - Jarú), in an area of upland forest located about 100 km north of the city of Ji-Paraná, Rondônia, Western Amazon; and iii) in the Ferreira Penna Scientific Station, administered by the Goeldi Museum, located in the National Caxiuanã Forest, county of Melgaço, PA, Eastern Amazon. We sought to investigate the structure of the nocturnal atmospheric turbulence above the Amazon rainforest and its variability depending on: i) the stability regimes differentiated by the following conditions: atmospheric flow with strong winds, light winds and global intermittency, as proposed by Sun et al. (2012). For this we used statistical characteristics of turbulent quantities in the surface boundary layer in each one of the above stability regimes, in wet and dry periods; ii) Classes of evolution of the nocturnal boundary layer based on the patterns of variability of turbulent time series (wind speed, specific humidity, (q), and temperature, (T), and net radiation (R_n). Based on the oscillation characteristics of these quantities at intervals of 30 minutes, it was possible to establish classes that express variability patterns of nocturnal turbulence due to the dominant organized movement, with the presence or not of gravity waves and influence of clouds. The results indicate the presence of organized movement as "coherent structures" for almost all studied cases. However, differences were noted among the characteristics of the investigated experimental sites particularly as regards the occurrence of gravity waves. This research can be very important in understanding aspects of forest - atmosphere interaction during night - time, providing support for a better simulation of the atmospheric flow above experimental sites in Amazonia under stable conditions.

Key words: Amazon Rainforest, Nocturnal Boundary Layer, Turbulence regimes, Fluctuation Classes, Atmospheric Turbulence, ATTO.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiii
LISTA DE SIGLAS E/OU ABREVIATURAS	xv
LISTA DOS ANEXOS	xvi
1. INTRODUÇÃO	18
2. SÍTIOS, DADOS EXPERIMENTAIS	21
2.1. Sitio Experimental de Uatumã.....	21
2.2. Sitio Experimental da Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú).....	24
2.2.1. Instrumentos Utilizados na Torre da Rebio-Jarú.....	26
2.3. Sitio de Caxiuanã, Pará.....	28
3. ELEMENTOS TEÓRICOS	30
3.1. Importância da Camada Limite Superficial.....	30
3.2. Camada Limite Atmosférica (CLA) e Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT).	30
3.3. A Camada Limite Noturna (CLN).	31
3.4. Regimes de Turbulência na Camada Limite Estável.	32
3.5. Classes de Turbulência na Camada Limite Estável.....	34
3.6. Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov.....	36
3.7. O Problema da Existência da Subcamada Rugosa (SR) e sua Consequência na Busca de Relações de Similaridade Próximo de Vegetação Alta.....	38
3.8. Algumas Funções Universais de ζ na CLS e Aplicações.....	39
3.9. Caracterização de Downdrafts na CLAT: Valores Negativos das Skewnesses de w , $Te\theta_e$	40
3.10. Índice de Transiência (não estacionariedade) de Mahrt (2007).....	41
3.11. Algumas grandezas Estatísticas Importantes para esta Investigação.	43
4. METODOLOGIA	47
5. DISCUSSÃO DE RESULTADOS	50

5.1. Critérios para Separação dos Regimes de Turbulência de Sun et al. (2012) na Estação Úmida.	50
5.2. Critérios para Separação dos Regimes de Turbulência de Sun et al. (2012) na Estação Seca	60
5.3. Parâmetro de estabilidade $(z-d)/L$	69
5.4. As cincoclasses de modalidades de flutuações nas séries temporais da CLN propostas por Cava et al. (2004), as quais levam em conta a ocorrência de estruturas coerentes, ondas de gravidade e nuvens convectivas.	71
6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.	78
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80
ANEXO I	89

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1.1. Adaptada do site http://www.idesam.org.br/programas/unidades/uatuma.php : A área da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã-Manaus-AM, delimitada pelo retângulo.	22
Figura 2.1.2. Torre do sítio experimental do Projeto ATTO dentro da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã-Manaus-AM.	22
Figura 2.2.1 Fotografia da torre micrometeorológica de 60 m de altura construída na Rebio-Jarú.	25
Figura 2.2.1.1. Lista dos instrumentos na torre de Rebio-Jarú e suas respectivas alturas.	26
Figura 2.3.1 Mapa de localização da FLONA de Caxiuanã e a distribuição dos rios da região. A marca vermelha à esquerda mostra a localização da ECFPn, enquanto a marca à direita mostra a comunidade de Santa Luzia (Fonte: Lisboa, 1997)	28
Figura 2.3.2 Torre micrometeorológica de 55m, instalada no interior da floresta de Caxiuanã	29
Figura 5.1.1. Caracterização dos três regimes de turbulência a partir do gráfico da Escala de Velocidade Turbulenta V_{TKE} relacionada com a velocidade média do vento U acima do sítio de (a) Uatumã no dia juliano 063 - 079 de 2013 e da (b) Rebio Jarú, dia juliano 083 - 098 de 1999, no período noturno da estação úmida.	52
Figura 5.1.2. Dados noturnos de (a) V_{TKE} e (b) vento médio U , medidos no nível de 46m na torre de Uatumã, (c) V_{TKE} e de (d) vento médio U , medidos no nível de 80m na torre da Rebio Jarú estação úmida.	53
Figura 5.1.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.	56
Figura 5.1.2.2. Histograma para Kurtosis de T em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.	57
Figura 5.1.2.3. Histograma para Kurtosis de q em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.	58
Figura 5.2.1. Caracterização dos três regimes de turbulência a partir do gráfico da Escala de Velocidade Turbulenta V_{TKE} relacionada com a velocidade média do vento U acima do sítio de (a) Uatumã no dia juliano 153 - 173 de 2012 e da (b) Rebio Jarú, dia juliano 258 - 289 de 2002, no período noturno da estação seca.	61

Figura 5.2.2. Histograma para dados noturnos de (a) V_{TKE} e (b) vento médio U , medidos no nível de 80m na torre de Uatumã, (c) V_{TKE} e de (d) vento médio U , medidos no nível de 65m na torre da Rebio Jarú estação seca.	62
Figura 5.2.2.3. Série temporal de 10min da temperatura para o dia Juliano 154 de 2012 (a) as 19h00min (b) as 19h20min, medidos no nível de 80m na torre de Uatumã na estação seca. ..	65
Figura 5.2.2.4. Série temporal de 10min da componente vertical do vento $w(\text{ms}^{-1})$ e da temperatura $T(\text{K})$ para (a) o dia juliano 268 de 2002 as 19h20min (b) dia juliano 275 de 2002 as 19h00min, medidos no nível de 65m na torre da Rebio-Jarú na estação seca.	66
Figura 5.2.4.3. Histograma para Correlação de wT , para o período noturno: (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.....	66
Figura 5.1.1.1. Histograma para Skewness de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3na estação úmida.	68
Figura 5.2.1.1. Histograma para Skewness de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3na estação seca.	69
Figura 5.3.1. Exemplos de séries temporais para a classe I da (a) velocidade média do vento (U) acima na parte superior da copa, (b) flutuações da velocidade do vento verticais (w'), (c) flutuações da temperatura (T'), (d) as flutuações de concentração de vapor de água (q') e (e) do saldo de radiação (R_n), mostrando a ocorrência de padrões de rampa. Dado coletado em 09 de março de 2013 às 2300-2330 h (hora local).	71
Figura 5.3.2. Como na Figura 5.3.1, mas mostrando a ocorrência das ondas de gravidade observada próximo da copa florestal (classe II). Dado coletado em 14 de março de 2013 às 0300-0330 h (hora local). Nota-se que w' varia entre -0,5 e 0,5 ms^{-1}	72
Figura 5.3.3. Como na Figura 5.3.1, mostra um período em que o escoamento não tinha qualquer organização ou periodicidade (estrutura de fina turbulência - classe III). Dado coletado em 18 de junho de 2012 às 0100 - 0130 h (hora local). Nota-se que w' varia entre -0,5 e 0,5 ms^{-1}	73
Figura 5.3.4. Como na Figura 5.3.1., em que se mostra a ocorrência de uma alteração abrupta em padrões escalares correlacionados com variações de R_n (classe IV). Dado coletado em 14 de março de 2013 às 0330-0400 h (hora local).	74
Figura 5.3.5. Como na Figura 5.3.4, mostra a ocorrência de uma variação abrupta de R_n , a qual não se correlacionou com qualquer alteração nos padrões de escalares (classe V). Dado coletado em 16 de junho de 2012 às 2130-2200 h (hora local).	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1.1. Lista de instrumentos instalados na torre para IOP-I (instalados em Janeiro e Fevereiro de 2012).....	23
Tabela 2.1.2. Lista de instrumentos instalados na torre para IOP-II (instalados em setembro de 2012).....	23
Tabela 2.2.1.1. Modelo e descrição dos equipamentos que foram instalados na Torre da Rebio Jarú.....	27
Tabela 5.1.1. Distribuição dos eventos de V_{TKE} X vento médio U ocorrido em cada regime turbulento.....	54
Tabela 5.1.2. Médias das Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação úmida para os sítios de Uatumã e Rebio Jarú, nos regimes 1, 2 e 3.....	54
Tabela 5.1.3. Medianas das Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação úmida para os sítios de Uatumã e Rebio Jarú, nos regimes 1, 2 e 3.....	59
Tabela 5.2.1. Distribuição dos eventos de V_{TKE} X vento médio U ocorrido em cada regime turbulento na estação seca.....	63
Tabela 5.2.2. Medias das Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação seca para os sítios de Uatumã e Rebio-Jarú.....	63
Tabela 5.2.3. Medianas dos valores das Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação seca para os sítios de Uatumã e Rebio-Jarú.....	67
Tabela 5.3.1. Média dos valores do parâmetro de estabilidade em cada regime turbulento na estação úmida e seca no sítio de Uatumã.....	70
Tabela 5.3.2. Média dos valores do parâmetro de estabilidade em cada classe de manifestação turbulenta na estação úmida e seca no sítio de Uatumã.....	70
Tabela 5.3.1. Tabela comparativa da percentagem de ocorrência de classes para estação seca e úmida no sítio de Uatumã, Caxiuanã e Floresta Duke, conforme mostrado por Cava et al. (2004).....	76
Tabela 5.3.2. Distribuição da porcentagem dos eventos das classes de estados termodinâmicos de Cava et al (2004) para cada regimes de turbulência na camada limite noturna segundo a proposta de Sun et al. (2012) num total de 17 dias para o período chuvoso (dia juliano 063 a 080 do ano de 2013, no nível de 46m) e 20 dias para o período seco (do dia 153 a 173 do ano de 2012, no nível de 80m).....	77

LISTA DE SÍMBOLOS

CO_2	dióxido de carbono
c_p	Calor específico a pressão constante
d	Altura de deslocamento do plano-zero
e	Energia cinética turbulenta
E	Fluxo turbulento de evapotranspiração
f	Frequência
g	Aceleração da gravidade
k	Constante de Von Karman
k_l	Número de onda
k_T	Difusividade térmica molecular
k_w	Difusividade molecular do vapor d'água
K_h	Difusividade Turbulenta de Calor
K_m	Difusividade Turbulenta de Momentum
L	Comprimento de Obukhov
N	Frequência adimensional
N_0	Taxa de semi-destruição da variância da temperatura
p	Pressão
q	Umidade específica
Q_0	Fluxo turbulento de calor sensível
R_d	Constante do gás para o ar seco
r_{AB}	coeficiente de correlação linear entre as variáveis A e B
r_{Tvq}	coeficiente de correlação linear entre temperatura virtual e umidade
R_i	Número de Richardsonde gradiente
R_j	Fluxo radiativo
R_n	saldo de radiação
T	Temperatura do ar seco
T_v	Temperatura Virtual
T^*	Escala turbulenta de temperatura para a CLS
u	Componente longitudinal de velocidade do vento
u^*	Velocidade de fricção
v	Componente transversal de velocidade do vento

V_{TKE}	escala característica de velocidade turbulenta
w	Componente vertical de velocidade do vento
w^*	Escala de velocidade para a Camada de Mistura
z	Altura de medida
z_i	Altura da Camada de Mistura
z_0	Comprimento de rugosidade
z^*	Altura da subcamada rugosa
ε	Taxa de dissipação de energia cinética turbulenta por unidade de massa
ϕ_h	Função adimensional do gradiente vertical de temperatura potencial
ϕ_m	Função adimensional do gradiente vertical de velocidade média do vento
ϕ_i	Função adimensional do desvio padrão da componente i de velocidade do vento
$(i = u, v, w)$	
μ	Viscosidade dinâmica
ζ	Parâmetro de flutuabilidade de Monin-Obukhov
ρ	Densidade absoluta
σ_i	Desvio padrão da variável i
σ_i^2	Variância da variável i
τ	Fluxo turbulento de momentum
θ	Temperatura potencial
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ^*	Escala de temperatura para a Camada de Mistura

LISTA DE SIGLAS E/OU ABREVIATURAS

ATTO	Amazonian Tall Tower Observatorium
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLAT	Camada Limite Atmosférica Tropical
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLS	Camada Limite Superficial
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente
INPA	Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
IPE	Experimento Interdisciplinar do Pantanal
JBN	Jatos de Baixos Níveis
M-O	Monin e Obukhov
MPIC	Instituto Max Planck de Química
OGs	Ondas de Gravidade
RDSU	Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Uatumã
SR	Subcamada rugosa
TSMO	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE FIGURAS DO ANEXO I

Figura A.1.1.1. Histograma para Skewness de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	89
Figura A.1.1.2. Histograma para Skewness de T em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	90
Figura A.1.1.3. Histograma para Skewness de q em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	91
Figura A.1.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	92
Figura A.1.2.2. Histograma para Kurtosis de T em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	93
Figura A.1.2.3. Histograma para Kurtosis de q em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	94
Figura A.1.3.1. Histograma para Coeficiente de Correlação para wu em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida. .	95
Figura A.1.3.2. Histograma para Coeficiente de Correlação para wv em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida. 96	96
Figura A.1.3.3. Histograma para Coeficiente de Correlação para wT em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida. 97	97
Figura A.1.3.4. Histograma para Coeficiente de Correlação para wq em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida. 98	98
Figura A.1.4.1. Histograma para Covariância $\overline{w'u'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	99
Figura A.1.4.2. Histograma para Covariância $\overline{w'v'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	100
Figura A.1.4.3. Histograma para Covariância $\overline{w'T'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	101
Figura A.1.4.4. Histograma para Covariância $\overline{w'q'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação úmida.	102
Figura A.2.1.1. Histograma para Skewness de w em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	103

Figura A.2.1.2. Histograma para Skewness de T em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	104
Figura A.2.1.3. Histograma para Skewness de q em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	105
Figura A.2.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	106
Figura A.2.2.2. Histograma para Kurtosis de T em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	107
Figura A.2.2.3. Histograma para Kurtosis de q em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	108
Figura A.2.3.1. Histograma para Covariância de $\overline{w'u'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	109
Figura A.2.3.2. Histograma para Covariância de $\overline{w'v'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	110
Figura A.2.3.3. Histograma para Covariância de $\overline{w'T'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	111
Figura A.2.3.4. Histograma para Covariância de $\overline{w'q'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca.	112
Figura A.2.4.1. Coeficiente de Correlação para wu , para o período noturno: (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca. .	113
Figura A.2.4.2. Coeficiente de Correlação para wv , para o período noturno: (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca. .	114
Figura A.2.4.3. Coeficiente de Correlação para wT , para o período noturno: (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca. .	115
Figura A.2.4.4. Coeficiente de Correlação para wq , para o período noturno: (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3 na estação seca. .	116

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

A camada limite noturna (CLN) sobre o continente ocorre em resposta ao resfriamento radiativo, sendo caracterizada por uma camada de inversão térmica próxima à superfície. Estudos referentes à CLN são marcados pelo fato de que, durante a noite, as velocidades do vento e os fluxos de calor latente e calor sensível apresentam valores muito pequenos, comparativamente aos valores diurnos, de tal forma que contribuem pouco para as trocas superfície-atmosfera e dispersão de poluentes na atmosfera (Mahrt, 2008). Mas, com a crescente atenção voltada para as pesquisas de dióxido de carbono (CO_2) e vapor de água (q) em um cenário de mudanças climáticas globais, estudos têm se intensificado sobre os fluxos superficiais em diferentes biomas (Cavalet al. 2004) e a CLN passou a merecer muito mais atenção (Poulos et al., 2002; Acevedo e Fitzjarrald, 2003; Mahrt, 2007; Acevedo et al., 2009; Oliveira et al., 2013; Mahrt, 2014). Durante o Experimento CASES-99 (Poulos et al., 2002) realizado no EUA, observou-se que na CLN há uma grande variedade de fenômenos ainda mal estudados, tais como correntes de densidade, jatos de baixa altitude, ondas isoladas, ondas de gravidade, circulações locais, etc. (Sun et al., 2002; 2004) cuja influência no escoamento atmosférico nem sempre é bem parametrizada em modelos numéricos (Poulos et al., 2002; Mahrt, 2014).

No que se refere às regiões tropicais continentais, espera-se que haja peculiaridades não encontradas em regiões de latitudes médias (como é o caso do Experimento CASES-99) e esta é uma das razões para a realização das campanhas experimentais no sítio experimental de Uatumã, a nordeste de Manaus, como parte integrante do projeto de colaboração científica ATTO (Amazonian Tall Tower Observatorium), envolvendo pesquisadores brasileiros e alemães.

Algumas das características peculiares da atmosfera tropical acima do continente foram abordadas sistematicamente por Garstang e Fitzjarrald (1999). Um aspecto importante da atmosfera tropical, particularmente acima da Amazônia, é o da presença frequente de complexos de nuvens convectivas, com sua evolução diurna característica e sua variabilidade sazonal (Betts et al., 2002a; 2004; Machado et al., 2002; 2004). A presença de tais nuvens convectivas propicia a geração de um acoplamento peculiar entre a superfície e a atmosfera,

envolvendo convergência de vapor d'água, nuvens, movimentos ascendentes (updrafts) e descendentes de ar (downdrafts) (Garstang et al., 1998), assim como a ocorrência de precipitações contendo vários mecanismos de retroalimentação ou feedback (Betts, 2007), os quais podem ter a sua evolução influenciada por processos que ocorrem na grande escala (Strong et al., 2005) ou na mesoescala (Oliveira, 1990; Oliveira e Fitzjarrald, 1993; Silva Dias et al., 2004; Lu et al., 2005; Nogueira, 2008; Betts et al., 2009). Com base na evidência experimental obtida da estrutura da atmosfera tropical Garstang e Fitzjarrald (1999, p.281-288) propuseram a existência de dois estados qualitativamente distintos no que concerne ao acoplamento verificado entre as diferentes camadas da atmosfera: o estado “não perturbado” e o estado “perturbado”. Segundo eles, no estado “não perturbado” se verifica um acoplamento limitado entre as camadas de escoamento nos trópicos, sendo que a profundidade da convecção associada à existência de nuvens cúmulus fica confinada abaixo de 2,5 km de altura. Por outro lado, no estado “perturbado” o acoplamento ocorre ao longo de toda a extensão vertical da troposfera tropical e é caracterizado por fortes transportes de massa para baixo (downdrafts), identificados por baixos valores de temperatura potencial equivalente, os quais se originam próximo das bases das nuvens e atingem a superfície quase sem passar por modificações. Ainda segundo Garstang e Fitzjarrald (1999, p.285), nessas últimas condições, não se deve esperar que o conceito de “camada limite planetária” mantenha a sua plena validade.

Como exemplo da influência de movimentos organizados na atmosfera induzidos por nuvens convectivas, Betts et al. (2002b) comprovaram o aumento da concentração de ozônio à superfície, na Amazônia, gerado pela ação de fortes correntes descendentes de ar (downdrafts) as quais, além de trazerem ar mais frio e mais seco de camadas da atmosfera superior, também transportam consideráveis porções de O₃ para a superfície (processos de transporte “top-down”). Outros exemplos da existência de tais processos envolvendo fortes movimentos descendentes de ar acima da região Amazônica foram mencionados por Garstang et al. (1998) que estudaram o chamado fenômeno de “blow-downs” que se caracterizam pela ocorrência de fortes downdrafts em regiões bem localizadas da Amazônia central, com grande capacidade de destruição à superfície (quedas de árvores atingindo às vezes áreas de 1 ha) e por Nogueira (2008) que verificou a ocorrência de fortes movimentos de ar frio e seco em noites da estação seca na reserva florestal de Caxiuanã, a nordeste da Amazônia. Estes geram situações em que, durante cerca de uma dezena de minutos, há consideráveis fluxos verticais e horizontais de calor sensível, calor latente e de CO₂. Oliveira (1990), Oliveira e Fitzjarrald (1993) e

Nogueira (2008) também reportaram a existência de jatos de baixos níveis acima da região amazônica, cujas influências nos processos de troca superfície-atmosfera ainda não foram plenamente explicadas.

Tais situações, associadas a escoamentos existentes acima de regiões em que não se observa homogeneidade horizontal na superfície, bem como fenômenos em que a mistura turbulenta não é forçada próximo da superfície (processos “top-down”), como aqueles associados à ocorrência de jatos de baixos níveis e intermitência global (Mahrt, 1999), colocam em xeque a validade da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), uma das tentativas mais sistemáticas de obtenção de relações de similaridade gerais para o escoamento na camada limite superficial da atmosfera (Stull, 1988, p. 371; Arya, 1988, p. 161-169; Foken, 2006).

Posto isso, constata-se que a pesquisa de diferentes regimes de turbulência (Sun et al., 2012) e de classes de organização da turbulência na CLN em geral, e acima da floresta amazônica em particular, constituem temas relevantes de pesquisa, com implicações na formulação de parametrizações mais realistas dos processos noturnos que ocorrem acima de florestas tropicais em modelos numéricos.

Ressalte-se que resultados de alguns trabalhos que investigaram o escoamento acima de áreas de floresta forneceram informações que têm permitido a obtenção de importantes avanços a respeito da influência dos movimentos de trocas entre o dossel de floresta e a atmosfera (Pachêco, 2001; Araújo et al., 2002; Silva Dias et al., 2002; von Randow et al., 2002; Cava et al., 2004, 2008; Zeri e Sá, 2010; Sun et al., 2012; Dias Jr. et al., 2013, dentre outros), embora muitas questões de interesse científico ainda não estejam bem esclarecidas. Por exemplo, a pesquisa de distintas classes de turbulência proposta por Cava et al. (2004) e de distintos regimes de turbulência proposta por Sun et al. (2012) poderá possibilitar avanços no conhecimento dos processos da CLN tropical acima de superfície acidentada e horizontalmente heterogênea, coberta por floresta primária, aproveitando-se para isto os dados do Sítio Experimental localizado dentro da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã (RDSU), na Amazônia Central, a aproximadamente 135 km a nordeste da cidade Manaus.

CAPITULO 2

SÍTIOS, DADOS EXPERIMENTAIS

2.1 Sítio experimental de Uatumã

O Sítio experimental localiza-se dentro da Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã (RDSU), na Amazônia Central, a aproximadamente 135 km a nordeste da cidade Manaus - AM. A área da RDSU compreende cerca de 560.000 hectares, esquematizada na Figura 2.1.1, principalmente de vegetação não-alagada de floresta fechada (terra firme), também florestas inundáveis de água preta (igapós), terraços antigos aluviais não-alagados (paleo-igapós), abertos (campinas) e regiões com vegetação de mata fechada (campinaranas) sobre solo arenoso (areia branca), (CLAIRE, 2010).

A RDSU foi dividida em zonas de uso intensivo (agricultura e pastagem), localizada perto do Rio Uatumã, para a ampla utilização (caça, extração de madeira e produtos florestais não-madeireiros), e áreas totalmente protegidas, onde as atividades humanas não são permitidas, exceto para a investigação científica. Especificamente, o local de estudo dentro da RDSU situa-se em uma floresta de terra firme em um planalto em cerca de 130 m de altitude (acima do nível médio do mar). A floresta é composta por cerca de 200-250 espécies de árvores por hectare com diâmetro de tronco superior a 10 cm, e o dossel superior com alturas que variam de 30 a 40 m de altura (ocasionalmente grandes árvores individuais atingem mais de 50 m de altura), (CLAIRE, 2010). Na RDSU foi instalada uma torre (2° 08' 40.0" S 59° 00' 10.0" W) de 80 m de altura, a qual foi provida de instrumentos micrometeorológicos que fazem parte do projeto de pesquisa estabelecido pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e o Instituto Max Planck de Química (MPIC), denominado “Amazonian Tall Tower Observatorium (ATTO)”, que corresponde a um complexo de torres que estão sendo instaladas na área do sítio experimental para estudar processos meteorológicos, trocas de gases e aerossóis entre a biosfera e atmosfera da Bacia Amazônica. A Figura 2.1.2 mostra a Torre do sítio experimental dentro da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã-Manaus-AM.

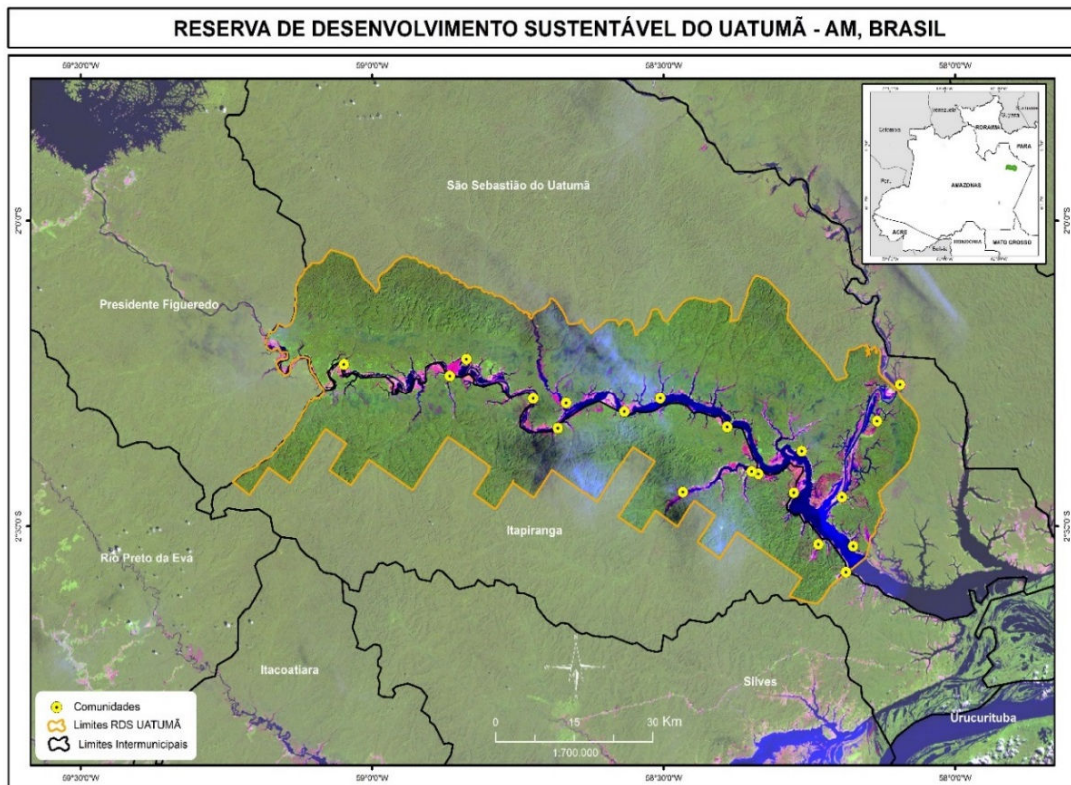


Figura 2.1.1. Adaptada do site <http://www.idesam.org.br/programas/idades/uatuma.php>: A área da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã-Manaus-AM, delimitada pelo retângulo.



Figura 2.1.2. Torre do sítio experimental do Projeto ATTO dentro da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã-Manaus-AM. (Fonte: Equipe Técnica do Projeto ATTO).

Nas tabelas 2.1.1e 2.1.2, são apresentados os instrumentos instalados na torre meteorológica: anemômetros sônicos 3D ultrasonic anemometer, (R3, Gill Instruments Ltd.), 3D ultrasonic anemometer (CSAT3, Campbell Scientific Inc.), medidores de concentrações de CO₂ e umidade específica de caminho aberto IRGA (LI-7500, LI-COR Inc.) e IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.), coletando dados a frequências de 10Hz. Além disso, têm-se as medidas complementares de perfis verticais da temperatura do ar, concentrações de CO₂ e H₂O e componentes de vento u, v, w , nas alturas de 22,7; 23,0; 38,1; 39,4 e 81,6 m.

Tabela 2.1.1. Listade instrumentos instaladosna torreinstantânea paraIOP-I (instalados em Janeiro e Fevereiro de2012).

Sampling frequency	Measurement	Instrument used	Height/Depth (m)	Unit
0.1 s	Air temperature	IRGA (LI-7500, LI-COR Inc.)	81,6	°C
	Atmospheric air pressure	IRGA (LI-7500, LI-COR Inc.)	81,6	kPa
	Atmospheric air pressure	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	38.1; 22.7	kPa
	CO ₂ and H ₂ O number density	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	81.6	mmol m ⁻³
	CO ₂ and H ₂ O number density	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	39.4; 23.0	mmol m ⁻³
	u, v and w wind vector components	3D ultrasonic anemometer (R3, Gill Instruments Ltd.)	81.6	m s ⁻¹
	u, v and w wind vector components	3D ultrasonic anemometer (CSAT3, Campbell Scientific Inc.)	39.4; 23.0	m s ⁻¹
	60 s	Shortwave radiation (incoming and reflected)	Net radiometer (CNR1 with CM3 pyramometer, Kipp&Zonen)	79.4
Longwave radiation (atmospheric and terrestrial)		Net radiometer (CNR1 with CG3 pyrgeometer, Kipp&Zonen)	79.4	W m ⁻²
Net radiation		Net radiometer (NR-LITE2, Kipp&Zonen)	75.0	W m ⁻²
Rainfall		Rain gauge (TB4, Hydrological Services Pty. Ltd.)	79.4	mm
Wind speed		Cup anemometer (A100L2, Vector Instruments)	37.5	m s ⁻¹
Wind direction		Windvane (V200R, Vector Instruments)	37.5	°C
Wind speed and direction		Four blade helicoid propeller (5103, R.M. Young Company)	53.0; 30.0	m s ⁻¹ ; °C
Wind speed and direction		3D ultrasonic anemometer (81000, R.M. Young Company)	80.9	m s ⁻¹ ; °C
Air temperature and relative humidity		Termohyrometer (HMP45, Vaisala)	79.4; 53.0; 38.1; 25.0; 12.0; 4.0; 0.5	°C; %
Atmospheric air pressure		Barometer (PTB101B, Vaisala)	78.2	hPa
600 s*	Soil heat flux	Heat flux sensor (HFP01, Hukseflux)	0.05	W m ⁻²
	Soil moisture	Water content reflectometer (CS615, Campbell Scientific Inc.)	0.1; 0.2; 0.3; 0.4 ; 0,6; 1.0	%
	Soil temperature	Thermistor (108, Campbell Scientific Inc.)	0.1 ; 0.2 ; 0.4	°C

Tabela 2.1.2. Listade instrumentos instaladosna torreinstantânea paraIOP-II (instaladoem setembro de 2012).

Sampling frequency	Measurement	Instrument used	Height/Depth (m)	Unit
0.1 s	Atmospheric air pressure	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	81,0; 46.0	kPa
	Atmospheric air pressure	IRGA (LI-7200, LI-COR Inc.)	1.0	kPa
	Air temperature	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	81,0; 46.0	°C
	Air temperature	IRGA (LI-7200, LI-COR Inc.)	1.0	°C
	CO ₂ and H ₂ O number density	IRGA (LI-7500A, LI-COR Inc.)	81,0; 46.0	mmol m ⁻³
	CO ₂ and H ₂ O number density	IRGA (LI-7200, LI-COR Inc.)	1.0	mmol

				m ⁻³
	u, v and w wind vector components	3D ultrasonic anemometer (Windmaster, Gill Instruments Ltd.)	81.0; 46.0; 36.0; 4.0; 1.0	m s ⁻¹
1 s	Wind speed and direction	2D ultrasonic anemometer (WindSonic, Gill Instruments Ltd.)	73.0; 65.0; 50.0; 42.0; 26.0; 19.0	m s ⁻¹
60 s	Shortwave radiation (incoming and reflected)	Pyranometer (CMP21, Kipp&Zonen)	75.0	W m ⁻²
	Longwave radiation (atmospheric and terrestrial)	Pyrgeometer (CGR4, Kipp&Zonen)	75.0	W m ⁻²
	PAR (incoming and reflected)	Quantum sensor (PAR LITE, Kipp&Zonen)	75.0	
	Net radiation	Net radiometer (NR-LITE2, Kipp&Zonen)	75.0	W m ⁻²
	Ultra violet radiation	UV radiometer (CUV5, Kipp&Zonen)	75.0	W m ⁻²
	Rainfall	Rain gauge (TB4, Hydrological Services Pty. Ltd.)	81.0	mm
	Wind speed and direction	2D ultrasonic anemometer (WindSonic, Gill Instruments Ltd.)	73.0; 65.0; 50.0; 42.0; 26.0; 19.0	m s ⁻¹ ; °C
	Air temperature and relative humidity	Termohygrometer (CS215, Rotronic Measurement Solutions)	81.0; 73.0; 55.0; 40.0; 36.0; 26.0; 12.0; 4.0; 1.5; 0.4	°C; %
	Atmospheric air pressure	Barometer (PTB101B, Vaisala)	75.0	hPa
600 s*	Soil heat flux	Heat flux sensor (HFP01, Hukseflux)	0.05	W m ⁻²
	Soil moisture	Water content reflectometer (CS615, Campbell Scientific Inc.)	0.1; 0.2; 0.3; 0.4 ; 0,6; 1.0	%
	Soil temperature	Thermistor (108, Campbell Scientific Inc.)	0.1 ; 0.2 ; 0.4	°C

(*) Valores médios para leituras efetuadas a cada 30 s.

2.2. Sítio experimental da Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú)

A Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú) está localizada entre 10°05'S e 61°31'W e 61°57'W com altitude variando entre 100 e 150 metros acima do nível do mar, em uma área de floresta de terra firme, cerca de 100 km ao norte do município de Ji-Paraná, Rondônia, Brasil. Com cerca de 268.000ha de floresta não perturbada de altura média de 35 m, sendo que algumas espécies atingiam até 45 metros. O principal órgão responsável pela proteção da reserva é o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA). Na Rebio-Jarú foi instalada uma torre micrometeorológica de 60m como mostra a (Figura 2.2.1).

A região de Ji-Paraná-RO apresenta um regime chuvoso nos meses de novembro até abril, e outro menos chuvoso de maio até outubro (Andreae *et al.*, 2002). Contudo, a região sofre com as ações de sistemas frontais, conhecidos como friagens, conforme relatado por Marengo *et al.*, (1997), que analisaram a extensão espacial de duas friagens moderadas ocorridas em 1994, observando que os seus efeitos mais pronunciados foram sentidos em Ji-Paraná, onde a temperatura do ar atingiu a marca de apenas 10°C. A mudança nos regimes de

vento na escala sinótica da região parece determinar alterações importantes nos processos convectivos locais (Betts, 2004; Strong *et al.*, 2005).



Figura 2.2.1 Fotografia da torre micrometeorológica de 60 m de altura construída na Rebio-Jarú. Fonte: Dias Júnior, 2008.

A Figura 2.2.1.1 apresenta a distribuição dos instrumentos micrometeorológicos que foram instalados na Torre da Rebio Jarú, conforme a Tabela 2.2.1.1 dos instrumentos instalados.

2.2.1 Instrumentos Utilizados na Torre da Rebio-Jarú

A Figura 2.2.1.1 mostra a posição dos instrumentos na torre.

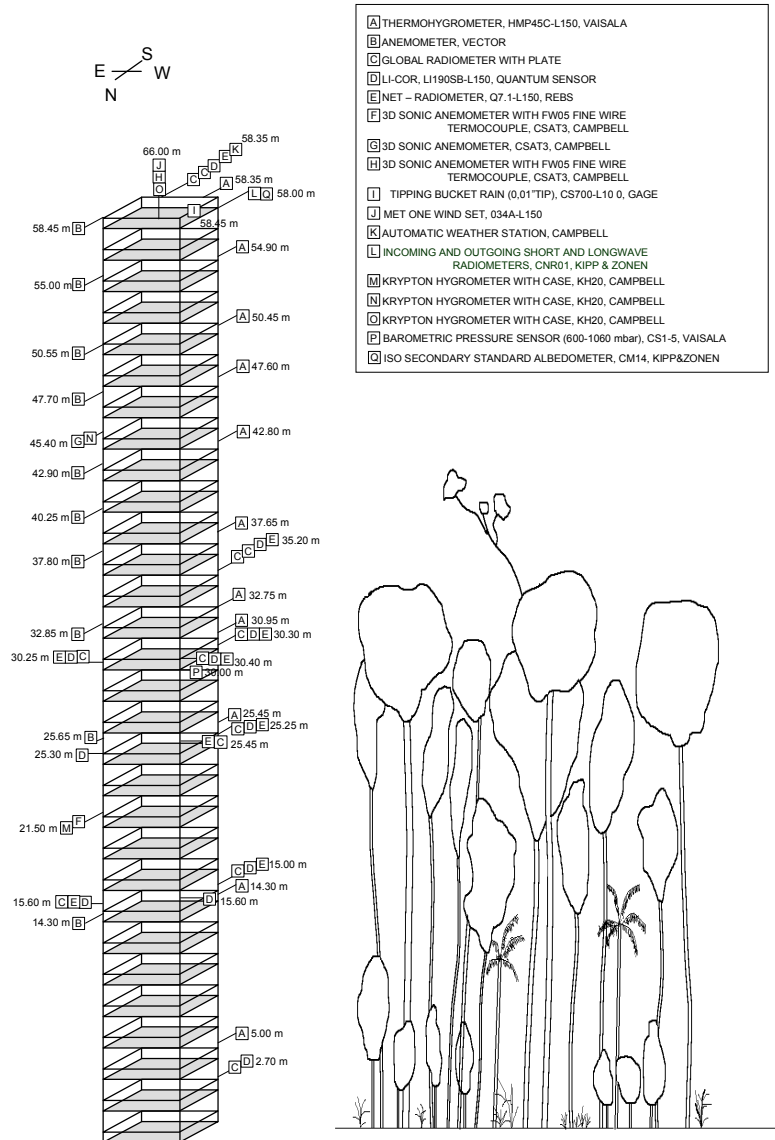


Figura 2.2.1.1. Lista dos instrumentos na torre de Rebio-Jarú e suas respectivas alturas. Fonte: Sá *et al.* (2001).

