

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

**VARIABILIDADE EM ESCALA ASSOCIADA COM
JATOS DE BAIXO NÍVEL E ONDAS DE GRAVIDADE
NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL**

TESE DE DOUTORADO

Hardiney dos Santos Martins

Santa Maria, RS, Brasil

2011

**VARIABILIDADE EM ESCALA ASSOCIADA COM JATOS DE
BAIXO NÍVEL E ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA
LIMITE NOTURNA DO PANTANAL**

por

Hardiney dos Santos Martins

Tese de doutorado apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Física, Área Clássicas da Fenomenologia e suas aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física.

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

SANTA MARIA, RS, BRASIL

2011

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a tese de doutorado

**VARIABILIDADE EM ESCALA ASSOCIADA COM JATOS DE BAIXO
NÍVEL E ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO
PANTANAL**

Elaborada por

Hardiney dos Santos Martins

como requisito parcial para a obtenção do grau de **Doutor em Física**

COMISSÃO EXAMINADORA:

425
DR. GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA (UFSM)

(PRESIDENTE)

Leonardo Deane de Abreu Sá
DR. LEONARDO DEANE DE ABREU SÁ (INPE/CRA)

Debora Regina Roberti
DR^a. DÉBORA REGINA ROBERTI (UFSM)

Otávio Costa Acevedo
DR. OTÁVIO COSTA ACEVEDO (UFSM)

Celso Von Randow
DR. CELSO VON RANDOW (INPE)

Santa Maria, 22 de Agosto de 2011

AGRADECIMENTOS

A Deus pela oportunidade de lutar pelo que desejo para minha vida. Em todos os momentos percebo que ele é realmente o Misericordioso.

A minha família (pai, mãe, irmão, cunhada, mulher e filho), sempre presentes e incentivando cada passo adiante. Sou muito grato por todas as manifestações de carinho, respeito e companheirismo nestes anos de vida acadêmica, que em alguns momentos não foi nada fácil.

Ao professor Leonardo, pelo exemplo de cientista e pessoa. Pelas discussões sobre Física, política, o mundo científico e principalmente pelos ensinamentos de uma postura profissional, ética e empenhada em um constante aperfeiçoamento do trabalho científico.

Ao professor Osvaldo pela compreensão que poucos orientadores teriam, em meio a um doutorado, da possibilidade de aprovação em um concurso público.

Aos professores Gervásio e Otávio pelos diversos ensinamentos sobre turbulência e micrometeorologia no período em que estive em Santa Maria e durante a banca. As sugestões muito importantes do Dr Celso Von Randow.

Aos colegas do grupo e que passaram pelo mesmo: Hans, Virnei, Carla, Cainara, Roberto, Charles, Lidiane, Franciano, Guilherme, Galúcio, Cintya, Cris, Janaina, Cláudio, Vagner, Débora, Betânia, Mineiro, Felipe e Andréa (para ela um agradecimento muito especial pelas infinitas vezes que “me quebrou um galho” adiantando documentos e solicitações junto à secretária do curso, já tens lugar garantido no céu), para todos fico muito grato pela recepção calorosa e acolhedora que recebi no período no RS e pela oportunidade de comer um legítimo churrasco.

A Saionara pela gentileza e disponibilidade em ajudar sempre que precisei de orientações.

Aos meus amigos sempre presentes e confiantes em mais um passo a frente: Thais Tavares, Thais Boulhosa, Marcus, Sidney, Homero, Mauro, Wanderlene, Werônica, Verena, Márcia, Júnior e os “filhos do Samu”, Pedro, Nágila, João, meus monitores Vanilze e Rodolfo (pelo apoio para poder escrever a tese), Tarciso, Aldilene, Elisângela, Pádua, Alfredo, Ane, Angeline, Nagibão e os pais da Cintya, Tereza, Rafinha, Zuleide, Ana, Joelma, Dedé, todos os meus primos, primas, tios, tias, minha avó, Claudinha, Ricardo Mendonça, Charles, Leonardo, Silvana Perez, Jordan, Anderson, bem espero ter não esquecido ninguém. A todos os meus mais sinceros agradecimentos por todo o apoio neste período do doutorado.

Ao Luiz Marcelo, Eliana e o Jorge pelas informações sobre os dados experimentais e a todos que trabalharam nas campanhas experimentais IPE-2 e IPE-3.

A FAPESP (processo Nº 98/00105-5) pelo apoio financeiro ao projeto IPE e ao CNPQ (processos Nº 306769/2004-2 e Nº 481340/2004-1) pela bolsa de produtividade a Leonardo Sá e auxílio proporcionado pelo edital Universal. A UFMS pela gentileza da disponibilização da base de estudos no município de Corumbá para a realização do Projeto IPE. Aos funcionários do INPE-CRA e INPE-CRS pela gentileza e cordialidade nas diversas vezes que estive nos dois centros.

A todos que direta ou indiretamente colaboraram nestes anos de vida acadêmica.

“Não há acaso, sina, destino, que possa limitar, impedir ou
controlar a firme resolução de uma alma determinada”

Ella Wheller Wilcox

RESUMO

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Física

Universidade Federal de Santa Maria

VARIABILIDADE EM ESCALA ASSOCIADA COM JATOS DE BAIXO NÍVEL E ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL

AUTOR: HARDINEY DOS SANTOS MARTINS

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 22 de Agosto de 2011.

Investiga-se a estrutura da turbulência na Camada Limite Noturna (CLN) acima do Pantanal Mato-Grossense sob a influência de jatos de baixo nível (JBN's) e ondas de gravidade (OG's). Os dados experimentais são provenientes do Experimento Interdisciplinar do Pantanal (IPE), na estação seca (IPE-2), realizado no período entre 07 e 22 de Setembro de 1999, e na estação inundada (IPE-3), realizado no período entre 16 e 28 de Fevereiro de 2002, na base de estudos da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, no município de Corumbá. Utilizaram-se dados de radiossondagens para identificar a presença e classificar os JBN's como: JBN tipo 1 (jato associado à blindagem da superfície) e JBN tipo 2 (jato que promove mistura de cima para baixo). Além dos dados de radiossondagem, utilizaram-se dados de resposta rápida (componentes da velocidade do vento, temperatura e umidade) medidos em torre micrometeorológica de 25m de altura a uma taxa de amostragem de 16Hz (IPE-2) e 8Hz (IPE-3). Os dados de resposta rápida foram decompostos em tempo e escala via Transformada em Ondeletas (TO), com ondeleta-mãe complexa de Morlet. A partir da diferença de fase entre a componente vertical da velocidade do vento (w) e temperatura (T), obtida através do espectro cruzado de ondeleta, detectou-se a presença de OG's (critério de diferenças de fase próximas de 90°). A partir disso estabeleceram-se categorias para análise de fenômenos característicos do estado da CLN pantaneira, as quais, se basearam em classes de ocorrência de JBN, de OG e duração das mesmas. As classes são: com JBN tipo 1, com JBN tipo 2, sem JBN, com OG e sem OG. A partir do conjunto de dados de cada classe, foram estimados parâmetros estatísticos (variâncias, skewnesses, curtoses adimensionais, coeficientes de correlação e covariâncias), por escala, para investigar a estrutura da turbulência na CLN do Pantanal e sua variabilidade em escala sob a ação de cada uma dessas classes. Observou-se que o JBN tipo 1, entre todas as classes, é o forçante que mais promove intermitência global

nas séries de dados micrometeorológicos do Pantanal. Por outro lado, a classe JBN tipo 2 é o forçante que menos promove intermitência global. A classe com OG apresenta um comportamento intermediário entre as classes JBN tipo 1 e JBN tipo 2 na promoção de intermitência global. Foram resolvidas escalas de comprimento de 0,4m até 5000m. Observou-se, também, que a CLN do Pantanal apresenta duas bandas de escalas com características marcadamente diferentes devido aos forçantes distintos predominantes nas mesmas. Para a primeira banda de escalas de comprimento predomina a ação mecânica no comportamento dos parâmetros estatísticos, para todas as classes e nas duas estações. Para a segunda banda de escalas de comprimento predomina a ação das forças de fluatibilidade e efeitos de mesoescala no comportamento dos parâmetros estatísticos no Pantanal. Como consequência disto, na estação seca predominam condições estáveis e na estação inundada, a CLN pode apresentar-se como uma camada levemente instável, devido a maior capacidade térmica da água e de sua capacidade de comportar-se como sumidouro de energia durante o dia e fonte de calor durante a noite. O período de transição tarde-noite demonstra claramente um comportamento estável para a estação seca e instável para a estação inundada.

Palavras-chave: Pantanal; Camada Limite Noturna; Jatos de Baixo Nível; Ondas de Gravidade; Intermitência; Ondeletas

ABSTRACT

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Física

Universidade Federal de Santa Maria

SCALE VARIABILITY ASSOCIATED WITH LOW-LEVEL JETS AND GRAVITY WAVES IN THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER IN PANTANAL

AUTHOR: HARDINEY DOS SANTOS MARTINS

ADVISER: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Local and Date: Santa Maria, August 22nd, 2011.

The Nocturnal Boundary Layer (NBL) turbulent structure above Pantanal Mato-Grossense, under the influence of low-level jets (LLJ) and gravity waves (GW), is investigated. Experimental data obtained during the Interdisciplinary Pantanal Experiment (IPE) dry season (IPE-2), and wet season (IPE-3), carried out between 07th and 22th September, 1999, and 16th and 28th February, 2002, respectively, according to database from Universidade Federal do Mato Grosso, city of Corumbá. Radiosonde data have been used to identify LLJ presence and classify them as: type 1 LLJ (jet associated to the sheltering surface) and type-2 LLJ (jet which causes upside-down mixture). In addition to the radiosonde data, fast response data (wind velocity components, temperature and humidity), measured from a 25m high micrometeorological tower, at 16Hz (IPE-2) and 8Hz (IPE-3) samples were used. These fast response data were then decomposed in time and scale via Wavelet Transform (WT), with complex Morlet mother wavelet. From the phase difference between the wind velocity's vertical component (w) and temperature (T), obtained through wavelet's cross spectrum, the presence of GW (phase difference near to 90° criterion) were detected. The next step was to establish categories to analyse Pantanal NBL characteristic state phenomena, which were based on LLJ, GW and length groups of occurrence. Such groups are: type 1 LLJ, type 2 LLJ, no LLJ, with GW and no GW. From the amount of data of each group, statistic parameters (variance, skewness, adimensional kurtosis, correlation coefficients and covariances) were estimated by scale, in order to investigate the Pantanal NBL turbulence structure and its variability in scale under the action of each of these groups. It was noticed that, above all groups, type 1 LLJ is the most global intermittence provocative forcing in all

micrometeorological series of data in Pantanal. On the other hand, type 2 LLJ is the less global intermittence provocative forcing. With GW group shows an intermediate behavior between groups type 1 LLJ and type 2 LLJ when considering global intermittence promotion. The length scales 0.4m to 5000m were resolved in this study. It was also noticed that Pantanal NBL shows two scale bands with remarkable different characteristics due to predominant distinct forcings in it. For the first length scale band it prevails a mechanical force in the statistical parameters behavior, to all groups and in both seasons. For the second length scale band it prevents the action of buoyancy forces and mesoscale effects in the statistical parameters behavior in Pantanal. As a result, it predominate stable conditions in the dry season; in the wet season, however, NBL may present as a slightly unstable layer, due to a bigger water heat capacity and its ability to behave as a energy sink during the day and heat source during the night. The early evening transition period clearly shows a stable behavior to the dry season and unstable to the wet season.