Tabela 2.2.1.1. Modelo e descrição dos equipamentos que foram instalados na Torre da Rebio Jarú

MODELO	DESCRIÇÃO	QNT
CR10X-2M	1 - Sistema der Aquisição de Dados para Eddy Correlation e Perfil na Torre Datalogger CR10X – Measurement & Control Module, marca Campbell Scientific Inc	03
CR10KD	Terminal portátil com visor LCD, mod CR10KD, com cabo de comunicação SC12, marca Campbell Scientific Inc	02
CR1TCR	Termoresistencia de Referencia para Termopares	03
PS12LA	Bateria Recarregável de 12VDC-7Ah, com regarregador de Baterias, regulador de voltagem, carregador de baterias AC e suporte, marca Campbell Scientific Inc	03
EC1618	Caixa ambientalmente selada de 16”X18”, para instalação do datalogger e acessórios, marca Vinkers	01
C90	Monitor Serial de 9 pinos para módulo de memória SM716	03
SM716	Módulo Externo de Memória de 716 Kb (358000 datapoints)	02
SC532	Interface serial para módulo de memória SM716	02
7026	Cabo serial padrão RS232	02
SC32A	Interface Serial padrão RS232, opticamente isolada	02
AM416	Multiplexador p/ canais analógicos de 16 canais X 4 linhas (32 in)	02
SDM-INT8	Multiplexador p/ canais de frequência	02
MP45C	2 - Sensores para Perfil na Torre Sensor de Temperatura (-35 a +50 oC) e Umidade Relativa do Ar	10
L150	(0 a 100%), mod HMP45C-L150 Vaisala, com cabo de 50 m	
43408	Abrigo Meteorológico Aspirado, marca RMYoung, para instalação do sensor de temp/umid rel, com “blower” de 12 VDC	10
HFT3-L150	Placas de Fluxo de calor no Solo, marca REBS, com cabo de 50 metros	05
107-L150	Sensor de Temperatura do Solo (-35°C a +50°C), marca Campbell Scientific Inc, com cabo de 50 metros	20
CS105	Sensor de Pressão Barométrica Vaisala, range 600 a 1060 mB	01
1305904	CM14 ISO Secondary Standard Albedometer, com cabo de 50 m	01
Q71-L150	REBS Net radiometer, com cabo de 50 m	01
034-L150	Sensor de Velocidade e Direção do Vento, marca RMYoung, com cabo de 50 metros	01
Xxxxxxx	Anemômetro, marca Vector, com cabo de 50 metros	10
CSAT3-L60	3 - Sensores para Eddy Correlation Anemômetro Sônico 3-D, marca Campbell Scientific Inc, com cabo de 20 metros	02
10080	Suporte / Cobertura para instalação do termopar do CSAT3	01
FWC-L60	Cabo conector para termopar de fio fino, com 20 metros de cabo	01
FW05	Termopar de fio fino tipo “E”	04
127	Termopar de fio fino para anemômetro sônico modelo CA27	06
127/ENC	Caixa de transporte para termopar modelo 127	03
KH20	Higrômetro de Khripton, marca Campbell Scientific Inc	02

2.3. Sítio de Caxiuanã, Pará.

A torre micrometeorológica está instalada em uma área de floresta primária de terra firme (Figura 2.3.2), na Estação Científica Ferreira Penna, administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi, que está localizada na Flona de Caxiuanã ($1^{\circ} 42' 30''$ S, $51^{\circ} 31' 45''$ W), município de Melgaço, PA. Foram utilizados sensores de resposta rápida com frequência de amostragem de 10Hz para medir as três componentes do vento (u , v , w), temperatura (T), concentração de vapor d'água (q) e concentração de $CO_2(c)$. As medidas da velocidade do vento e da temperatura foram efetuadas com anemômetro sônico tridimensional da Campbell, modelo CSAT3, e as das concentrações de vapor d'água e de CO_2 com medidores LICOR, modelo Li-7500 (de caminho aberto), os quais estavam instalados na altura de 55m na torre. Maiores informações sobre o sítio experimental de Caxiuanã podem ser encontradas em Nogueira (2008).

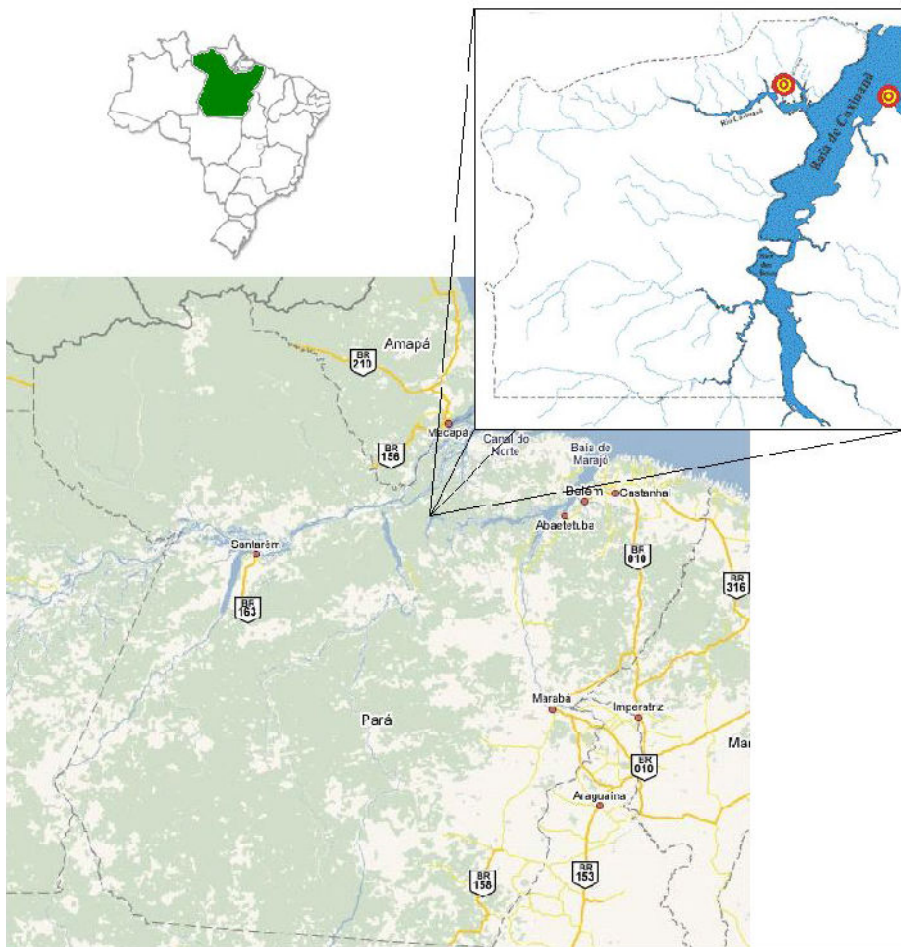


Figura 2.3.1 Mapa de localização da FLONA de Caxiuanã e a distribuição dos rios da região. A marca vermelha à esquerda mostra a localização da ECFPn, enquanto a marca à direita mostra a comunidade de Santa Luzia (Fonte: Lisboa, 1997).



Figura 2.3.2 Torre micrometeorologica de 55m, instalada no interior da floresta de Caxiunã.

CAPITULO 3

ELEMENTOS TEÓRICOS

3.1. Importância da camada limite superficial

Serão apresentados neste capítulo conceitos, definições e teorias necessárias à compreensão e desenvolvimento deste estudo. Primeiramente são expostas informações acerca da camada limite atmosférica (CLA), camada limite atmosférica e tropical (CLAT), camada limite noturna (CLN) e seus fenômenos peculiares. Finalmente, descrevem-se os regimes de turbulência na camada limite estável propostos por Sun et al. (2012) e as classes de estrutura da turbulência atmosférica noturna propostas por Cava et al. (2004), assim como a classificação da condição de estabilidade atmosférica através do cálculo do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ , além de outros indicadores de estabilidade atmosférica.

3.2. Camada limite atmosférica (CLA) e camada limite atmosférica tropical (CLAT).

A CLA constitui a parte inferior da atmosfera em que ocorrem processos turbulentos de troca entre a superfície e a atmosfera, os quais se manifestam caracteristicamente em escalas de tempo de uma hora ou menos (Stull, 1988, p. 3). Dependendo das condições atmosféricas, a profundidade da CLA varia em altura, podendo apresentar valores desde centenas de metros até mais de 1 ou 2 km acima da superfície terrestre. Esta é a região em que a turbulência afeta diretamente a atmosfera, influenciando-a pelas trocas de momentum, calor e vapor d'água que ocorrem na interface superfície terrestre-atmosfera.

A CLA da região Amazônica é amplamente conhecida por constituir uma importante fonte de calor e umidade, a qual tem a função de contribuir para estabelecer e manter a circulação da atmosfera em grande escala. Ela constitui um típico exemplo de CLAT acima dos continentes (Garstang e Fitzjarrald, 1999). Caracteriza-se por receber um grande fluxo de radiação solar, o que favorece uma forte atividade convectiva na região (Betts, 2002a). Segundo, Ludlam (1966) e Riehl (1979) esta considerável fonte de energia contribui para formação de nuvens convectivas devido à grande liberação de calor latente de condensação na região Amazônica. Sob tais condições, associadas a índices elevados de umidade do ar, nível de condensação por levantamento suficientemente baixo e a existência de um potencial para a

ocorrência de um "estado perturbado" da atmosfera tropical (Garstang e Fitzjarrald, 1999, p. 285), há a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical (nuvens profundas) capazes de produzir grande quantidade de precipitação. A grande quantidade de vapor d'água acima da Amazônia é proveniente principalmente do Oceano Atlântico Tropical (Vera et al., 2006), que cria condições para a existência do "estado perturbado" na CLAT, acima mencionado, particularmente nas estações úmidas.

A Camada Limite Superficial (CLS) é uma camada imediatamente acima da superfície em que se espera que não haja variação vertical considerável dos fluxos verticais turbulentos das grandezas micrometeorológicas.

3.3. A camada limite noturna (CLN).

Durante o período noturno, a CLA é caracterizada pela presença de uma Camada Limite Estável (CLE). Nesta, a intensidade da turbulência é bem menor que a intensidade registrada durante o dia na Camada Limite Convectiva (CLC). A altura da CLE também é inferior à da CLC, sendo, em geral, da ordem de dezenas de metros. Muitas vezes a altura do topo da CLE está associada à intensidade do cisalhamento do vento na vertical durante a noite e ao grau da inversão térmica de superfície, que começa a se formar logo antes do pôr do sol, crescendo sem parar até atingir uma altura de 100 a 200m próximo da meia noite (em latitudes médias). O escoamento na CLN pode ser caracterizado por um forte cisalhamento do vento, pequenos turbilhões e atividades ocasionais de ondas de gravidade (Stull, 1988, Cap. 1; Poulos et al., 2002).

A turbulência na CLN muito estável pode ser caracterizada por fracas explosões de atividade intermitentes (Sun et al., 2002; 2004; 2012; Oliveira et al., 2013).

A estrutura da CLN é determinada principalmente por interações complexas entre a estabilidade estática da atmosfera e os processos de cisalhamento do vento induzido ou jatos de baixos níveis, gerados por distintos processos físicos (Stull, 1988, p. 499-502; Mahrt, 1999).

3.4. Regimes de turbulência na camada limite estável.

A turbulência noturna tem sido discutida e classificada em vários regimes de turbulência, conforme Mahrt (1998), Mahrt et al. (1998); Van de Wiel (2002), Van de Wiel et al. (2003); Cava et al. (2004), Sun et al. (2012), dentre outros.

Mahrt et al. (1998) classificaram a turbulência em regimes com base no fluxo vertical turbulento de calor sensível. Assim, duas classes foram estabelecidas por eles: i) transição fracamente estável e ii) regimes muito estáveis. A classe fracamente estável se desenvolve sob um regime mais perturbado. O regime muito estável se desenvolve principalmente sob condições atmosféricas anti-ciclônicas (região de alta pressão, à qual se associa aquecimento adiabático nos níveis mais altos, de que pode resultar condição muito estável) e está associado com ventos fracos e turbulência intermitente nas camadas superficiais.

Sun et al. (2012) classificaram o escoamento noturno em três regimes de turbulência, sendo que tais regimes podem estar ligados à existência de jatos de baixos níveis (JBN), assim como à relação entre a intensidade da turbulência local e o número de Richardson (que varia dependendo do regime turbulento). O número de Richardson de gradiente dado por Stull (1988, p. 176), possui a forma:

$$R_i = \frac{g}{\bar{\theta}_v} \frac{\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)} \quad (3.4.1)$$

em que: altura de um nível acima da superfície, g : aceleração da gravidade, $\bar{\theta}_v$: temperatura potencial virtual média, $\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}$: gradiente vertical da temperatura potencial virtual média e $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$: gradiente vertical da velocidade média do vento.

O valor de R_i define se a CLS é instável ($R_i < 0$, negativo), neutra (varia entre -0,003 e 0,003, segundo Sá, 1981) e estável ($R_i > 0$, positivo).

O número de Richardson de gradiente é um indicador de condições de estabilidade na CLA, sendo um parâmetro adimensional definido como a razão entre as forças de flutuabilidade médias e as forças de cisalhamento do vento médio. O número de Richardson

de gradiente contém gradientes médios que são determinados experimentalmente, pois necessitam apenas de medida realizadas com instrumentos convencionais (de resposta lenta) em torres micrometeorológicas.

Van de Wiel et al. (2003) estabeleceram três classes de regimes turbulentos noturnos com comportamentos distintos na CLN: (i) regime de turbulência contínua, caracterizado por forte resfriamento radiativo à superfície e forte mistura turbulenta; (ii) regime intermitente, caracterizado por eventos alternadamente turbulentos e períodos de calmaria; e (iii) regime radiativo caracterizado por quase não apresentar fluxo turbulento de calor e pouco transporte de energia na atmosfera e forte estabilidade à superfície associada a uma grande perda radiativa de calor.

Turbulência intermitentemente é uma característica distinta de camadas limite estáveis. Usa-se a palavra “intermitência” para descrever uma variação temporal da força turbulenta observada em um local fixo, especialmente em condições de estratificação forte. Van de Wiel (2002) define turbulência intermitente como uma sequência de aumento de eventos de atividade turbulenta, seguidos por períodos relativamente tranquilos, com níveis de baixa turbulência, que provoca mudanças na evolução média da temperatura perto da superfície e da velocidade do vento na CLS, afetando a estrutura média da CLE, no sentido de que ela pode causar alternâncias na evolução noturna da velocidade do vento e da temperatura.

Sun et al. (2012) classificaram os regimes de turbulência, para cada altura de observação, da seguinte maneira: Regime 1, em que a escala característica de velocidade V_{TKE} depende muito pouco da variação da velocidade média do vento, V , caracterizado por ser de turbulência fraca, gerado pela instabilidade local, quando a velocidade do vento é menor do que um valor limiar, U_l , e a força de pequenos turbilhões de turbulência está relacionada com cisalhamento local e fracamente relacionada com estratificação local. Regime 2, de turbulência forte, gerado pelo cisalhamento vertical do vento, quando a velocidade do vento excede um valor limiar, U_l , e a força turbulenta aumenta sistematicamente a energia cinética turbulenta com a velocidade do vento (como resultado da geração de turbulência pelo cisalhamento vertical do vento, na escala da altura de observação em questão). Regime 3, de turbulência moderada, gerado por eventos do tipo “top-down”, quando a turbulência explode

esporadicamente, associada a movimentos de cima para baixo (sendo que, excetuadas tais situações, a turbulência permanece fraca).

Sun et al. (2012) observaram durante o Experimento CASES-99, a ocorrência de 3 categorias de intermitência turbulenta que estão relacionadas com os regimes de turbulência em cada altura de observação dado por: (i) categoria A, quando a velocidade do vento oscila em torno do seu valor limiar, U_l , sendo que a turbulência aumenta quando V (Velocidade média do vento horizontal) ultrapassa o limiar, U_l , e diminui quando V cai abaixo do limiar U_l (estas oscilações ocorrem nas variações de turbulência entre regime 1 e 2). (ii) categoria B, corresponde ao regime turbulento 1, sendo que as perturbações reduzem intermitentemente a estabilidade local e aumentam levemente a turbulência local, provocando um aumento da turbulência dentro do regime 1. (iii) categoria C, quando eventos de turbulência “top-down” impõem subitamente para baixo dentro do ambiente com turbulência fraca e ocorre turbulência no regime 3.

3.5. Classes de turbulência na camada limite estável.

O surgimento de novos questionamentos a respeito da CLN e o crescente interesse em medidas dos fluxos de gás carbônico, particularmente associados ao papel desempenhado pelas florestas no balanço global de carbono (em uma perspectiva de mudanças climáticas globais) fizeram com que nova atenção fosse dada à micrometeorologia noturna. Para que sejam feitos avanços no conhecimento em tais domínios, é fundamental que a estrutura da turbulência na camada limite atmosférica (CLA) noturna próximo da copa florestal seja estudada em grande detalhe (Cava et al., 2004).

Como ponto de partida para a obtenção de um esquema adequado de classificação, foi pesquisada a adequação da sistemática de classificação proposta por Cava et al. (2004) das cinco classes de turbulência. As três primeiras estão associadas a condições livres da existência de nuvens, de tal forma que Rn (o saldo de radiação) se mantém aproximadamente constante ou sem mudanças bruscas no tempo. São elas: classe I, ocorrência de estruturas coerentes na forma de “rampas” nos sinais de escalares; classe II ondulações nos sinais acima da copa típicas de ondas de gravidade que tendem a ocorrer em condições atmosféricas muito estáveis ($\zeta \gg 1$), sendo que durante situações com ventos baixos, tais ondas são caracterizadas pela amplitude variável e por possuírem um período dominante de 60-120 segundos (além

disso, têm um ciclo de persistência curto de cerca de 2 a 5 ondas antes da sua dissipação); classe III, caracterizada pela existência de turbulência de estrutura fina, com o escoamento desprovido de qualquer organização em grande escala ou, em outras palavras, caracterizada por sua periodicidade. Destaca-se também pelos baixos valores de u e por apresentar velocidade altamente amortecida. As duas últimas categorias da classificação referem-se à ocorrência simultânea de movimentos organizados e a condições de céu com nebulosidade e com variações em Rn superiores a 10 Wm^{-2} . São elas: classe IV, em que o saldo de radiação associa-se à existência de movimento organizado; classe V, em que a variação no saldo de radiação não está correlacionada com as alterações no movimento organizado $|\Delta Rn| < 20 \text{ Wm}^{-2}$, e está associada com uma atmosfera fracamente estável, geralmente com $\zeta < 1$.

Ressalte-se que Conceição et al. (2005) aplicaram a abordagem de Cava et al. (2004) para caracterizar os estados da turbulência noturna acima de floresta primária na Reserva de Caxiuanã, a nordeste da Amazônia, utilizando inspeção visual de séries temporais de dados turbulentos. Em uma etapa posterior, Conceição e Sá (2006) propuseram um processo de análise automática dos dados, no lugar da inspeção visual. Espera-se aperfeiçoar tal procedimento no presente estudo.

Cava et al. (2004) e van Gorsel et al. (2011) salientaram que a intensidade da turbulência acima do dossel não é o indicador mais apropriado do estado de acoplamento entre o interior da copa e o ar acima. Em função disso, para caracterizar tal acoplamento, propõe-se o uso de uma variável de escala que leva em conta não só a mistura mecânica, mas também a estrutura associada às forçantes de flutuabilidade, denominado de Ri_{can} que é um indicador do estado de acoplamento do dossel proposto por Bosveld et al. (1999) e por Mammarella et al. (2008), com definições ligeiramente diferentes, o qual é definido como:

$$Ri_{can} \equiv \left(\frac{g\Delta z}{\Theta} \right) \frac{\theta_{n1} - \theta_{n0}}{(V_{n1} - V_{n0})^2} \quad (3.5.1)$$

em que θ : temperatura de potencial, V : magnitude do vento horizontal, Δz : diferença de altura vertical entre os dois níveis, g : aceleração da gravidade, Θ : temperatura de referência, tomada à partir do nível superior, sendo n_0 , e n_1 , os níveis inferior e superior, respectivamente.

3.6. Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov

A Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) aplica-se a processos turbulentos em camadas limite superficiais estacionárias e horizontalmente homogêneas. Ela busca a obtenção de relações universais para grandezas turbulentas da CLS, as quais adequadamente adimensionalizadas, devem ser funções universais do parâmetro adimensional, ζ , chamado de *parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov*.

De acordo com a TSMO, com base no método de análise dimensional Pi de Buckingham (Stull, 1988, p. 350-360), é possível obter apenas um grupo adimensional a partir dos parâmetros turbulentos da CLS: g/T_0 , u_* , $H/\rho C_p$ e z , a partir dos quais obtém-se $\zeta = z/L$, onde L , chamado comprimento de Obukhov, é uma escala característica de comprimento do escoamento turbulento da CLS, a ser discutido abaixo (Monin e Yaglom, 1971; Stull, 1988, p. 357-358).

O comprimento de Obukhov L exprime a importância relativa das forças dinâmicas relativamente às forças de flutuação na CLS (Foken, 2008, p. 42). Em geral ele é numericamente pequeno e negativo (cerca de -10 m) em dias fortemente convectivos, assumindo valores de cerca de -100 m em dias ventilados com algum calor solar. À noite, com fluxo de calor para baixo, é positivo e pequeno em condições de ventos suaves (Panofsky e Dutton, 1984, p. 114). O comprimento de Obukhov é definido pela relação:

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T_0} \frac{H}{\rho c_p}} \quad (3.6.1)$$

em que u_* : velocidade de fricção (m/s), κ : constante de von Karman (adimensional), g : aceleração da gravidade (m/s^2), T_0 : temperatura da superfície (K), H : fluxo vertical de calor sensível (W/m^2), ρ : densidade do ar (kg/m^3) e c_p : calor específico do ar a pressão constante.

Sendo u_* a velocidade de fricção definida como sendo (Stull, 1988, p. 67):

$$u_*^2 = \left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right]^{1/2} \quad (3.6.2)$$

em que $u'w'$: fluxo cinemático de U-momento na vertical e $v'w'$: fluxo cinemático de V-momento na vertical.

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

Para efeito de classificação da condição de estabilidade atmosférica, necessita-se do cálculo de ζ . O parâmetro adimensional que caracteriza a condição de estabilidade dinâmica dos processos na camada superficial é dada pela relação (Stull, 1988, p. 181):

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (3.6.3)$$

onde ζ : parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, z : altura de medição e L : comprimento de Obukhov.

Tomando-se 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 no caso de florestas, o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov deve assumir a seguinte forma:

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad (3.6.4)$$

onde d : altura de deslocamento do plano-zero, z : altura de medição e L : comprimento de Obukhov. Segundo Thom (1971), fisicamente d representa o nível médio de absorção de momento por uma superfície rugosa. Em geral, considera-se o valor de d como sendo o de aproximadamente 75% da altura média do dossel vegetal.

A importância do cálculo do parâmetro de estabilidade ζ associa-se ao fato deste desempenhar papel fundamental na definição de funções adimensionais de validade universal na CLS. Além disso, necessita-se da quantificação da condição de estabilidade para testar a validade da TSMO nos diversos regimes de estabilidade e classes de manifestação da turbulência na CLN.

3.7. O problema da existência da subcamada rugosa (SR) e sua consequência na busca de relações de similaridade próximo de vegetação alta.

É importante mencionar aqui que os perfis verticais de velocidade média do vento acima de vegetação alta apresentam um ponto de inflexão a uma dada altura. Autores tais como Raupach et al. (1996), Finnigan (2000), Pachêco (2001), Dias Jr. et al. (2013) estão entre aqueles que estudaram as consequências da existência de tais escoamentos acima de florestas. Uma conclusão deles que deve ser aqui mencionada, é a da possível falência das relações de similaridade da TSMO logo acima de florestas.

Efetivamente Pachêco (2001), utilizando dados da Floresta Amazônica obtidos em torre meteorológica instalada na Rebio Jarú, RO, apresentou evidências de que o ponto de inflexão do perfil vertical de velocidade média do vento concentra a informação essencial referente às trocas de momentum na copa. Ela demonstrou que é possível obter relações universais para os perfis verticais da velocidade média do vento, ao se adimensionalizar a velocidade por meio da escala de velocidade u_i (correspondente à velocidade média do vento na altura do ponto de inflexão) e ao se adimensionalizar a altura z , por meio da expressão $(z - z_i)/L_i$, em que $L_i = u_i/(du/dz)|_i$, é uma escala de comprimento característica que exprime a profundidade de penetração do escoamento abaixo da altura do ponto de inflexão; z_i é a altura do ponto de inflexão; $(du/dz)|_i$ representa o cisalhamento vertical do vento médio no ponto de inflexão. A altura do ponto de inflexão e o valor da escala L_i variam no decorrer do dia (Dias Júnior et al., 2013), o que parece estar relacionado tanto com a variação

do cisalhamento do vento quanto com o a variação do estado termodinâmico da copa no decorrer do dia.

Ao longo do presente trabalho, esta abordagem de similaridade também poderá ser utilizada, particularmente nas condições em que se observar falência da TSMO na obtenção de relações de similaridade noturnas acima da floresta no sítio experimental de Uatumã.

3.8. Algumas funções universais de ζ na CLS e aplicações

De acordo com a Teoria da Similaridade, na CLS os gradientes adimensionais acima da copa podem ser escritos como (Arya, 1988, p. 216; Shuttleworth, 1989):

$$\phi_m = \frac{k(z-d)}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (3.8.1)$$

$$\phi_h = \frac{k(z-d)}{\theta_{v*}} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} \quad (3.8.2)$$

$$\phi_q = \frac{k(z-d)}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (3.8.3)$$

em que ϕ_m é o gradiente adimensional para momento, ϕ_h é o gradiente adimensional para temperatura potencial virtual e ϕ_q é o gradientes adimensional para umidade específica.

A forma de expressar as funções ϕ_m , ϕ_h e ϕ_q é obtida empiricamente a partir de dados experimentais em termos de condições de estabilidade para momento, temperatura potencial virtual e umidade específica, respectivamente, ou seja, conforme Arya (1988, p. 162):

$$\phi_h = \phi_m^2 = (1 - 15\zeta)^{-1/2}, \text{ para } \zeta < 0, \text{ instável}; \quad (3.8.4)$$

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 5\zeta, \text{ para } \zeta \geq 0, \text{ estável e neutra.} \quad (3.8.5)$$

$$\phi_q = \phi_h \quad (3.8.6)$$

Pode-se utilizar uma relação de similaridade para o desvio padrão da componente vertical da velocidade do vento (Arya, 1988, p. 178):

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \phi_w(\zeta) \quad (3.8.7)$$

em que ϕ_w é a função adimensional do desvio padrão da componente vertical de velocidade do vento, a qual, em condições instáveis, é expressa por:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1,25(1 - 3\zeta)^{1/3} \quad (3.8.8)$$

3.9. Caracterização de downdrafts na CLAT: Valores negativos das Skewnesses de w , T e θ_e .

Na teoria da probabilidade e estatística, skewness é o momento de terceira ordem de uma variável aleatória de valor real. O valor da Skewness pode ser positivo ou negativo, ou mesmo indefinido. Qualitativamente, uma inclinação negativa indica que a cauda do lado esquerdo da função densidade de probabilidade é maior do que o lado direito e a maior parte dos valores (incluindo a mediana) ficam à direita da média. A inclinação positiva indica que a cauda do lado direito é mais longa que a do lado esquerdo e a maior parte dos valores encontram-se ao lado esquerdo da média. Um valor de zero indica que os valores são uniformemente distribuídos em ambos os lados da média, tipicamente (mas não necessariamente), o que implica uma distribuição simétrica.

O coeficiente de assimetria, S , de uma grandeza q é o seu momento de terceira ordem adimensionalizado, conforme indicado na expressão abaixo (Couvreux et al., 2007):

$$S = \frac{[q'^3]}{[q'^2]^{3/2}} \quad (3.9.1)$$

O coeficiente de assimetria S é muito útil para caracterizar a ocorrência de fortes movimentos descendentes de ar (downbursts) na atmosfera tropical, particularmente para a temperatura potencial equivalente (Garstang e Fitzjarrald, 1999, p. 294-297).

Para Garstang e Fitzjarrald (1999), downburst é o movimento descendente em nuvens convectivas excedendo seus movimentos ascendentes quando a nuvem atinge a maturidade. Após a ocorrência de movimentos descendentes, pode haver, muitas vezes, muita precipitação. Uma vez iniciado, o volume de ar descendente pode acelerar progressivamente com a gravidade, à medida que cresce a diferença de densidade entre a parcela de ar descendente e o meio-ambiente. A aceleração de uma parcela misturada isolada de seu entorno é dada por (Garstang e Fitzjarrald, 1999, p. 297):

$$\frac{dw}{dt} = -g \frac{(\rho_p - \rho_e)}{\rho_e} \quad (3.9.2)$$

$$\frac{dw}{dt} \approx g \frac{(T_p - T_e)}{T_e} \quad (3.9.3)$$

em que w : velocidade vertical da parcela (ms^{-1}), g : aceleração da gravidade (ms^{-1}), ρ : densidade do ar e p, e : índices que indicam parcela e meio-ambiente, respectivamente.

Onível da origem da corrente descendente pode ser estimado a partir de uma sondagem termodinâmica. A altura da origem da corrente descendente das ondas é tomada no local em que o valor de medição da temperatura potencial equivalente é mínimo, $\theta_{e_{min}}$.

3.10. Índice de transiência (não estacionariedade) de Mahrt (2007).

A estabilidade da CLS sobre a torre é expressa em termos de ζ e ou pelo número de Richardson em alguma de suas muitas versões (de gradiente, de fluxo, totalizador ou "bulk", etc. (Stull, 1988). A eficiência do transporte máximo, sistematicamente aumenta com o aumento da não estacionariedade e a distorção do perfil do vento médio. O fluxo de momento turbulento associado com a estacionariedade é examinado em termos de coeficiente adimensional, número de Prandtl e o coeficiente de difusão (Mahrt, 2007).

Mahrt (2007) define a não-estacionariedade para cada registro de dados como sendo o desvio padrão do logaritmo do número de Richardson de gradiente:

$$\sigma \ln(R_i) \quad (3.10.1)$$

em que σ : desvio padrão calculado sobre 1-hora de registro de perfil de vento e temperatura e R_i : número de Richardson de gradiente, determinado a partir dos perfis de vento e temperatura com base em médias de 10 min.

Com base na média do desvio padrão, Mahrt (2007) buscou um índice para separar os dados em classes de não-estacionaridade. As classes de transiência (condições não estacionárias) ficaram definidas em termos dos intervalos de log do número de Richardson de gradiente, respectivamente:

Fraca: $\log(R_i)$ entre 0 – 0,5;

Intermediária: $\log(R_i)$ entre 0,5 – 2,0; Com a restrição de $\zeta < 1$

Forte: $\log(R_i) > 2$.

A maior eficiência do transporte de momentum comparada com o transporte de calor pode ser expressa em termos do número de Prandtl de turbilhão (eddy) e o número de correlação de Prandtl:

$$Pr \equiv \frac{K_m}{K_\theta} = \frac{\phi_h}{\phi_m} \quad (3.10.2)$$

$$R \equiv \frac{r_{wu}}{r_{w\theta}} \quad (3.10.3)$$

$$\phi_m = \frac{\kappa z}{u_*} \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right) \quad (3.10.4)$$

em que Pr : número de Prandtl de turbilhão (eddy), R : número de Prandtl de correlação, K_m : coeficiente de difusão para o momento, K_θ : coeficiente de difusão para o calor sensível, ϕ_h : gradiente vertical adimensional de temperatura potencial virtual, ϕ_m : cisalhamento vertical adimensional da velocidade média do vento, r_{wu} : coeficiente de correlação entre as componentes vertical e horizontal da velocidade do vento, $r_{w\theta}$: coeficiente de correlação entre a velocidade vertical e a temperatura potencial, κ : constante de von Kármán

(adimensional, com valor aproximado de 0,4), z : altura do instrumento e u_* : velocidade de fricção.

Sendo que R , de menor aplicação prática, é menos vulnerável a erros observacionais associados ao cálculo dos gradientes verticais.

Pr aumenta, de valores próximos da unidade, para escoamentos estacionários, até cerca de 5, para escoamentos fortemente não estacionários. O número de Prandtl de correlação também aumenta com a transiência (condições não estacionárias), mas não tanto quanto Pr .

A influência da transiência sobre o número de Prandtl é parcialmente relacionada com a distorção do perfil de vento.

3.11. Algumas grandezas estatísticas importantes para esta investigação

A estimativa das grandezas que descrevem as propriedades dos processos turbulentos é obtida através de cálculos estatísticos das médias e variâncias e demais momentos estatísticos de diversas ordens, além do espectro de potência espacial e temporal, coeficientes de correlação, entre outras (Storch e Zwiers, 2003, p.1).

No léxico da estatística, a palavra correlação é usada para descrever uma relação estatística linear entre duas variáveis aleatórias. A designação “estatística linear” indica que a média de uma variável aleatória é linearmente dependente da outra variável aleatória (Storch e Zwiers, 2003, p.4).

As variáveis que descrevem os fluxos turbulentos são decompostas em partes médias e turbulentas. A existência de uma falha espectral permite a partição do escoamento dessa maneira, conforme anteriormente mencionado (Voronovich e Kiely, 2007).

Dessa forma, a partição de cada variável pode ser decomposta em partes médias e flutuações turbulentas. Como exemplo, a temperatura potencial virtual e umidade específica podem ser representadas dessa maneira por (3.11.1), respectivamente.

$$\theta_v = \overline{\theta}_v + \theta_v' e q = \overline{q} + q' \quad (3.11.1)$$

As grandezas estatísticas básicas são os diversos momentos estatísticos individuais e cruzados, além da correlação linear.

Dentre os momentos estatísticos de cada variável individual, destaca-se a variância, que mede o grau de dispersão dos dados sobre a média, sendo representada matematicamente na sua forma não tendenciosa como:

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \overline{A})^2 \quad (3.11.2)$$

Como as séries temporais de variáveis meteorológicas geralmente têm grande quantidade de pontos, a razão:

$$\frac{1}{N-1} \cong \frac{1}{N} \quad (3.11.3)$$

Assim, para uma variável turbulenta “A” qualquer, a variância pode ser expressa em termo da parte turbulenta $\sigma_A^2 = \overline{a'^2}$. O desvio padrão é definido como a raiz quadrada da variância: $\sigma_A = (\overline{a'^2})^{1/2}$.

A covariância indica o grau de relação comum entre duas variáveis. Ela é definida estatisticamente segundo a expressão:

$$\text{covar}(A, B) \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \overline{A}) \cdot (B_i - \overline{B}) \quad (3.11.4)$$

ou em termos da média do produto das flutuações, ou seja:

$$\text{covar}(A, B) = \overline{a'b'} \quad (3.11.5)$$

A covariância normalizada é uma relação definida como o coeficiente de correlação linear, r_{AB} , e representado como segue:

$$r_{AB} \equiv \frac{\overline{a'b'}}{\sigma_A \cdot \sigma_B} \quad (3.11.6)$$

Esta grandeza estatística varia entre -1 e +1, por definição. Quando duas variáveis são perfeitamente correlacionadas, $r = 1$ e quando perfeitamente anti-correlacionadas, $r = -1$ (Stull, 1988, p.44).

A variância e a covariância são fortemente dependentes dos valores absolutos dos dados amostrados e quando normalizados por N é possível comparar correlações entre duas grandezas atmosféricas.

Os fluxos cinemáticos podem ser expressos pelo produto médio das flutuações, ou seja, pela covariância. Alguns exemplos são dados abaixo:

Fluxo cinemático turbulento de calor sensível (vertical) = $\overline{w'\theta'}$

Fluxo cinemático turbulento de umidade (vertical) = $\overline{w'q'}$

Fluxo cinemático turbulento de calor sensível (na direção u) = $\overline{u'\theta'}$

Fluxo cinemático turbulento de momentum (vertical) = $\overline{u'w'}$

A equação da energia cinética turbulenta média é expressa em termos das variâncias das três componentes da velocidade do vento (Stull, 1988, p.46; Sun et al., 2012):

$$V_{TKE} = [(1/2)(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)]^{1/2} = \sqrt{TKE} \quad (3.11.7)$$

Esta grandeza é importante no estudo da turbulência para determinar o quão turbulenta se torna a camada limite atmosférica (Stull, 1988, p. 151).

Outros parâmetros estatísticos importantes são os coeficientes de assimetria (Skewness), expresso como:

$$coef_{assimetria} = \frac{\overline{a'^3}}{(\overline{a'^2})^{3/2}} \quad (3.11.8)$$

e o coeficiente de achatamento (Kurtosis) dado por:

$$coef_{achatamento} = \frac{\overline{a'^4}}{(\overline{a'^2})^2} \quad (3.11.9)$$

Estes dois últimos parâmetros fornecem uma informação importante sobre o grau de assimetria da turbulência e sobre o grau da intermitência da turbulência (e o afastamento ou não da condição de Gaussianidade das flutuações), respectivamente.

CAPITULO 4

METODOLOGIA

Foram utilizados dados do sítio experimental de Uatumã e da Reserva Biológica de Jarú (Rebio-Jarú) objetivando principalmente investigar na CLN regimes de turbulência. Para isto serviram de base as classificações propostas por Sun et al. (2012) e por Cava et al. (2004).

Os dados disponíveis passaram por processos de controle de qualidade, removendo-se das análises situações tais como as descritas em Vickers e Mahrt (1997): - situações em que houve chuva e situações em que a direção do vento médio esteve no sentido da “torre para o instrumento”. Ademais, levou-se em consideração o fato de a presente análise ser voltada para flutuações “turbulentas” e não aquelas de outras procedências, como movimentos ondulatórios, ondas de gravidade, ondas solitárias, condições não estacionárias, etc., as quais reconhecidamente perturbam as estimativas de grandezas estatísticas turbulentas e exigem cuidados especiais na escolha do tamanho do segmento amostral de cálculo (Mahrt, 2007; 2010; Durden et al., 2013; Sorbjan e Czerwinska, 2013).