Key words: Pantanal, Nocturnal Boundary Layer, Low-level jets, Gravity Waves, Intermittency, Wavelets.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados sobre os Jatos de Baixo Nível no Experimento IPE-2 -----	42
Tabela 2 – Dados sobre os Jatos de Baixo Nível no Experimento IPE-3 -----	43
Tabela 3 – Dados sobre as Ondas de Gravidade no Experimento IPE-2 -----	46
Tabela 4 – Dados sobre as Ondas de Gravidade no Experimento IPE-3 -----	56

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Representação esquemática de funções densidade de probabilidade (a) PDF Gaussiana; (b) PDF leptocúrtica; (c) PDF platicúrtica ----- 11
- Figura 2 - Perfis de velocidade do vento (ms^{-1}), umidade específica (gKg^{-1}) e temperatura potencial virtual ($^{\circ}\text{C}$), (a) para um jato de baixo nível tipo 1 no dia 18 de Setembro de 1999 as 0200, hora local e (b) para um jato de baixo nível tipo 2 no dia 19 de Setembro de 1999 as 0200, hora local. As linhas pontilhadas horizontais representam a marcação da altura do máximo de velocidade do vento. ----- 15
- Figura 3 – Regimes de Umidade representados em um espaço de fase (Razão de Bowen $x - h/L$). (a) Todas as classes de regimes de umidade. (b) Pontos medidos por Mahrt (1991).---- 20
- Figura 4 – Representação esquemática de funções densidade de probabilidade (a) PDF Gaussiana (simétrica); (b) PDF com skewness negativo (assimetria à esquerda); (c) PDF com skewness positivo (assimetria à direita).----- 22
- Figura 5 – Decomposição tempo x escala da covariância de $w'T'$ (velocidade vertical x temperatura) . O eixo horizontal representa o tempo, o eixo vertical as escalas ou freqüências e o eixo de cores representa a intensidade das flutuações. ----- 28
- Figura 6 - Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual em função do número de Richardson totalizador durante: (a) O IPE-2 (estação seca) e (b) O IPE-3 (estação úmida).----- 32
- Figura 7 – Localização do Pantanal (região delimitada em verde) e do sítio experimental (ponto marcado em vermelho).----- 34
- Figura 8 – Fotos do sítio experimental. (a) visão ao norte da torre, (b) visão ao sul da torre.- 35
- Figura 9 – Velocidade vertical do vento (w) para a noite entre os dias 19 de Setembro e 20 de Setembro no IPE-2. (a) dados brutos, (b) diagrama tempo x escalas temporais das flutuações de w . O eixo de cores representa a intensidade das flutuações, o eixo horizontal representa o tempo e o eixo vertical às escalas temporais. ----- 38
- Figura 10 – Diagrama de Diferença de Fase entre a velocidade vertical do vento e temperatura para a noite entre os dias 07 de Setembro e 08 de Setembro no IPE-2. O eixo de cores representa a diferença de fase, o eixo horizontal representa o tempo e o eixo vertical às escalas temporais.----- 39

Figura 11 – Distribuições dos eventos de OG's para a estação seca (IPE-2). (a) Distribuição em relação às escalas de tempo. (b) Distribuição em relação à duração do evento. (c) Distribuição em relação ao horário.----- 45

Figura 12 – Séries temporais para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) Dado bruto da velocidade vertical (w). (b) energia cinética turbulenta instantânea obtida via TO. A seta azul indica o início do horário marcado como de atuação de JBN tipo 1. As setas em vermelho marcam os horários de atuação de OG's.----- 47

Figura 13 – Séries temporais para a noite entre os dias 14 e 15 de Setembro de 1999. (a) dado bruto da componente vertical da velocidade do vento. (b) Energia Cinética Turbulenta instantânea obtida via TO. (c) perfis de velocidade do vento, temperatura potencial e umidade específica. A seta azul indica o início da ocorrência do JBN tipo 2.----- 49

Figura 14 – Séries temporais para a noite entre os dias 18 e 19 de Setembro de 1999 no IPE-2. (a) dado bruto da velocidade vertical do vento. (b) energia cinética turbulenta instantânea via TO. A seta azul indica o início do horário marcado como de atuação de JBN tipo 2. A seta em vermelho marca o horário de atuação da OG.----- 50

Figura 15 – Sinais brutos para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) componente vertical da velocidade do vento e (b) temperatura. A seta preta indica o horário de início de atuação do JBN tipo 2. A seta azul indica o horário de início de atuação do JBN tipo 1. As setas vermelhas indicam o horário de início da atuação das OG's.----- 52

Figura 16 – Projeção tempo x escala dos sinais de T e w para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) flutuações de T para a escala de tempo de 5,5 minutos (escala das OG's). (b) flutuações da T para a escala de tempo de 3,0 minutos. (c) flutuações de T para escala de tempo de 30s. (d) flutuações de w para a escala de tempo de 5,5 minutos. (e) flutuações de w para a escala de tempo de 3,0 minutos. (f) flutuações de w para a escala de tempo de 2s. A seta preta indica JBN tipo 2, a seta azul JBN tipo 1 e as setas vermelhas OG's.----- 53

Figura 17 – Distribuições dos eventos de OG's para a estação inundada (IPE-3). (a) Distribuição em relação às escalas de tempo. (b) Distribuição em relação à duração do evento. (c) Distribuição em relação ao horário.----- 55

Figura 18 – Curtose Adimensional de w sobre a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos, (e) IPE-2 com média de 30minutos, (f) IPE-3 com média de 30minutos.----- 61

Figura 19 – Curtose Adimensional de u sobre a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 64

Figura 20 – Curtose Adimensional de w sobre a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 66

Figura 21 – Curtose Adimensional de u sobre a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 68

Figura 22 – Curtose Adimensional de T sobre a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 71

Figura 23 – Curtose Adimensional de q sobre a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos, (c) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 75

Figura 24 – Sinal de umidade para a noite entre os dias 21 e 22 de Fevereiro de 2002 durante a estação inundada do Pantanal (IPE-3). (a) sinal bruto de q , (b) projeção em tempo x escala da escala com maior valor de curtose adimensional de q (escala de tempo de 5s), (c) escala de 5,5 minutos, (d) escala de 4 minutos e (e) escala de 3 minutos. (f) Estruturas Coerentes do tipo rampa. As setas vermelhas representam à atuação de OG's e a seta azul a ação de JBN.----- 76

Figura 25 – Curtose Adimensional de T sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 78

Figura 26 – Curtose Adimensional de q sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos, (c) IPE-3 com média de 30 minutos.----- 79

Figura 27 – Variância Normalizada de w sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	82
Figura 28 – Variância Normalizada de T sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	84
Figura 29 – Variância Normalizada de q sobre a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.---	85
Figura 30 – Séries de dados brutos de temperatura para dois eventos de JBN. (a) Série temporal bruta de temperatura para a noite entre os dias 14 e 15 de Setembro de 1999, com um evento de JBN tipo 2 no horário entre 20:00h e 01:00h. (b) Série temporal bruta de temperatura para a noite entre os dias 17 e 18 de Setembro de 1999, com um evento de JBN tipo 1 no horário entre 02:00h e 03:00h.-----	85
Figura 31 – Skewness de w sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	88
Figura 32 – Skewness de T sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	89
Figura 33 – Skewness de q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	92
Figura 34 – Coeficiente de Correlação entre w e q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	92
Figura 35 – Análise de quadrante para as flutuações de w e q sob a influência de JBN tipo 1, na estação inundada: (a) escala de comprimento de 10m, (b) escala de comprimento de 100m.-----	93
Figura 36 – Coeficiente de Correlação entre T e q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.-----	95

Figura 37 – Covariância média para o fluxo de Momentum por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	97
Figura 38 – Fluxo de Calor Sensível por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	100
Figura 39 – Fluxo de Calor Latente por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	101
Figura 40 – Variância Normalizada de w sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	103
Figura 41 – Variância Normalizada de T sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	105
Figura 42 – Variância Normalizada de q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	106
Figura 43 – Skewness de w sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	108
Figura 44 – Skewness de T sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	109
Figura 45 – Skewness de q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	111
Figura 46 – Coeficiente de correlação entre w e q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	111
Figura 47 – Coeficiente de correlação entre T e q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	114

Figura 48 – Fluxo de Momentum por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	117
Figura 49 – Fluxo de Calor Sensível por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	121
Figura 50 – Fluxo de Calor Latente por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	122
Figura 51 – Variância Normalizada de w , por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	126
Figura 52 – Variância Normalizada de T , por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	127
Figura 53 – Variância Normalizada de q , por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 10minutos.-----	129
Figura 54 – Fluxo de Momentum por escala, por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	131
Figura 55 – Fluxo de Calor Sensível por escala, por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5minutos, (b) IPE-3 com média de 5minutos, (c) IPE-2 com média de 10minutos, (d) IPE-3 com média de 10minutos.-----	132

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
2.	ELEMENTOS TEÓRICOS.....	7
2.1	A CAMADA LIMITE NOTURNA.....	7
2.2	INTERMITÊNCIA.....	9
2.3	ALGUNS FORÇANTES DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	13
2.3.1	Jatos de Baixo Nível.....	13
2.3.2	Ondas de Gravidade.....	16
2.4	REGIMES DE UMIDADE.....	18
2.5	TRANSIÇÃO TARDE-NOITE.....	23
2.6	A TRANSFORMADA EM ONDELETAS.....	25
2.7	ALGUMAS PESQUISAS REALIZADAS SOBRE O PANTANAL.....	27
3.	DESCRIÇÃO EXPERIMENTAL E METODOLOGIA.....	33
3.1	SÍTIO E DADOS EXPERIMENTAIS.....	33
3.2	METODOLOGIA	36
4.	RESULTADOS.....	41
4.1	A AÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE E JATOS DE BAIXO NÍVEL NA FORMAÇÃO DE INTERMITÊNCIA.....	41
4.1.1	Efeitos da intermitência global sobre a curtose adimensional das componentes da velocidade do vento.....	58
4.1.2	Efeitos da intermitência global sobre a curtose adimensional dos escalares.....	69
4.2	A AÇÃO DE JATOS DE BAIXO NÍVEL SOBRE A VARIABILIDADE EM ESCALA DE GRANDEZAS TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL.....	79
4.2.1	Regimes de umidade específica.....	89
4.2.2	Implicações sobre a validade da teoria da similaridade de Monin-Obukhov na	

Camada Limite Superficial Pantaneira.....	94
4.2.3 Influência das covariâncias em escala sobre os fluxos turbulentos.....	96
4.3 A AÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE SOBRE A VARIABILIDADE EM ESCALA DE GRANDEZAS TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL.....	102
4.3.1 Regimes de umidade e a influência de ondas de gravidade.....	109
4.3.2 Implicações da existência de ondas de gravidade para a validade da teoria de similaridade Monin-Obukhov.....	112
4.3.3 Covariâncias por escala sobre a influência de ondas de gravidade.....	115
4.4 TRANSIÇÃO TARDE-NOITE.....	123
4.4.1 Transição Tarde-Noite e a influência de ondas de gravidade na variabilidade em escala das grandezas turbulentas.....	123
5. CONCLUSÕES.....	133
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	136

1. INTRODUÇÃO

O Pantanal é um dos principais biomas brasileiros, sendo a maior planície inundável do planeta e caracterizada pela alternância de regiões alagadas e secas (SOUZA, 2011). Estende-se pelos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, no lado brasileiro, ao leste pela Bolívia e ao norte pelo Paraguai. Localiza-se na região central da América do Sul (entre 16° e 21° de latitude sul e 55° até 58° de longitude ao oeste). A sua cobertura vegetal é característica de uma savana estépica, ou seja, uma cobertura vegetal com predominância de gramíneas, poucas árvores e um terreno relativamente plano com elevação baixa em relação ao nível do mar (por volta de 100m), (MARQUES-FILHO, 2000).

A presença irregular, espacialmente e temporalmente, de inundações da savana do Pantanal torna a fauna, flora e clima desta região diferenciados. Esta irregularidade promove padrões de variabilidade peculiares das grandezas micrometeorológicas para cada estação (DOMINGUES et al., 2004). Esta peculiaridade associada com a passagem, pelo Pantanal, da umidade advinda da Amazônia para o Sul da América do Sul (AS) torna este ecossistema uma interessante fonte de pesquisa (ZERI, 2002; ANDRADE, 2003; VERA et al., 2006).

A passagem da umidade da Amazônia para o sul da AS foi bem documentado por Vera et al. (2006). Eles relataram resultados do experimento SALLJEX (South American Low-Level Jet Experiment) realizado na AS, para a descrição do escoamento na troposfera continental e sua relação com o transporte de umidade da Amazônia para o sudeste da AS. O regime de umidade no Pantanal é diretamente influenciado pelo SALLJ (South American Low-Level Jet – SALLJ) que interage com a Bacia do Prata. Esta interação propicia a modificação do regime de precipitação na região, dependendo da estação ser inundada ou seca, e torna o Pantanal um ecossistema diferenciado das regiões de floresta como a Mata Atlântica e a Amazônia.

Apesar destas características, poucos estudos micrometeorológicos têm sido realizados na região (DOMINGUES et al., 2004). O Experimento Interdisciplinar do Pantanal (Interdisciplinary Pantanal Experiment – IPE-1) foi o primeiro trabalho de campo realizado para caracterizar a Camada Superficial (CS) sobre o Pantanal e foi implementado entre os meses de Maio e Junho de 1998.

Uma pré-campanha preparatória foi realizada em 1996, com uma torre desmontável, campanha experimental IPE-0 (BOLZAN, 1998). Ocorreram outras duas campanhas experimentais visando à melhor caracterização dos parâmetros micrometeorológicos da região: a IPE-2, em setembro de 1999, período em que o sítio experimental encontrava-se seco e o IPE-3, em fevereiro de 2002, período em que o sítio experimental encontrava-se inundado (ANDRADE, 2003).

A compreensão do comportamento dos parâmetros micrometeorológicos sobre o Pantanal permitirá o aperfeiçoamento dos modelos climáticos para a AS. Associado a isto ter-se-á o entendimento do comportamento da turbulência e de fenômenos com escalas maiores que as escalas características da turbulência, as quais possam estar presentes na Camada Limite Atmosférica (CLA) acima do Pantanal.

A não-estacionariedade do sinal na camada limite noturna (CLN) decorrente de fenômenos como Jatos de Baixo Nível (JBN) (BALSLEY et al., 2003; MATHIEU et al., 2005; BANTA et al., 2006; KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; BANTA, 2008; SOGACHEV e LECLERC, 2011), Ondas de Gravidade (OG) (REES et al., 2001; TERRADELLAS et al., 2001; SUN et al., 2004; TERRADELLAS et al., 2005; ZERI e SÁ, 2011), correntes de densidade (POULOS et al., 2002), turbulência intermitente e outros fenômenos de grande escala (MAHRT, 1989, ACEVEDO et al., 2006; VON RANDOW, 2007; ACEVEDO e MAHRT, 2010), tornam a tarefa de caracterizar as trocas entre superfície e atmosfera muito difícil (MAHRT, 1989; 2010).

Mahrt (2010) alerta para a dificuldade de analisar sinais não-estacionários, pois há grande dificuldade de separar a informação de escalas turbulentas das informações em outras escalas sob estratificação estável, bem como sob condições de transição (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003).

Na CLN reside o grande desafio da atualidade para os pesquisadores em meteorologia da CLA (BALSLEY et al., 2003). A determinação dos fluxos de momentum e escalares, os procedimentos mais adequados a serem aplicadas para a obtenção dos mesmos e a determinação dos fenômenos e características da CLN são campo fértil de diversas atividades de pesquisas (CUXART et al., 2000; MAHRT et al., 2001a; POULOS et al., 2002).

Estas especificidades da CLN motivaram a realização de campanhas exclusivamente para a determinação de suas características e descrição dos fenômenos diretamente associados a ela.

Como exemplos, têm-se: o Experimento da Camada Limite Atmosférica Estável na Espanha (Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain – SABLES 98), (CUXART et al., 2000), Estudo Cooperativo de Trocas Superfície-Atmosfera (Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study - 99 – CASES-99) (POULOS et al., 2002; CHENG et al., 2005). Mahrt (1989; 1999; 2010) e Mahrt et al. (1998) efetuaram exaustivas análises de problemas ligados à compreensão dos fenômenos da CLN.

Outra dificuldade relacionada à determinação das trocas turbulentas na CLN refere-se às situações relatadas por Mathieu et al. (2005), segundo as quais, em certas condições noturnas, a baixa atmosfera não apresenta um estado de turbulência contínua, sendo a mesma intermitentemente gerada. A presença de uma forte inversão térmica é um fator que marca este evento. Stull (1988, pg.499) alerta que a análise da formação e evolução da CLN deve ser elaborada comumente de forma individualizada, pois a mesma pode se encontrar com características relacionadas a uma camada bem misturada, ou até, situações sem turbulência (ANDRÉ E MAHRT, 1982).

Estas diferenças ocorrem espacialmente (MAHRT, 1989; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003) e temporalmente (MAHRT, 1989; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003, MAHRT et al., 2001a). Mahrt (1989) descreve detalhadamente os mecanismos que geram intermitência global (turbilhões com grande área de intervenção e pouca atividade turbulenta), como turbulência de micro-escala associada à intermitência local (turbilhões confinados em pequenas sub-regiões que atuam na dissipação da energia cinética turbulenta), os quais refletem o fato de haver uma única forçante mecânica gerando turbulência e uma forçante térmica tendendo a neutralizá-la. Mahrt (1989) relata a necessidade de estabelecer-se uma separação entre escalas para diferenciar os tipos de estruturas relacionadas à intermitência global e local como: ondas de gravidade, correntes de densidade e Jatos de Baixo Nível.

A turbulência gerada mecanicamente, devido ao cisalhamento vertical do vento, é a principal fonte de Energia Cinética Turbulenta (ECT) em condições de forte estratificação estável. Os movimentos verticais, devido à inversão térmica, decorrem do consumo da ECT pela flutuabilidade, diferentemente do que ocorre em condições instáveis com o aquecimento da superfície, em que a forçante de flutuabilidade atua no mesmo sentido que a forçante mecânica para produzir ECT.

Pesquisas como a realizada por Cava et al. (2004) procuraram compreender o papel da variabilidade de ocorrência de nuvens nas trocas turbulentas noturnas e detalham os movimentos organizados (rampas, ondas relacionadas ao dossel e perturbações radiativas decorrentes da passagem de nuvens) em uma floresta de pinos na Carolina do Norte, nos Estados Unidos da América.

Neste trabalho, Cava et al. (2004) realizaram uma classificação de cinco tipos de forçantes (movimento tipo rampa, ondas de copa, turbulência de estrutura fina e duas classes de perturbações radiativas decorrentes da passagem de nuvens que são diferenciadas pela sua ação sobre os escalares) e caracterizaram a frequência de ocorrência de cada evento e as respectivas escalas integrais temporais médias relacionadas a cada fenômeno (ponto importante para separar as escalas turbulentas de escalas relacionadas a outros tipos de movimentos associados com baixa frequência no espectro) para as variáveis do campo de vento, CO_2 , temperatura (T) e umidade (q).

Esta série de fenômenos com múltiplas escalas e com características diferenciadas na sua forma de interagir com a turbulência, atuam no sentido de estabelecer uma estrutura diferenciada para a turbulência da CLN (POULOS et al., 2002). O tratamento baseado na análise de Fourier não permite uma separação em tempo (ou posição) e escala (frequência), condição fundamental para se compreenderem as manifestações de diferentes fenômenos, com escalas temporais distintas, em séries temporais de sinais geofísicos (WENG e LAU, 1994).

Uma ferramenta matemática mais adequada para a realização desta tarefa é a Transformada em Onduleta (TO). A TO realiza a decomposição do sinal em tempo e escala (FARGE, 1992), mantendo-se uma relação de incerteza de Heisenberg inerente ao processo de decomposição do sinal, semelhante ao que ocorre no tratamento via análise de Fourier (TENNEKES, 1976).

Através da TO pode-se investigar algumas características, por escala, da CLA acima do Pantanal visando entender as escalas dominantes em diferentes estações do ano no Pantanal (seco e inundado), além de investigar o efeito de fenômenos não-estacionários na geração ou supressão da turbulência e a sua possível interferência nos fluxos de momentum e escalares.

A investigação das características da turbulência atmosférica, de fenômenos não-estacionários via TO e procedimentos complementares podem contribuir para melhorar a compreensão dos processos micrometeorológicos da CLA acima do Pantanal e melhorar as parametrizações deles,

aumentando a compreensão da física da atmosfera na região e possibilitando aperfeiçoar modelos de previsão do Tempo e Clima.

Nesta pesquisa foram investigadas as características de variabilidade em escala associadas com jatos de baixo nível e ondas de gravidade na Camada Limite Noturna do Pantanal, para a estação seca e inundada (IPE-2 e IPE-3). Utilizando-se da transformada em ondeletas, o sinal foi decomposto em tempo-escala. Este procedimento permitiu diferenciar os períodos de atuação destes dois forçantes presentes na CLN.

Os objetivos desta pesquisa foram:

Objetivo Geral:

- Caracterizar os aspectos da estrutura da turbulência no Pantanal, no que tange a sua variabilidade em tempo e escala, através da comparação entre diferentes estações (Pantanal - seco e inundado).

Objetivos Específicos:

- Jatos de Baixo Nível: Investigar a interferência de Jatos de Baixo Nível na estrutura da turbulência atmosférica na Camada Limite Atmosférica acima do Pantanal nas diferentes estações (seca e inundada);
- Ondas de Gravidade: Investigar a ocorrência e eventuais consequências para a estrutura da turbulência atmosférica, de ondas de gravidade, na Camada Limite Noturna acima do Pantanal nas diferentes estações (seca e inundada);
- Período de Transição: Investigar as características mais importantes da variabilidade em escala na estrutura da turbulência no período de transição tarde-noite na Camada Limite Atmosférica acima do Pantanal nas diferentes estações (seca e inundada);

Para alcançar estes objetivos foram analisados os momentos estatísticos (variâncias, skewnesses e curtoses), covariâncias e coeficientes de correlação por escala (VON RANDOW et al., 2002) para as duas estações, e associados a esses forçantes. Investigou-se sua influência sobre o comportamento dos fluxos de momentum e escalares, características da turbulência, intermitência (MAHRT, 1989), regimes de umidade (MAHRT, 1991), além de diferenciar a transição tarde-noite (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003) no Pantanal para as duas estações.

Este trabalho está estruturado em 5 capítulos. O capítulo 2 apresenta os elementos teóricos que subsidiam esta pesquisa. No capítulo 3 descreve-se a metodologia utilizada na realização do trabalho, incluindo uma descrição do sítio experimental, da forma de aquisição dos dados experimentais e do tratamento dos dados. No capítulo 4 descrevem-se os resultados em 4 seções: intermitência, efeitos de jatos de baixo nível, efeitos de ondas de gravidade e transição tarde-noite. No capítulo 5 apresentam-se as considerações finais obtidas com a pesquisa.

2. ELEMENTOS TEÓRICOS

Este capítulo é destinado à discussão de elementos teóricos importantes para o entendimento desta pesquisa. Abordam-se aspectos relativos à Camada Limite Noturna, Intermittência, Jatos de Baixo Nível, Ondas de Gravidade, Regimes de Umidade, a transição Tarde-Noite e alguns dos resultados mais importantes de pesquisas micrometeorológicas realizadas no Pantanal.

2.1 A CAMADA LIMITE NOTURNA

Uma inversão do fluxo de calor e a interrupção da formação de termas ocorrem ao final da tarde, aproximadamente meia hora antes do pôr do Sol. Com o progresso da noite, este processo se intensifica formando uma camada de ar estatisticamente estável (NAPPO, 2002; pg.1), com turbulência fraca e esporádica. Esta camada de ar estável tende a suprimir a turbulência e produzir outros mecanismos como JBN e OG, que aumentam o cisalhamento do vento e tendem a gerar turbulência. Este processo de interação destes forçantes com a Camada Limite Estável (CLE) ou CLN pode causar mistura intermitente (STULL, 1988; pg. 15).