Utilizou-se o procedimento da filtragem passa-altados dados brutos, de tal forma a remover as contribuições de baixa frequência, mas mantendo em sua integridade as estruturas coerentes em forma de “rampa” dos escalares no escoamento turbulento (Sá, 1992). Contudo, sob condições marcadamente não estacionárias, quando há contribuições importantes de movimentos ascendentes e descendentes associados à ação de nuvens cumulunimbus (como ocorre frequentemente na Amazônia), tal tipo de filtragem pode ser complexa, e contribuições fisicamente reais podem ser removidas dos cálculos. Para a filtragens dos dados utilizaram-se filtros passa – alta, que são filtros que deixam passar contribuições energéticas que estejam acima de uma certa frequência (frequência de corte), teoricamente mantendo as contribuições energéticas em frequências acima da frequência de corte(no presente caso a frequência de corte utilizada para os dados foi de 0,02Hz).

Para as séries temporais coletadas em torres micrometeorológicas dos sítios experimentais amazônicos de Uatumã (nas alturas de 80m e 46m) e da reserva Rebio Jarú (na altura de 65m) utilizaram-se os dados disponíveis, todos, medidos a taxas de amostragem de 10Hz, sendo que para a reserva de Caxiuanã (a uma altura de 55m) foram utilizadas

informações publicadas por Conceição et al.(2006). Os dados analisados consistiram de séries temporais das componentes de velocidade do vento w , u e v (ou seja, componentes vertical, horizontal na direção do escoamento médio e horizontal na direção perpendicular àquela do escoamento médio, respectivamente); de q , umidade específica do ar e de T , temperatura do ar, segmentados em intervalos sucessivos de 10 min cada, para o período noturno das 1900h às 0500h hora local, durante as estações úmida e seca. Com tais dados foi possível calcular a velocidade média do vento, bem como a escala característica de velocidade associada à energia cinética turbulenta, $V_{TKE} = [(1/2)(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)]^{1/2}$, para cada intervalo de 10 min de dados, seguindo-se metodologia similar àquela utilizada por Sun et al. (2012), em seu estudo de regimes de turbulência noturna em latitudes médias. Além disso, também foi utilizada a metodologia de Cava et al. (2004) para classificar estados de oscilações de variáveis do escoamento atmosférico na CLS, para a qual são considerados segmentos de 30min de dados (componentes da velocidade do vento, escalares e saldo de radiação). Procurou-se, assim, conjugar esses dois métodos com o auxílio de outras grandezas que se tornarem necessárias (tais como estimativas de diversos momentos estatísticos como covariâncias, coeficientes de assimetria- Skewness e de achatamento- Kurtosis), além de coeficientes de correlação e da energia cinética turbulenta, de tal forma a melhor entender os processos que ocorrem na CLN do sítio experimental de Uatumã.

Para os objetivos deste estudo foram adotados os seguintes procedimentos:

1) O primeiro passo adotado foi o de efetuar a análise de consistência dos dados de resposta rápida seguindo-se as proposições de Vickers e Mahrt (1997). Assim sendo, detectaram-se e removeram-se eventuais *spikes* (picos isolados espúrios) existentes nas séries temporais, que podem ter sido causados por problemas eletrônicos nos sistemas de registro de dados (muitas vezes devido à ocorrência de gotas de chuva). Também foram removidas (filtradas) as flutuações de baixa frequência e a tendência linear (Durand et al., 1988). Além disso, eliminaram-se todos os arquivos com ocorrência de *dropouts* (quando a série temporal apresenta um intervalo com queda brusca nos valores dos dados).

2) Para cada intervalo de 10min, na torre, a 80m de altura, foi calculada a velocidade média do vento, U , e a respectiva escala característica V_{TKE} . Em seguida construíram-se os gráficos contendo todos os dados medidos a uma dada altura, de tal forma a permitir a

utilização da metodologia de Sun et al. (2012) para classificar os respectivos regimes de turbulência para todos os dados disponíveis.

3) Foram elaboradas estatísticas para as ocorrências dos três regimes da turbulência propostos por Sun et al. (2012), que são: regime 1, de turbulência fraca; regime 2, de turbulência forte e regime 3, de ocorrência de movimentos descendentes intermitentes do tipo “top-down”. Para a classificação dos regimes adotou-se um critério estatístico adequado para a separação dos eventos dos regimes 1 e 3.

4) Foram separadas as séries temporais pertencentes a cada um dos regimes de estabilidade mencionados acima e foi aplicado o procedimento de Cava et al. (2004), de classificação de estados de turbulência noturna, a cada conjunto associado a um regime de estabilidade específico seguindo o procedimento seguido por Conceição et al. (2006).

5) Foram qualificadas as características de cada um dos $3 \times 5 = 15$ grupos de dados disponíveis. Para realizar tal qualificação, foram pesquisadas as variações de parâmetros micrometeorológicos médios disponíveis no âmbito desses grupos.

6) Estimaram-se diversas grandezas estatísticas, tais como covariâncias, coeficientes de correlação, coeficientes de assimetria e de achatamento, além de energia cinética turbulenta.

CAPITULO 5

DISCUSSÃO DE RESULTADOS

A presente discussão está organizada em três sub-itens. No primeiro (5.1) são apresentadas as investigações sobre regimes de turbulência noturna na estação úmida. No segundo (5.2) sub-item são apresentadas as investigações sobre os regimes de turbulência na estação seca. No terceiro sub-item (5.3) são apresentadas as modalidades de flutuações nas séries temporais da CLN proposta por Cava et al. (2004).

Para melhor informar sobre a caracterização de turbulência noturna, segundo a metodologia de Sun et al. (2012), são apresentadas as Figuras 5.1.1 e 5.2.1, que mostram a relação entre o vento médio U e V_{TKE} , em cada nível de observação. Nota-se claramente a distinção entre conjuntos de pontos que se organizam quase paralelamente ao eixo horizontal (regime 1) comparativamente a conjuntos de pontos que apresentam considerável variação de V_{TKE} quando aumenta (regime 2) e finalmente conjuntos de pontos que se agrupam muito acima do agregado de pontos da reta característica do regime 1 (regime 3).

Assim, no regime 1, caracterizado com círculos azuis, V_{TKE} é fraco e aumenta ligeiramente com U_i ; no regime 2, caracterizado por losangos pretos, V_{TKE} aumenta rapidamente à partir de um certo limiar de U_i (valor do limiar de U_i observado nos histogramas do vento médio (Figura 5.1.2 e 5.2.2)) e no regime 3, quadrados vermelhos, para os quais espera-se que os eventos turbulentos sejam gerados por movimentos do tipo top-down caracterizados por fortes movimentos descendentes de ar, segundo Sun et al. (2002).

5.1. Critérios para separação dos regimes de turbulência da Sun et al. (2012) na Estação Úmida

Foram analisados dados dos sítios experimentais de Uatumã e da Rebio-Jarú. Para a estação úmida estudaram-se 16 dias do sítio experimental de Uatumã (dias julianos 063 - 079 de 2013 no nível de 46m) e 15 dias do sítio experimental da Rebio-Jarú (dias julianos 083 - 098 de 1999 no nível de 65m), em períodos noturnos, das 1900 às 0500, hora local e foi adotado o seguinte critério:

Para definir o valor limiar do vento médio U_l , de separação entre os regimes 1 e 2, adotou-se a seguinte procedimento de decisão: inicialmente todos os dados foram inseridos em gráficos no qual U está no eixo horizontal e V_{TKE} , no eixo vertical.

A partir da distribuição dos dados no gráfico, foi possível fazer uma inspeção visual a partir da qual encontrou-se um valor limiar inicial de 1,9m/s para Uatumã e de 2,7m/s para Rebio-Jarú. Para separar o conjunto de dados pertencentes ao regime 1, daqueles de regime 3, procurou-se analisar os dados cujas abscissas se situaram no intervalo $[0, U_l)$ através de um programa de computador que calcula desvios-padrões de V_{TKE} de tal forma a tornar este procedimento um critério de decisão para separar conjuntos de dados dos regimes 1 e 3. O mesmo programa estabelece retas de melhor ajuste (mínimos quadrados) para os dados agregados nos regimes 1 e 2. Para o regime 3 construiu-se uma elipse unicamente para identificação visual mais fácil. Finalmente, foi possível definir com precisão os valores de U_l , para os dois sítios.

Com a finalidade de analisar estatisticamente os dados de várias grandezas meteorológicas para cada regime turbulento, para cada sítio, foram construídos os histogramas apresentados em figuras a seguir, a começar pela figura 5.1.2.

Comparando-se os valores de V_{TKE} dos Histogramas da figura 5.1.2 referentes a (a) Uatumã e (c) Rebio-Jarú na estação úmida, têm-se valores consideravelmente maiores da energia cinética turbulenta para Rebio-Jarú no nível de 65m, comparativamente a Uatumã no nível de 46m. Observa-se também, tanto na figura 5.1.1. ((a) para Uatumã e (b) para a Rebio-Jarú quanto no Histograma da figura 5.1.2. (b) para Uatumã e (d) para a Rebio-Jarú), que há maiores valores do vento médio U para Rebio-Jarú.

A figura 5.1.1 foi construída seguindo-se o procedimento proposto por Sun et al. (2012), sendo que no cálculo dos desvios padrões de velocidade turbulenta para a determinação de V_{TKE} , procede-se à filtragem passa-alta das séries temporais turbulentas de tal forma a manter as estruturas coerentes dos escalares, mas removendo as ondulações de baixa frequência.

Observando-se a Figura 5.1.1 (a) para Uatumã a 46m e (b) para a Rebio-Jarú a 65m, para todos os diferentes níveis, o resultado encontrado indica que a energia cinética turbulenta

dos vórtices associados ao cisalhamento aumenta sua escala energética turbulenta com altura, assim como o vento médio tende a aumentar linearmente com a altura. Essa relação entre V_{TKE} e a velocidade do vento médio U , em diferentes níveis de observação, durante a estação úmida, tem seus valores consideravelmente maiores da energia cinética turbulenta para níveis mais altos comparativamente aos níveis mais baixos, como seria de se esperar.

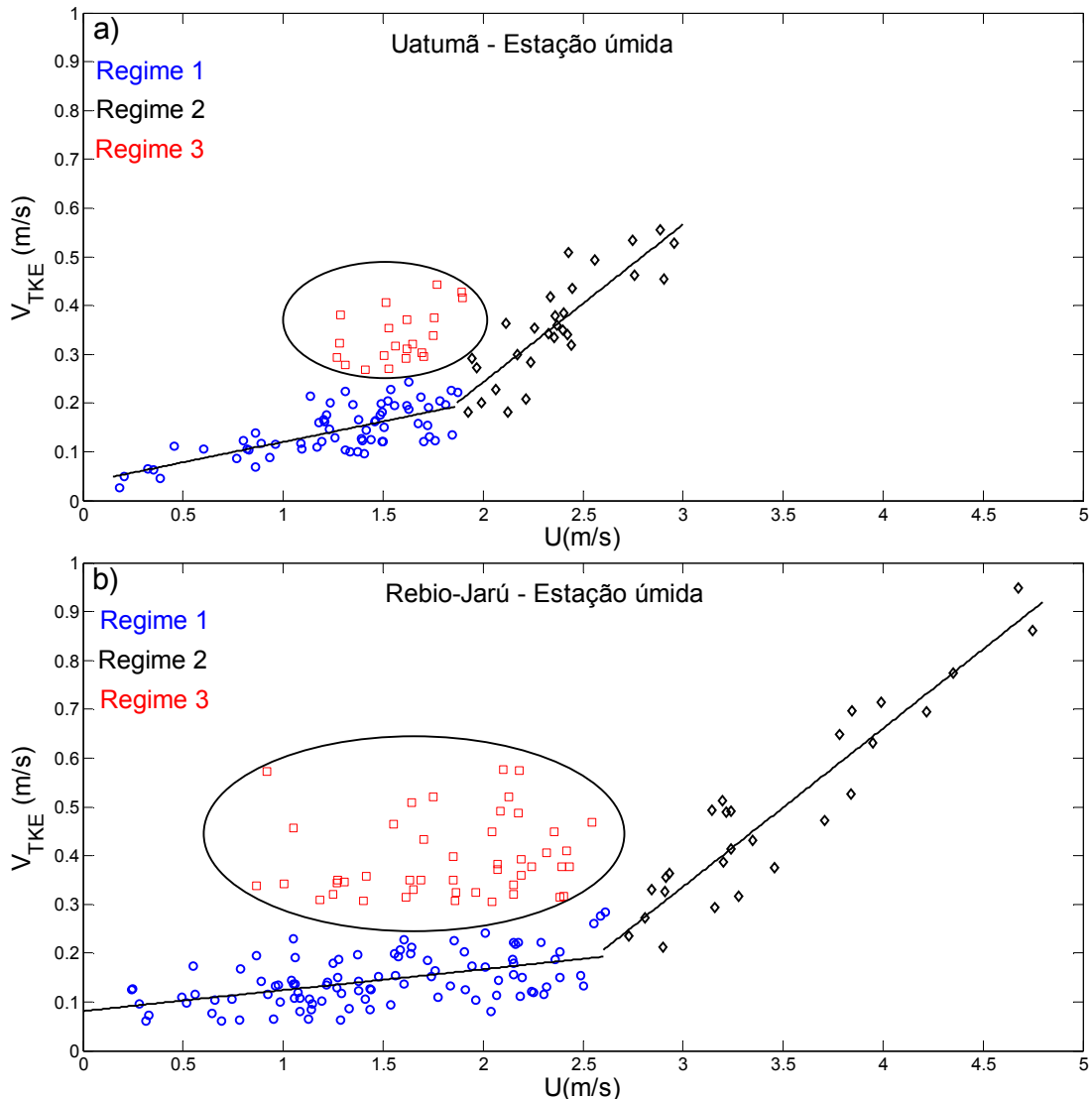


Figura 5.1.1. Caracterização dos três regimes de turbulência a partir do gráfico da Escala de Velocidade Turbulenta V_{TKE} relacionada com a velocidade média do vento U acima do sítio de (a) Uatumã no dia Juliano 063 - 079 de 2013 e da (b) Rebio-Jarú, dia Juliano 083 - 098 de 1999, no período noturno da estação úmida.

A seguir procedeu-se à elaboração da Figura 5.1.2 contendo histograma de V_{TKE} e do vento médio para os sítios de Uatumã e da Rebio-Jarú.

Ainda que os histogramas de V_{TKE} para Uatumã e para Rebio-Jarú apresentem resultados similares, nota-se uma clara diferença entre os histogramas de U para esses dois sítios experimentais. Efetivamente, enquanto a maior parte dos dados de Uatumã apresenta

velocidades médias, U , centradas em $1,5\text{m/s}$, as da Rebio-Jarú se estendem até valores bem mais elevados. Isto talvez possa ser atribuído às alturas diferentes de medida dos dados.

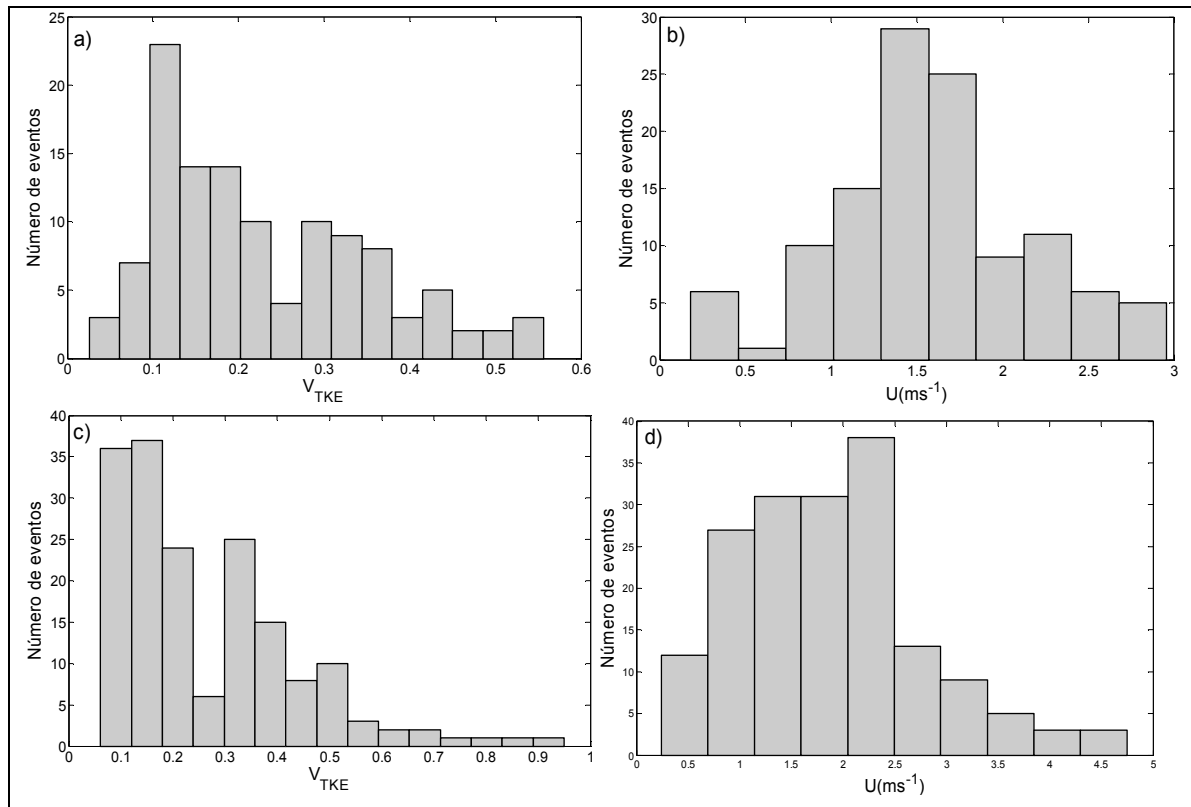


Figura 5.1.2. Histograma para dados noturnos de (a) V_{TKE} e (b) vento médio U , medidos no nível de 46m na torre de Uatumã, (c) V_{TKE} e de (d) vento médio U , medidos no nível de 65m na torre da Rebio-Jarú para estação úmida.

A tabela 5.1.1, apresenta a percentagem de situações associadas a cada regime investigado nos sítios de Uatumã e Rebio-Jarú.

A grande diferença observada ao se compararem os dados da estação úmida em Uatumã e na Rebio-Jarú reside na maior ocorrência do regime 2 em Uatumã e do regime 3 na Rebio-Jarú. Isto parece ser uma consequência do maior arrasto superficial em Uatumã (devido a maior irregularidade superficial deste último sítio), comparativamente à Rebio-Jarú e à possível maior ocorrência de nuvens convectivas na Rebio-Jarú, com seus efeitos geradores de downdrafts.

Particularmente, no que concerne ao regime 3, os dados da Rebio-Jarú medidos em 1999, correspondem efetivamente a período em que a Zona de Convergência do Atlântico Sul se achava acima do sítio experimental, o que deve ter contribuído para aumentar a incidência

de fortes movimentos descendentes de ar (downdrafts) na região, aumentando a percentagem de casos do regime 3.

Tabela 5.1.1. Distribuição das percentagens dos eventos de V_{TKE} X vento médio U ocorrido em cada regime turbulento na estação úmida.

	Regime 1	Regime 2	Regime 3	total
Uatumã	57,3%	23,9%	18,8%	117 / 100%
Rebio - Jarú	57%	16,3%	26,7%	172 / 100%

A seguir são apresentadas as Tabelas 5.1.2 e 5.1.3 com informações de diversos parâmetros estatísticos para os dois sítios experimentais em questão. Tais resultados apresentados são distribuídos por regimes turbulentos conforme a tabela 5.1.1, em que se apresentam a percentagem da distribuição dos eventos.

Tabela 5.1.2. Médias dos valores de Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação úmida para os sítios de Uatumã e Rebio Jarú, nos regimes 1, 2 e 3.

	Regime 1		Regime 2		Regime 3	
	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio
Skewness (w)	0,0716	0,0930	0,1090	0,2026	0,1260	0,1682
Skewness (T)	-0,0936	-0,0013	0,0510	-0,0661	0,0710	0,0866
Skewness (q)	-0,0114	0,0291	-0,3569	0,0965	-0,0781	-0,1260
Kurtosis (w)	3,1952	3,0630	3,3694	2,8934	2,9365	3,3619
Kurtosis (T)	2,8297	2,9760	2,9340	2,7327	2,7544	2,8463
Kurtosis (q)	2,6755	2,6960	3,0209	2,8500	2,7444	2,6737
<w'u'>	0,0016	-0,00006	0,0031	-0,0084	0,00137	-0,0077
<w'v'>	0,0010	-0,00039	0,0168	-0,0080	0,0020	-0,0032
<w'T'>	-0,0015	-0,00017	-0,0053	-0,0033	-0,0076	0,0046
<w'q'>	0,0090	0,00079	0,0523	-0,00014	0,2158	-0,0023
r_{wu}	0,0444	0,0344	0,0891	-0,0617	0,1818	-0,0428
r_{wv}	-0,0299	0,0440	0,1506	-0,0617	0,0695	-0,0031
r_{wT}	-0,1130	-0,1027	-0,2256	-0,1239	-0,2998	0,1456
r_{wq}	0,0422	0,0596	0,1429	-0,0039	0,2954	-0,0825

Para melhor reforçar os argumentos apresentados acima são apresentados gráficos de histogramas para as diversas grandezas estatísticas analisadas.

Skewness de w : sempre positiva, sendo-o mais intensamente para a Rebio-Jarú. Os maiores valores foram encontrados na Rebio-Jarú, para o regime 2. Explicação possível para esta assimetria positiva é a existência de nuvens convectivas noturnas na estação úmida, acima da região.

Skewness de T : valores negativos no regime 1 e positivos no regime 3. No regime 2, valores positivos em Uatumã e negativos na Rebio-Jarú. A Rebio-Jarú já foi estudada por von Randow et al. (2002), que, usando a análise de wavelets, concluíram que os valores desse parâmetro estatístico dependem da escala de análise.

Skewness de q : os valores obtidos são quase todos opostos aos de T , indicando valores negativos no regime 3 nos dois sítios. Já nos regimes 1 e 2 os valores são negativos para Uatumã e positivos para Rebio-Jarú. Os valores negativos poderiam estar associados a fortes movimentos descendentes de ar mais seco de níveis mais altos (downdrafts), o que já foi discutido por autores como Gastang et al. (1998), Betts (2002) e von Randow et al. (2002).

Na análise de valores da Kurtosis, é sempre bom lembrar que seus valores iguais a 3 estão associados à distribuição Gaussiana. Quando menores que 3, a distribuição é mais achatada que a Gaussiana e maiores que 3, a distribuição é mais pontiaguda que a Gaussiana.

Portanto, os resultados das figuras 5.1.2.1, 5.1.2.2, 5.1.2.3 das Kurtosis indicam claramente uma predominância dos valores bem maiores que 3, apontando uma situação em que a distribuição se afasta da Gaussianidade, com possível intensificação da intermitência (que aumenta com a curtose). Os resultados das curtoses de q e T são muito similares aos da curtose de w , sugerindo que o movimento vertical intermitente é o principal responsável por tal situação observada nos escalares.

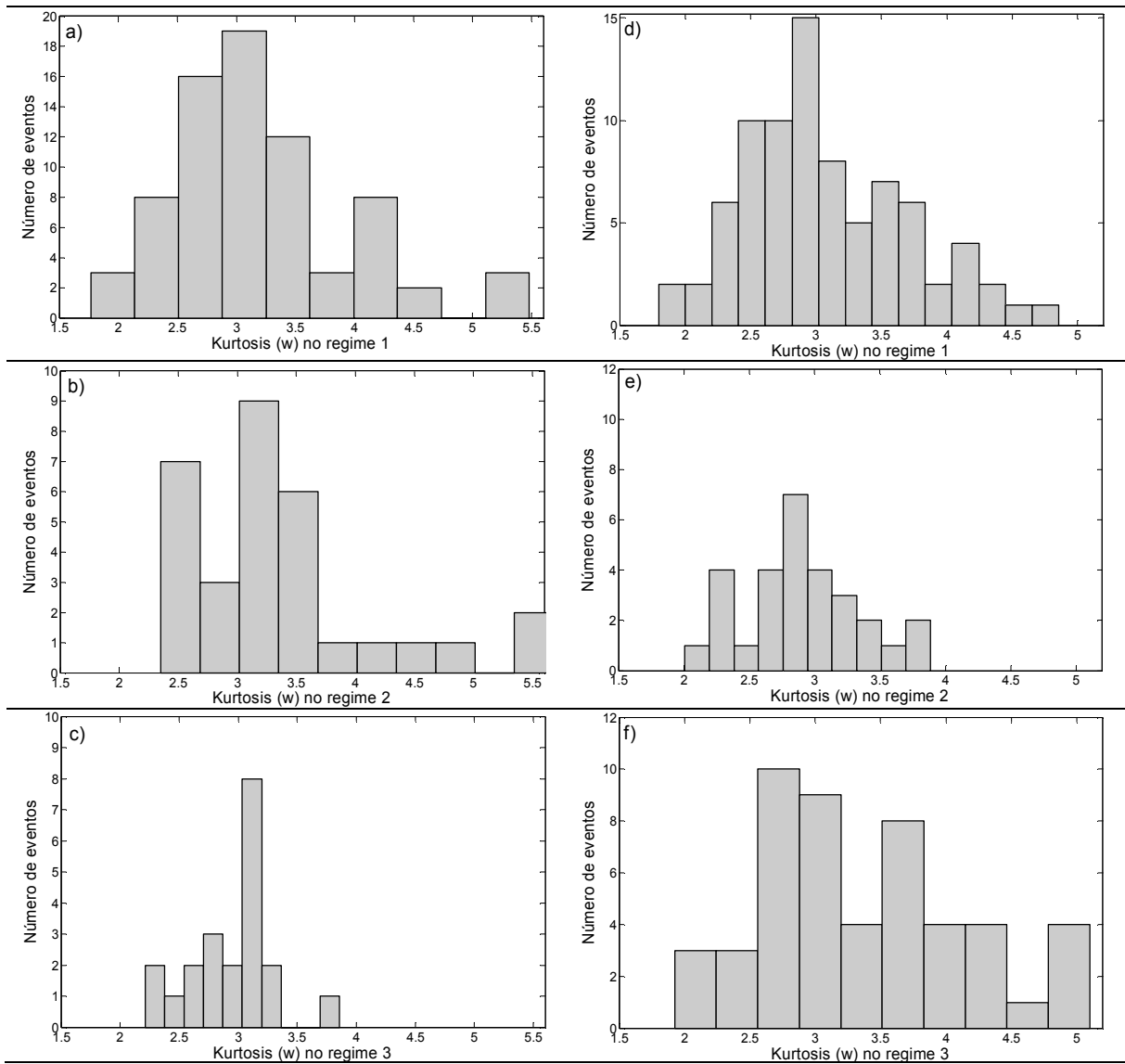
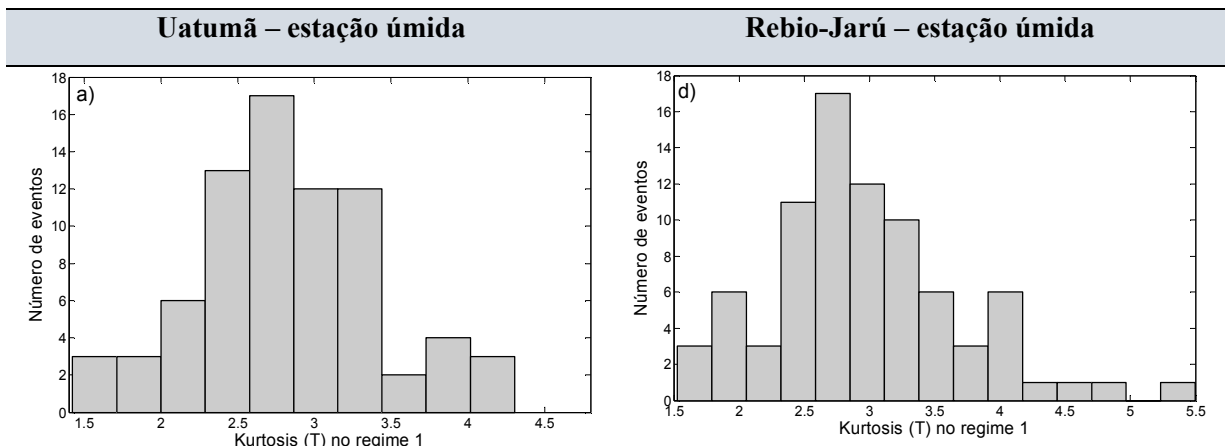


Figura 5.1.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.



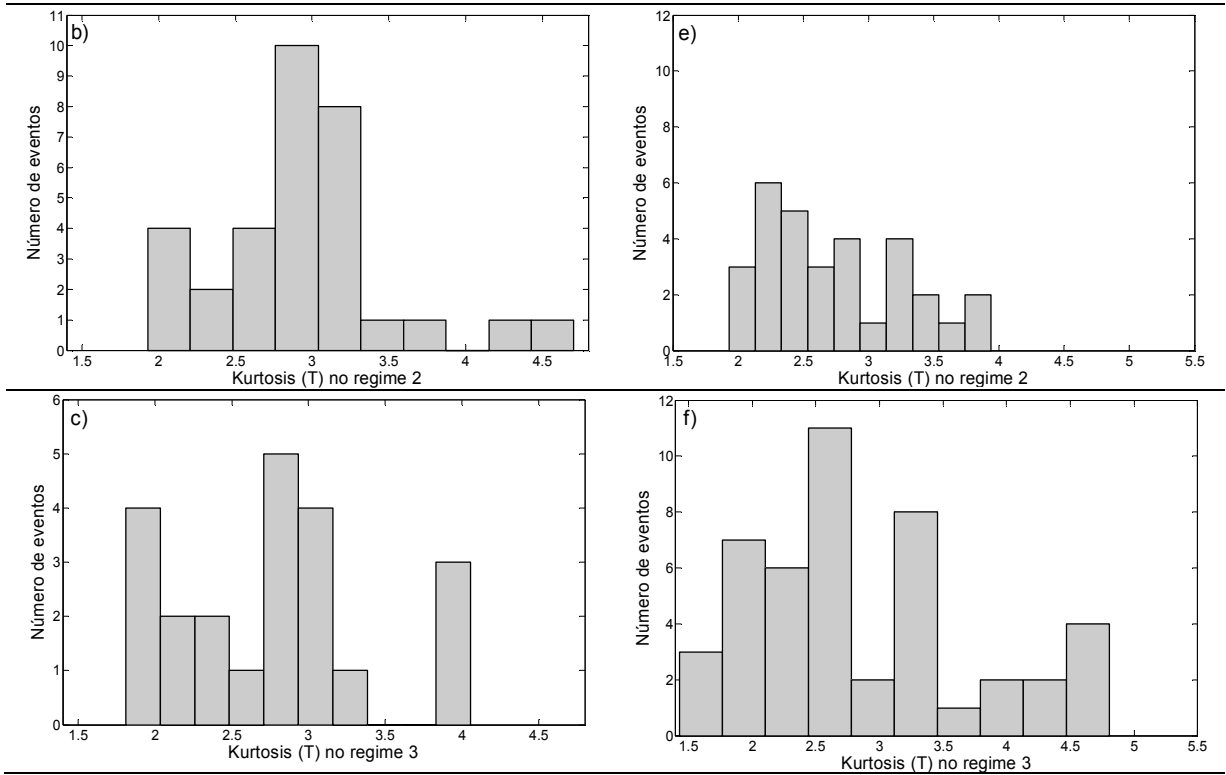
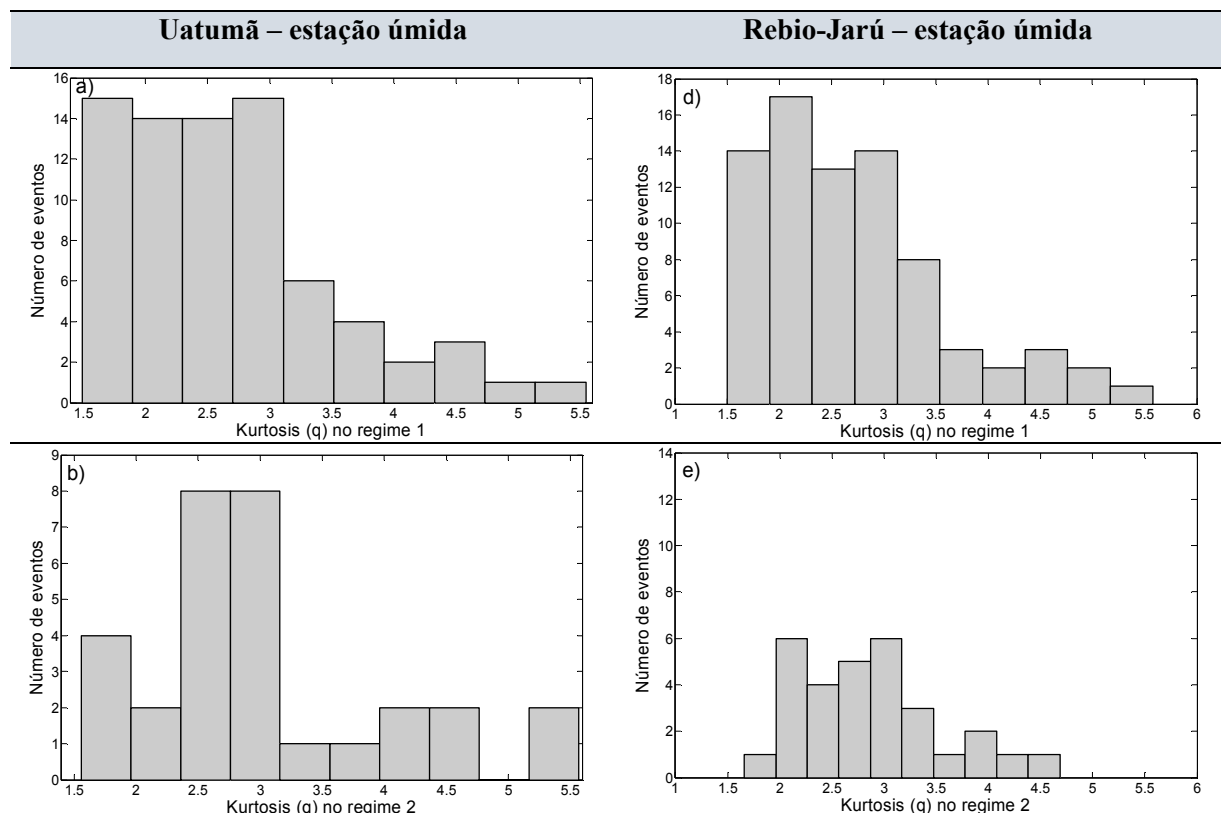


Figura 5.1.2.2. Histogramas para Kurtosis de T (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e), (f) na Rebio-Jarú nos respectivos regimes 1, 2 e 3.



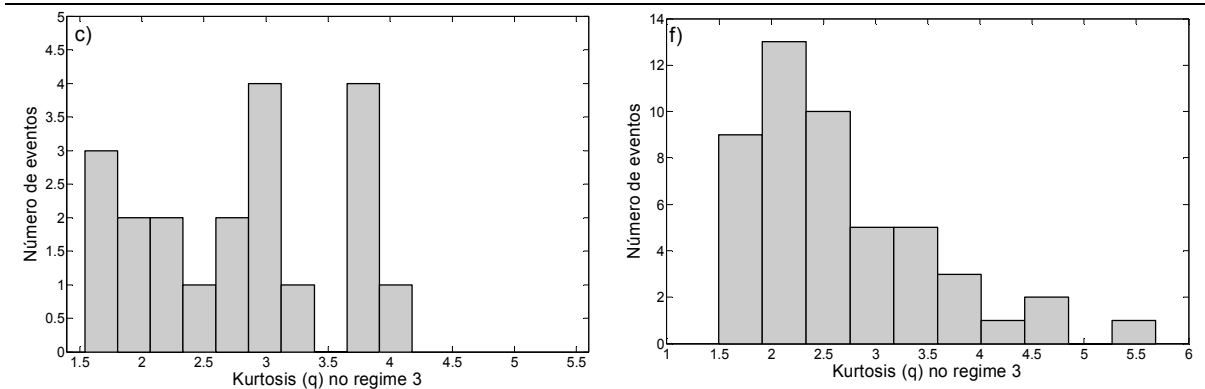


Figura 5.1.2.3. Histograma para Kurtosis de q em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

Valores dos coeficientes de correlação entre grandezas turbulentas na Amazônia já foram discutidos por von Randow et al. (2002) e por Costa (2011), para a Rebio-Jarú.

Com relação ao coeficiente de correlação $dewu$ calculado a partir de séries temporais com turbulência “pura”, devia-se esperar que seus valores fossem sempre negativos, pois há sempre fluxo turbulento de momentum da atmosfera para a superfície. Contudo, conforme bem assinalado por Acevedo et al. (2009), se houver fortes contribuições de mesoescala para as séries temporais das grandezas meteorológicas, os valores das baixas frequências podem predominar nos cálculos dos coeficientes de correlação, levando-os a apresentarem valores diferentes daqueles que teriam, se os sinais fossem “puramente” turbulentos.

No que se refere à correlação de wT , os valores são todos negativos, conforme se deveria esperar para uma CLN do tipo “clássico” (fluxos de calor sensível negativos sob condições estáveis), exceto para o regime 3 na Rebio-Jarú, possível influência de fatores de mesoescala, conforme discutido acima e investigado por von Randow et al. (2002) para diferentes velocidades do vento.

Ocorre quase o oposto para a correlação de wq , com valores sempre positivos em Uatumã e negativos, para os regimes 2 e 3, na Rebio-Jarú.

Tabela 5.1.3. Medianas das Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação na estação úmida para os sítios de Uatumã e Rebio Jarú, nos regimes 1, 2 e 3.