Contudo, a CLN é difícil de ser descrita, pois a mesma pode se apresentar em períodos como uma camada bem misturada e em outros como não turbulentos, dentro de uma mesma noite e em posições diferenciadas em uma determinada área. Este comportamento diferenciado e complexo ocorre como lacunas, temporais e espaciais, de atividade turbulenta acoplando e desacoplando a superfície com a atmosfera (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003; ACEVEDO et al., 2006).

Em algumas oportunidades a CLN apresenta períodos sem turbulência o que torna o escoamento desacoplado da superfície (MATHIEU et al., 2005; MAHRT, 2010). Nesta camada os ventos têm características muito complexas. Entre 2m e 10m de altura da superfície, a direção do vento é determinada pela topografia local. Nos mais baixos 2m a 10m de altura, ventos catabáticos podem ser muito relevantes (STULL, 1988; pg. 500). Mahrt et al. (2001a) estudaram a influência de ventos catabáticos na CLN durante o experimento CASES-99. Eles descobriram que tênues escoamentos de drenagem podem desacoplar níveis, de 3m até 10m, da superfície.

Outro resultado desta pesquisa é que os escoamentos de drenagem são eliminados ou retomam a atuação com a aceleração ou desaceleração do escoamento em superfície.

O vento em alturas maiores que 10m, na CLN, pode ter importantes contribuições de forçantes de meso-escala (ACEVEDO e MAHRT, 2010), o que pode promover o aumento da velocidade do vento com a altura até o topo da CLN (STULL, 1988; pg. 500). Um forçante que estabelece este tipo de comportamento é o JBN ou Jato Noturno (JN). A identificação de um JBN é realizada através do perfil da velocidade do vento. Um JBN é definido como um máximo no perfil de velocidade do vento com uma diferença de 2ms^{-1} acima e abaixo deste máximo (ANDRÉ e MAHRT, 1982). Uma discussão mais detalhada sobre os JBN e a sua ação na CLN será realizada mais adiante no texto.

Como, em alguns casos, há pouca mistura vertical pode-se observar uma estrutura de múltiplas camadas na CLN, ou seja, uma estrutura vertical de fina-escala com diferentes camadas e que pode apresentar advecção diferenciada por altitude. Este tipo de comportamento pode ser observado para poluentes, temperatura, umidade e turbulência (STULL, 1988; pg. 501). Este tipo de estrutura vertical na CLN já foi observado no Pantanal (ANDRADE, 2003; SÁ e ANDRADE, 2006).

Uma Camada de Inversão Térmica (CIT) forma-se imediatamente acima da superfície durante a evolução da CLN. Esta evolução da CIT pode ser caracterizada, em sua estrutura vertical, pela predominância de fatores radiativos ou pela predominância de fatores mecânicos (LIOU, 2002; pg.160). André e Mahrt (1982) investigaram a evolução da CLN analisando estes aspectos. Eles afirmaram que há três principais processos responsáveis pela evolução da CIT. O primeiro é a turbulência gerada por cisalhamento do vento que promove um fluxo de calor descendente até a superfície. O segundo é o resfriamento radiativo de céu claro que pode estratificar o ar em baixas altitudes. E o terceiro é a advecção horizontal que pode influenciar na profundidade da CIT localmente.

Na CIT, os movimentos verticais turbulentos são suprimidos pela estabilidade. Neste contexto, a presença de OG pode suprimir ou aumentar a atividade turbulenta. As OG's podem subir e descer as massas de ar turbulentas por centenas de metros (STULL, 1988; pg.527) ou interagir de forma não linear com a turbulência (TERRADELLAS et al., 2001; SUN et al., 2004; TERRADELLAS et al., 2005; MEILLIER et al., 2008). As OG's são ondas geradas em um fluido

que decorrem da interação entre as forças de fluatibilidade e a força gravitacional (NAPPO, 2002; pg.6). Uma discussão mais detalhada sobre as OG's e a sua ação na CLN será realizada mais adiante no texto.

A turbulência na CLN pode apresentar-se de três formas:

- Continua e forte em toda a camada;
- Irregular, fraca e intermitente;
- Relativamente desconectada dos processos em superfície.

Uma CLN com uma turbulência continua e forte por toda a camada ocorre para noites com vento forte e superfícies com vários elementos de rugosidade. Para a turbulência intermitente, a turbulência ocorre em explosões (burst) ocasionais, nesta situação aumenta-se o cisalhamento suficientemente para gerar turbulência. Estas explosões de turbulência causam mistura vertical de calor e momentum. A mistura cessa após um determinado intervalo de tempo e o cisalhamento pode eventualmente estabelecer, novamente, a produção de turbulência. Em uma CLN com estrutura de múltiplas camadas têm-se camadas de massas de ar com turbulência que não se comunica com os forçantes da superfície (ANDRÉ e MAHRT, 1982; STULL, 1988; pg.513).

2.2 INTERMITÊNCIA

Acevedo et al. (2006) alertam para os dois maiores problemas relacionados com a medida de fenômenos da CLN: a intermitência e a determinação da transferência total de escalares entre a superfície e a atmosfera (MAHRT et al., 1994; HOWELL e SUN, 1999; ACEVEDO et al., 2004). A origem e estrutura da intermitência na CLN ainda não é bem compreendida, ainda que existam indicativos de que sua origem possa decorrer da interferência de movimentos de mesoescala (MAHRT, 1999; MAHRT et al., 2001b; SUN et al., 2002; 2004; MAHRT et al., 2009). Ohya et al. (2008) explicam que a passagem destes movimentos de mesoescala diminui o número de Richardson local, gerando instabilidade na região de passagem destes forçantes, promovendo a geração de turbulência de forma intermitente.

Contudo, Van der Wiel et al. (2002a; 2002b), em seu estudo teórico sobre turbulência intermitente, baseado na utilização de um modelo de sistema acoplado, que emprega um sistema de três equações diferenciais não-lineares, discutem que não há consenso sobre quais mecanismos produzem turbulência de forma intermitente na CLN. Eles salientam que a turbulência gerada intermitentemente pode ser decorrente de mecanismos internos ou externos à CLN. Os mecanismos internos seriam decorrentes da interação entre superfície-atmosfera. Os forçantes externos, que entram na CLN pelo topo (mecanismos “top-down”) e propagam-se para a superfície, também poderiam gerar turbulência de forma intermitente.

Van der Wiel et al. (2003), em seu estudo sobre turbulência intermitente com dados do experimento CASES-99, descrevem que a formação da CIT (Camada de Inversão Térmica) pode estabelecer o desacoplamento entre superfície e atmosfera. Esta condição desacoplada seria propícia para a geração de turbulência de forma intermitente devido ao re-acoplamento do sistema decorrente da influência do cisalhamento do vento forçado pelo gradiente de pressão (este sempre presente na CLA).

A intermitência da turbulência é classificada como intermitência de pequena escala e intermitência global. Intermitência de pequena escala se caracteriza pela organização de gradientes de pequena escala. A intermitência global se caracteriza pela organização sobre escalas maiores que os turbilhões principais. Com a intermitência global, a turbulência desenvolve-se de forma irregular e com turbilhões de grande área de intervenção e pouca atividade turbulenta. A intermitência global pode levar a problemas que acarretam dificuldades na correta amostragem de quantidades turbulentas (MAHRT, 1989).

Mahrt (1989) realizou um estudo detalhado sobre a intermitência da turbulência atmosférica. Ele utilizou cálculos de curtose para diferenciar entre os tipos de comportamento intermitente em diferentes tipos de escoamento atmosférico. Ele alerta para a dificuldade em isolar estes comportamentos diferenciados utilizando-se da metodologia espectral. Com base nesta metodologia ele provou que grandes valores de curtose são indicativos da variação espacial da turbulência. Neste contexto, o aumento do tamanho da janela do operador “média” incorpora mais influência da intermitência global ou inomogeneidades de grande escala, mas para séries com turbulência contínua e fraca inomogeneidade espacial ou temporal a curtose é independente

do tamanho da janela de média (LENSCHOW et al., 1994; KATUL et al., 2004; METZGER e HOLMES, 2008).

McDonough (2004, pg.24) explica que a curtose representa uma medição da assimetria da função densidade de probabilidade (PDF) da variável em questão (RAMOS et al., 2004). A PDF para uma Gaussiana (ou PDF Normal) possui valor 3 (Fig.1-a). Valores maiores que 3 são definidas com PDF's leptocúrticas (Fig.1-b), ou seja, apresenta uma forma mais alongada que a Gaussiana (MCDONOUGH, 2004, pg.32; MUSCHINSKI et al., 2004). Valores menores que 3 são definidas como PDF's platicúrticas (Fig.1-c), ou seja, a distribuição é mais achatada que a Gaussiana (MCDONOUGH, 2004, pg.33; MUSCHINSKI et al., 2004).

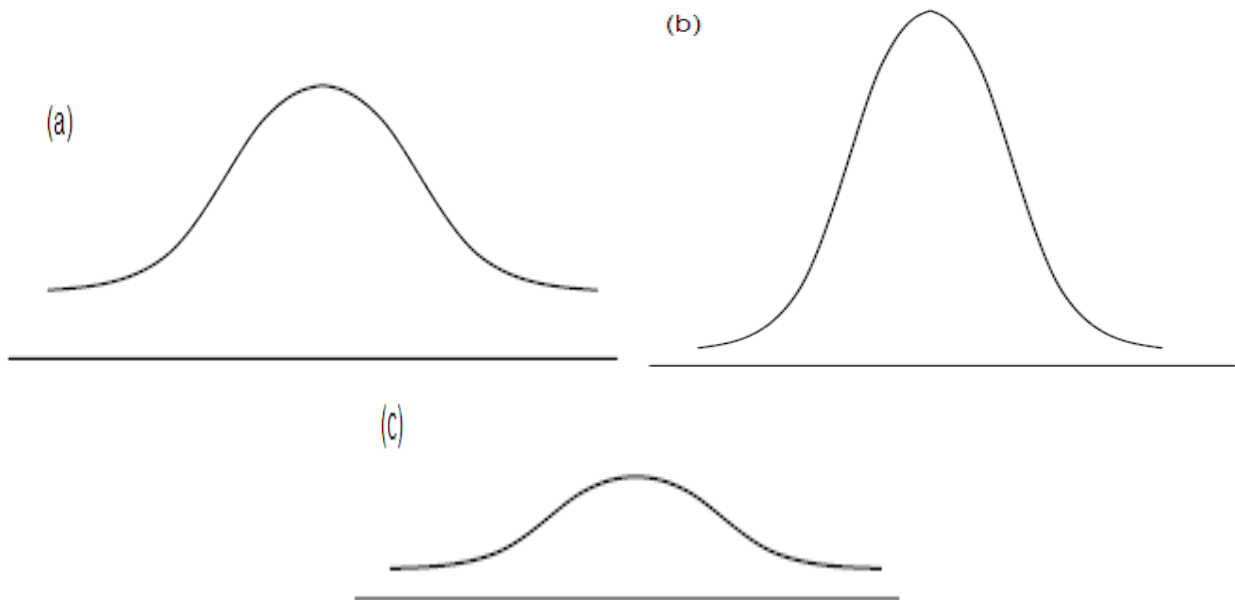


Figura 1 – Representação esquemática de funções densidade de probabilidade (a) PDF Gaussiana; (b) PDF leptocúrtica; (c) PDF platicúrtica.

A curtose adimensional é calculada pela seguinte expressão:

$$F(u) = \frac{\langle u'^4 \rangle}{\langle u'^2 \rangle^2} \quad (1)$$

A apóstrofe representa a flutuação da grandeza u e $\langle \rangle$ significa o operador média. As PDF's com valores maiores que 3 são encontrados para casos em que as caudas da PDF têm valores relativamente grandes. Isto significa que estas PDF's não tendem rapidamente para zero com o

afastamento da média. Este tipo de comportamento é encontrado em séries temporais com vários picos sendo relacionada com a intermitência, ou seja, com a probabilidade de ocorrência de valores que se diferenciem muito da média (TENNEKES e LUMLEY, 1972, pg. 199; PANOFSKY e DUTTON, 1984, pg. 38 ; FRISCH, 1995, pg. 122).

Muschinski et al. (2004) definem a intermitência como uma inesperada alta probabilidade para grandes flutuações da velocidade do vento, mas segundo Mahrt (1989) esta idéia é qualitativamente aplicável para outras grandezas. Neste contexto, pode-se esperar que na presença de intermitência, valores extremos da variável sejam muito mais prováveis do que seria esperado em PDF's Gaussianas.

Sun et al. (2002; 2004) estudaram 3 eventos ocorridos em uma noite durante o experimento CASES-99: (um evento de corrente de densidade e dois eventos de onda de gravidade). Eles estudaram a turbulência intermitentemente gerada por estes eventos e associaram com estes forçantes mudanças na direção do vento e pressão acima da superfície. Estas mudanças promovem a geração de instabilidades térmicas e cisalhamento de forma local. Estes efeitos locais, então promovem mistura turbulenta. Isto demonstra que na CLN efeitos não-locais podem gerar efeitos locais (instabilidades térmicas e cisalhamento) que representam a manifestação de turbulência intermitente.

Contudo, Klipp e Mahrt (2004) alertam que os efeitos da intermitência são sensíveis ao critério de detecção. Eles relatam que, sobre condições fortemente estáveis, os efeitos intermitentes promovem muito espalhamento no cálculo dos fluxos. Terradellas et al. (2001) e Acevedo et al. (2004) afirmam que nestas condições de pouca atividade turbulenta, as metodologias baseadas em Análise de Fourier (AF) e na covariância dos turbilhões tornam-se inapropriadas para o cálculo dos fluxos de escalares e descrição da turbulência. Nestes trabalhos discutem-se metodologias alternativas baseadas em TO e decomposição em Multiresolução (MR), respectivamente, para a determinação da estrutura da turbulência e para o cálculo de fluxo de escalares na presença de intermitência (VICKERS e MAHRT, 2003; VORONOVICH e KIELY, 2007).

2.3 ALGUNS FORÇANTES DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A seguir discutem-se aspectos importantes sobre a influência de alguns forçantes presentes na CLA sobre a estrutura e comportamento da turbulência atmosférica, no caso, Jatos de Baixo Nível e Ondas de Gravidade.

2.3.1 Jatos de Baixo Nível

Os JBN's são investigados em diversos estudos sobre a CLN (ANDREAS et al., 2000; CUXART et al., 2000; ANDRADE, 2003; BALSLEY et al., 2003; FREHLICH et al., 2004; CHENG et al., 2005; CHIMONAS, 2005; MATHIEU et al., 2005; BANTA et al., 2006; KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; BANTA, 2008; OHYA et al., 2008; PRABHA et al., 2008) como fonte de cisalhamento do vento que propicia a mistura turbulenta, como separação de camadas com comportamento diferenciado e como elemento característico importante para diferentes regimes de comportamento das variáveis micrometeorológicas.

Stull (1988, pg. 520) descreve um JBN como uma fina corrente de ar em movimento rápido, normalmente localizada entre 100m e 300m acima da superfície. Ele também descreve que um JBN pode ter uma largura de centenas de quilômetros e comprimento de um quilômetro. Há possíveis mecanismos geradores de um JBN (MAHRT, 1981; STULL, 1988, pg. 521; ANDREAS et al., 2000) como:

- Frentes;
- Acelerações advectivas;
- Ventos em montanhas e vales;
- Oscilação inercial;
- Brisas marítimas;
- Baroclinicidade associada com a declividade do terreno;

Como já se discutiu acima, um JBN é caracterizado com um máximo no perfil vertical de velocidade do vento com uma diferença de 2ms^{-1} acima e abaixo deste máximo (ANDRÉ e MAHRT, 1982). Outros autores estabelecem outras restrições para esta definição, como por exemplo: o máximo de velocidade deve estar presente no primeiro quilômetro acima da superfície (POULOS et al., 2002) e esta diferença de 2ms^{-1} deve estabelecer-se em uma diferença de altura de 200m (ANDREAS et al., 2000; ANDRADE, 2003).

Mahrt (1999) foi um dos primeiros autores a chamar atenção para a capacidade que um JBN tem de, uma vez estabelecido acima da superfície, promover mistura do jato para baixo de tal forma a causar modificação na estrutura termodinâmica abaixo e levar a instabilidade até a superfície.

Ohya et al. (2008) relatam a experiência de simular em um túnel de vento uma CLN com um JBN. Neste experimento observa-se “bursting” de turbulência em uma porção baixa da camada limite, acontecimento também relatado em outros trabalhos (PRABHA et al., 2007; 2008).

Cheng et al. (2005) relatam que a presença de um JBN produz um grande cisalhamento vertical do vento, produzindo turbulência mecanicamente de cima para baixo (upside-down). Isto promove uma mistura suficientemente forte que possibilitou que as previsões para os fluxos de momentum e calor sensível, realizadas através da Teoria de Similaridade (TS), estivessem em perfeita concordância com os dados experimentais. Contudo, em determinadas condições o JBN pode não provocar mistura significativa, ou seja, deve-se poder realizar uma classificação dos JBN's. Definem-se dois tipos deles: a) o que não provoca mistura de cima para baixo (tipo 1) (Fig. 2-a) e b) o que provoca mistura de cima para baixo (tipo 2) (Fig. 2-b). A classificação de um JBN tipo 1 seguida neste trabalho é a proposta por Mathieu et al. (2005).

Mathieu et al. (2005) e Prabha et al. (2008) discutem as condições ideais para a manifestação de um JBN que não promove mistura de cima para baixo. Mathieu e colaboradores concluíram que este tipo de JBN se caracteriza pelo acúmulo de gás (CO_2) abaixo do máximo de velocidade. Algumas das condições ideais estabelecidas por eles foram: a) um máximo de velocidade do vento desacoplado da superfície, b) este máximo deve se localizar na região abaixo da inversão de temperatura, o que mantém uma concentração de gás devido o forte gradiente de temperatura acima. Desta maneira, o JBN tem a possibilidade de promover o acoplamento ou desacoplamento entre superfície-atmosfera, ou seja, provocando mistura de cima para baixo (tipo 2) ou realizando

a blindagem da superfície (tipo 1), pois a mistura provocada pelo JBN não é capaz de ultrapassar a inversão térmica, respectivamente.

Em outra perspectiva, o JBN tipo 1 pode ser uma consequência de uma condição muito estável, que causa desacoplamento entre superfície e atmosfera. Isto permitiria que o vento acelerasse, causando o JBN. Desta maneira, seria a intensa estabilidade que suprimiria a mistura e o JBN seria uma consequência desta intensa estabilidade. Van der Wiel (2002), em seu estudo teórico e observacional sobre turbulência intermitente, salientam que sobre noites de céu claro, com ventos fracos e forte resfriamento radiativo, forma-se uma intensa estratificação de temperatura. Esta estratificação cresce e torna-se maior que o cisalhamento do vento (aumentando o número de Richardson). Nesta condição, a mistura turbulenta seria fortemente suprimida e eventualmente ela poderia cessar de agir ao haver desacoplamento entre superfície e atmosfera. Nesta condição, o ar experimentaria pouca ou nenhuma fricção à superfície. Contudo, a sempre presente força de pressão daria partida a uma aceleração do ar e a velocidade do vento crescería (VAN DER WIEL, 2002). Este processo, descrito por Van der Wiel (2002), poderia servir de explicação para a formação de um JBN tipo 1.

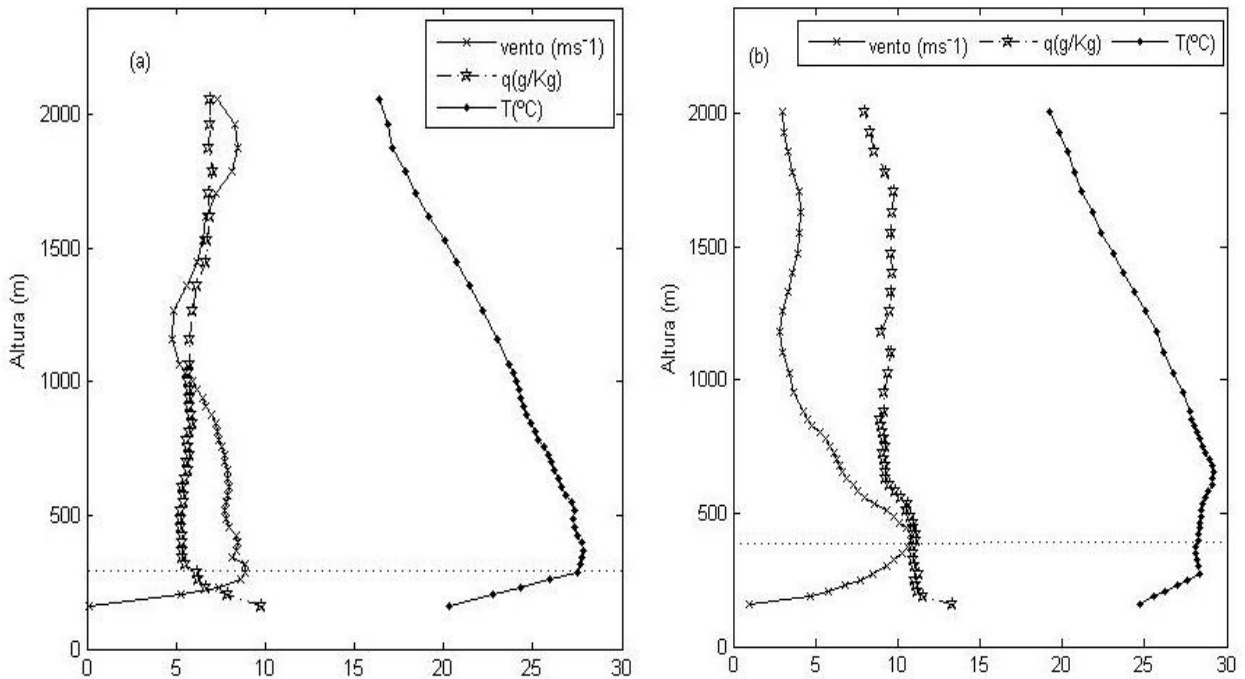


Figura 2 - Perfis de velocidade do vento (ms^{-1}), umidade específica (gKg^{-1}) e temperatura potencial virtual ($^{\circ}\text{C}$), (a) para um jato de baixo nível tipo 1 no dia 18 de Setembro de 1999 as 0200, hora local e (b) para um jato de baixo nível tipo 2 no dia 19 de Setembro de 1999 as 0200, hora local. As linhas pontilhadas horizontais representam a marcação da altura do máximo de velocidade do vento.

Karipot et al. (2006) apresentam a influência da presença de JBN na troca noturna de CO₂ em uma floresta na Flórida, nos Estados Unidos da América. Esta pesquisa relacionou a ação do JBN com a alteração da estabilidade, velocidade de fricção e ECT. Eles descrevem esta ação do JBN como um forçante que promove variação na estabilidade atmosférica através do aumento da velocidade de fricção, isto aumentaria a troca de CO₂ e de ECT entre superfície e atmosfera decorrente de um aumento da variabilidade da velocidade vertical do vento w .

Banta et al. (2006) e Banta (2008) apresentam uma distribuição vertical da ECT através da variância da componente longitudinal da velocidade do vento (σ^2_U) associada com JBN. Eles encontraram que a distribuição vertical de ECT se relaciona diretamente com um perfil do Número de Richardson (Ri). Para os perfis com menor estabilidade, a ECT tem seu máximo na superfície e decresce com a altura até o centro do JBN. Para os perfis com maior estabilidade, a ECT tem seu máximo próximo do centro do JBN.

Prabha et al. (2008) utilizam-se da TO para demonstrar que grandes turbilhões, que interagem com as escalas da turbulência da copa de uma floresta, contribuem para a produção de fluxos de escalares contra-gradiente. Estas contribuições apresentam-se no espectro de variância e coespectro obtidos via TO. As escalas espaciais destes turbilhões são maiores que a altura do JBN. Estas estruturas “upside-down” são responsáveis pelo aumento da variância das componentes da velocidade do vento e dos fluxos de momentum e escalares.