	Regime 1		Regime 2		Regime 3	
	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio
Skewness (w)	-0,0593	0,0709	0,0190	0,0786	-0,0705	0,1800
Skewness (T)	-0,0554	0,0210	-0,1976	-0,5370	0,1828	-0,1414
Skewness (q)	0,0400	-0,1163	-0,1175	0,0370	-0,0830	0,0512
Kurtosis (w)	3,0765	3,0557	3,1200	3,2143	3,0825	3,0535
Kurtosis (T)	2,8363	2,8296	3,0165	2,9524	2,5061	2,8387
Kurtosis (q)	2,8802	2,5591	2,9910	2,8125	2,9117	2,7787
<w'u'>	-0,00074	0,00032	-0,00079	0,0026	-0,026	0,0076
<w'v'>	-0,00058	0,000069	-0,00092	0,0103	-0,0021	0,0029
<w'T'>	-0,00023	-0,00098	-0,0015	-0,0033	-0,0018	-0,0042
<w'q'>	0,0043	0,0065	0,0411	0,0390	0,0371	0,1838
r_{wu}	-0,1708	0,0632	-0,0867	0,1152	-0,0817	0,2506
r_{wv}	-0,0675	0,0053	-0,0573	0,1873	-0,0817	0,1376
r_{wT}	-0,0890	-0,1368	-0,1653	-0,2326	-0,1750	-0,2678
r_{wq}	0,0447	0,1138	0,1311	0,1064	0,1200	0,4130

A Tabela 5.1.3 representa os valores das medianas das grandezas discutidas anteriormente, e para efeito de comparação com os resultados da Tabela 5.1.2, serão listados abaixo as grandezas que mudaram de sinal de uma tabela para outra, indicando assimetria nos respectivos histogramas com relação ao valor médio.

Regime 1 e 3, Uatumã: Skewness (w), Skewness (T), <w'u'>, <w'v'>.

Regime 2, Uatumã e Rebio-Jarú: <w'u'>, <w'v'>.

Regime 3, Rebio-Jarú: <w'u'>, <w'v'>, <w'T'>, r_{wu}, r_{wv}, r_{wT}, r_{wq}.

Efetivamente, ao se compararem as médias dos valores das Tabelas 5.1.2 e 5.1.3 da Skewness (w), percebe-se notável assimetria negativa para os regimes 1 e 3 na estação úmida do sítio de Uatumã, enquanto para a Rebio-Jarú percebe-se notável assimetria com relação à origem nos dados da estação úmida para as covariâncias e os coeficientes de correlação no regime 3.

5.2. Regimes de turbulência da Sun et al. (2012) na Estação Seca

Na estação seca estudaram-se 20 dias do sítio experimental de Uatumã (dias julianos 153 - 173 de 2012 no nível de 80m) e 30 dias do sítio experimental da Rebio-Jarú (dias julianos 259 - 289 de 2002 no nível de 65m), em períodos noturnos, das 1900 às 0500 hora local. Para elaboração dos gráficos dos regimes turbulentos, seguiram-se os procedimentos de decisão:

Inicialmente todos os dados foram inseridos em gráficos no qual U está no eixo horizontal e V_{TKE} , no eixo vertical. A partir da distribuição dos dados no gráfico, foi possível fazer uma inspeção visual a partir da qual encontrou-se um valor limiar inicial de 3,8m/s para Uatumã e de 2,7m/s para Rebio-Jarú. Para separar o conjunto de dados pertencentes ao regime 1 e 3, procurou-se analisar os dados cujas abscissas se situaram no intervalo $[0, U_l]$ através de um programa de computador que calcula desvios padrões de V_{TKE} de tal forma a tornar este procedimento um critério de decisão para separar conjuntos de dados dos regimes 1 e 3. O mesmo programa estabelece retas de melhor ajuste (mínimos quadrados) para os dados agregados nos regimes 1 e 2. Para o regime 3 construiu-se uma elipse unicamente para identificação visual mais fácil. Finalmente, foi possível definir com precisão os valores de U_l , para os dois sítios.

A figura 5.2.1 foi construída seguindo-se o procedimento proposto por Sun et al. (2012), sendo que no cálculo dos desvios padrões de velocidade turbulenta para o cálculo de V_{TKE} , procede-se à filtragem passa-alta das séries temporais turbulentas de tal forma a manter as estruturas coerentes dos escalares, mas removendo as ondulações de baixa frequência. Essa relação entre V_{TKE} e a velocidade do vento médio U , em diferentes níveis de observação, durante a estação seca, ao contrário da estação úmida, apresenta valores de energia cinética turbulenta na estação seca muito maiores para níveis mais baixos, comparativamente aos níveis mais altos, o que explica as diferenças observadas nos resultados encontrados nas figuras acima.

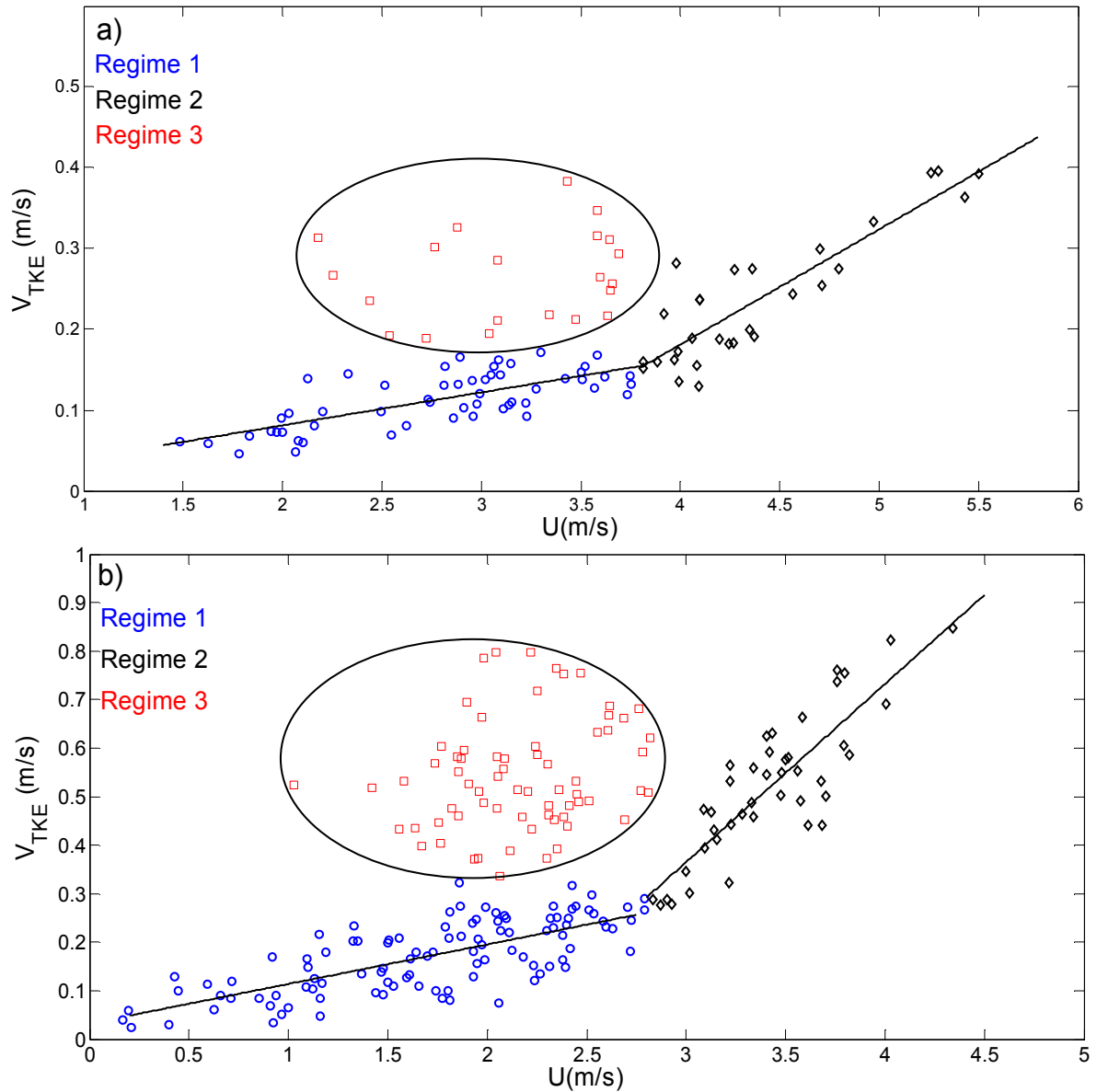


Figura 5.2.1. Caracterização dos três regimes de turbulência a partir do gráfico da Escala de Velocidade Turbulenta V_{TKE} relacionada com a velocidade média do vento U acima do sítio de (a) Uatumã no dia Juliano 153 - 173 de 2012 e da (b) Rebio Jarú, dia Juliano 258 - 289 de 2002, no período noturno da estação seca.

Observando-se a Figura 5.2.1 (a) para Uatumã a 80m e (b) para a Rebio-Jarú a 65m, para todos os diferentes níveis, o resultado encontrado indica que a energia cinética turbulenta dos vórtices associados ao cisalhamento, diminui sua escala energética turbulenta com altura, assim como o vento médio tende a aumentar linearmente com a altura.

Com a finalidade de analisar estatisticamente os dados de várias grandezas meteorológicas para cada regime turbulento, para cada sítio, foram construídos os histogramas apresentados nas figuras a seguir, a começar pela figura 5.2.2.

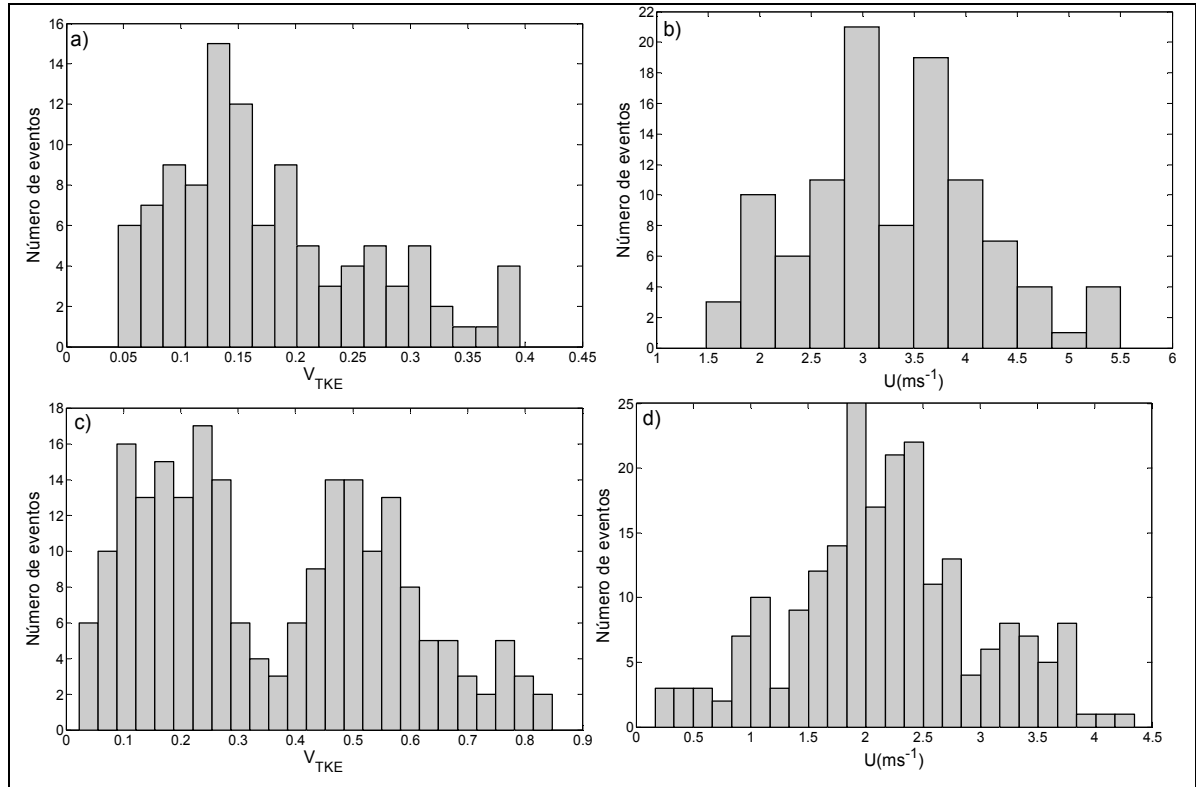


Figura 5.2.2. Histograma para dados noturnos de (a) V_{TKE} e (b) vento médio U , medidos no nível de 80m na torre de Uatumã, (c) V_{TKE} e (d) vento médio U , medidos no nível de 65m na torre da Rebio Jarú estação seca.

Comparando-se os valores de V_{TKE} dos Histogramas da figura 5.2.2 referentes a (a) Uatumã e (c) Rebio-Jarú, na estação seca, têm-se valores consideravelmente maiores da energia cinética turbulenta para Rebio-Jarú no nível de 65m, comparativamente a Uatumã no nível de 80m. Observa-se também, tanto na figura 5.2.1. ((a) para Uatumã e (b) para a Rebio-Jarú quanto no Histograma da figura 5.2.2. (b) para Uatumã e (d) para a Rebio-Jarú), que há maiores valores do vento médio U em Uatumã.

A seguir procedeu-se à elaboração da Tabela 5.2.1 contendo a distribuição das porcentagens dos eventos de V_{TKE} X vento médio U ocorrido em cada regime investigados nos sítios de Uatumã e da Rebio-Jarú. Observa-se uma porcentagem menor de ocorrências no regime 1 e uma porcentagem maior delas no regime 3, na Rebio-Jarú, comparado com a estação úmida.

Tabela 5.2.1. Distribuição dos eventos de V_{TKE} X vento médio U ocorrido em cada regime turbulento na estação seca.

	Regime 1	Regime 2	Regime 3	total
Uatumã	52,38%	27,62%	20%	105 / 100%
Rebio - Jarú	49,1%	19,4%	31,5%	216 / 100%

A seguir são apresentadas as Tabelas 5.2.2 e 5.2.3 com informações de diversos parâmetros estatísticos para os sítios experimentais de Uatumã e da Rebio-Jarú, estação seca. Tais resultados apresentados são distribuídos por regimes turbulentos conforme a tabela 5.2.1, em que se apresentam a porcentagem da distribuição dos eventos por regimes (1, 2 e 3).

Tabela 5.2.2. Médias dos valores das Skewness, Kurtosis, Covariância e Coeficiente de Correlação na estação seca para os sítios de Uatumã e da Rebio Jarú.

	Regime 1		Regime 2		Regime 3	
	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio
Skewness (w)	-0,0319	0,0017	-0,0301	0,0668	-0,0691	0,1133
Skewness (T)	-0,0802	-0,0565	-0,0802	-0,0100	0,1020	0,0499
Skewness (q)	0,0062	-0,2596	0,0851	-0,1500	-0,0467	-0,0764
Kurtosis (w)	3,2189	3,2414	3,2942	3,1603	3,0293	2,8449
Kurtosis (T)	2,9721	2,7905	2,9766	2,9016	2,6818	2,9377
Kurtosis (q)	3,0231	3,2127	2,9724	2,9452	2,8439	2,7634
<w'u'>	-0,00073	-0,0030	0,0041	-0,0167	-0,0063	-0,0368
<w'v'>	-0,00071	0,0019	0,000061	-0,0047	-0,0017	-0,0049
<w'T'>	-0,00019	-0,0035	0,000599	-0,0092	-0,0027	0,00084
<w'q'>	0,0219	0,0010	0,0677	0,0070	0,0689	0,0186
r_{wu}	-0,1313	-0,0376	-0,0299	-0,0441	-0,1020	-0,1069
r_{wv}	-0,1176	0,0659	-0,0440	-0,0273	-0,1035	0,0164
r_{wT}	-0,0961	-0,2452	-0,1383	-0,2064	-0,1767	-0,0180
r_{wq}	0,0090	0,0410	0,1222	0,0716	0,1178	0,1835

Na análise dos resultados contidos na tabela 5.2.2, destacam-se as conclusões seguintes:

Os valores das Skewnesses são todos muito baixos, próximos de zero. Contudo, diferentemente dos valores da Tabela 5.1.2 (estação úmida), os valores da estação seca apresentam valores negativos para o sítio de Uatumã nos regimes estudados, o que poderia refletir características de ocorrência de nuvens, rugosidade e heterogeneidade superficiais diferentes para os dois sítios.

Os valores das Skewnesses de T são levemente negativos para os regimes 1 e 2, nos dois sítios investigados, mas positivos no regime 3, resultado próximo àquele para a estação úmida. Uma possível explicação seria baseada no fato de no regime 3 se esperar

predominância de movimentos descendentes de ar, os quais, uma vez incidindo no dossel e penetrando-o, poderiam liberar para cima ar mais quente contido dentro do dossel.

As skewnesses de q apresentam valores levemente negativos, nos três regimes turbulentos investigados para a Rebio-Jarú. Contudo, para o regime 3, von Randow et al. (2002), em sua análise dos dados da Rebio-Jarú, já indicaram a existência de valores diferentes das Skewness de q dependendo da estação do ano, o que atribuíram à diferente ação dos processos de movimento de ar devido às nuvens convectivas presentes nas duas estações.

Quanto aos valores de Kurtosis de w , todos os valores estão levemente acima do valor esperado para a Gaussianidade (3), exceto para o regime 3, na Rebio-Jarú. Isto difere um pouco do que foi encontrado para a estação úmida, particularmente para os regimes 2 e 3 da Rebio-Jarú e regime 2 e 3 de Uatumã. O fato de as modificações maiores ocorrerem nos regimes 2 e 3, e não no regime 1, parece indicar que tais resultados têm menos relação com processo diretamente forçados pela interação com a superfície, o que é característica do regime 1.

Com relação a Kurtosis de T , quase todos os valores para estação seca mostram valores abaixo do que é esperado para a Gaussianidade, exceto para o regime 2 em Uatumã, com o valor consideravelmente elevado de 3,48. Todavia, ao se observar a Figura 5.2.2.2 (Histograma da Kurtosis para T) verifica-se que esse valor médio elevado de 3,48 para Uatumã no regime seco associa-se ao fato de terem ocorridos três eventos isolados com valores elevadíssimos da Kurtosis de T (6). As séries temporais de dois destes eventos, mostradas na Figura 5.2.2.3., confirmam a existência de forte assimetria negativa nos mesmos.

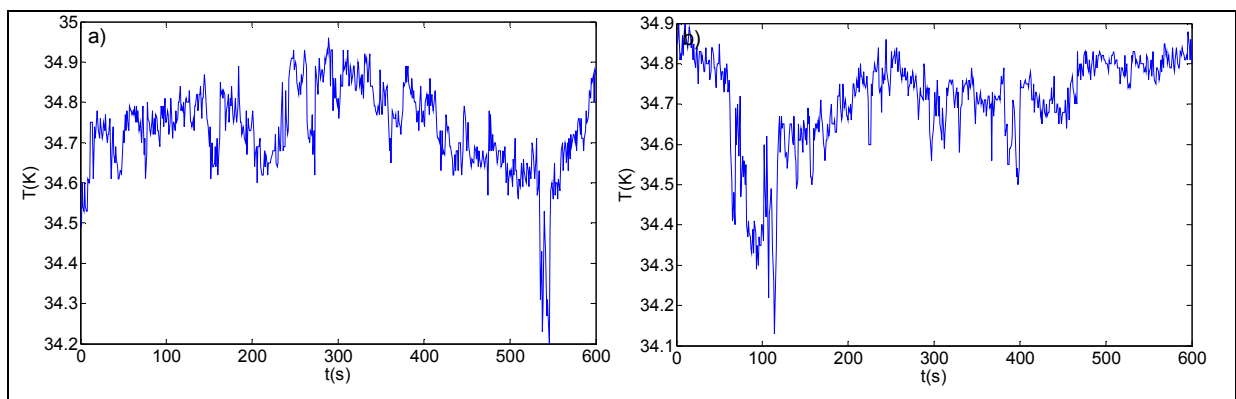


Figura 5.2.2.3. Série temporal de 10min da temperatura para o dia Juliano 154 de 2012 (a) as 19h00min (b) as 19h20min, medidos no nível de 80m na torre de Uatumã na estação seca.

Com relação a Kurtosis de q , os valores médios indicadores de condição acima da Gaussianidade correspondem apenas a situações do regime 1, para os dois sítios experimentais. Estes, todavia, são valores médios consideravelmente maiores do que aqueles encontrados para a estação úmida. Argumentos similares àqueles usados para explicar os valores da Kurtosis de w na Tabela 5.2.2 também poderiam ser aplicados aqui.

Quanto aos valores dos fluxos cinemáticos, muito do que já foi apresentado na discussão da Tabela 5.1.2 pode ser esclarecido a partir da observação da Tabela 5.2.2.

Com relação ao coeficiente de correlação entre w' e u' , pode-se comentar o seguinte: O coeficiente de correlação satisfaz à condição wu ($r_{wu} < 0$) para todos os sítios e regimes estudados, exceto para a Rebio-Jarú, nos regimes 1 e 3, em que $r_{wu} > 0$, indicando possível predominância de fenômenos de mesoescala, ou outros, conforme discutido por Acevedo et al. (2009).

Quanto a r_{wT} , seus valores são negativos, conforme se deveria esperar para uma CLN, exceto para o regime 3 da Rebio-Jarú (valor quase nulo). Para melhor entender este resultado, procurou-se uma explicação na Figura 5.2.4.3 (f) (Histograma do coeficiente de correlação para a Rebio-Jarú, regime 3, da estação seca). Neste, observa-se que, diferentemente do verificado para a estação úmida, os valores dos coeficientes de correlação r_{wT} estendem-se em um amplo “leque”, para todos os casos analisados, indo de -0,8 a 0,8, indicando a diversidade de situações envolvidas em tal análise. A observação das séries temporais de w e T para dois destes eventos, mostradas na Figura 5.2.2.4., confirmam a existência de forte não estacionariedade nas mesmas.

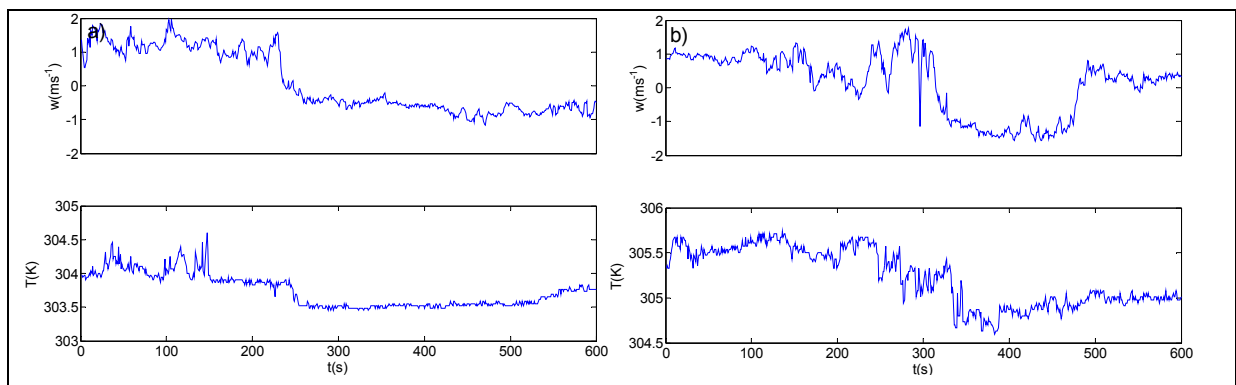


Figura 5.2.2.4 Série temporal de 10min da componente vertical do vento $w(\text{ms}^{-1})$ e da temperatura $T(\text{K})$ para: (a) o dia juliano 268 de 2002 às 19h20min; (b) dia juliano 275 de 2002 às 19h00min, medidos no nível de 65m da torre da Rebio-Jarú na estação seca.

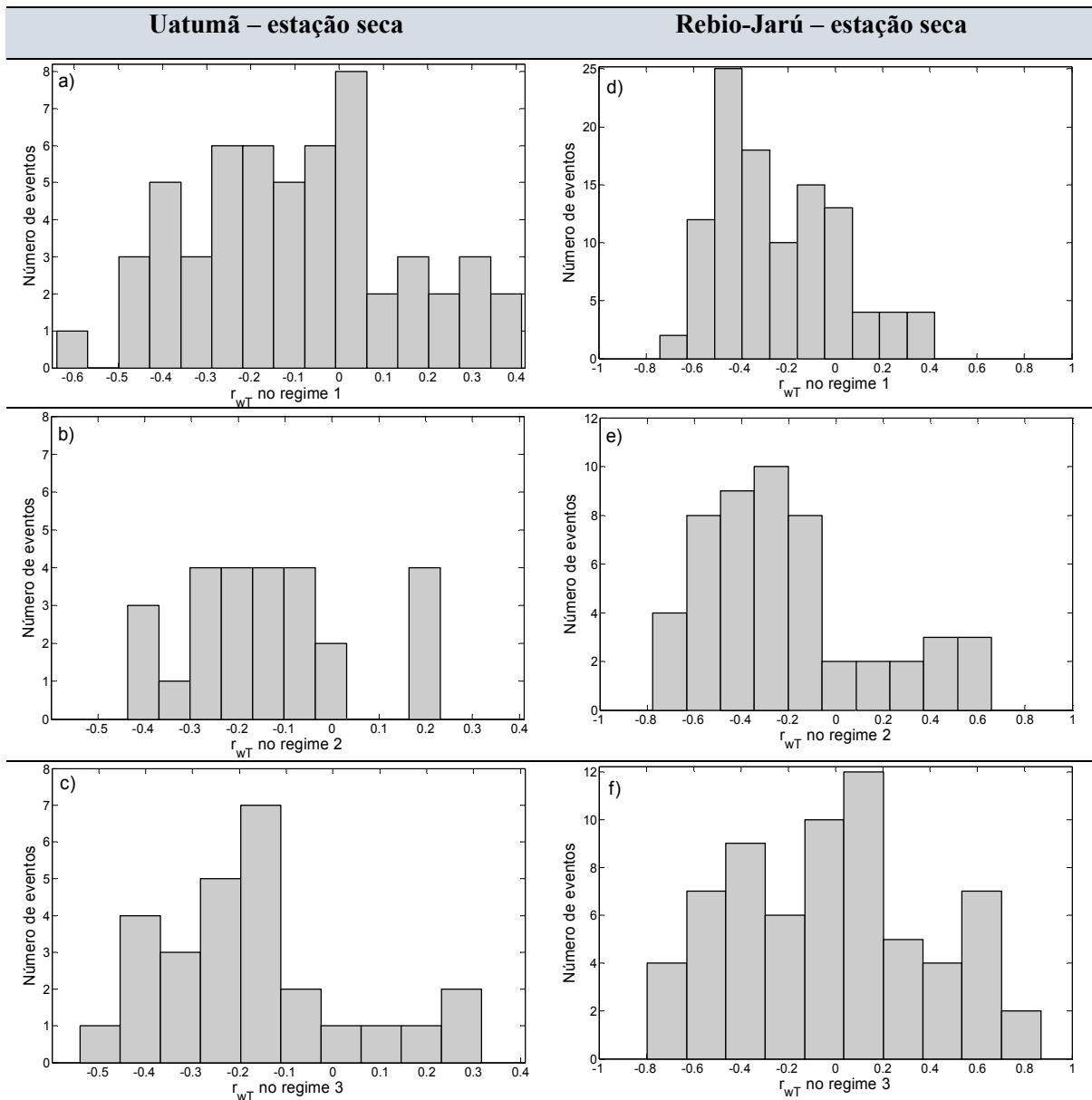


Figura 5.2.4.3. Histograma para Correlação de wT , para o período noturno: (a), (b) e (c) Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

Com relação aos valores médios de r_{wq} , observam-se dados levemente positivos para todos os casos investigados, diferentemente do que foi observado na estação úmida da Rebio-Jarú para o regime 2. É possível que tais resultados indiquem uma contribuição importante das escalas maiores (baixa frequência). A propósito, convém mencionar que von Randow et al. (2002) e Costa (2011) elaboraram análises por escala sistemáticas das séries temporais de resposta rápida das variáveis meteorológicas da Rebio-Jarú e de sua variabilidade ao longo do dia e das estações chuvosa e seca.

Tabela 5.2.3. Medianas dos valores de Skewness, Kurtosis, Covariância e Correlação da estação seca para os sítios de Uatumã e da Rebio Jarú.

	Regime 1		Regime 2		Regime 3	
	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio	Uatumã	Rebio
Skewness (w)	-0,0593	0.0495	0,0190	0.0524	-0,0705	0.1349
Skewness (T)	-0,0554	-0.0547	-0,1976	-0.0260	0,1828	0.0527
Skewness (q)	0,0400	-0.2990	-0,1175	-0.1925	-0,0830	-0.0682
Kurtosis (w)	3,0765	3.1324	3,1200	3.0281	3,0825	2.7727
Kurtosis (T)	2,8363	2.6308	3,1571	2.8419	2,5061	2.7984
Kurtosis (q)	2,8802	3.1937	2,9910	2.8282	2,9117	2.5734
$\langle w'u' \rangle$	-0,00074	-0,00039	-0,00079	-0.0056	-0,0026	-0.0078
$\langle w'v' \rangle$	-0,00058	0,00026	-0,00092	-0.0058	-0,0021	0.0028
$\langle w'T' \rangle$	-0,00023	-0.0013	-0,0015	-0.0054	-0,0018	-0,00036
$\langle w'q' \rangle$	0,0043	0,00011	0,0411	0.0019	0,0371	0.0072
r_{wu}	-0,1708	-0.0547	-0,0867	-0.0355	-0,0817	-0.0803
r_{wv}	-0,0675	0.0583	-0,0573	-0.0831	-0,0817	0.0473
r_{wT}	-0,0890	-0.2978	-0,1653	-0.2375	-0,1750	0,00028
r_{wq}	0,0447	0.0325	0,1311	0.0995	0,1200	0.2031

Também são apresentados na Tabela 5.2.3 valores das medianas das grandezas discutidas anteriormente. Para efeito de comparação com os resultados da Tabela 5.2.2, serão listadas abaixo as grandezas que mudaram de sinal de uma tabela para outra, indicando assimetria nos respectivos histogramas com relação ao valor médio.

Regime 2, Uatumã: Skewness (w), Skewness (q), $\langle w'u' \rangle$, $\langle w'u' \rangle$, $\langle w'T' \rangle$.

Regime 3, Rebio-Jarú: $\langle w'v' \rangle$, $\langle w'T' \rangle$, r_{wT} .

Efetivamente, ao se compararem os histogramas da Skewness (w) para o regime 2, nas estações úmida (Figura 5.1.1.1. (b)) e seca (Figura 5.2.1.1. (b)), percebe-se que a primeira figura apresenta notável assimetria com relação à origem, menos presente nos dados da estação seca (para estes, os valores da Skewness (w) se estendem de -0,8 a 0,6, uma amplitude considerável).

Uatumã – estação úmida	Rebio-Jarú – estação úmida
------------------------	----------------------------

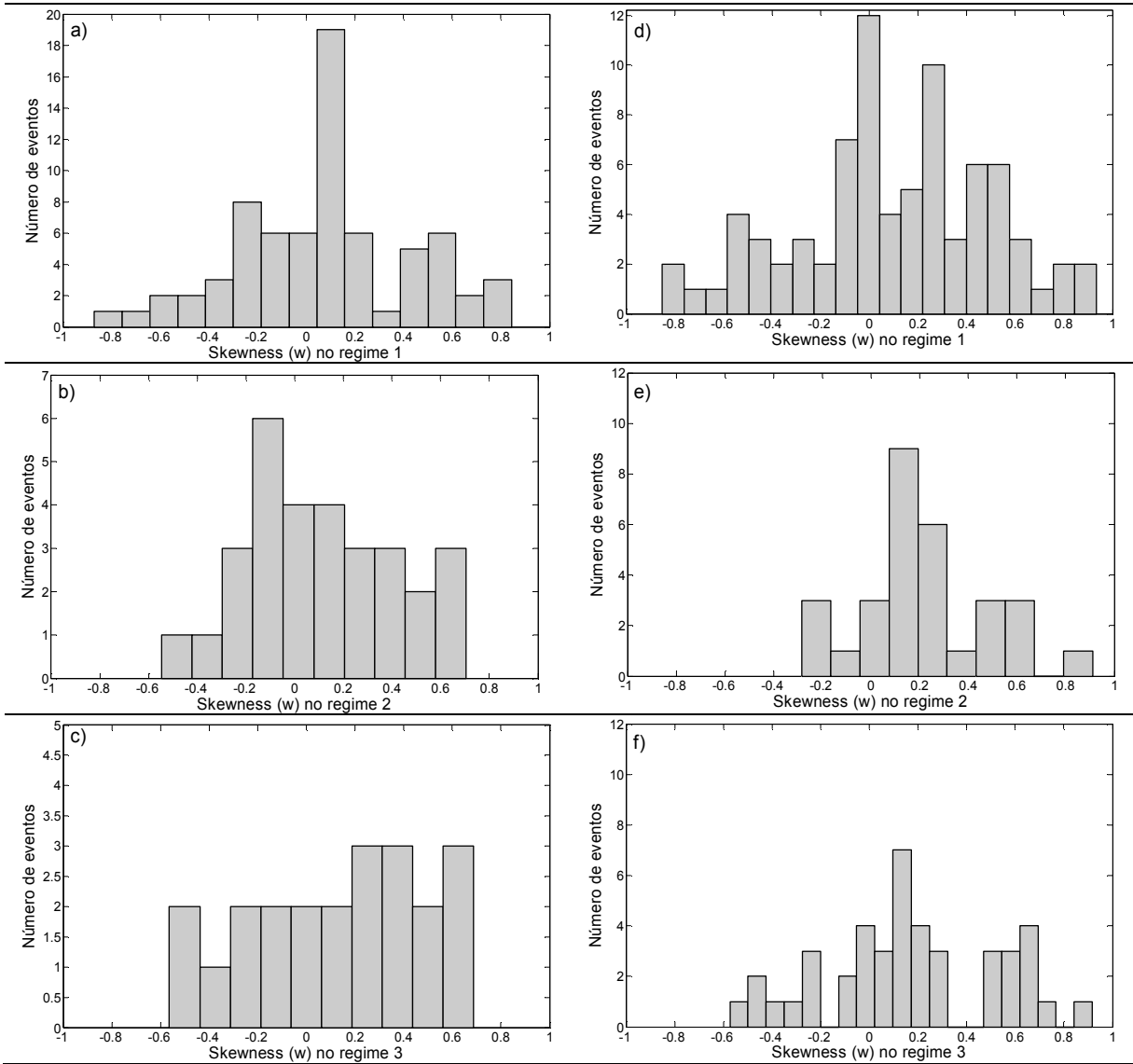
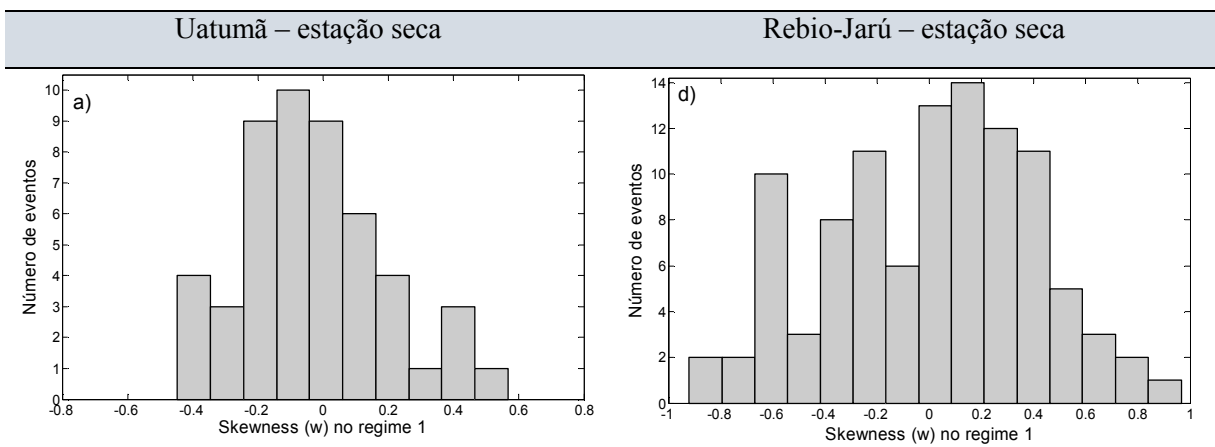


Figura 5.1.1.1. Histograma para valores da Skewness de wna estaçãoúmida: em Uatumã -(a), (b) e (c); na Rebio-Jarú - (d), (e) e (f), para os respectivos regimes 1, 2 e 3.



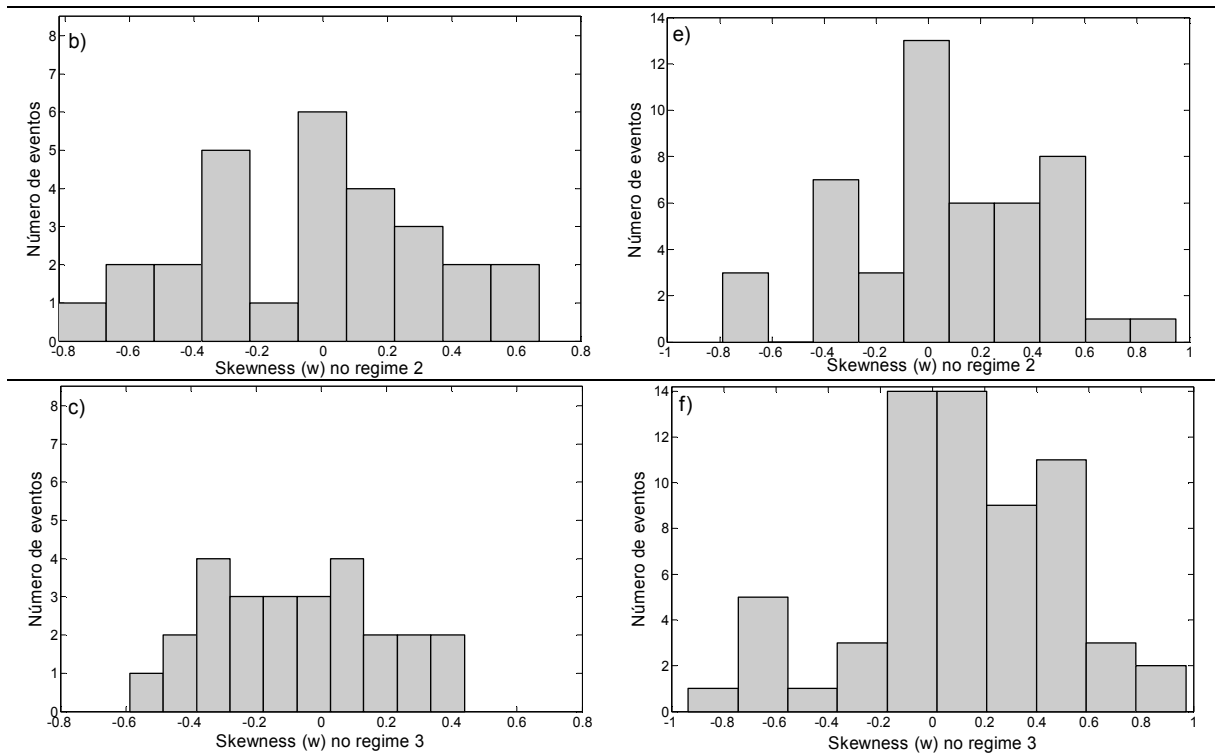


Figura 5.2.1.1. Histograma para valores da Skewness de w na estação seca: em Uatumã - (a), (b) e (c); na Rebio-Jarú - (d), (e) e (f), para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

Percebe-se que a assimetria com relação à origem, presente nos dados da estação seca para a covariância $\langle w'v' \rangle$ e $\langle w'T' \rangle$, e o coeficiente de correlação r_{wT} , apresenta uma amplitude considerável no regime 3, na Rebio-Jarú.

5.3. Parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov $\zeta = (z - d)/L$

O parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ desempenha um papel fundamental na definição de funções adimensionais de validade universal na CLS. Além disso, quantifica a condição de estabilidade para testar a validade da TSMO nos diversos regimes de estabilidade e classes de manifestação da turbulência na CLN. Para mostrar as variações nos valores de ζ no Sítio de Uatumã, para os regimes turbulentos 1, 2 e 3, nas estações úmida e seca, é apresentada a tabela 5.3.1.

Tabela 5.3.1. Média dos valores do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov em cada regime turbulento, nas estações úmida e seca, no sítio de Uatumã.

	Regime 1	Regime 2	Regime 3
Úmida	3,67	0,23	0,80
Seca	18,12	5,91	2,92

De acordo com o apresentado na tabela 5.3.1. (acima) os valores de ζ na estação seca, mais estável, são consideravelmente maiores do que aqueles da estação úmida. Os valores obtidos no regime 1 são sempre superiores aos demais regimes. Note-se que na estação úmida os valores de ζ no regime 2 são os mais baixos, e os do regime 3, superiores aos do regime 2, situação que se reverte na estação seca. Isso é um reflexo das características de tais regimes, conforme ressaltado por Sun et al. (2012). No regime 1, as características de mistura são determinadas principalmente pelas forçantes superficiais locais, dominadas pela forte estabilidade logo acima do dossel da floresta. Já o regime 2 apresenta características de mistura globais, do nível de medida para baixo, em que as condições de estabilidade não são mais tão dominadas pelas condições existentes na interface dossel-atmosfera. Já o regime 3 é dominado por fortes movimentos descendentes de ar (downdrafts). Von Randow et al. (2002), em seu estudo sobre Skewnesses de escalares acima da Rebio-Jarú, já mostraram a existência de diferenças significativas entre as estações seca e úmida neste sítio experimental. Isto poderia explicar, ao menos em parte, as diferenças entre os valores encontrados para ζ no regime 3, nas duas estações.

Para mostrar as variações nos valores de ζ no Sítio de Uatumã para as Classes propostas por Cava et al. (2004), nas estações úmida e seca, é apresentada a tabela 5.3.2.

Tabela 5.3.2. Média dos valores do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov em cada classe de manifestação turbulenta na estação úmida e seca no sítio de Uatumã.

	Classe I	Classe II	Classe III	Classe IV	Classe V
Úmida	1,22	1,71	5,70	12,99	1,60
Seca	4,07	6,63	3,51	5,11	3,31

Observa-se que, exceto para as classes III e IV, os valores de ζ são bem menores na estação úmida, como se deveria esperar, em vista da maior concentração de vapor d'água próximo da superfície e da menor perda radiativa de calor no topo do dossel. O valor de 12,99 para a classe IV é surpreendentemente elevado e talvez reflita condições de forte não estacionariedade associada à influência de nuvens convectivas noturnas, mais frequentes na estação úmida.

5.3. As cinco Classes de modalidades de flutuações nas séries temporais da CLN propostas por Cava et al. (2004), as quais levam em conta a ocorrência de estruturas coerentes, ondas de gravidade e nuvens convectivas.

O critério de classificação de sinais noturnos proposto por Cava et al. (2004) tem por base a pesquisa de movimento organizado dominante nas séries temporais da componente vertical da velocidade do vento, w , além de escalares, tais como umidade específica q e temperatura T . Ele também leva em consideração a variabilidade noturna do saldo de radiação (R_n), medido a uma taxa suficientemente elevada, de tal forma a detectar mudanças no valor de R_n provocadas por alterações no estado de nebulosidade do céu. As 3 primeiras classes de Cava et al. (2004) estão associadas a condições livres da existência de nuvens, de tal forma que R_n (saldo de radiação) se mantém aproximadamente constante ou sem mudanças bruscas no tempo. São elas:

Classe I: ocorrência de estruturas coerentes na forma de “rampas” nos sinais de escalares. Exemplos de séries temporais típicas desta classe são vistas na Figura 5.3.1., abaixo, com estruturas coerentes observáveis nos gráficos de (a) a (d), exceto na série temporal de R_n (e):

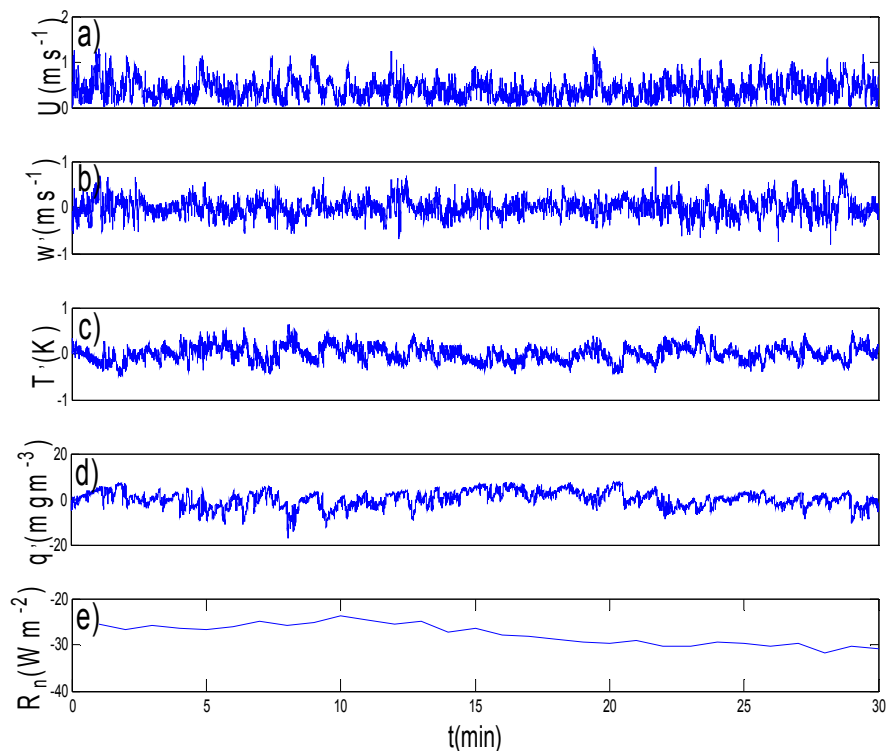


Figura 5.3.1. Exemplo de séries temporais para a classe I da (a) velocidade do vento (U) acima na parte superior da copa, (b) flutuações da velocidade do vento verticais (w'), (c) flutuações da temperatura (T'), (d) flutuações

da concentração de vapor de água (q') e (e) saldo de radiação (R_n), mostrando a ocorrência de padrões de rampa. Dado coletado em 09 de março de 2013 às 2300-2330 h (hora local).

Classe II: ondulações nos sinais acima da copa típicas de ondas de gravidade que tendem a ocorrer em condições atmosféricas muito estáveis ($\zeta \gg 1$) e durante situações de ventos baixos. As ondas são caracterizadas pela amplitude variável e por possuírem um período dominante de 60-120 segundos. Além disso, têm um ciclo de persistência curto de cerca de 2 a 5 ondas antes da sua dissipação. Exemplos de séries temporais típicas desta classe são mostradas na Figura 5.3.2., abaixo:

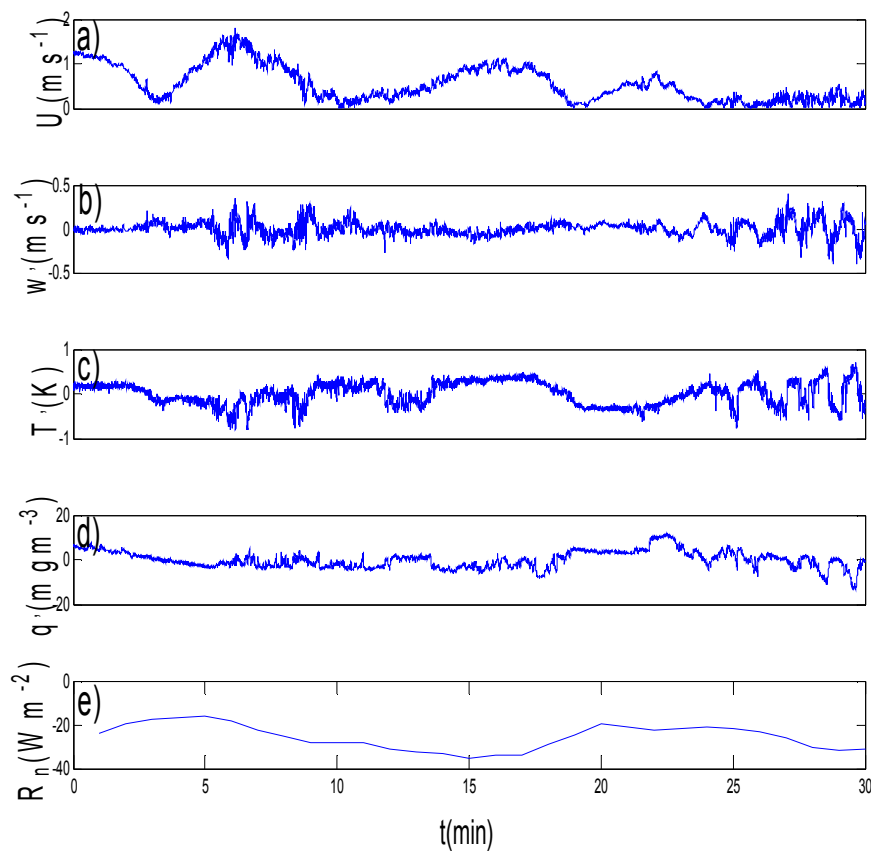


Figura 5.3.2. Como na Figura 5.3.1, mas mostrando a ocorrência das ondas de gravidade observadas próximo da floresta (classe II). Dado coletado em 14 de março de 2013 às 0300-0330 h (hora local). Nota-se que w' varia entre $-0,5$ e $0,5 \text{ ms}^{-1}$.

Classe III: caracterizada pela existência de turbulência de estrutura fina, com o escoamento desprovido de qualquer organização em grande escala ou a periodicidade. São visíveis os baixos valores de U e a velocidade altamente amortecida. Exemplos de séries temporais típicas desta classe são mostradas na Figura 5.3.3., abaixo:

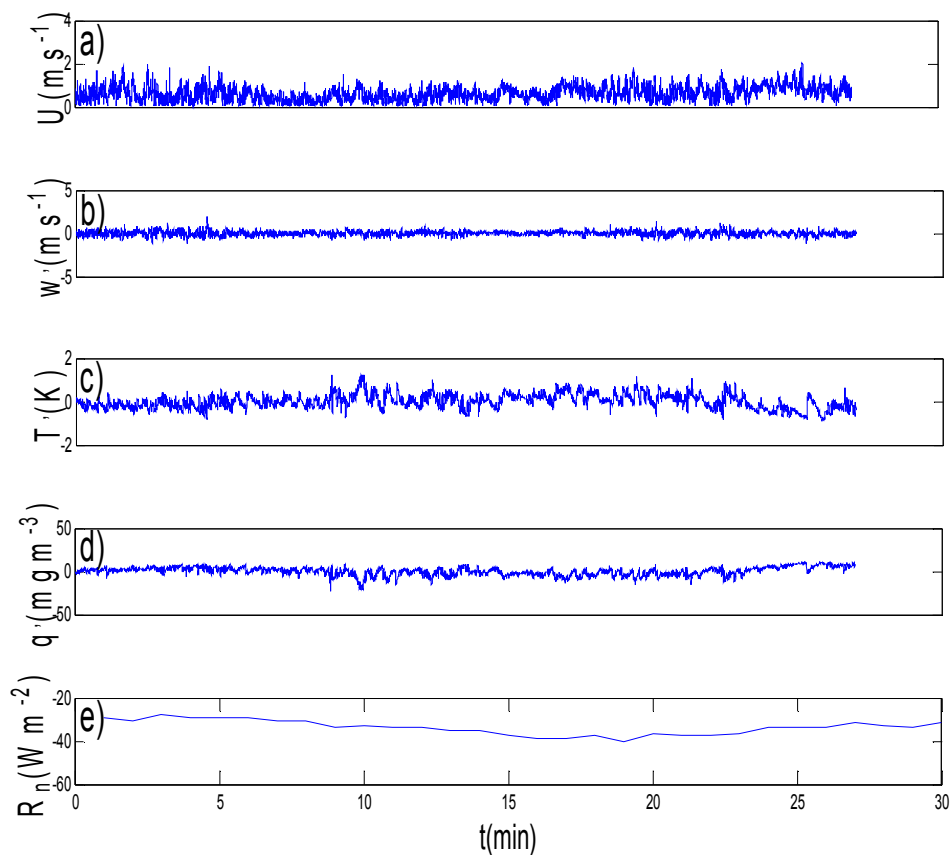


Figura 5.3.3. Como na Figura 5.3.1, mostra um período em que o escoamento não tinha qualquer organização ou periodicidade (estrutura de fina turbulência - classe III). Dado coletado em 18 de junho de 2012 às 0100 - 0130 h (hora local). Nota-se que w' varia entre $-0,5$ e $0,5 \text{ ms}^{-1}$.

As duas últimas categorias da classificação referem-se à ocorrência simultânea de movimentos organizados e de condições de céu com nebulosidade e com variações em R_n superiores a 10 W m^{-2} no intervalo analisado. São elas:

Classe IV: Existência de estruturas coerentes em forma de “rampas” nos sinais dos escalares cujas variações têm algum grau de associação com as alterações nos valores do saldo de radiação de forma a sugerir a ocorrência de nuvens no período. Portanto, há indicações de que tais nuvens exercem influência no movimento organizado. Exemplos de séries temporais típicas desta classe são mostradas na Figura 5.3.4., abaixo:

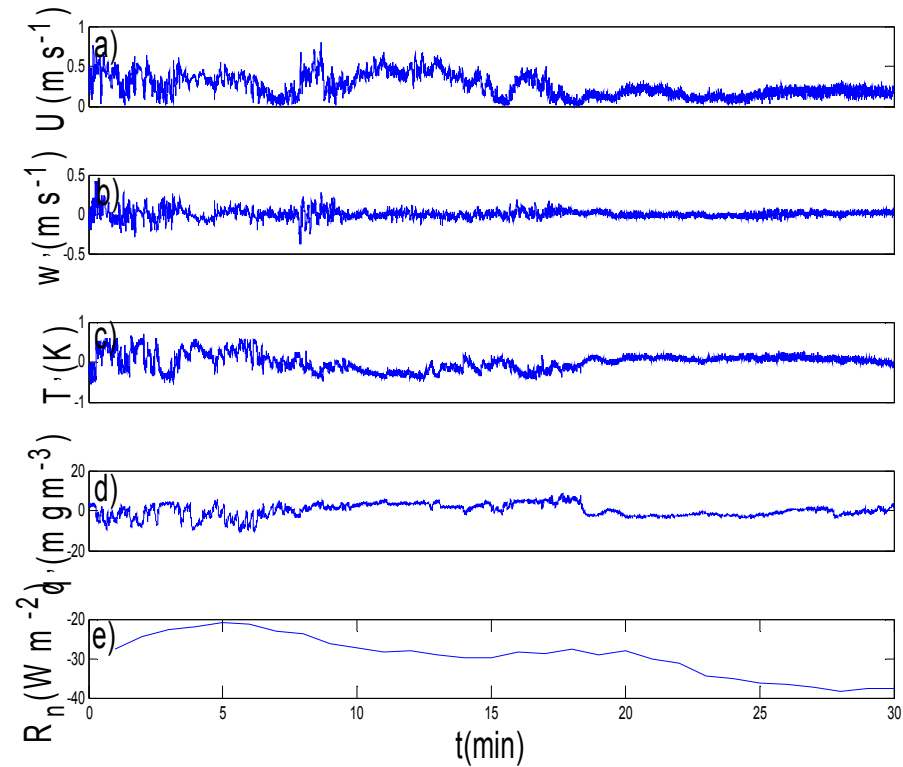


Figura 5.3.4. Como na Figura 5.3.1., em que se mostra a ocorrência de uma alteração abrupta em padrões escalares correlacionados com variações em R_n (classe IV). Dado coletado em 14 de março de 2013 às 0330-0400 h (hora local).

Classe V: Ocorrência de estruturas coerentes em forma de “rampas” nas séries temporais dos escalares, as quais não estão associadas a variações no saldo de radiação, ainda que R_n mostre variação maior que 10 W m^{-2} no intervalo observado, de forma a sugerir a ocorrência de nuvens no período. Contudo, há indicações de que tais nuvens não exercem influência no movimento organizado. Exemplos de séries temporais típicas desta classe são mostradas na Figura 5.3.5., abaixo:

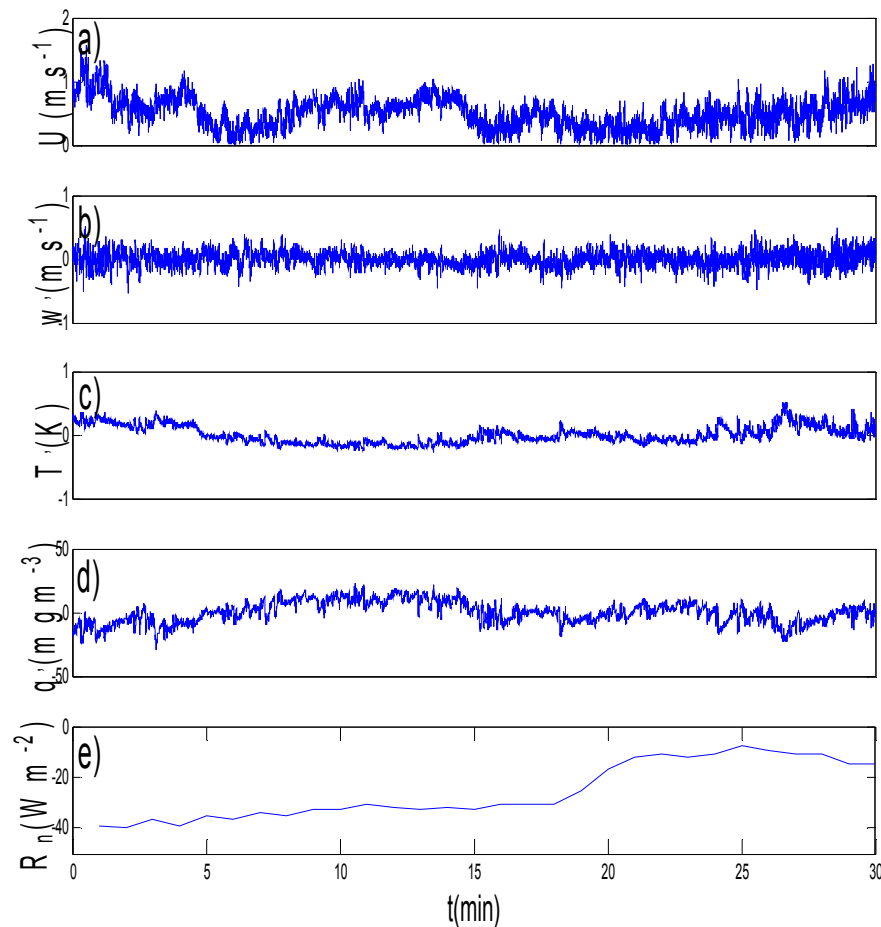


Figura 5.3.5. Como na Figura 5.3.4, mostra a ocorrência de uma variação abrupta de R_n , a qual não se correlacionou com qualquer alteração nos padrões de escalares (classe V). Dado coletado em 16 de junho de 2012 às 2130-2200 h (hora local).

Os resultados obtidos para Uatumã foram comparados com aqueles obtidos para a Floresta Nacional de Caxiuanã por Conceição et al. (2006) e por Cava et al. (2004), para uma floresta em região de latitude média (Reserva Duke, Estados Unidos).

A tabela 5.3.1 apresenta a percentagem de ocorrência de classes verificadas tanto para estação seca acima do Sítio de Uatumã (dominante entre os meses de maio e outubro), quanto para a estação úmida (compreendida entre os meses de dezembro a abril), além de mostrar o que foi encontrado por Conceição et al. (2006) em seu estudo para a floresta de Caxiuanã, no Pará e por Cava et al. (2004) para a Floresta Duke, nos EUA. Para elaboração da tabela, foram analisados e classificados dados em um período de 20 dias da estação seca (do dia 153 à 173 do ano de 2012, no nível de 80m) e 17 dias da estação úmida (dia juliano 063 à 080 do ano de 2013, no nível de 46m).

Tabela 5.3.1. Tabela comparativa da percentagem de ocorrência de classes para estação seca e úmida no sítio de Uatumã, Caxiuanã e Floresta Duke, conforme mostrado por Cava et al. (2004).

	Úmida		Seca		%		%
	Uatumã	Caxiuanã	Uatumã	Caxiuanã	Uatumã	Caxiuanã	Duke
Classe I	46,8%	22,8%	49,1%	26,0%	47,95%	24,4%	45,7%
Classe II	14,0%	4,8%	28,3%	9,6%	21,15%	7,2%	5,9%
Classe III	7,6%	2,9%	7,6%	0%	7,6%	1,45%	29,2%
Classe IV	3,8%	43,8%	3,7%	26,0%	3,75%	34,9%	1%
Classe V	27,8%	25,7%	11,3%	38,4%	19,55%	32,05%	18,2%

Foram analisados 53 arquivos de dados correspondentes à estação chuvosa e 79 arquivos de dados coletados durante a estação seca, acima da floresta amazônica, em área do sítio experimental do Uatumã. Os resultados mostram que as condições predominantes na CLN estão associadas com as classes I, II e V de Cava et al. (2004), para as estações seca e úmida (Tabela 5.4.1).

Há diferenças marcantes entre os sítios experimentais de Uatumã e Caxiuanã. Por exemplo:

i) A classe I corresponde aproximadamente à metade dos casos estudados em Uatumã e apenas aproximadamente a um quarto dos casos investigados em Caxiuanã, sendo que neste último sítio a ação das nuvens convectivas parece estar muito mais presente.

ii) A classe II com ocorrência aproximadamente 3 vezes maior em Uatumã, comparativamente a Caxiuanã, dobra seu percentual de ocorrência na estação seca, comparativamente ao período chuvoso, para os dois sítios investigados. Este resultado deveria ser esperado em função da geografia e condições topográficas distintas dos dois sítios investigados. Caxiuanã, localizado em região muito plana, sob a contínua ação de vento de nordeste provenientes da costa Atlântica do Estado do Pará (Nogueira, 2008) e também sob a ação da brisa noturna em função da presença próxima da Baía de Caxiuanã. Em vista disso, o sítio de Caxiuanã não se afasta muito de condições turbulentas levemente estáveis, próximas da neutralidade, o que dificulta a ocorrência de ondas de gravidades lá, diferentemente do que ocorre no sítio de Uatumã.

O mesmo do que foi discutido para a classe II, também pode ser mantido para os resultados da classe III, situações para as quais a estabilidade é tão forte que inibe praticamente a existência de turbulência.

Sobram, portanto, muitas situações de ocorrência das classes IV e V em Caxiuanã, diferentemente do que ocorre em Uatumã. Porém, mesmo em Caxiuanã, há marcantes diferenças entre os índices observados para as estações úmida e seca, refletindo a forte influência da sazonalidade nas manifestações da CLN na Amazônia.

Tabela 5.3.2. Distribuição da porcentagem dos eventos das classes de estados termodinâmicos de Cava et al (2004) para cada regime de turbulência na camada limite noturna segundo Sun et al. (2012) num total de 17 dias para o período chuvoso (dia juliano 063 à 080 do ano de 2013, no nível de 46m) e 20 dias para o período seco (do dia 153 à 173 do ano de 2012, no nível de 80m).

	Regime 1		Regime 2		Regime 3	
	Úmido	Seco	Úmido	Seco	Úmido	Seco
Classe I	19,2%	49%	38,5%	16%	42,3%	35%
Classe IV	100%	67%	0%	0%	0%	33%
Classe V	25%	50%	25%	27%	50%	23%

Além disso, durante a estação úmida observa-se que as classes I e V apresentam o seu maior percentual de ocorrência associada ao regime turbulento 3. A classe IV é mais frequente durante o regime 1. Para a estação seca observa-se que as classes turbulentas I, IV e V apresentam o seu maior percentual de ocorrência em situações associadas com o regime 1 (Tabela 5.3.2).

No Anexo 1 são apresentados diversos histogramas de parâmetros estatísticos para grandezas meteorológicas medidas nos sítios experimentais de Uatumã e da Rebio-Jarú.

CAPITULO 6

CONCLUSÕES E SUGESTÕES.

Foram estudados distintos estados da camada limite noturna (CLN) acima da Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Uatumã, na Amazônia Central, como parte integrante do projeto teuto-brasileiro “Amazonian Tall Tower Observatorium” (ATTO). Para isso foram utilizados principalmente dois procedimentos disponíveis na literatura: i) Caracterização de regimes turbulentos na CLN a partir da localização de dados experimentais médios em um espaço de fase constituído por gráfico com a velocidade média do vento, U , no eixo horizontal, e uma escala característica de velocidade turbulenta, V_{TKE} (associada à energia cinética turbulenta), no eixo vertical. ii) Classificação de padrões de variabilidade de séries temporais de grandezas meteorológicas na CLN.

Os resultados, obtidos para períodos representativos das estações seca e chuvosa no sítio experimental de Uatumã, foram comparados a resultados de dois outros sítios experimentais possuindo também florestas primárias de terra firme: a Reserva Biológica do Jarú, na Amazônia Ocidental, e a Floresta Nacional de Caxiuanã, na Amazônia Oriental.

Para os sítios de Uatumã e da Rebio-Jarú foi possível comprovar, nas estações seca e úmida, a existência de três regimes turbulentos na CLN. O regime 1, que corresponde aos ventos mais fracos e se associa a forçantes essencialmente locais da interface floresta-atmosfera, apresentou valores médios do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, ζ , sempre muito superiores aos dos dois outros regimes encontrados: o regime 2, caracterizado por apresentar acentuada mistura global ao longo da direção vertical e menos dependente de forçantes locais e o regime 3, que se destaca por sua intermitência e associação com forçantes de escalas maiores, como nuvens convectivas e seus fortes movimentos descendentes de ar associados. Como esperado, os valores de ζ na estação seca foram muito superiores aos da estação úmida, refletindo a maior estabilidade existente próximo da superfície na estação seca. O regime 1 é predominante tanto em Uatumã quanto na Rebio-Jarú (percentagens de eventos, em geral, superiores a 50% dos casos estudados), sendo que nesta são maiores as ocorrências do regime 3, comparativamente ao regime 2, diferentemente do que ocorre com o sítio de Uatumã. Saliente-se que foi verificada uma pequena queda na percentagem de ocorrência do regime 1 na estação seca, comparativamente à estação úmida.

Na classificação de padrões de variabilidade de séries temporais de grandezas meteorológicas na CLN foram comparadas informações dos sítios de Uatumã e de Caxiuanã. Registraram-se 21 % de casos com ocorrência de ondas de gravidade em Uatumã contra 7,2% dos casos estudados em Caxiuanã e 7,6% de ocorrência flutuações residuais nas séries temporais de Uatumã contra 1,45% dos casos detectados em Caxiuanã (situações em que não são detectáveis padrões nítidos de organização e/ou estruturas coerentes nos sinais meteorológicos observados). Em Uatumã, 71,25% dos casos estudados apresentaram padrões de organização em forma de estruturas coerentes nas séries temporais contra 91,35% dos casos investigados em Caxiuanã. Destes, a maioria dos casos de Uatumã esteve associado a situações sem a detecção de nuvens, aproximadamente o dobro da percentagem correspondente a Caxiuanã em tais condições.

Para trabalhos futuros sugere-se comparar resultados de vários sítios experimentais da Amazônia, além dos que foram aqui estudados. Utilizar também medidas em várias alturas acima da floresta para melhor explorar a metodologia de caracterização dos regimes turbulentos, além de investigar melhor a influência da rugosidade da superfície em função da direção do vento e sua variabilidade sazonal, com possíveis reflexos em vários dos momentos estatísticos estimados. Ademais, o grau de não estacionariedade do escoamento turbulento deveria ser um fator importante a ser considerado em estudos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acevedo, O. C. and D. R. Fitzjarrald, "In the Core of the Night - Effects of Intermittent Mixing on a Horizontally Heterogeneous Surface", *Boundary-Layer Meteorology*, 106, 1-33, 2003.

Acevedo, O. C., O. L. L. Moraes, G. A. Degrazia, D. R. Fitzjarrald, A. O. Manzi and J. G. Campos, "Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?", *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1-10, 2009.

Andreae, M. O., P. Artaxo, C. Brandao, F. E. Carswell, P. Ciccioli, A. L. Costa, A. D. Culf, J. L. Esteves, J. H. C. Gash, J. Grace, P. Kabat, J. Lelieveld, Y. Malhi, A. O. Manzi, F. X. Meixner, A. D. Nobre, C. Nobre, M. L. P. Ruivo, M. A. Silva-Dias, P. Stefani, R. Valentini, J. von Jouanne and M. J. Waterloo, "Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20, 8066, doi: 10.1029/2001JD000524, 2002.

Araújo, A. C., A. D. Nobre, B. Kruijt, J. A. Elbers, R. Dallarosa, P. Stefani, C. Von Randow, A. O. Manzi, A. D. Culf, J. H. C. Gash, R. Valentini and P. Kabat, "Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20: 58.1-15, 8090, 2002.

Arya, S. P., *Introduction to micrometeorology. San Diego: Academic Press*, 1988.

Betts, A. K., J. D. Fuentes, M. Garstang and J. H. Ball, "Surface diurnal cycle and Boundary Layer structure over Rondonia during the rainy season", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20, 8065, doi:10.1029/2001JD000356, 2002a.

Betts, A. K., L. V. Gatti, A. M. Cordova, M. A. F. Silva Dias and J. D. Fuentes, "Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20, 8065, doi: 10.1029/2000JD000158, 2002b.

Betts, A. K., "The Diurnal Cycle over Land", In: *Forests at the Land-Atmosphere Interface*, M. Mencuccini, J. Grace, J. Moncrieff and A. K. G. McNaughton Eds., *CABI Publishing: 73-93*, Wallingford, UK, 2004.

Betts, A. K., "Coupling of water vapor convergence, clouds, precipitation, and land-surface processes", *Journal of Geophysical Research*, 112, D10108, doi: 10.1029/2006JD008191, 2007.

Betts, A. K., G. Fisch, C. von Randow, M. A. F. Silva Dias, J. C. P. Cohen, R. da Silva, and D. R. Fitzjarrald, "The Amazonian boundary layer and mesoscale circulations". In: *Amazonia and Global Change*, Geophysical Monograph Series, vol. 186, edited by M. Keller et al., pp. 163-181, AGU, Washington, D. C., doi: 10.1029/2008GM000725, 2009.

Bosveld, F. C., A. A. M. Holtslag and B. J. J. M. Van Den Hurk, "Nighttime Convection in the Interior of a Dense Douglas Fir Forest", *Boundary-Layer Meteorology*, 93, 171-195, 1999.

Cava, D., U. Giostra, M. Siqueira and G. Katul, "Organised Motion and Radiative Properties in the Nocturnal Canopy Sublayer above an Even-aged Pine Forest", *Boundary-Layer Meteorology*, 112, 129-157, 2004.

Cava, D., G. G. Katul, A. M. Sempreviva, U. Giostra and A. Scrimieri, "On the Anomalous Behaviour of Scalar Flux-Variance Similarity Functions within the Canopy Sub-layer of a Dense Alpine Forest", *Boundary-Layer Meteorology*, 128, 33-57, 2008.

CLAIRE, "Report on the latest developments on the ATTO and CLAIRE projects", March 2010.

Conceição, R. L., Sá, L. D. A. e Lechinoski, A., "Classes de evolução da camada limite noturna acima da Floresta de Caxiuanã, Pará", *Ciência e Natura* (ISSN 0100-8307), Edição Especial, p.21-25, dezembro de 2005.

Conceição, R.L.; Sá, L. D. A.; Lechinoski, A.; "Estudo comparativo de classes de evolução da camada limite noturna nas estações seca e úmida acima da Floresta de Caxiuanã, Pará", XIV

Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC, 27 de novembro a 1 de dezembro de 2006.

Costa, J. L. S. Variabilidades em escala de parâmetros estatísticos de grandezas turbulentas medidas acima de floresta na Amazônia Ocidental, 2011, Tese de Mestrado, INPA/UEA.

Couvreux, F. Guichard, F. Masson, V. Redelsperger, J.-L. "Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and large-eddy simulation budget analysis", *Boundary-Layer Meteorology*, Volume 123, Number 2, pp. 269-294(26), May 2007.

Dias Júnior, C. Q., L. D. A. Sá, V. B. Pachêco and C. Mendonça de Souza, "Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the Amazon forest", *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics* (ISSN: 0167-6105), v. 115: 1-8, doi: 10.1016/j.jweia.2012.12.019, 2013.

Durand, P., J.-P. Frangi and A. Druilhet, "Energy Budget for the Sahel Surface Layer during the ECLATS Experiment", *Boundary-Layer Meteorology*, 42, 1-2: 27-42, 1988.

Durden, D., C. J. Nappo, M. Y. Leclerc, H. F. Duarte, G. Zhang, M. J. Parker and R. J. Kurzeja, "On the impact of wave-like disturbances on turbulent fluxes and turbulence statistics in nighttime conditions: a case study", *Biogeosciences*, 10, 8433-8443, 2013.

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

Foken, T., "50 Years of the Monin-Obukhov Similarity Theory", *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 431-447, 2006.

Foken, T., *Micrometeorology*, Springer, ISBN: 978-3-540-74665-2, Berlin, 2008.

Garstang, M., S. White, H. H. Shugart and J. Halverson, "Convective Cloud Downdrafts as the Cause of Large Blowdowns in the Amazon Rainforest", *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67, 1-4: 199-212, 1998.

Garstang, M. and D. R. Fitzjarrald, "Observations of Surface to Atmosphere Interactions in the Tropics", Oxford University Press, 405 pp., New York, 1999.

http://idesam.org.br/programas/unidades/Fotos/Localizacao_UATUMA.jpg

Lu, L., A. S. Denning, M. A. Silva Dias, P. L. Silva Dias, M. Longo, S. R. Freitas and S. Saatchi, "Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajos Region, Para, Brazil", *Journal of Geophysical Research*, 110, D21102: 1-17, doi: 10.1029/2004JD005757, 2005.

Ludlam, F. H., Cumulus and Cumulonimbus Convection, *Tellus*, XVII, 687-698. 1966.

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

Machado, L. A. T., H. Laurent, N. Dessay and I. Miranda, "Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia - A comparison of different vegetation types and large scale forcing", *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 61-77, 2004.

Mahrt, L. "Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models", *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, 11, 263-279, 1998.

Mahrt, L., J. Sun, W. Blumen, T. Delany and S. Oncley, "Nocturnal Boundary-Layer Regimes", *Boundary-Layer Meteorology*, 88, 2: 255-278, 2 August, 1998.

Mahrt, L., "Stratified Atmospheric Boundary-Layers", *Boundary-Layer Meteorology*, 90, 3: 375-396, 1999.

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

Mahrt, L., "Mesoscale wind direction shifts in the stable boundary-layer", *Tellus* (2008), 60A, 700–70, 2008.

Mahrt, L., "Common microfronts and other solitary events in the nocturnal boundary layer", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, Part A, 1712-1722, October 2010.

Mahrt, L., "Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers", *Annual Review of Fluid Mechanics*, 46, 23-45, 2014.

Mammarella, I., P. Kolari, J. Rinne, P. Keronen, J. Pumpanen, T. Vesala Determining the contribution of vertical advection to the net ecosystem exchange at Hyytiälä forest, Finland *Tellus*, 59B, pp. 900–909, 2008.

Marengo, J. A., A. G. Cornejo, N. C. Oyamburo and I. F. A. Cavalcanti, "Estudo de Caso da Primeira Massa de Ar Frio em 1996 no Sul do Brasil. Observações e Resultados do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC/COLA", *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, 2: 9-24, 1997.

Monin, A. S. and Yaglom, A. M. *Statistical fluid mechanics*. Cambridge: MIT Press, V.1, p. 769, 1971.

Nogueira, D. S., "Aspectos Observacionais e Numéricos da Interação Floresta-Atmosfera na Amazônia Oriental: Fenômenos Turbulentos Noturnos", *Universidade Federal do Pará, Mestrado em Ciências Ambientais*, pp. 120, 2008.

Oliveira, A. P., "Planetary Boundary Layer Dynamics over the Amazon Rain Forest", *State University of New York at Albany, PHD Thesis*, 175 pp., 1990.

Oliveira, A. P. and D. R. Fitzjarrald, "The Amazon River Breeze and Local Boundary Layer: I. Observations", *Boundary-Layer Meteorology*, 63, 1-2: 141-162, February, 1993.