2.3.2 Ondas de Gravidade

Outro forçante que atua na CLA produzindo variabilidade é a onda de gravidade. Uma OG é um movimento organizado que se estabelece, principalmente devido ao escoamento em uma camada estratificada por características topográficas (CUXART et al., 2000). A interação de OG com a turbulência tem sido investigada em diversos estudos (FINNINGAN et al., 1984; EINAUDI e FINNIGAN, 1993; CUXART et al., 2000; REES et al., 2001; TERRADELLAS et al., 2001; SUN et al., 2004; TERRADELLAS et al., 2005; MEILLIER et al., 2008, NAPPO et al., 2008; ZERI e SÁ, 2011).

Como já discutiu-se anteriormente, as OG's são ondas geradas em um fluido e decorrem da interação entre as forças de flutuabilidade e a força gravitacional (LANDAU e LIFSHITZ, 1987; pg.31). A passagem de uma OG pode modular o número de Richardson local e gerar turbulência. Este processo funciona da seguinte forma: a passagem da onda modifica localmente o número de Richardson, isto gera uma instabilidade local e esta instabilidade gera turbulência que retira energia da onda (limitando o seu crescimento) ou fornece energia para a onda (FINNINGAN et al., 1984; EINAUDI e FINNIGAN, 1993; NAPPO, 2002, pg. 144).

Finningan et al. (1984) descrevem que o mecanismo de transferência de energia da onda para a geração de turbulência ocorre em somente um quarto do ciclo da onda. No restante do ciclo a energia é redistribuída pelos efeitos de relaxação da estratificação da densidade. Este processo de transferência depende do caráter não linear do campo da onda. Einaudi e Finningan (1993) explicam que o caráter não linear da interação entre OG e turbulência promove um grande fluxo de calor contra-gradiente, mesmo sob forte estabilidade. Nestas condições, a onda transfere energia para a produção de turbulência e estabelecimento do fluxo de calor.

Wrasse et al. (2007) discutem que as OG's transportam energia e momentum entre a baixa e média atmosfera. Eles relacionam as OG's como uma das oscilações responsáveis pelo acoplamento dinâmico entre as camadas da atmosfera. Terradellas et al. (2001; 2005) utilizaram a TO para analisar dados da CLN, decompondo-os em tempo e escala. Com base nesta decomposição observaram a presença de OG's e analisaram a interação destas com a turbulência. Por fim, através da diferença de fase, investigaram a estrutura vertical e horizontal destas ondas e como as OG's influenciam sobre a estrutura da turbulência no decorrer da noite.

Rees et al. (2001) realizaram um estudo de caso de um evento tipo onda na camada limite atmosférica na Antártica. Eles ressaltam a importância das ondas de gravidade como forçante para o processo de mistura sobre inversão térmica. Aplicando a TO e utilizando-se de um arranjo triangular de anemômetros de copo encontraram duas ondas associadas no mesmo movimento tipo onda e foram capazes de diferenciar as suas respectivas velocidades.

Sun et al. (2004) investigaram dois fenômenos tipo onda e suas respectivas influências sobre a estrutura da turbulência com dados do experimento CASES-99. Eles relatam que os eventos estão associados a uma rápida queda no sinal de temperatura, um aumento súbito na velocidade do vento e uma mudança na direção do vento. Estas mudanças bruscas provocam modificação na

pressão, o que gera instabilidade no cisalhamento e instabilidade térmica, ou seja, criam condições propícias para a intensificação ou produção da turbulência. Estes distúrbios atmosféricos, relatados neste estudo, podem promover um fluxo de momentum descendente significativo. Contudo, a turbulência gerada na parte superior da CLN pode não ser capaz de atingir a superfície. Ou seja, eles afirmam que o entendimento da turbulência intermitente na CLN decorre do entendimento da evolução destes distúrbios.

Kim e Mahrt (1992), Cuxart et al. (2000) e Steeneveld et al. (2009) relacionam a produção de OG's com o escoamento através de obstáculos, normalmente topográficos. Eles e Yagüe et al. (2007) relacionaram a condição de pouco vento e uma forte inversão de temperatura com a geração intermitente de turbulência com eventos de OG's. Zeri e Sá (2011) discutem os efeitos da passagem de uma OG detectada na floresta Amazônica. Este evento produziu fluxo positivo de calor sensível em período noturno. Contudo, através do espectro cruzado via coeficientes de ondeletas (wavelet cross-spectrum - WCS), eles provaram que a OG não transporta verticalmente, de forma direta (na escala de ocorrência), calor sensível e CO₂. Por outro lado, a OG contribui diretamente para o transporte horizontal de calor e CO₂. Conclui-se que esta OG promoveu intensificação da turbulência em pequena escala (irregularidades da turbulência) com uma consequência direta: o aumento dos fluxos de calor e CO₂ verticais.

Meillier et al. (2008) relacionam as irregularidades da turbulência com instabilidades convectivas geradas localmente dentro da fase instável da onda. Ou seja, os movimentos periódicos da OG produzem uma modulação das flutuações de temperatura e velocidade decorrente da diminuição do número de Richardson e consequente aumento da turbulência.

2.4 REGIMES DE UMIDADE

A metodologia proposta por Mahrt (1991) descreve diferentes regimes de umidade na CLA. Ele ressalta que, sobre determinadas condições, o transporte e organização da umidade obedecem aspectos diferenciados dos relativos ao calor (LAMAUD e IRVINE, 2006). Esta diferença ocorre devido ao entranhamento de ar seco pelo topo da CLA (MAHRT, 1976) que tende a torná-la menos úmida e o fluxo de umidade em superfície que atua umidificando a CLA.

Utilizando-se de um espaço de fase que relaciona Razão de Bowen e o parâmetro de estabilidade ($-h/L$), sendo L o comprimento de Obukhov, e h a altura da camada de mistura, ele descreve diferentes classes de regimes de umidade (Fig.3). As classes são:

- (I) Forte aquecimento da superfície, fraca evaporação em superfície e ventos fracos;
- (II) Condição de vento forte e ar seco. A produção de ECT é dominada pela geração por cisalhamento. Neste caso, o fluxo de calor sensível é dominante comparativamente ao fluxo de calor latente no balanço de energia em superfície;
- (III) Condição de vento forte e úmido que é promovida por turbulência gerada por cisalhamento e fraco aquecimento da superfície;
- (IV) Condição de vento fraco e forte evaporação na superfície. A geração de turbulência é dominada pelos fatores de flutuabilidade (o fluxo de calor sensível é pequeno em comparação ao fluxo de calor latente);
- (V) Condição de fluxo de calor ascendente e fluxo de umidade descendente, isto implica em condensação na superfície e fluxo de umidade contra-gradiente;
- (VI) Condição de fluxo de umidade ascendente e fluxo de calor descendente;
- (VII) Condição de fluxos de calor e umidade descendentes que incluem a formação de orvalho induzida pelo resfriamento radiativo noturno na superfície.

Contudo, Mahrt (1991) alerta que a maioria das situações na CLA provavelmente correspondem a situações intermediárias destes regimes e que este esquema colabora na organização dos dados.

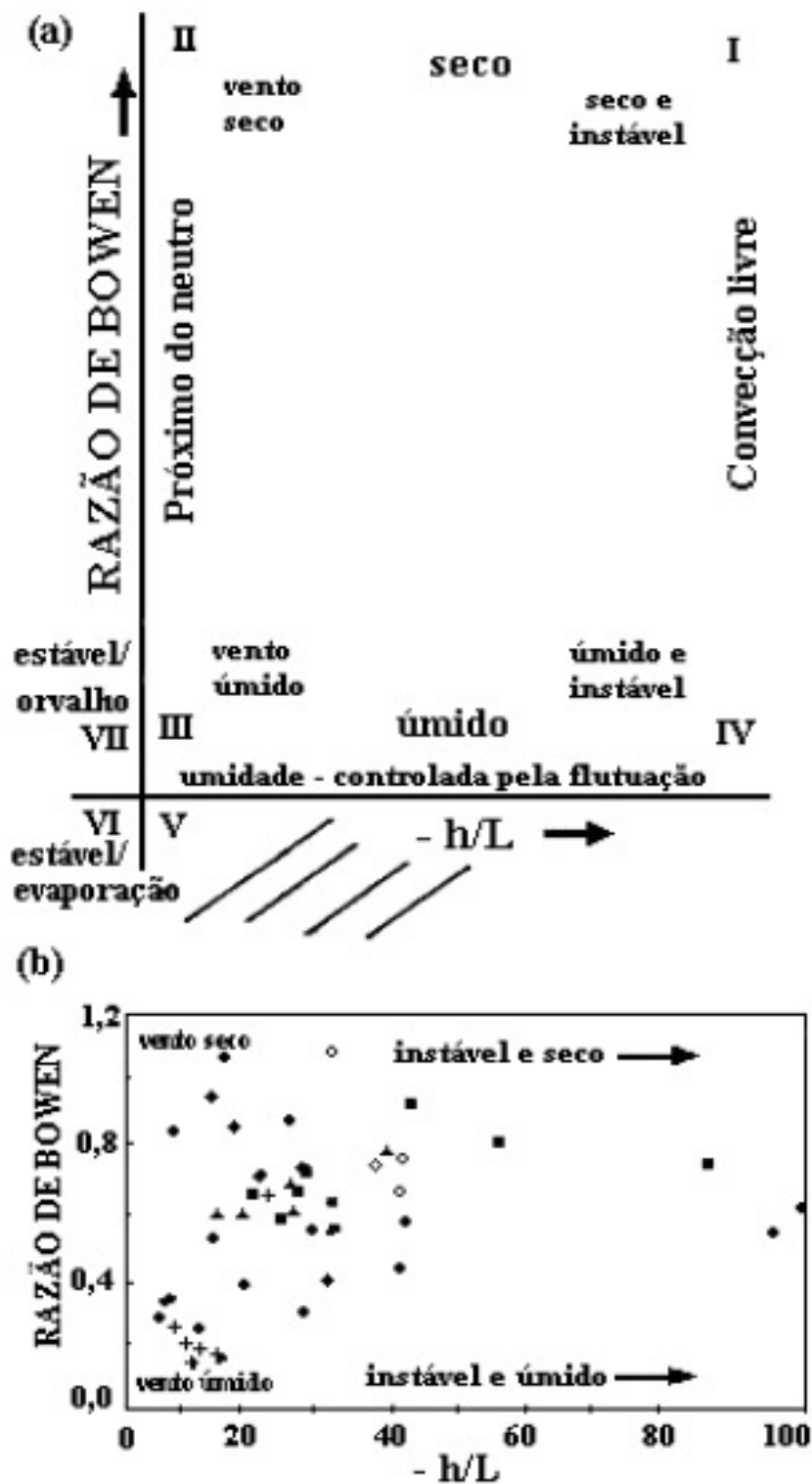


Figura 3 – Regimes de Umidade representados em um espaço de fase (Razão de Bowen x $-h/L$). (a) Todas as classes de regimes de umidade. (b) Pontos medidos por Mahrt (1991).

Fonte: Monteiro da Silva (2008) Adaptada de Mahrt (1991).

Esta metodologia descrita acima foi utilizada por Monteiro da Silva et al. (2010) para a investigação da Camada Limite Atmosférica Tropical sobre uma área de floresta (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999, pg.285). Eles encontraram que sobre Caxiuanã, no estado do Pará, predominam três classes: vento forte e úmido (III), condição úmida e instável (IV) e condição estável dominante (VI). Utilizando-se de cálculos de skewness por escala, Von Randow et al. (2002) sugerem que diferentes regimes de umidade atuam nas estações seca e úmida na Amazônia. Estes regimes de umidade variados explicariam o padrão diferenciado da variância de umidade em relação aos demais escalares.