Oliveira, P. E. S., O. C. Acevedo, O. L. L. Moraes, H. R. Zimmermann and C. Teichrieb, "Nocturnal Intermittent Coupling Between the Interior of a Pine Forest and the Air Above It", *Boundary-Layer Meteorology*, 146, 1: 45-64, 2013.

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, SP, Dissertação de Mestrado em Meteorologia*, 109 pp., 2001.

Panofsky, H. A. and J. A. Dutton, "Atmospheric Turbulence", Wiley, 397 pp., New York, 1984.

Poulos, G. S., W. Blumen, D. C. Fritts, J. K. Lundquist, J. Sun, S. P. Burns, C. Nappo, R. Banta, R. Newsom, J. Cuxart, E. Terradellas, B. Balsley and M. Jensen, "CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 4: 555-581, April, 2002.

Raupach, M. R., J. J. Finnigan and Y. Brunet, "Coherent Eddies and Turbulence in Vegetation Canopies: The Mixing-layer Analogy", *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 3-4: 351-382, March, 1996.

Riehl, H.: *Climate and Weather in the Tropics*, Academic Press, New York, p. 611, 1979.

Sá, L. D. A. Um Estudo sobre a Estrutura do Vento acima da Savana Tropical, Tese de Mestrado, *INPE*. 1981.

Sá, L. D. A. "Les Flux Turbulents dans la Couche Limite de Surface analysés à partir de Mesures Aéroportées: Validation d'une Methode Dissipative-Inertielle et Étude de Variabilité", Université Paul Sabatier de Toulouse, Thèse de Doctorat en Physique de l'Atmosphère, 153 pp., 1992.

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

Silva Dias, M. A. F., S. Rutledge, P. Kabat, P. Silva Dias, C. Nobre, G. Fisch, H. Dolman, E. Zipser, M. Garstang, A. Manzi, J. Fuentes, H. Rocha, J. Marengo, A. Plana-Fattori, L. D. A. Sá, R. C. S. Avalá, M. Andreae, P. Artaxo, R. Gielow and L. Gatti, "Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region", *Journal of Geophysical Research*, 107, D20, 8072, doi: 10.1029/2001JD000335, 6 september 2002.

Silva Dias, M. A., P. L. Silva Dias, M. Longo, D. R. Fitzjarrald and A. S. Denning, "River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results", *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 1-3: 111-121, doi: 10.1007/s00704-004-0047-6, 2004.

Sorbjan, Z., "Structure of the Atmospheric Boundary Layer", Prentice-Hall, 317 pp., London, 1989.

Sorbjan, Y. and A. Czerwinska, "Statistics of Turbulence in the Stable Boundary Layer Affected by Gravity Waves", *Boundary-Layer Meteorology*, DOI: 10.1007/s10546-013-9809-y, 2013.

Storch, H. V. and Zwiers, F. W. 2003. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, ISBN 051101018 4, virtual.

Strong, C., J. D. Fuentes, M. Garstang and A. K. Betts, "Daytime Cycle of Low-Level Clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in Southwestern Amazonia", *Journal of Applied Meteorology*, 44, 1607-1619, October, 2005.

Stull, R. B., "An Introduction to Boundary Layer Meteorology", Kluwer, 666 pp., Dordrecht, 1988.

Sun, J., S. P. Burns, D. H. Lenschow, R. Banta, B. Newsom, R. Coulter, S. Frasier, T. Ince, C. Nappo, J. Cuxart, W. Blumen, A. C. Delany, X. Lee and X.-Z. Hu, "Intermittent Turbulence Associated with a Density Current Passage in the Stable Boundary Layer", *Boundary-Layer Meteorology*, 105, 199-219, 2002.

Sun, J., D. H. Lenschow, S. P. Burns, R. Banta, B. K. Newsom, R. Coulter, S. Frasier, T. Ince, C. Nappo, B. B. Balsley, M. Jensen, L. Mahrt, D. Miller and B. Skelly, "Atmospheric

Disturbances that Generate Intermittent Turbulence in Nocturnal Boundary Layers", *Boundary-Layer Meteorology*, 110, 255-279, 2004.

Sun, J., L. Mahrt, R. M. Banta and Y. L. Pichugina, "Turbulence Regimes and Turbulence Intermittency in the Stable Boundary Layer during CASES-99", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69: 338-351, January, 2012.

Thom, A. S., "Momentum absorption by vegetation", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97, 414: 414-428, October, 1971.

Thom, A. S.; Stewart, J. B.; Oliver, H. R. e Gash, J. H. C. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, 93-105. 1975.

Van Gorsel, E., I.N. Harman, J. Finnigan, R. Leuning. "Decoupling of air flow above and in plant canopies and gravity waves affect micrometeorological estimates of net scalar Exchange". *Agric. For. Meteorol.*, 151 pp. 927–933, 2011.

Van de Wiel,B,"Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land", *University of Wageningen, PHD Thesis*, 129 pp., 2002.

Van de Wiel,B. J. H., A. F. Moene, O. K. Hartogensis, H. A. R. De Bruin and A. A. M. Holtslag, "Intermittent Turbulence in the Stable Boundary Layer over Land.Part III. A Classification for Observations during CASES-99", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 2509-2522, 15 September, 2003.

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogues-Peagle, J. Peagle, O. Penalba, P. Salio, M. A. Silva Dias, P. Silva Dias and E. Zipser, "The South American Low-Level Jet Experiment", *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-87-1-63, p.63-77, January, 2006.

Vickers, D. and L. Mahrt, "Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 3, Part 1: 512-526, June, 1997.

Von Randow, C., L. D. A. Sá, G. S. S. D. Prasad, A. O. Manzi, P. R. A. Arlino and B. Kruijt, "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*, 107, D20, 8062, doi: 10.1029/2001JD000379, 4 September 2002.

Voronovich, V., Kiely, G. "On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence", *Boundary-Layer Meteorology*, 122, 67-83, 2007.

Zeri, M. and L. D. A. Sá, "The impact of data gaps and quality control filtering on the balances of energy and carbon for a Southwest Amazon forest", *Agricultural and Forest Meteorology*, 150, 12: 1543-1552, 15 December, 2010.

ANEXO I

HISTOGRAMAS DE GRANDEZAS ESTATÍSTICAS PARA VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS DOS SÍTIOS DE UATUMÃ E DA REBIO-JARÚ

A. 1. ESTAÇÃO ÚMIDA

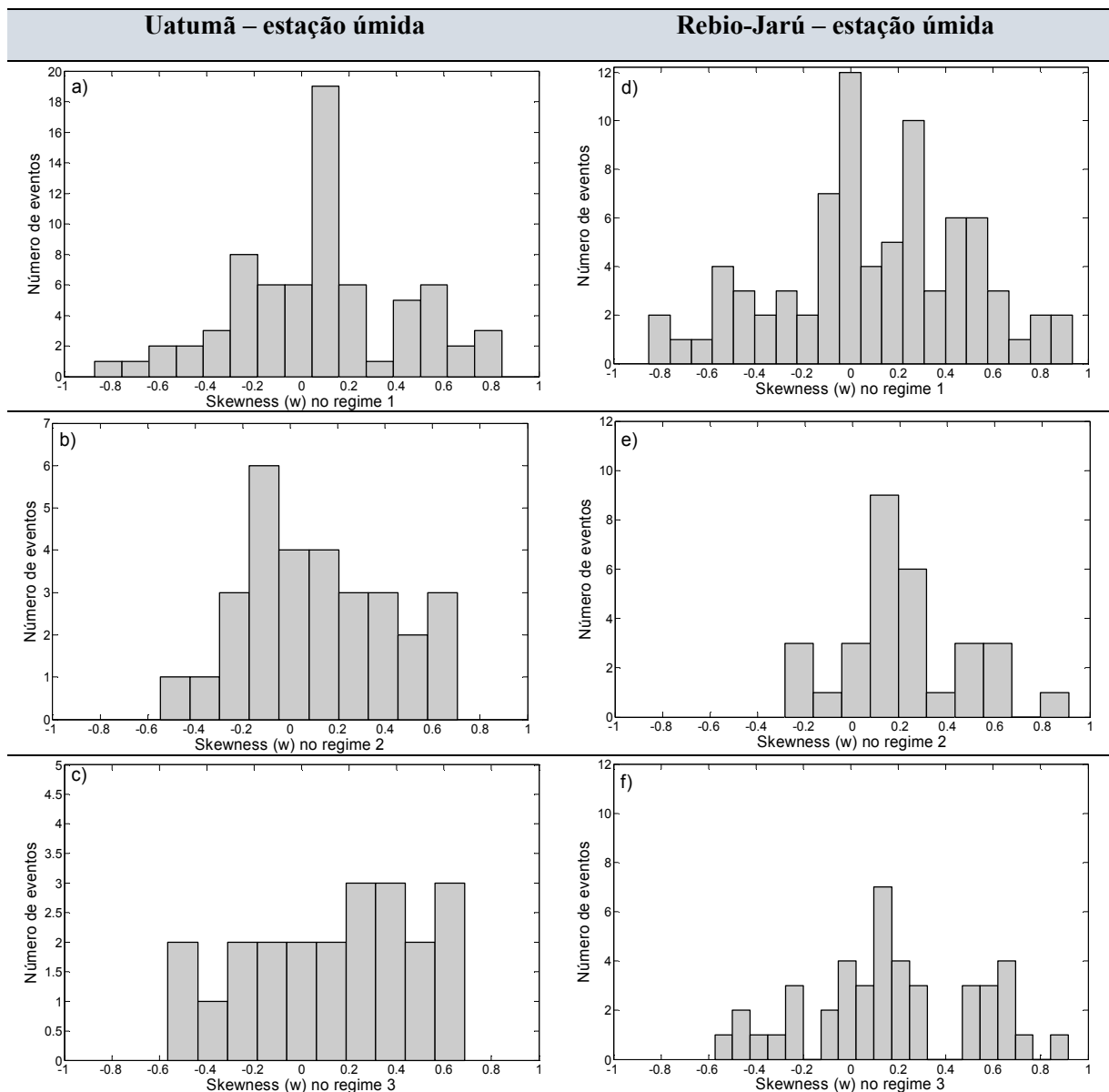
A.1.1. Coeficientes de Assimetria (Skewness) de w , T e q 

Figura A.1.1.1. Histograma para Skewness de w_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

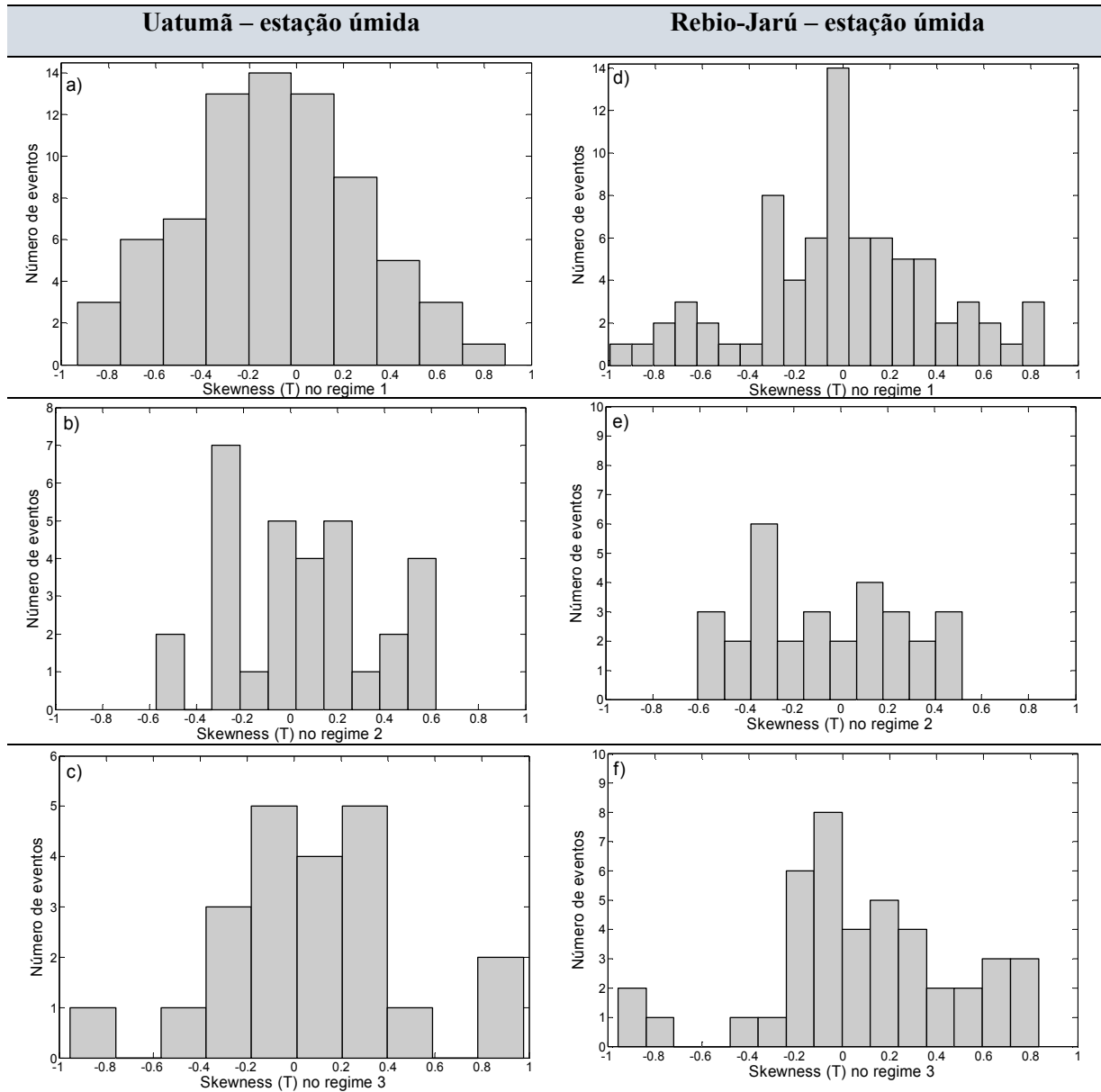


Figura A.1.1.2. Histograma para Skewness de T_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

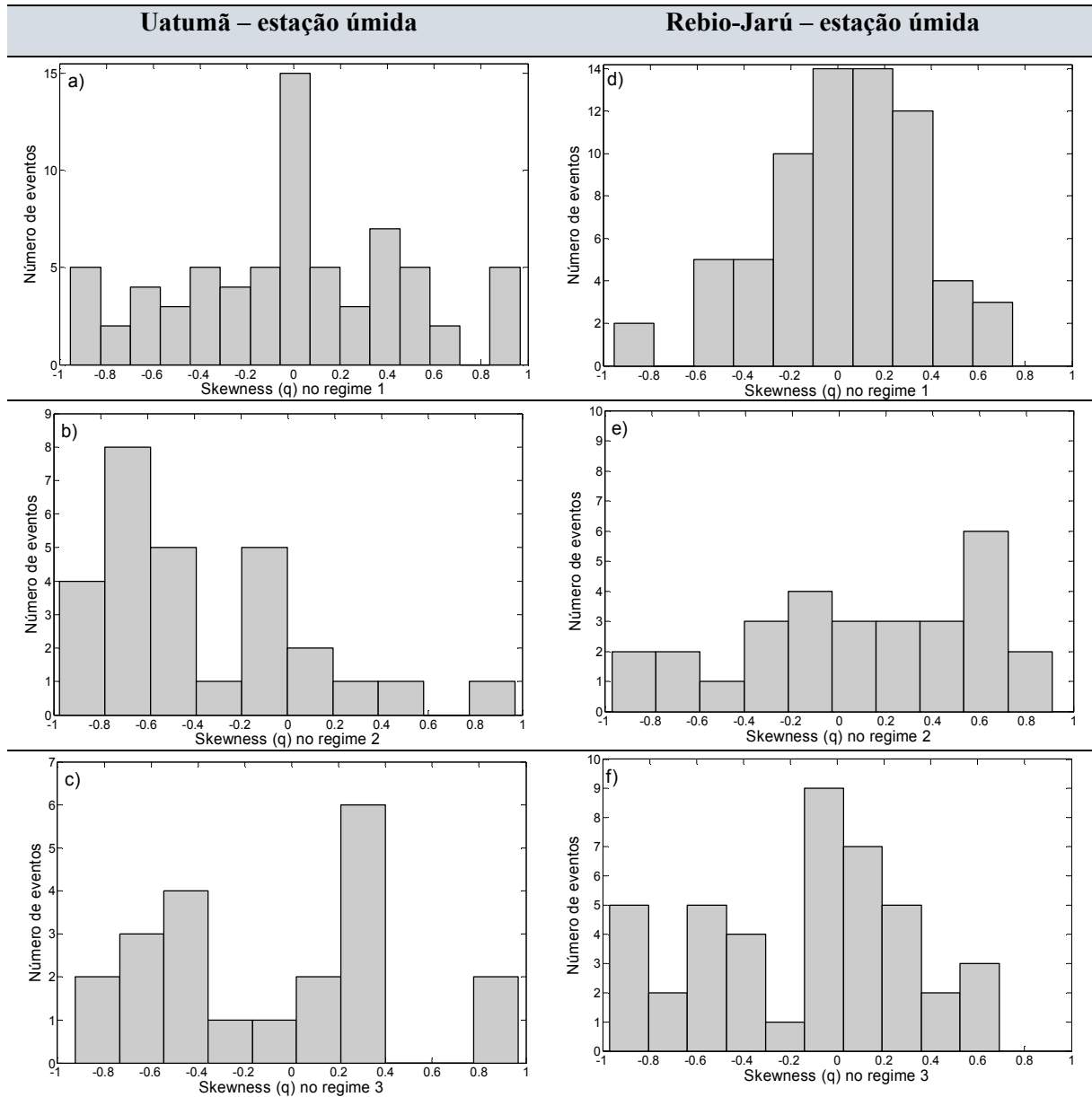


Figura A.1.1.3. Histograma para Skewness de q_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.1.2. Coeficiente de Achatamento (Kurtosis) de w , T e q

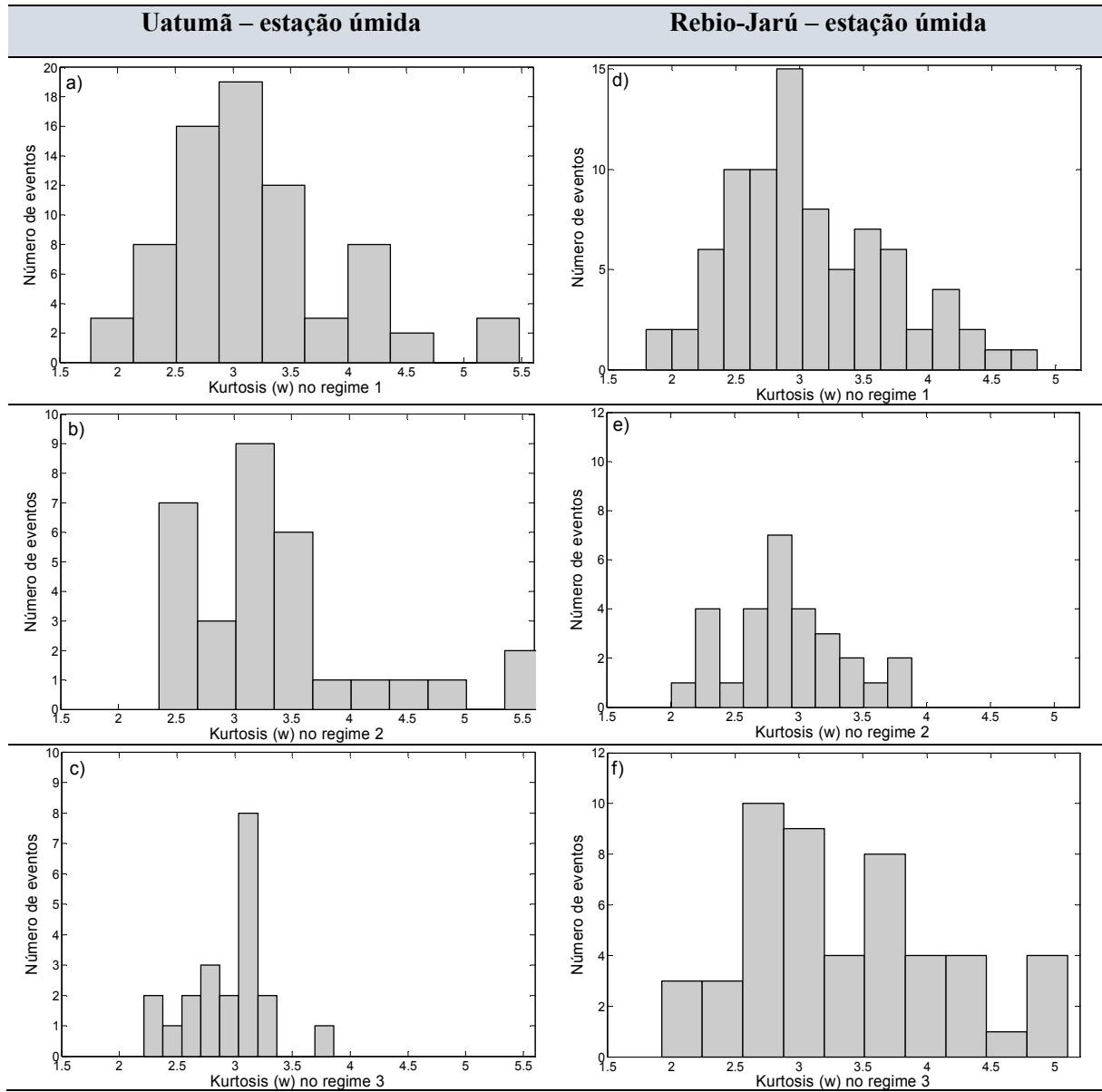


Figura A.1.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

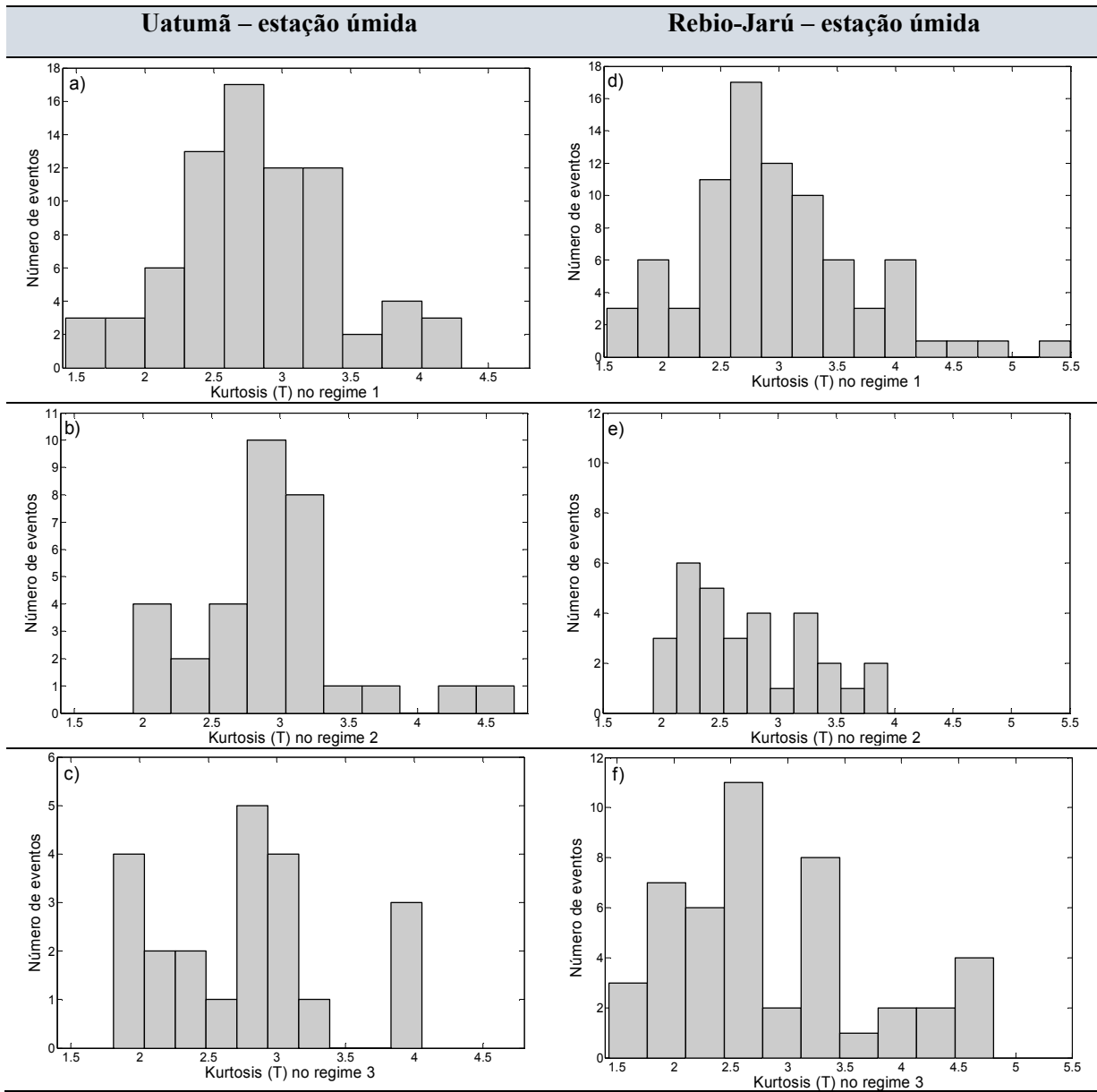


Figura A.1.2.2. Histogramas para Kurtosis de T (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e), f) na Rebio-Jarú nos respectivos regimes 1, 2 e 3.

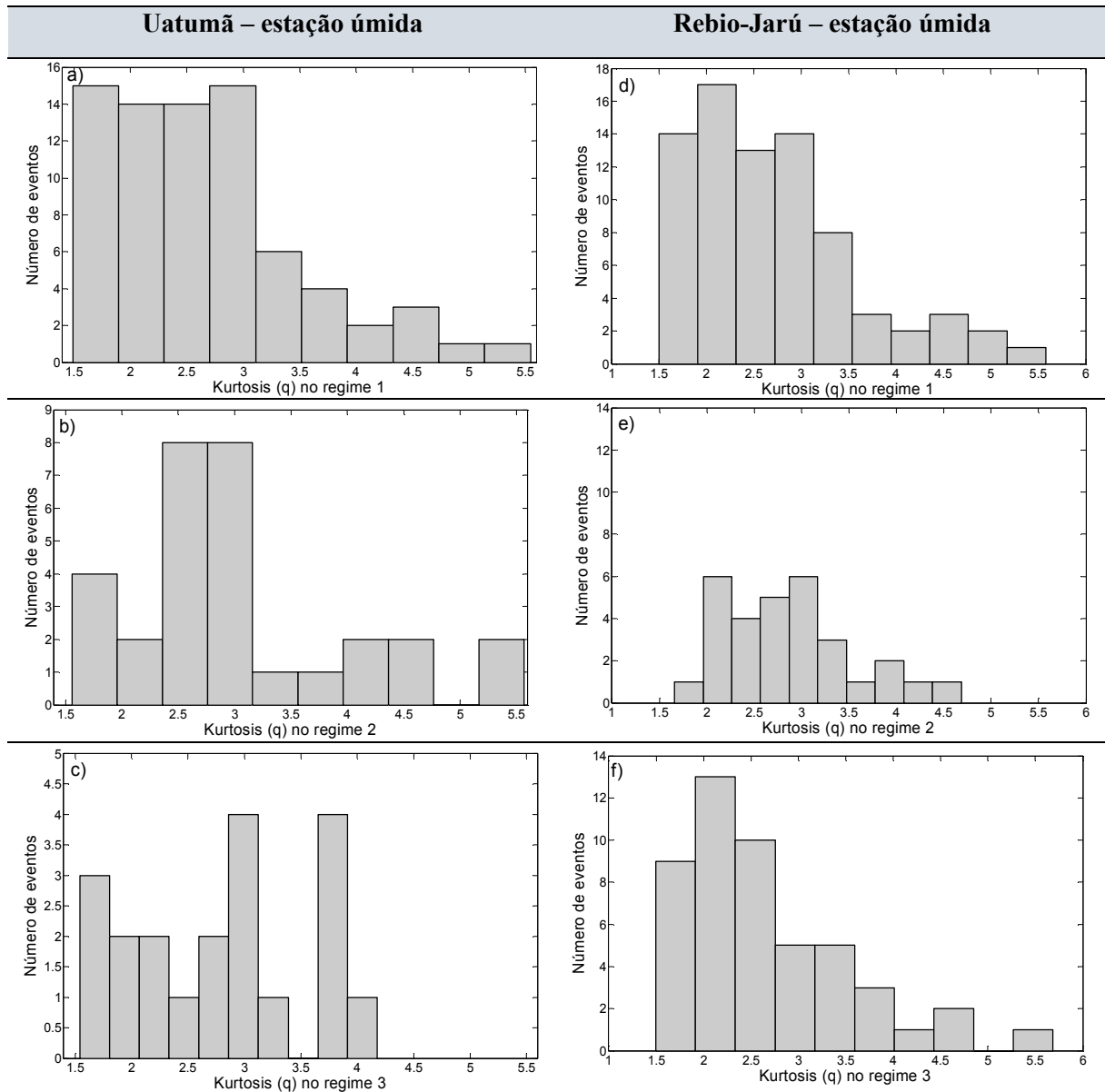


Figura A.1.2.3. Histograma para Kurtosis de q_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.1.3. Coeficientes de correlação de wu , wv , wT e wq

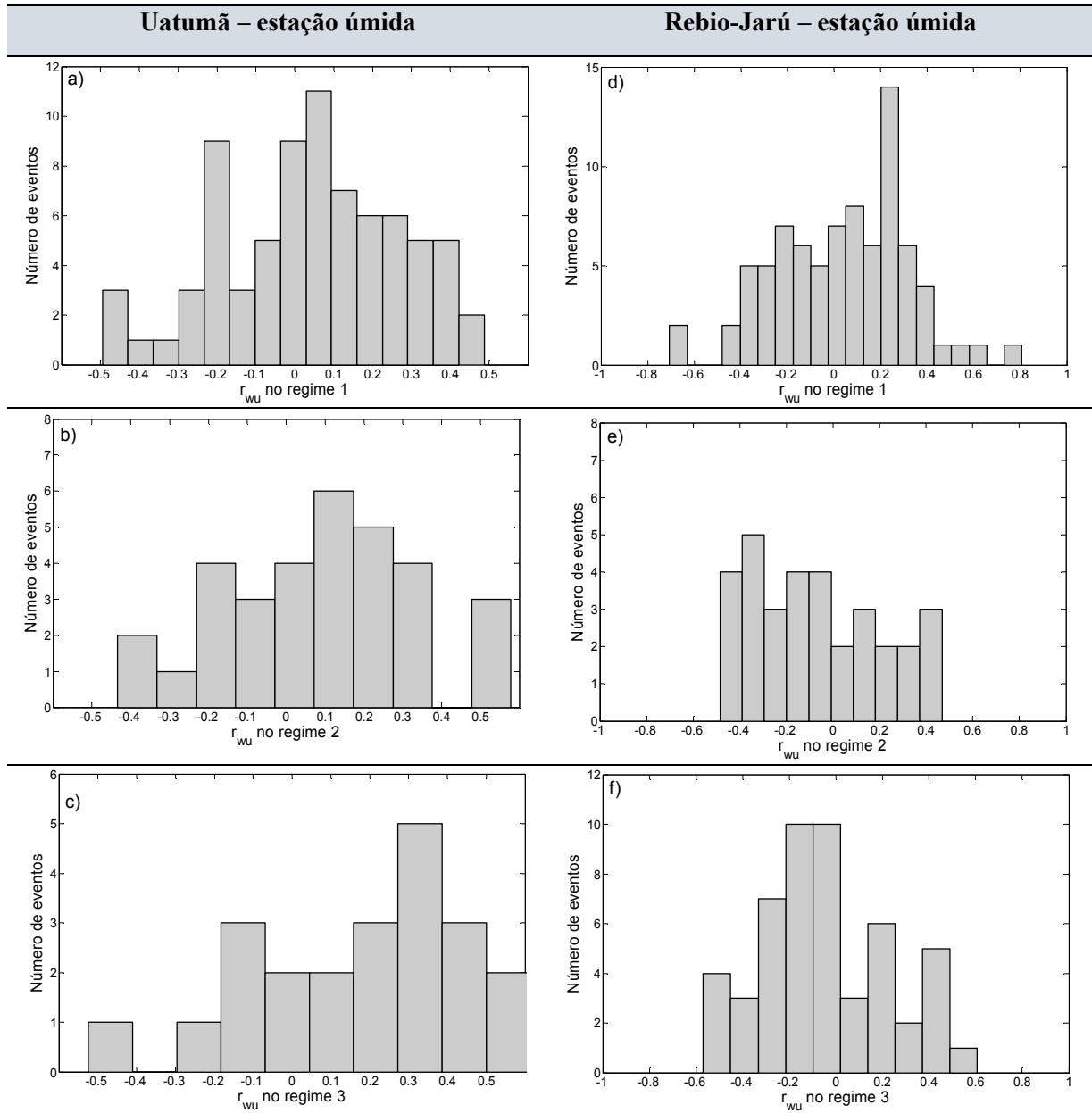


Figura A.1.3.1. Histograma para Coeficiente de correlação wu em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

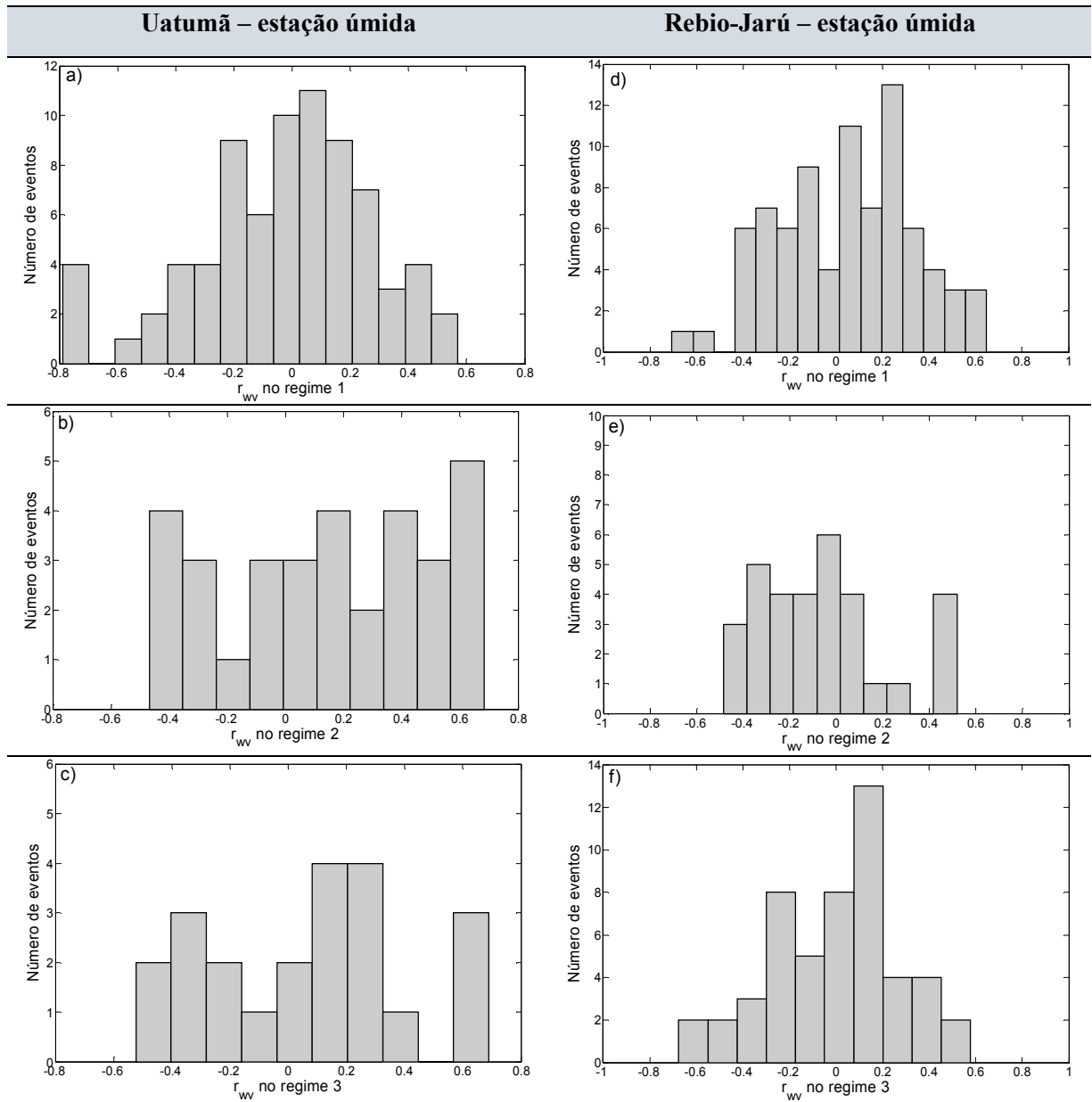


Figura A.1.3.2. Histograma para Coeficiente de correlação wv em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