Mahrt (1991) utiliza estimativas de skewness de umidade específica como indício da ocorrência de bolsas de ar seco junto à superfície, consequência de ar mais seco descendente proveniente do topo da camada de mistura (movimento “top-down”). Isto apesar dos skewnesses de temperatura e velocidade vertical do vento apresentarem valores positivos em tais situações. Neste contexto, ele conclui que a presença de skewness positivo para umidade, temperatura e velocidade vertical do vento está relacionada a turbilhões ascendentes que transportam calor e umidade (movimento bottom-up). Para o caso de skewness negativo de umidade, tem-se a presença de bolsas de ar seco que são transportadas do topo da CLA para a superfície. Com base nestas informações, ele propõe dois protótipos para as CLA:

- A CLA clássica com umidade bem misturada e associada, com significativa evaporação de superfície, difusão da superfície para o topo, de ar úmido e convergência vertical do fluxo de umidade;
- A CLA com entranhamento de ar seco, com grande difusão, do topo para a superfície, de ar seco e divergência vertical do fluxo de umidade.

Desta maneira, em predomínio do entranhamento de ar seco, ter-se-á o skewness da umidade negativo e a variância de umidade na CLA é decorrente de mecanismos do topo para baixo da CLA. Caso predomine a evaporação da superfície, ter-se-á o skewness da umidade positivo e a variância de umidade na CLA é decorrente de forçantes predominantemente da superfície (MAHRT, 1991). Outro efeito discutido por Mahrt (1991) é o da alteração dos coeficientes de correlação entre temperatura e umidade, velocidade vertical e umidade, dependendo do regime de umidade dominante na CLA. Ele associa a diminuição na correlação entre umidade e temperatura e entre umidade e velocidade vertical do vento ao efeito do

entranhamento de ar seco, ambas as diminuições das correlações decorrem da forte perturbação observada na umidade específica, pois houve pouca perturbação observada nos sinais da temperatura e velocidade vertical.

McDonough (2004, pg.32) explica que a skewness representa uma medição da assimetria da PDF em relação a sua média. Para PDF's simétricas (Gaussiana) haverá skewness nula (Fig.4-a). Para PDF's que exibem mais valores negativos do que positivos haverá skewness negativo, ou assimetria à esquerda (Fig.4-b). Para PDF's que exibem mais valores positivos do que negativos haverá skewness positivo, ou assimetria à direita (Fig.4-c) (HINZE, 1975; pg.451 ; PASQUILL e SMITH,1983; pg.76 ;SORBJAN,1989; pg.41).

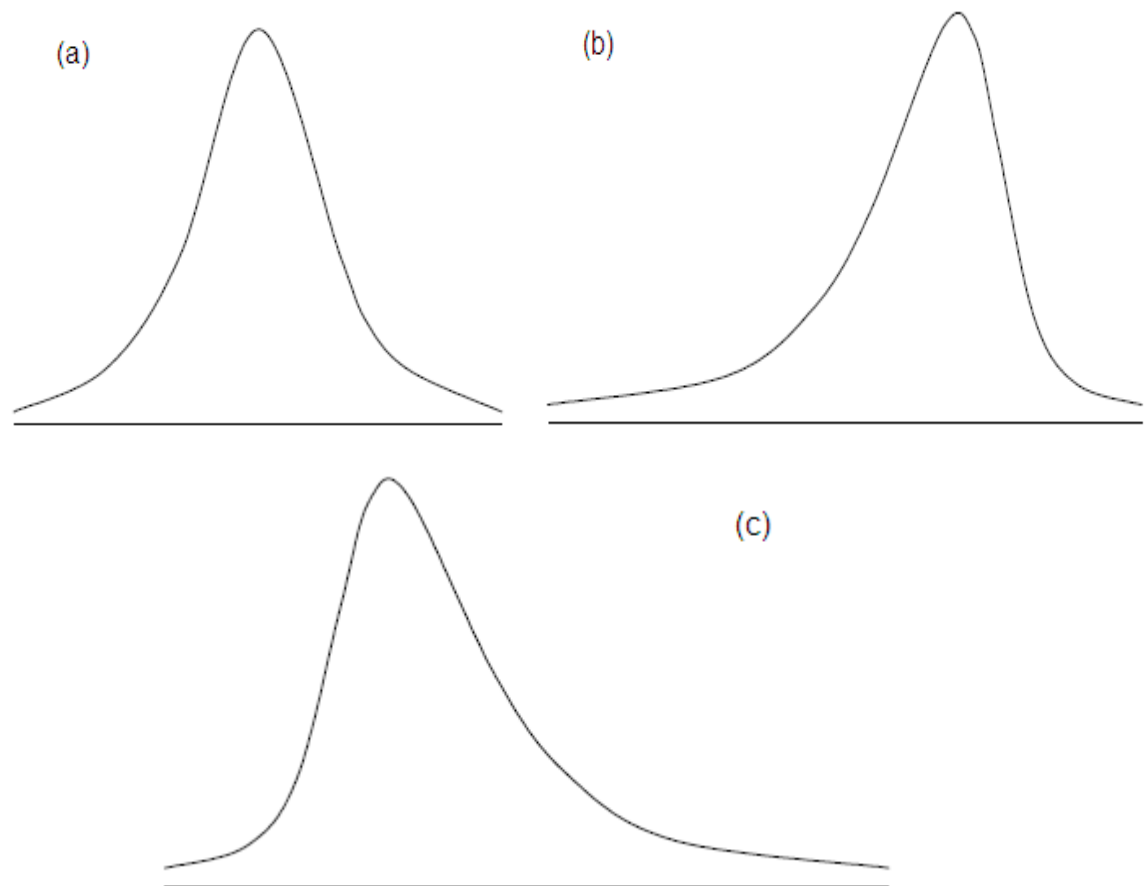


Figura 4 – Representação esquemática de funções densidade de probabilidade (a) PDF Gaussiana (simétrica); (b) PDF com skewness negativo (assimetria à esquerda); (c) PDF com skewness positivo (assimetria à direita).

A skewness adimensional é calculada pela seguinte expressão:

$$G(u) = \frac{\langle u'^3 \rangle}{\langle u'^2 \rangle^{3/2}} \quad (2)$$

a apóstrofe representa a flutuação da grandeza u e $\langle \rangle$ significa o operador média.

2.5 TRANSIÇÃO TARDE-NOITE

Acevedo (2001) descreve o período de transição tarde-noite como iniciando-se com o esfriamento da superfície e a formação de uma camada estável próximo da mesma. Este processo limita a atividade turbulenta a uma camada rasa próxima a superfície, promovendo uma grande divergência dos fluxos turbulentos na rasa camada superficial estável. Isto promove fortes efeitos sobre as variáveis médias. Como exemplos, há uma brusca diminuição da temperatura e velocidade do vento e um aumento súbito da umidade específica. As escalas dos maiores turbilhões superficiais decaem neste período, ocasião em que as heterogeneidades da superfície tornam-se muito importantes na caracterização do escoamento e fazem também com que o entardecer seja um período de transição da condição de homogeneidade horizontal (garantida pela existência dos grandes turbilhões) para uma condição de heterogeneidade horizontal, em que as irregularidades superficiais (cujos efeitos são amplificados pela existência apenas de turbilhões pequenos) modulam os seus fortes efeitos sobre as variáveis médias.

Acevedo e Fitzjarrald (2001) ressaltam a importância do entendimento do processo de transição tarde-noite para a compreensão dos fenômenos turbulentos superficiais do período noturno. Para ilustrar esta importância eles chamam a atenção para as variações abruptas na umidade e temperatura em um período de 10 minutos um pouco após as 1800 (Hora Local – HL) na região próxima de Albany, Nova Iorque, Estados Unidos. A variação de umidade específica próximo à superfície ocorrida neste período foi igual àquela verificada nas 4h subsequentes. A variação de temperatura ocorrida nesse período foi igual à variação nas 2h subsequentes. Eles explicam que esta variação abrupta na umidade e temperatura é decorrente do confinamento da atividade turbulenta a uma camada rasa próxima ao solo. Contudo, eles estabelecem duas condições para a ocorrência deste comportamento: céu claro e baixa velocidade do vento.

Com base em observações similares às relatadas acima, Mahrt et al. (1998) e Acevedo e Fitzjarrald (2001; 2003) propuseram classificações para o comportamento das variáveis micrometeorológicas no período noturno:

- i) período da transição tarde-noite, com variações abruptas devido ao decaimento da atividade turbulenta, conforme Acevedo (2001) e Medeiros (2005), para noites de céu, sem nuvens e para condições de vento fraco;
- ii) período com retorno da atividade turbulenta de forma intermitente após final da transição e com períodos de acoplamento e desacoplamento das trocas superfície-atmosfera através da intensificação da atividade turbulenta.

Cuxart et al. (2000) descrevem o experimento SABLES 98 (Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain). O objetivo principal do SABLES98 foi compreender as propriedades dinâmicas das muitas características da CLN que ainda são relativamente não compreendidas (turbulência intermitente, OG, JBN e balanço de energia em superfície e seu fechamento). Eles apresentam algumas conclusões parciais sobre o experimento:

- a turbulência noturna é predominantemente intermitente;
- a ECT é bem correlacionada com mudanças abruptas na direção do vento e cresce com a velocidade do vento próximo a superfície;
- a presença de OG nas séries temporais do experimento é muito provável;
- o desenvolvimento de um JBN sempre é observado em todas as noites quando existem condições estáveis;
- os efeitos locais influenciam significativamente o regime de vento quando a CLA é fortemente estável;
- sobre fraca estabilidade na CLN a principal fonte de turbulência é o cisalhamento do vento em superfície;
- mudanças na direção do vento durante a noite não são necessariamente relacionadas, diretamente, às condições das escalas sinóticas;
- o balanço de energia em superfície é altamente influenciado pelo grau de atividade turbulenta e estratificação para cada noite em particular.

Yagüe et al. (2007) e Conangla et al. (2008) descrevem resultados relacionados ao experimento SABLES2006. Neste experimento, além das propriedades dinâmicas estudadas no SABLES98, acrescentou-se a análise do papel de ventos catabáticos no comportamento da CLN. Yagüe et al. (2007) descobriram que os ventos catabáticos podem intensificar o cisalhamento do vento e erodir a camada superficial de inversão térmica. Conangla et al. (2008) descrevem que sobre determinadas condições não há separação clara entre o sub-intervalo inercial e as grandes escalas: vento fraco, uma estratificação térmica muito forte próxima ao solo, turbulência esporádica além de frequentemente acima da superfície e desacoplada da mesma, (MAHRT, 2010). Nestas condições, as grandes escalas são responsáveis por um grande percentual das trocas entre superfície e atmosfera (MAHRT et al., 2009).

2.6 A TRANSFORMADA EM ONDELETAS

A análise de Fourier (AF) é uma metodologia comumente empregada na observação do sinal micrometeorológico (PANOFSKY e DUTTON, 1984; pg.33; MORAES, 2000). Contudo, para sinais não-estacionários, com variações bruscas ou de fraca intensidade, a AF não é recomendada na análise de algumas séries temporais ou espaciais de dados (FARGE, 1992; WENG e LAU, 1994; SÁ et al., 1998; LABAT, 2005). Esta metodologia é útil para extrair apenas informação global do sinal (média por escala), ou seja, ela não é capaz de oferecer informação localizada no tempo (ou no espaço) sobre uma flutuação do sinal em uma dada escala (WENG e LAU, 1994).

A fraca intensidade do sinal (CUXART et al., 2000; MAHRT, 2010), intermitência (MAHRT, 1989; ACEVEDO et al., 2006), a presença de vários forçantes de meso-escala promovendo variabilidade (espacial e temporal) no escoamento em superfície (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; MAHRT et al., 2001b; CAVA et al., 2004; YAGÜE et al., 2007; MAHRT et al., 2009) são características que tornam a CLN complexa para ser descrita pela AF. Como metodologia alternativa para superar estas dificuldades tem-se a transformada em ondeletas (FARGE, 1992; DAUBECHIES, 1992, pg.3; SÁ et al., 1998; GRINSTED et al., 2004; LABAT, 2005).