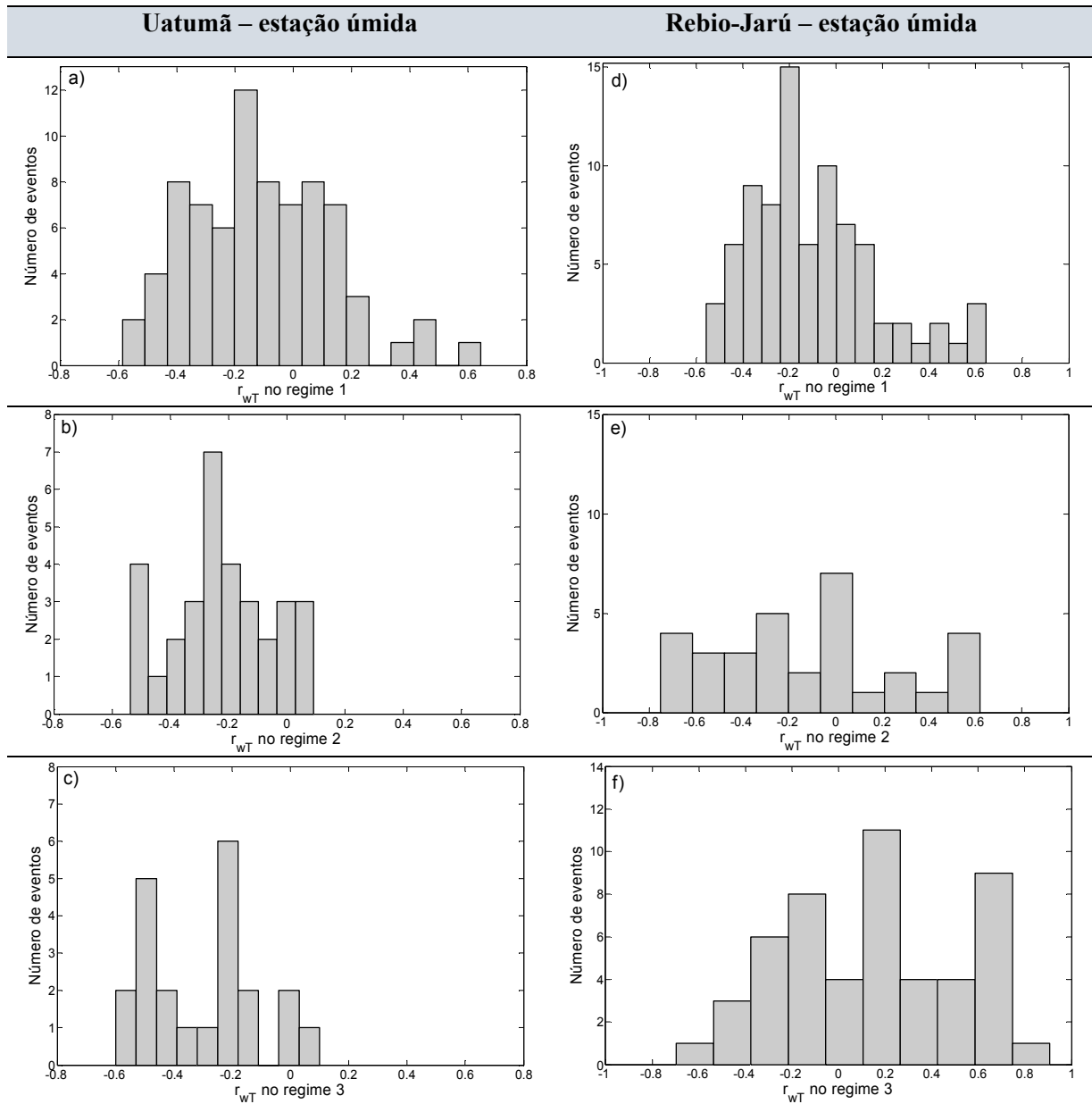


Figura A.1.3.3. Histograma para Coeficiente de correlação $wTem$ (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

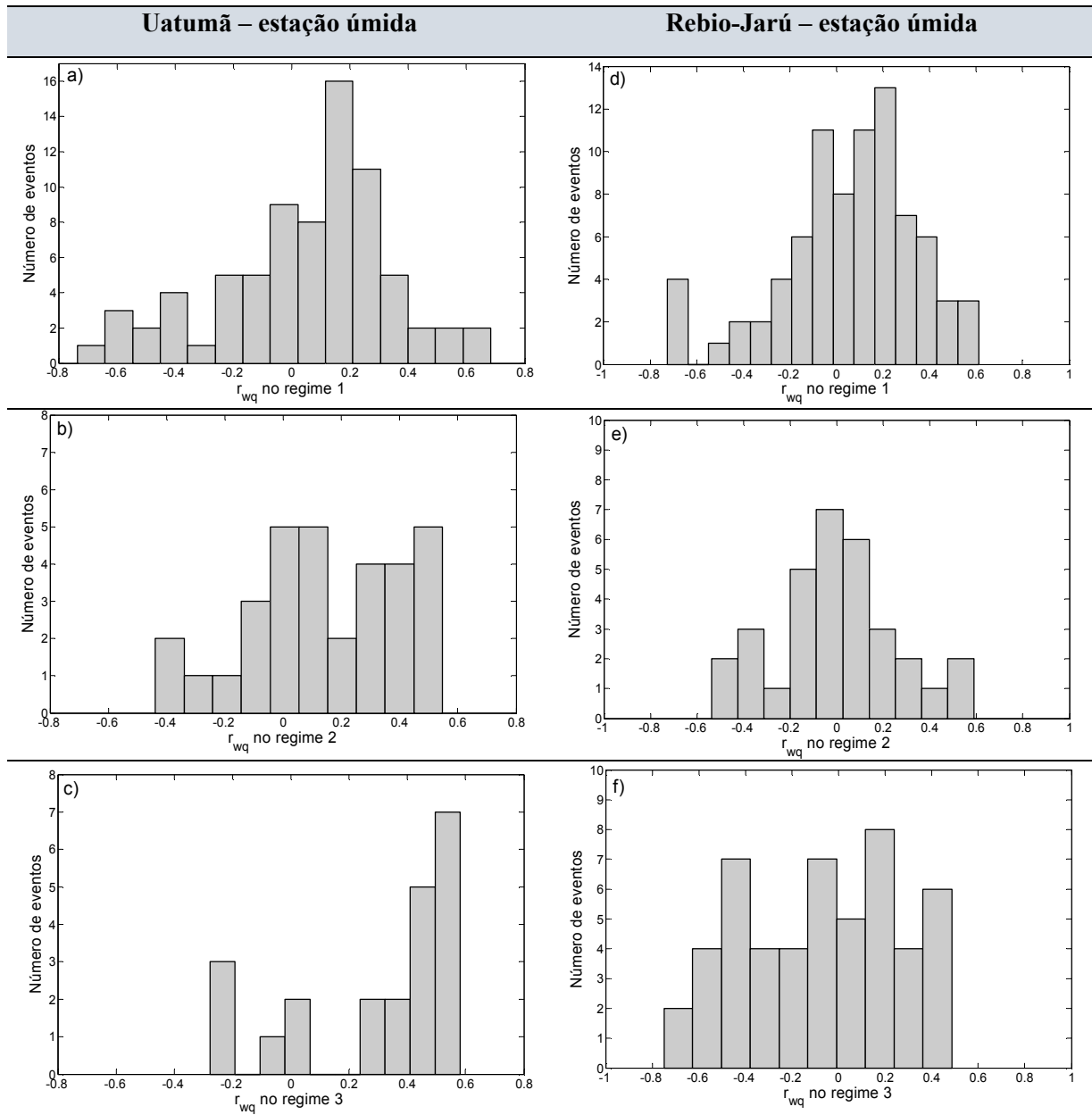


Figura A.1.3.4. Histograma para Coeficiente de correlação $wqem$ (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.1.4. Covariâncias de $\overline{w'u'}$, $\overline{w'v'}$, $\overline{w'T'}$ e $\overline{w'q'}$

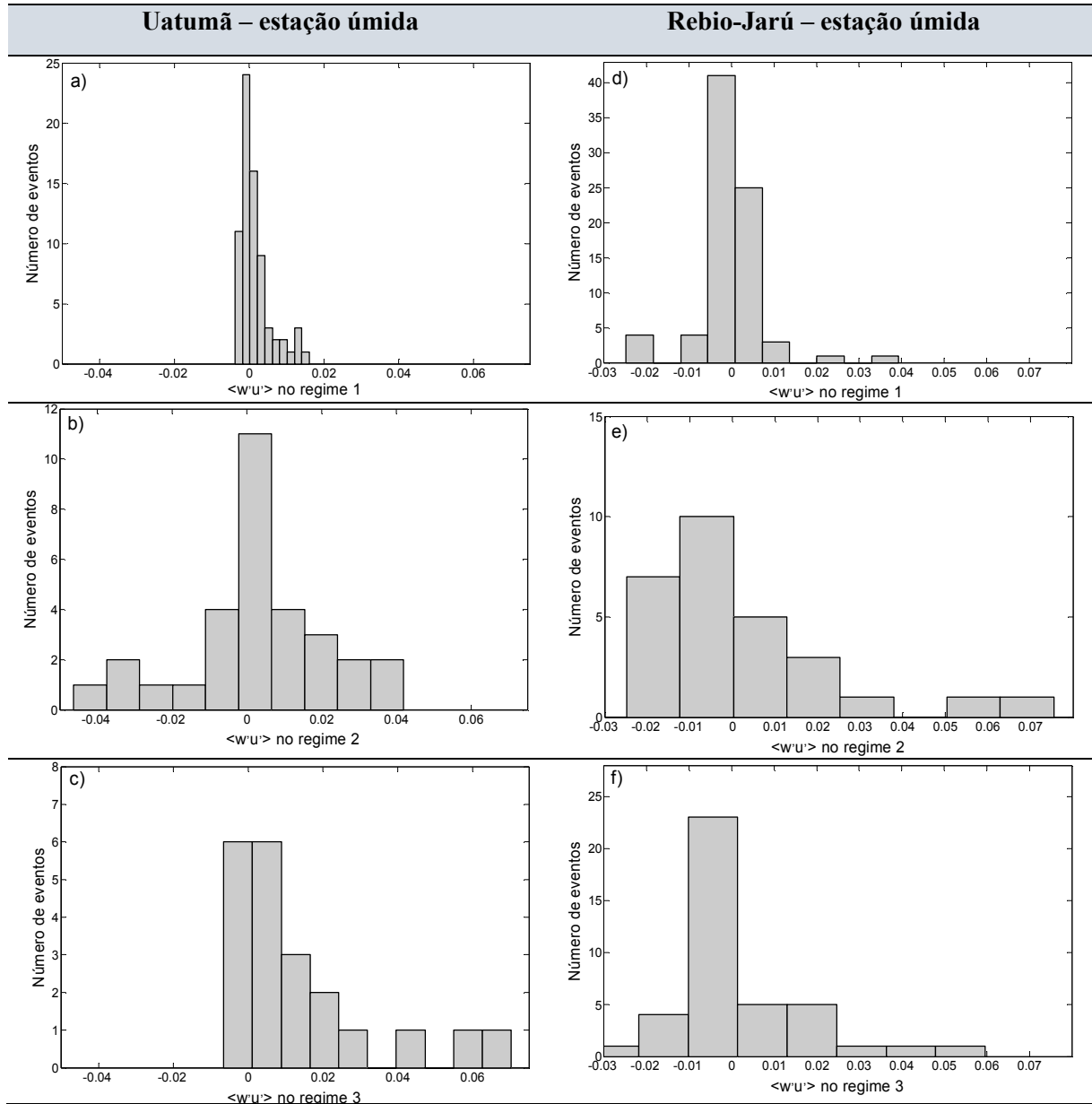


Figura A.1.4.1. Histograma para Covariância $w'u'$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

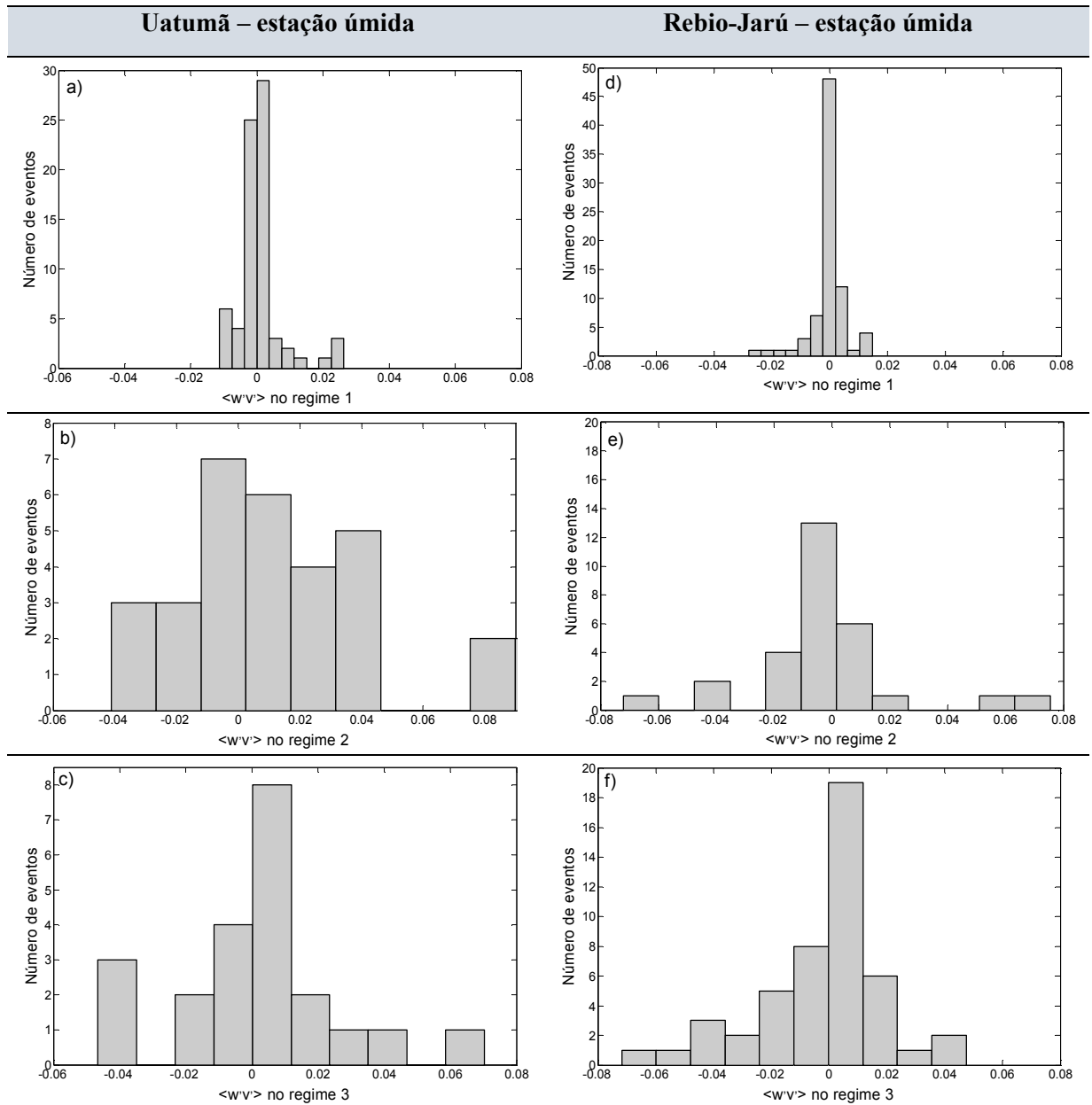


Figura A.1.4.2. Histograma para Covariância $\overline{w'v'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

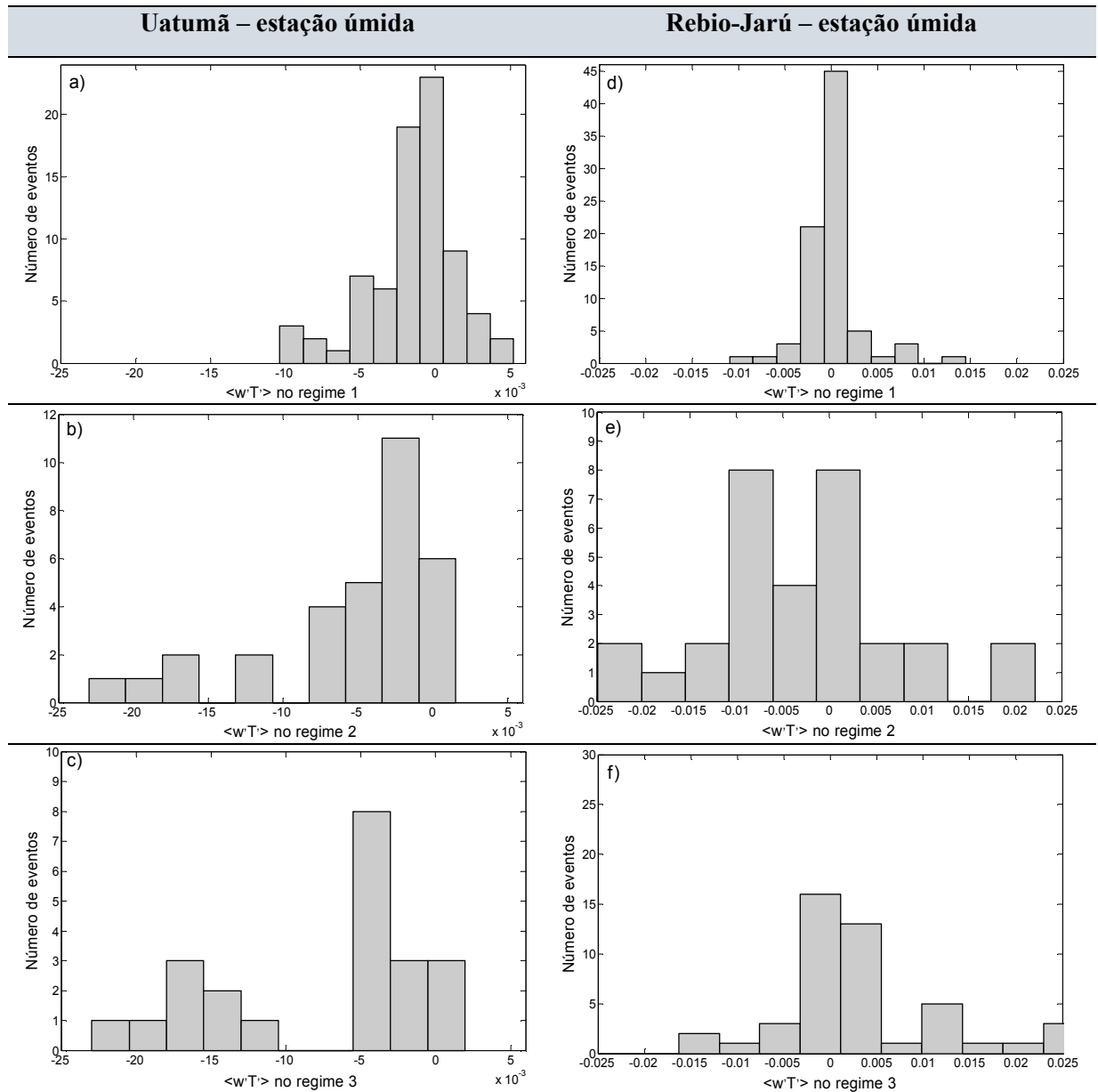


Figura A.1.4.3. Histograma para Covariância $w'T'$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

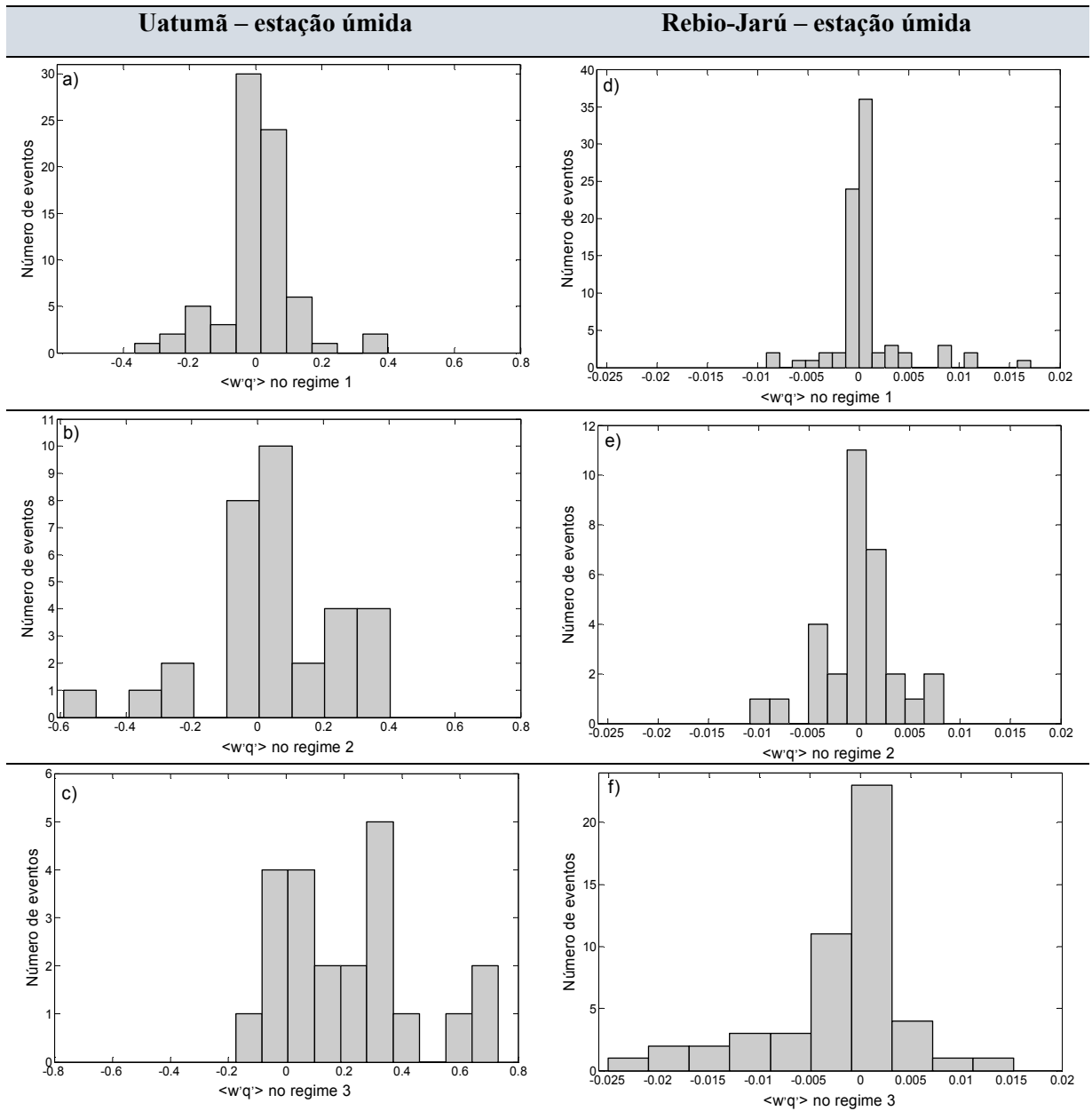


Figura A.1.4.4. Histograma para Covariância $w'q'$ em (a), (b) e (c) de Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.2. ESTAÇÃO SECA

A.2.1. Skewness de w, v, T e q

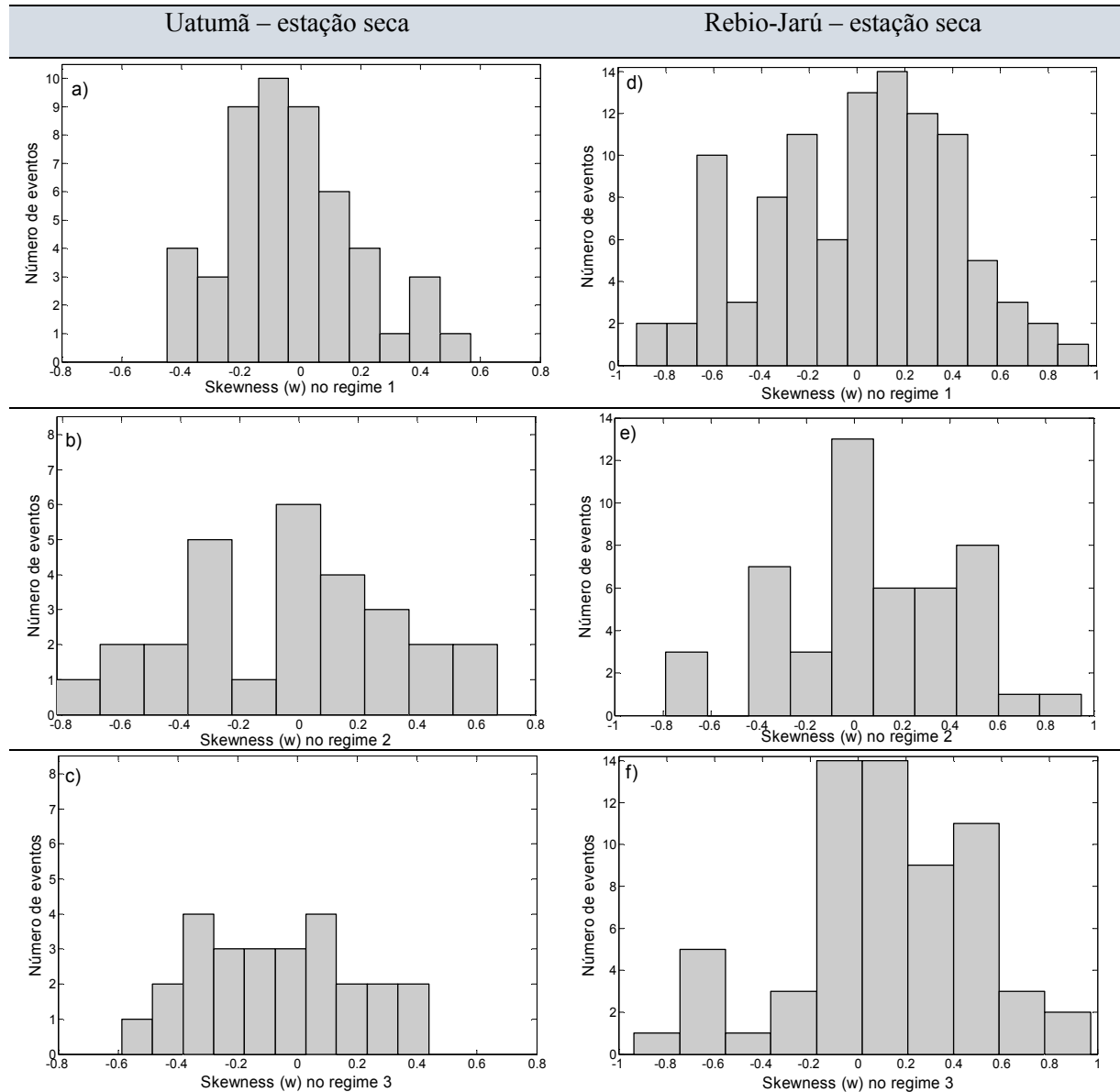


Figura A.2.1.1. Histograma para Skewness de w em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

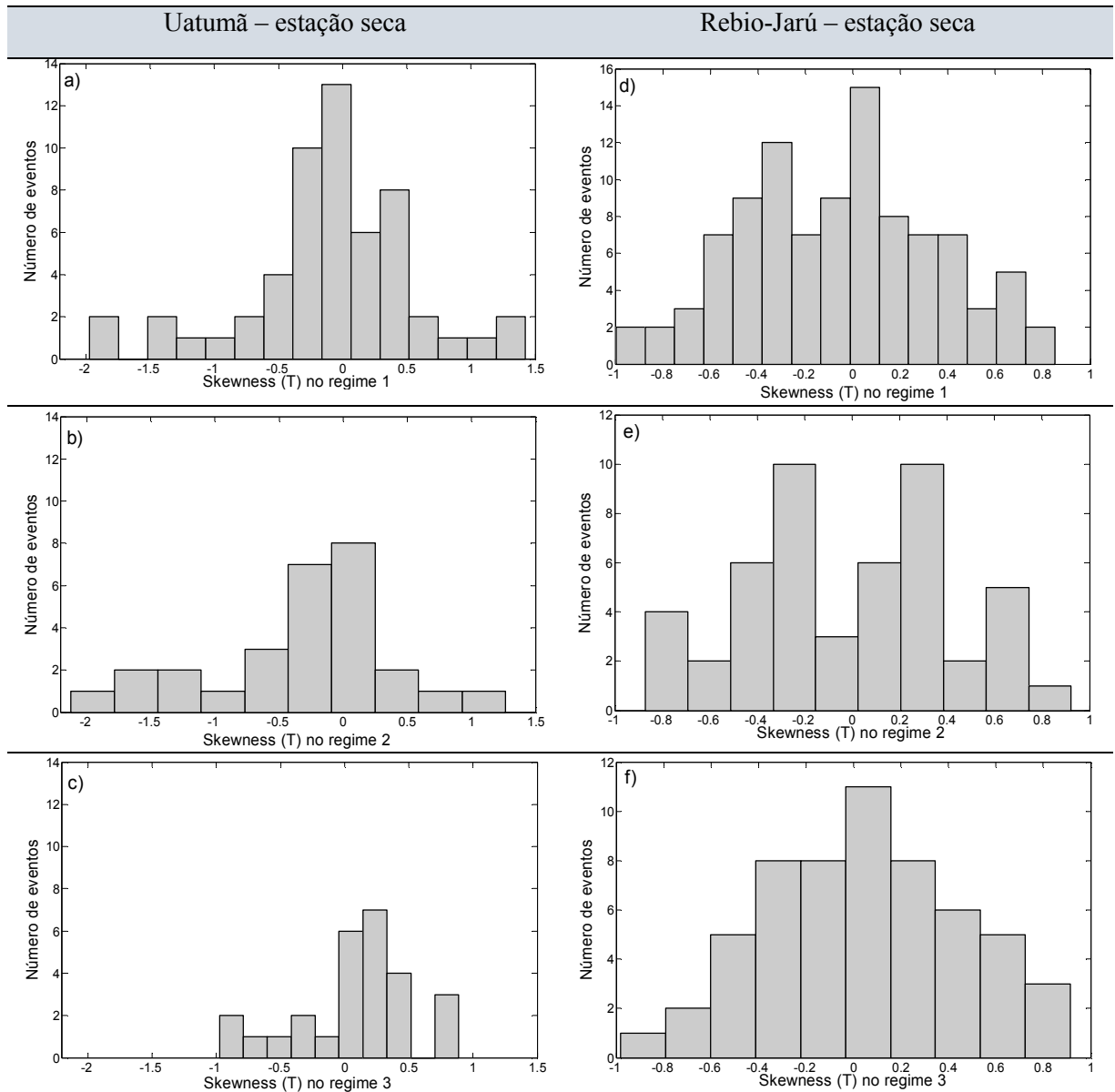


Figura A.2.1.2. Histograma para Skewness de T_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

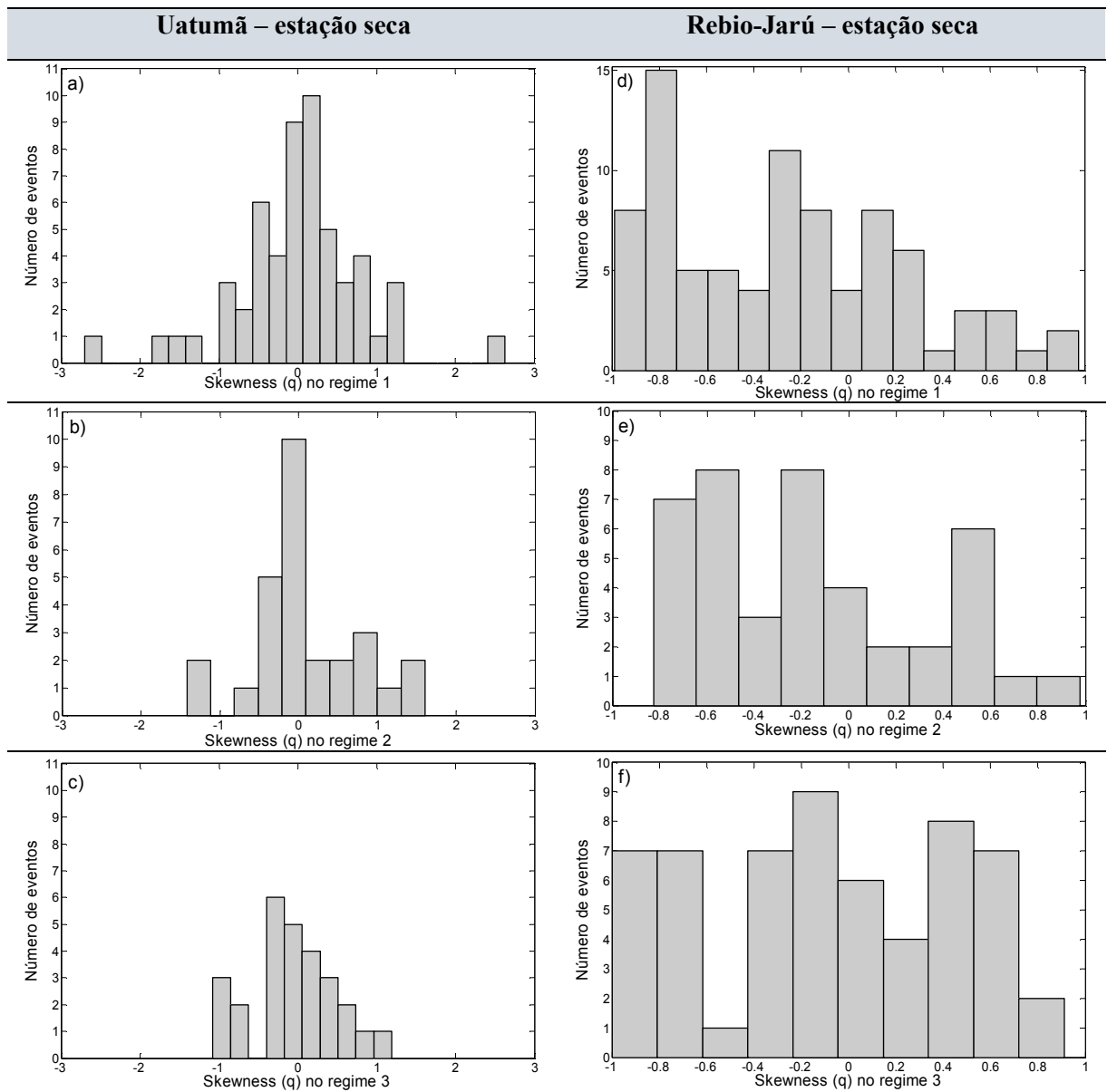


Figura A.2.1.3. Histograma para Skewness de q_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.2.2. Kurtosis de w, v, T e q

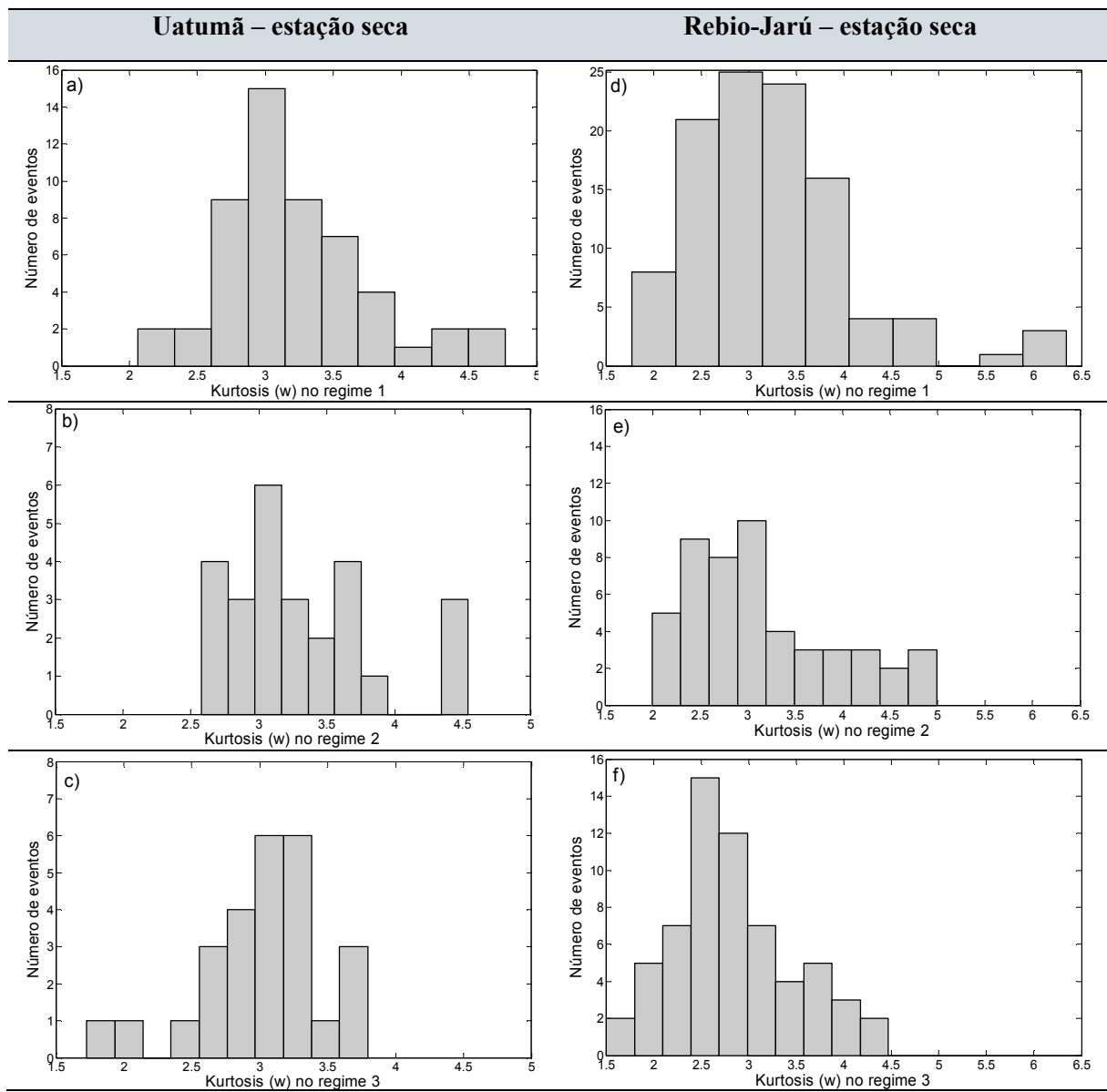


Figura A.2.2.1. Histograma para Kurtosis de w em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

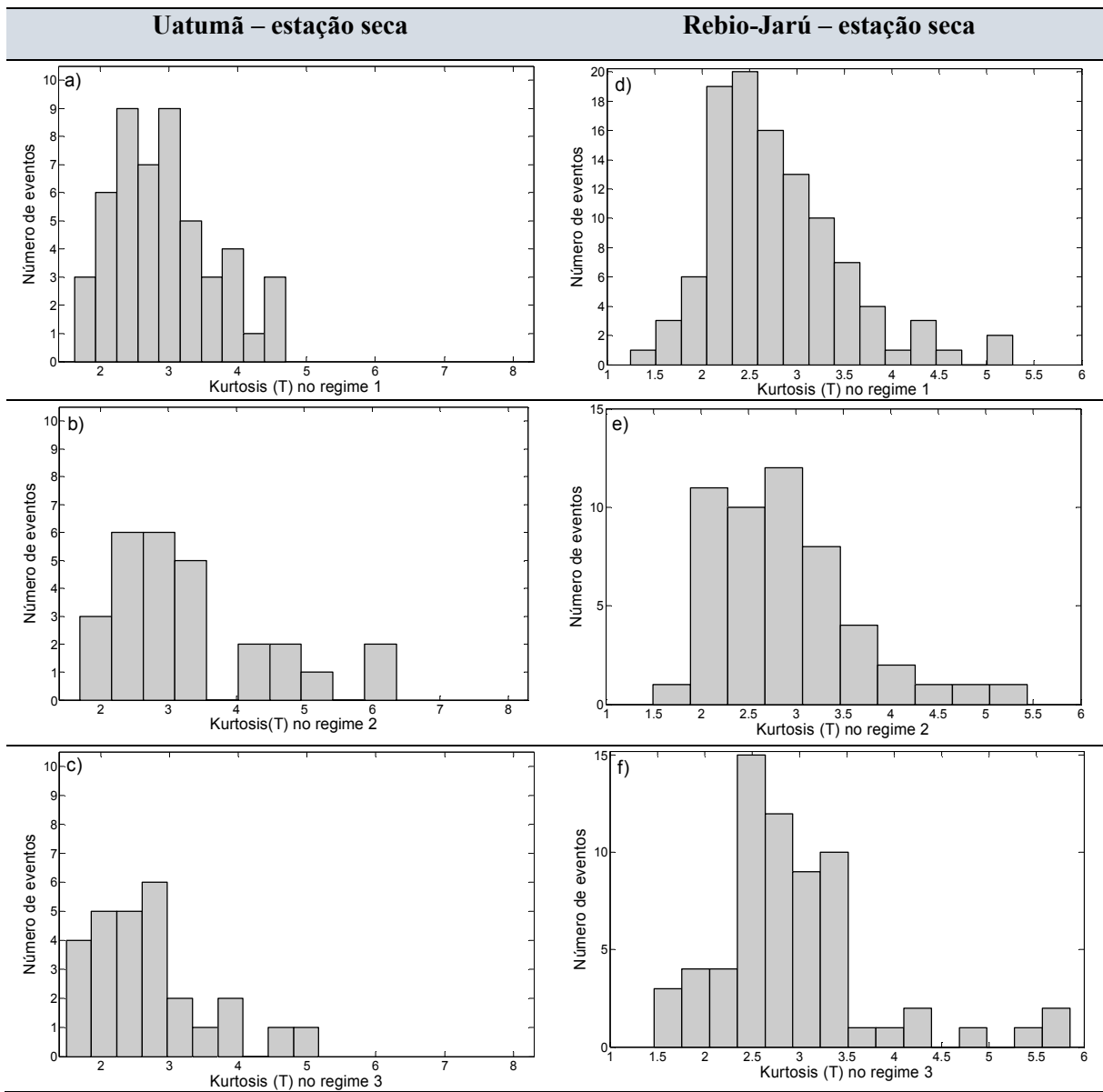


Figura A.2.2.2. Histograma para Kurtosis de T em a), b) e c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

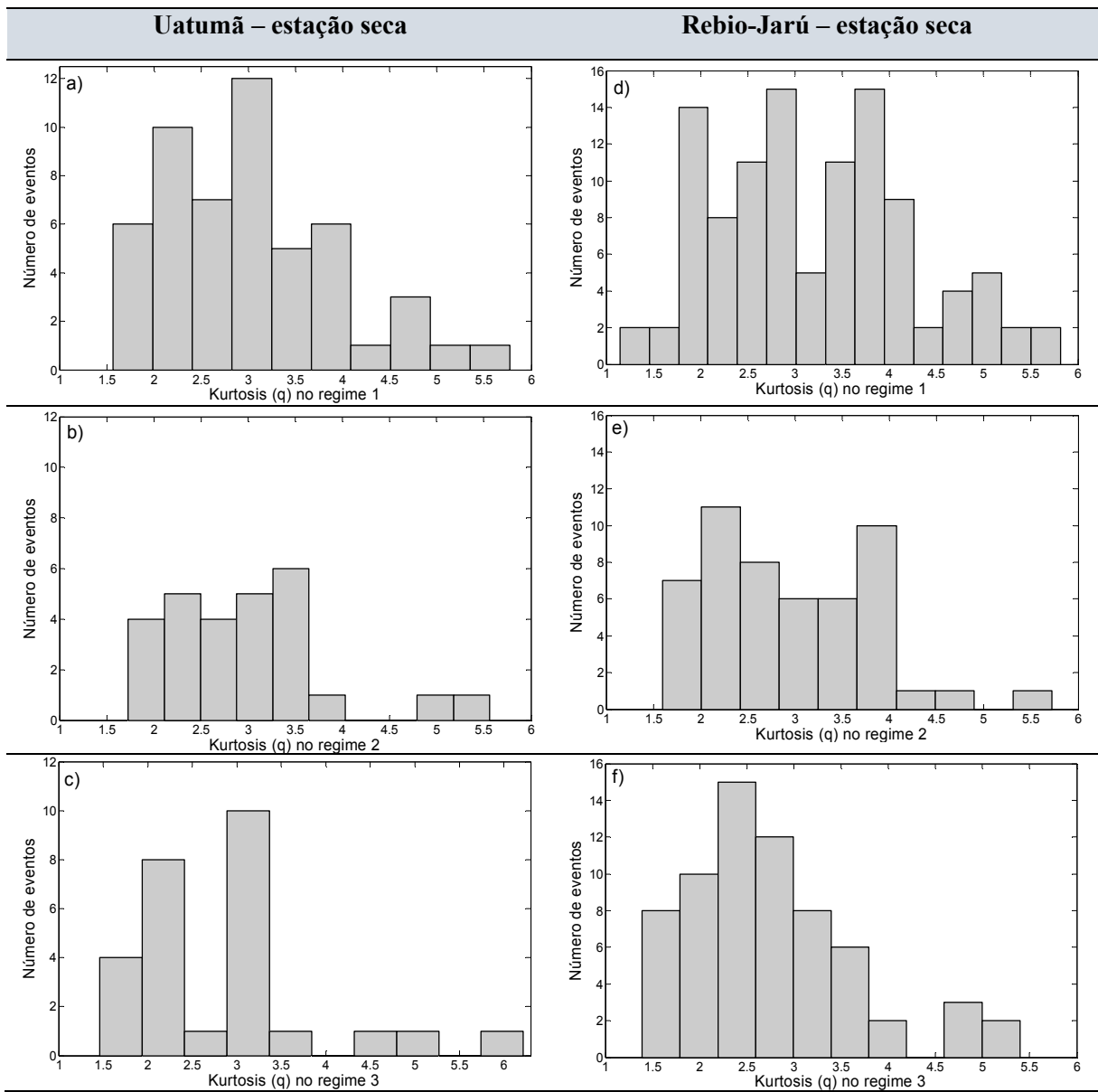


Figura A.2.2.3. Histograma para Kurtosis de q_{em} (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.2.3. Covariância de $\overline{w'u'}$, $\overline{w'v'}$, $\overline{w'T'}$ e $\overline{w'q'}$

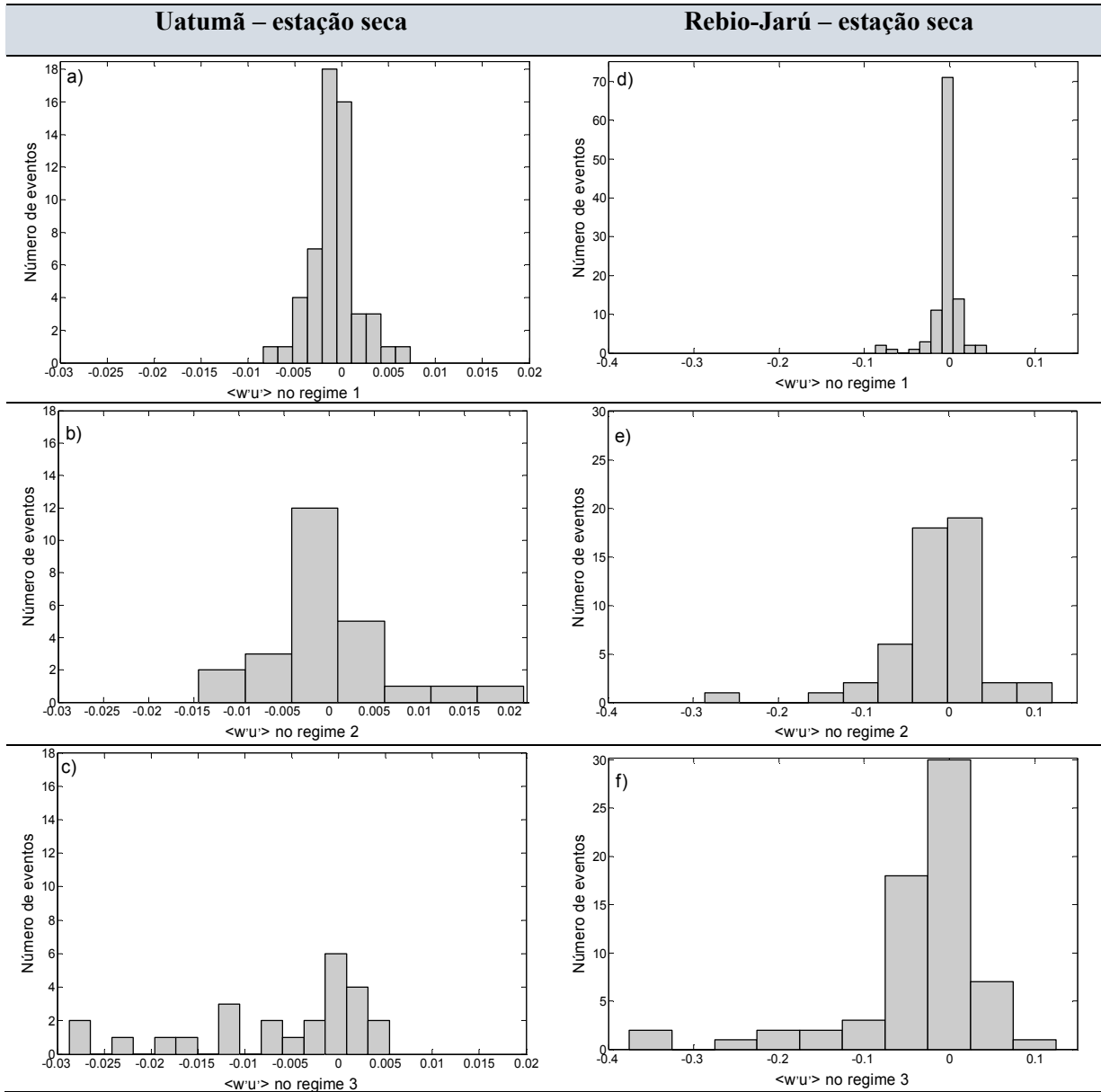


Figura A.2.3.1. Histograma para Covariância de $\overline{w'u'}$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

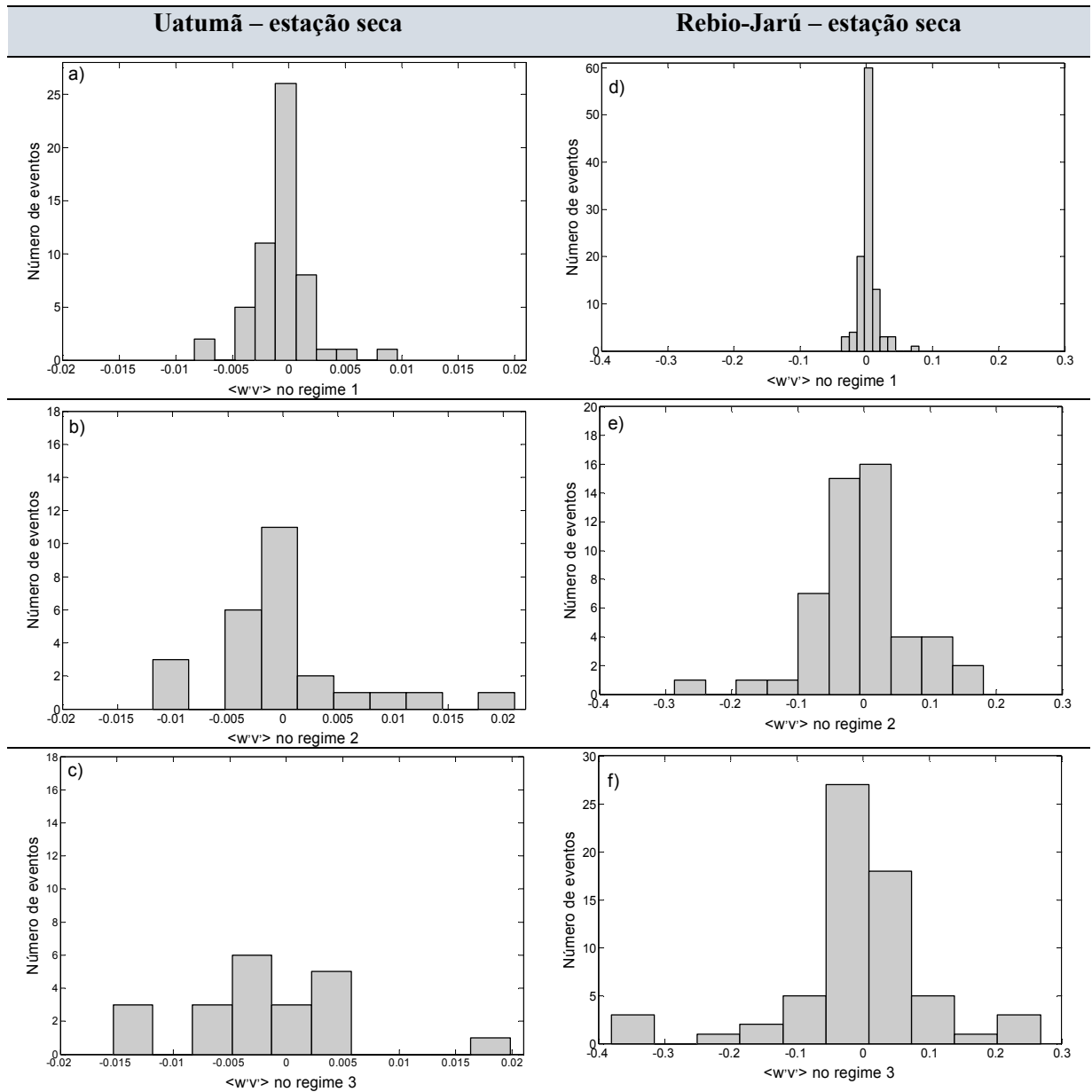


Figura A.2.3.2. Histograma para Covariância de $w'v'$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

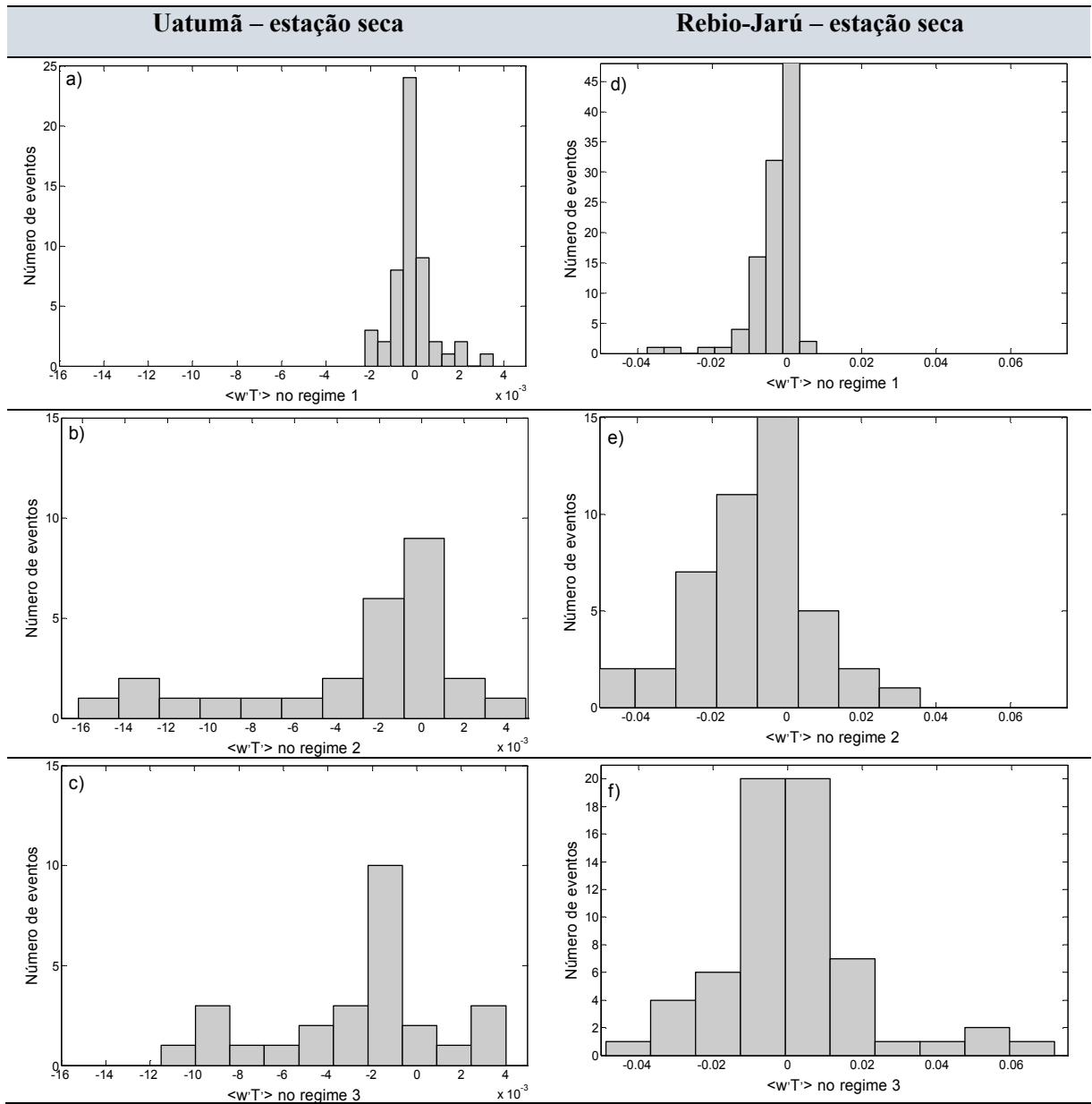


Figura A.2.3.3. Histograma para Covariância de $w^i T^i$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

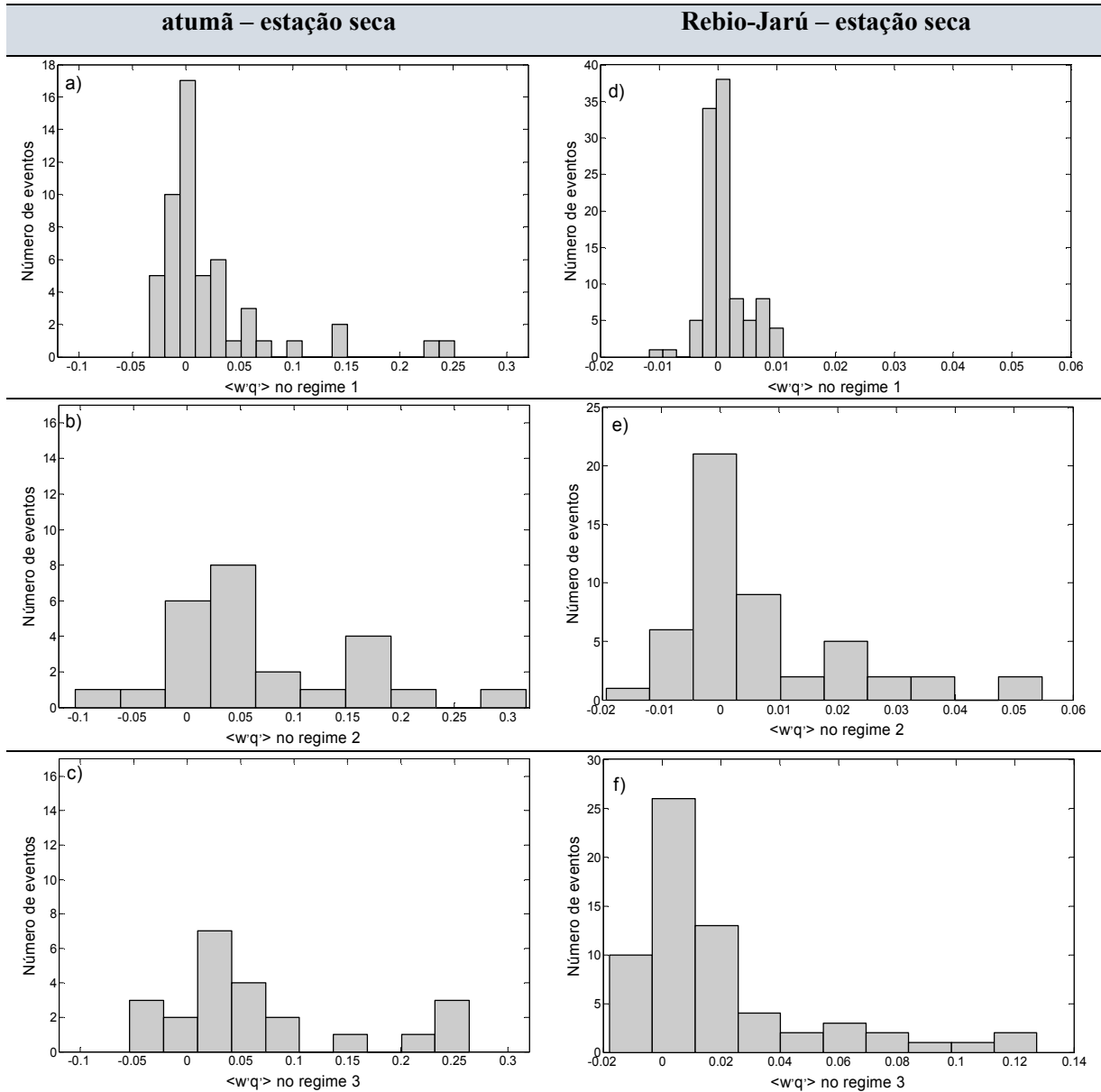


Figura A.2.3.4. Histograma para Covariância de $w'q'$ em (a), (b) e (c) de Uatumã, (d), (e) e (f) da Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

A.2.4. Correlação de wu , wv , wT e wq

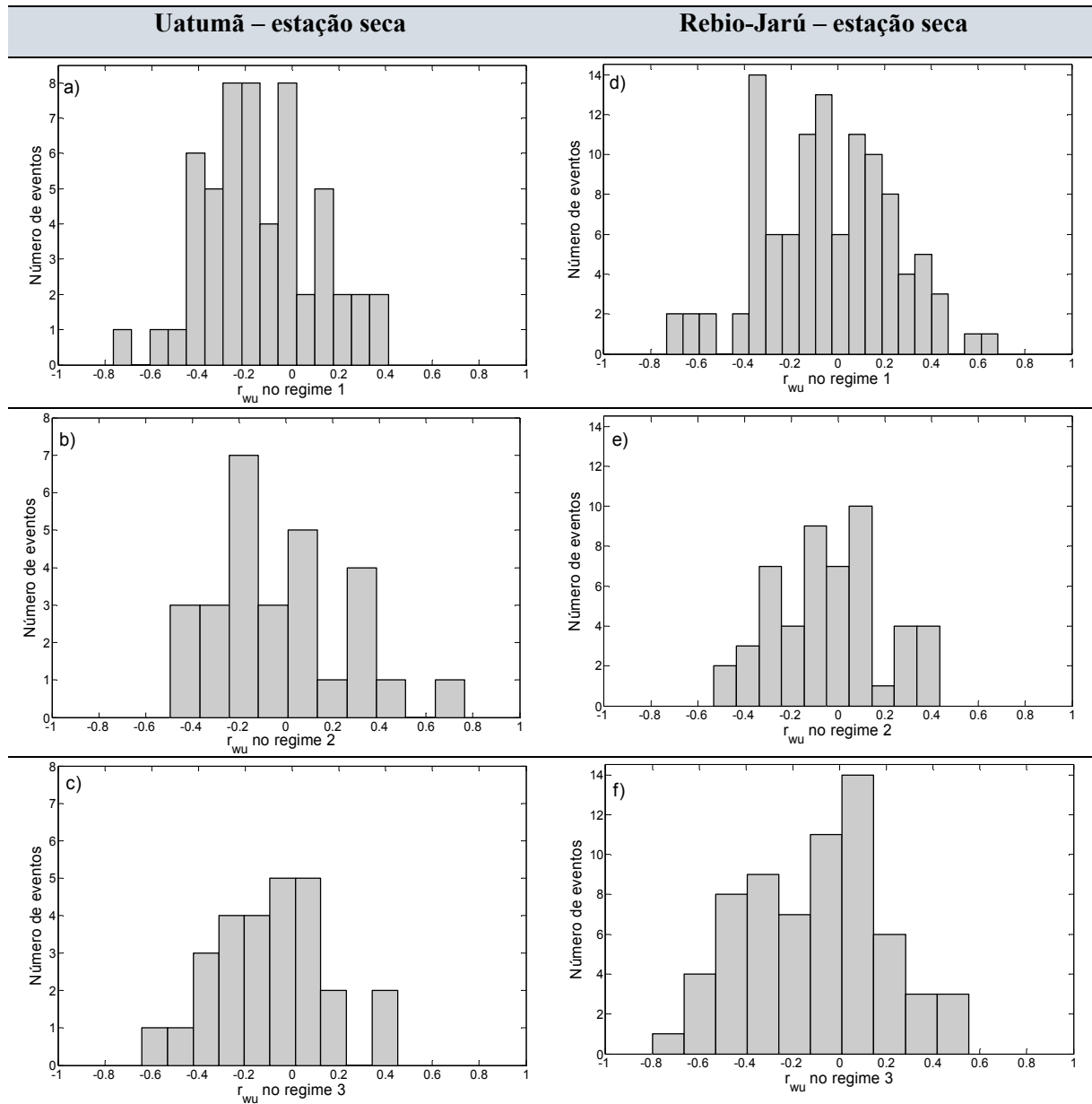


Figura A.2.4.1. Histograma para Correlação de wu , para o período noturno: (a), (b) e (c) Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

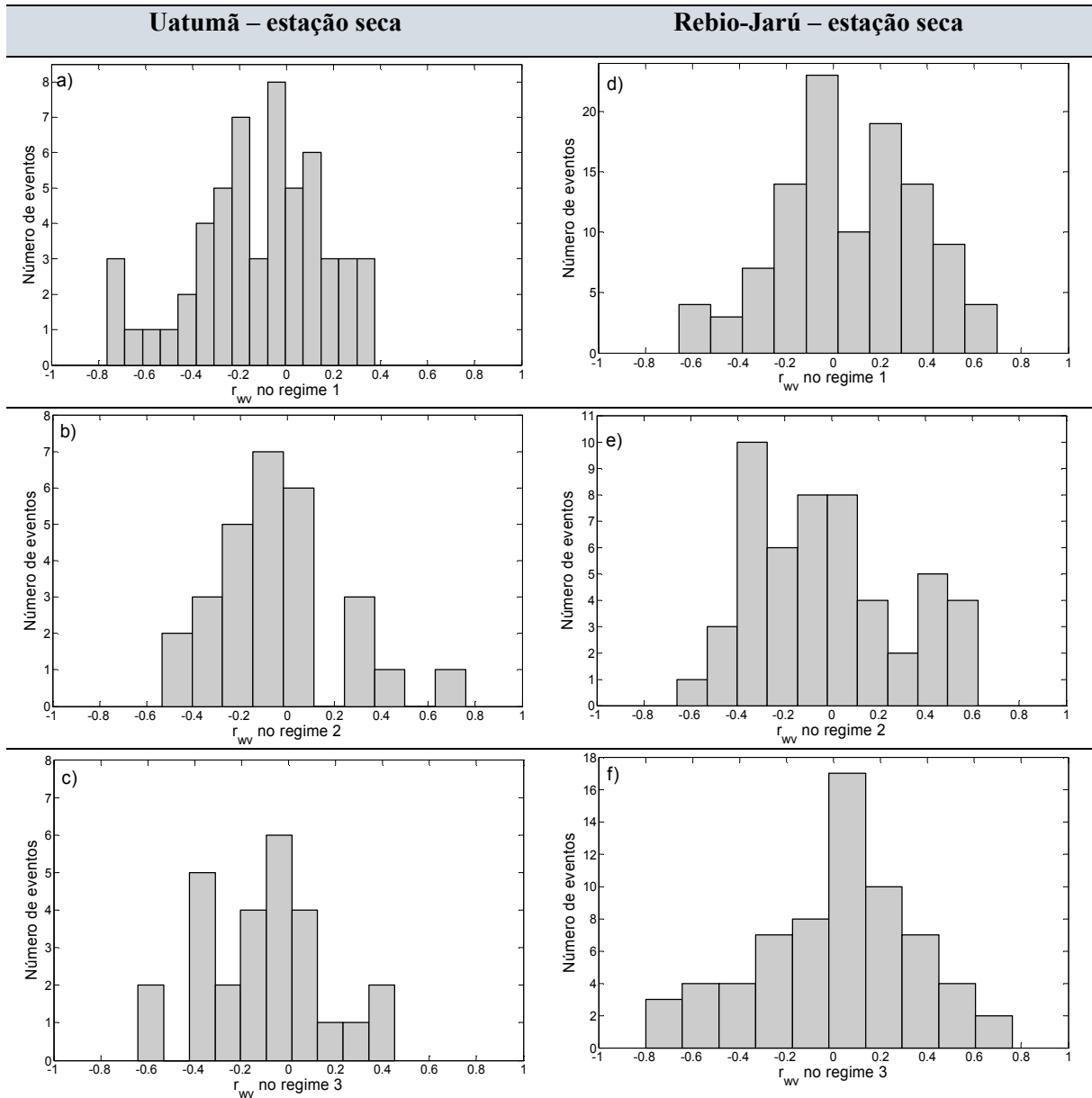


Figura A.2.4.2. Histograma para Correlação de wv , para o período noturno: (a), (b) e (c) Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

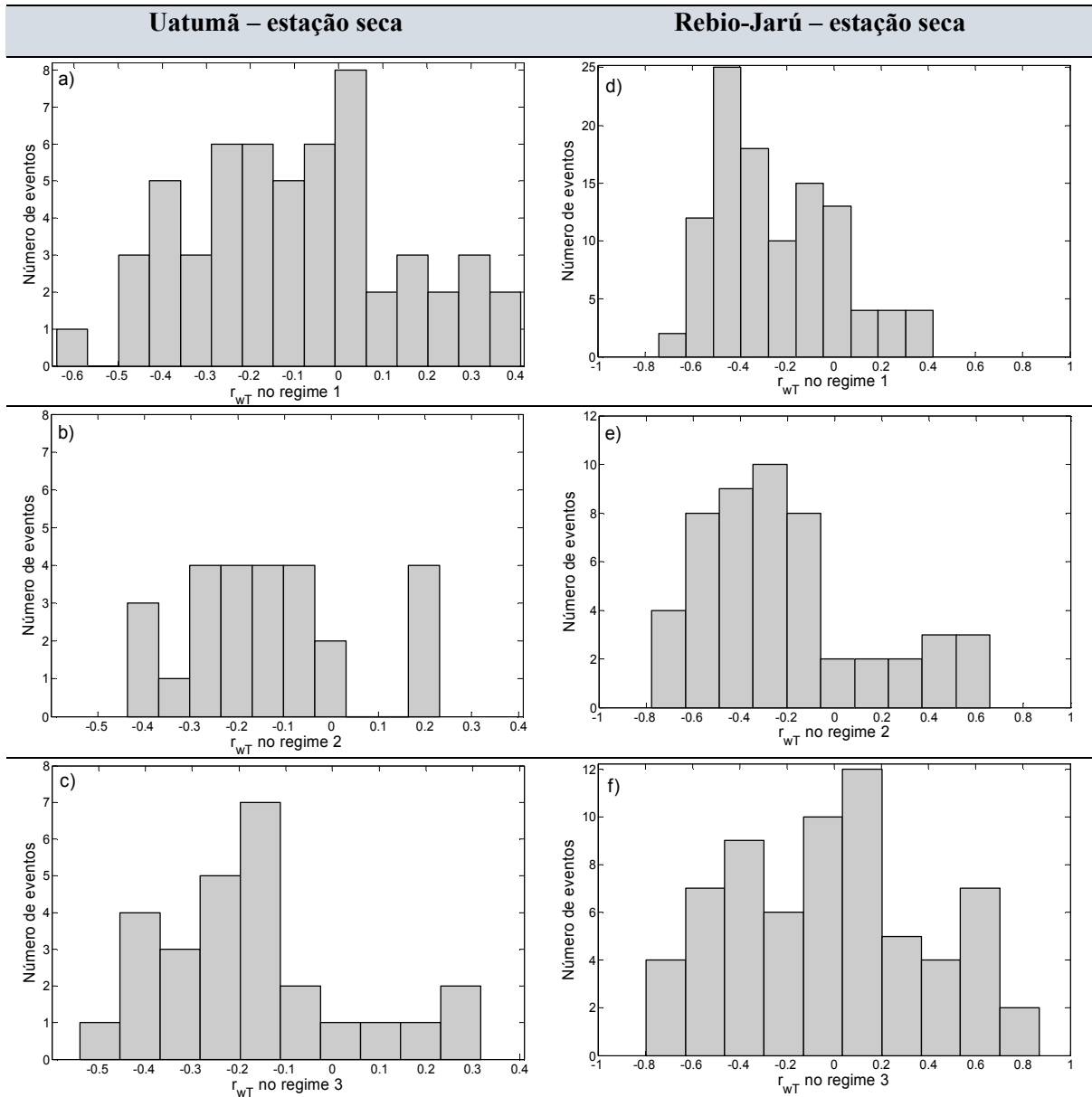


Figura A.2.4.3. Histograma para Correlação de wT , para o período noturno: (a), (b) e (c) Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.

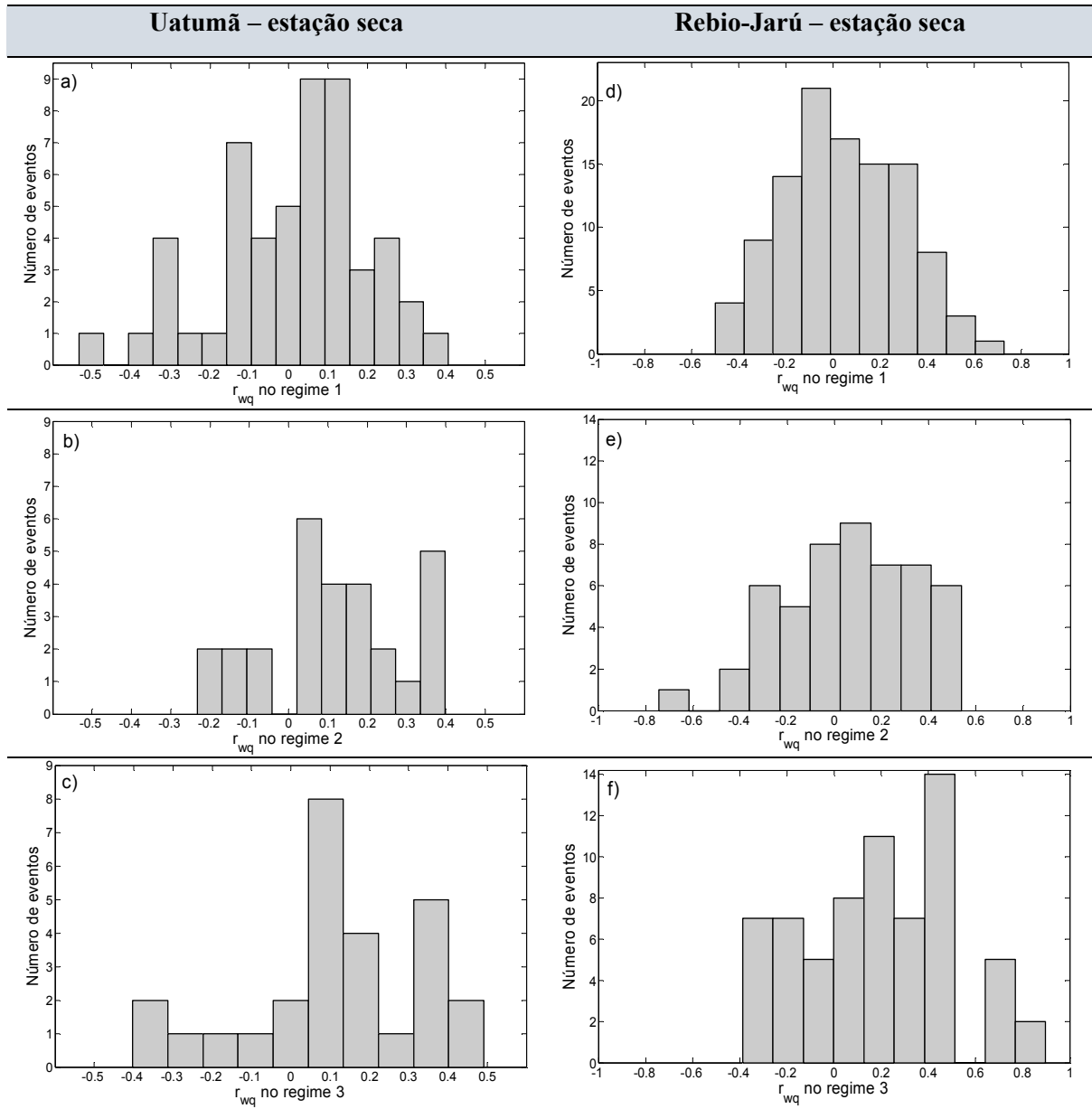


Figura A.2.4.4. Histograma para Correlação de wq , para o período noturno: (a), (b) e (c) Uatumã e (d), (e) e (f) na Rebio-Jarú para os respectivos regimes 1, 2 e 3.