A TO consiste em uma decomposição em localização (temporal ou espacial) e escala de uma série temporal ou espacial de dados (FARGE, 1992). Esta decomposição permite separar um conjunto de dados em um grupo de escalas sobre todas as localizações na série (WENG e LAU, 1994; SOUZA, 2009). A decomposição ocorre através do produto interno entre o sinal e as ondeletas. As ondeletas são funções com a mesma forma de uma função original, a ondeleta-mãe. As ondeletas são geradas através da dilatação e translação da ondeleta mãe. A ondeleta-mãe tem a forma geral:

$$\varphi_{a,b} = a^{-1/2} \varphi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3)$$

Sendo a o parâmetro de dilatação e b o parâmetro de translação da ondeleta. O parâmetro $a^{-1/2}$ mantém a energia da ondeleta translada e dilatada igual à ondeleta-mãe. Com o aumento do parâmetro a teremos uma oscilação mais rápida na ondeleta em comparação a ondeleta-mãe (caracterizando uma oscilação de alta frequência). Para uma diminuição no parâmetro a teremos uma oscilação mais lenta na ondeleta em comparação com a ondeleta-mãe (caracterizando uma oscilação de baixa frequência). O parâmetro b modifica a posição, na série de dados, do centro da ondeleta (LABAT, 2005).

A ondeleta-mãe deve satisfazer a condição de admissibilidade. A condição de admissibilidade consiste em um rápido decaimento para zero no domínio da localização e da escala da função ondeleta. A condição de admissibilidade assegura que a ondeleta tenha média nula. A transformada em ondeletas consiste em:

$$W_{a,b} = a^{-1/2} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi\left(\frac{t-b}{a}\right)^* x(t) dt \quad (4)$$

sendo que (*) denota o complexo conjugado das ondeletas. O resultado da decomposição são os coeficientes $W_{a,b}$ resultantes do produto interno entre o sinal $x(t)$ e as ondeletas $\varphi_{a,b}(t)$.

Um exemplo de ondeleta-mãe muito utilizada em séries micrometeorológicas é a ondeleta contínua e complexa de Morlet, definida como (FARGE, 1992):

$$\varphi(\tau) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\tau} e^{-\tau^2/2} \quad (5)$$

sendo que τ é o parâmetro de tempo adimensional e ω_0 é a frequência adimensional. Thomas e Foken (2005) discutem as vantagens da utilização da ondeleta de Morlet na caracterização das

escalas de ocorrência de estruturas coerentes no escoamento turbulento da CLS. Uma discussão mais detalhada sobre outras ondeletas-mãe e suas características pode-se encontrar em Farge (1992), Daubechies (1992, pg. 5) e Torrence e Compo (1998).

A TO pode ser aplicada a um par de séries de dados $x(t)$ e $y(t)$. Este procedimento objetiva determinar a variabilidade em escala e localização comum para as duas séries (TORRENCE e WEBSTER, 1999; TERRADELLAS et al., 2001 ;ZERI e SÁ, 2011). Para alcançar este objetivo, calcula-se o espectro cruzado via coeficientes de ondeletas, definido como

$$W_{xy} = W_x W_y^* \quad (6)$$

o valor absoluto de W_{xy} é a densidade espectral cruzada de potência obtida por ondeleta (Cross-Wavelet Power - CWP), que é proporcional à covariância entre as séries. A parte complexa do WCS fornece a informação sobre a diferença de fase (DF_{xy}) entre $x(t)$ e $y(t)$, definido como (TORRENCE e COMPO, 1998):

$$DF_{xy} = \tan^{-1}\{Im[W_{xy}]/Re[W_{xy}]\} \quad (7)$$

2.7 PESQUISAS REALIZADAS SOBRE O PANTANAL

A seguir serão apresentados, sumariamente, alguns dos resultados mais importantes referentes às campanhas de coleta de dados em Passo do Lontra, município de Corumbá, próximo à base de estudos da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS), às margens do Rio Miranda, no Pantanal Sul-Matogrossense: experimentos IPE-0, IPE-1, IPE-2 e IPE-3.

Bolzan (1998) investigou os aspectos relacionados à variabilidade dos fluxos turbulentos e a importância das Estruturas Coerentes (EC's) nesta variabilidade (SÁ et al., 1999). Com o auxílio de medidas de resposta rápida, em duas alturas na torre, da campanha do IPE-0, localizado em sítio diferente das outras campanhas (IPE-1, IPE-2, IPE-3), também no município de Corumbá, no estado do Mato Grosso do Sul, durante a estação seca. Ele demonstrou que as contribuições para os fluxos decorrentes das EC's são mais bem localizadas, em escala, em condições próximas da neutralidade e tornam-se pior localizadas, em escala, com o afastamento da neutralidade.

Além disto, Bolzan (1998) usou a metodologia de análise de quadrantes (KATSOUVAS et al., 2007) para demonstrar a existência de uma separação nítida entre os quadrantes que

contribuíram para as covariâncias de $w'T'$ (aparecimento de ejeções e intrusões variando com a modificação das condições de estabilidade). Contudo, este comportamento não foi perceptível para as covariâncias de $w'u'$. Ele concluiu que este comportamento diferenciado refletiria a natureza distinta das EC's associadas a estes processos.

Marques-Filho (2000) utilizou o período de transição entre as estações úmida e seca para investigar a estrutura da turbulência na CLA acima do Pantanal. Em seu trabalho, relata que o Pantanal semi-inundado pode favorecer o surgimento de circulações locais e, conseqüentemente, flutuações de baixa frequência, fato que dificulta a definição de uma falha espectral e a separação entre a contribuição de meso-escala (média) e a contribuição turbulenta (flutuação). Ele discute que as características específicas da rugosidade aerodinâmica (a qual não é isotrópica), contribuem para estabelecer regimes de trocas turbulentas particulares.

Outros resultados interessantes de Marques-Filho (2000) foram a ausência de falha espectral nítida mesmo para séries de dados de 90 minutos, associada a efeitos de circulação local, decorrente de gradientes térmicos horizontais (devido à presença de regiões alagadas e secas). Utilizando da TO, ele encontrou contribuições positivas e negativas, simultaneamente, para o fluxo de calor em diferentes escalas (Fig.5). Ele destaca que para o horário de 04:00 há contribuições negativas para as maiores escalas e contribuições positivas para as menores, o que denota a existência de alguma circulação em escala bem localizada.

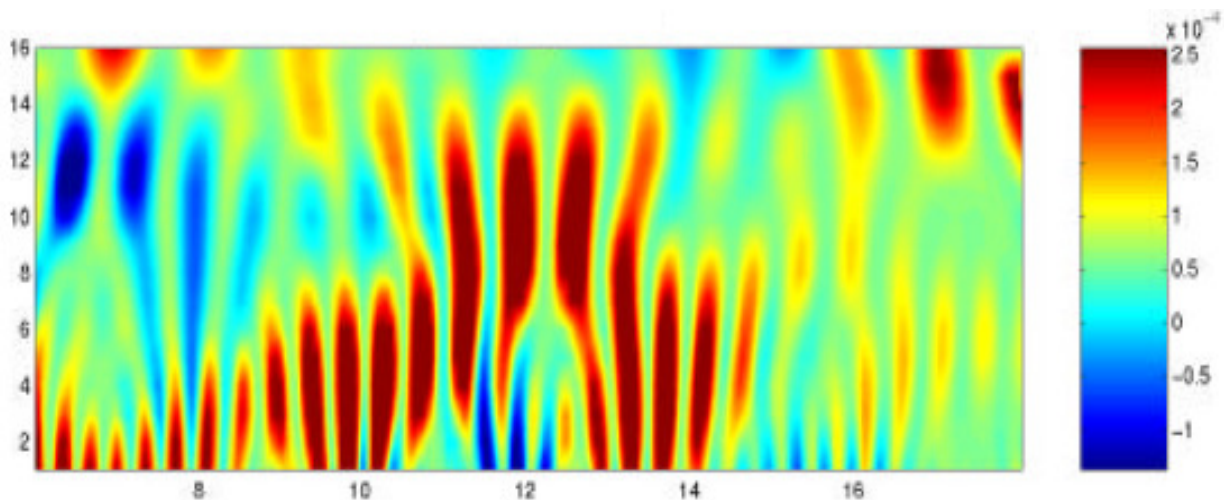


Figura 5 – Decomposição tempo x escala da covariância de $w'T'$ (velocidade vertical x temperatura) . O eixo horizontal representa o tempo, o eixo vertical as escalas ou frequências e o eixo de cores representa a intensidade das flutuações.

Fonte: Marques-Filho (2000).

Sá et al. (2001) utilizaram-se de 1h de dados de resposta rápida (60Hz) para analisar a intermitência no subdomínio inercial em situações de turbulência desenvolvida durante a estação seca (IPE-2). Aplicando a TO, eles separaram o sinal turbulento em duas partes, uma associada à ocorrência de estruturas coerentes (parte I) e outra, não associada às mesmas (parte II), e calcularam as PDF's para os incrementos da velocidade do vento [$v_R(x) = v(x+r) - v(x)$]. A parte I concorda bem com o modelo baseado na Termoestatística Generalizada de Tsallis (curtose da PDF da parte residual próxima da Gaussiana). Para a parte II isto não é verdadeiro, ou seja, a curtose da PDF da parte intermitente afasta-se muito da Gaussianidade.

Bolzan (2002) estudou PDF's de temperatura e de incrementos de velocidade do vento para o IPE-2 e para a Reserva Rebio-Jaru, na Amazônia, com dados de resposta rápida (60Hz). Ele demonstra que nas pequenas escalas as PDF's afastam-se muito da Gaussianidade devido à ação da intermitência decorrente da presença de EC's no escoamento. Ele comprova que para o Pantanal, a mudança na estabilidade atmosférica influi muito nos valores de curtose e os valores de curtose para temperatura são muito maiores que os valores para a velocidade do vento.

Zeri (2002) estudou o percentual de séries temporais de variáveis micrometeorológicas em que houve não-estacionariedade nos sinais para a estação seca (IPE-2) e transição (IPE-1) no Pantanal, 34,7% e 24,6%, respectivamente. Utilizando-se do Método das Covariâncias (MC), ele estudou as características da estrutura da turbulência da Camada Limite Superficial (CS), e encontrou diferenças importantes entre as estações do ano para o período do início da noite que foram associadas à presença de OG's e JBN.

Zeri (2002) aplicou a TO para uma noite do IPE-2 para investigar, segundo ele, aspectos anômalos para a evolução da CLN. Neste estudo de caso ele aplicou a TO de Morlet para decompor o sinal em tempo e escala para os fluxos de calor e momentum. Com base nesta decomposição, concluiu que há um indicativo da presença de uma onda de gravidade entre 2100 e 2200 (Hora local). A decomposição em tempo e escala também foi aplicada para observar a presença de EC's nas diferentes estações. Não foram encontradas diferenças substanciais entre a ocorrência de EC's para as estações, salvo no período de transição tarde noite, em certas situações.

Domingues et al. (2004) fizeram uma descrição detalhada das condições atmosféricas durante a campanha do IPE-2. Eles concluíram que as condições atmosféricas foram estáveis para os dias

14, 16 e 19 à tarde, e 22 a 23 de setembro de 1999. Os períodos de instabilidade que foram por eles identificados são os dias 15 e 19 a 20 de setembro de 1999, quando houve ocorrência de convecção induzida pela passagem de duas frentes frias. Andrade (2003) e Domingues et al. (2004) associaram a passagem de uma frente fria no início do dia 15 de setembro de 1999 com a formação de JBN, sendo estes intensamente estudados, através de radiossondagens, por Andrade (2003).

Andrade (2003) efetuou uma descrição detalhada da estrutura vertical da CLN acima do Pantanal através de dados de radiossondagem e sodar para a estação seca (IPE-2) e inundada (IPE-3). O objeto principal da sua investigação foi detectar a presença e investigar a interferência de JBN na estrutura vertical da CLN nas duas estações. Ela concluiu que a estrutura vertical da CLN apresenta-se de forma diferenciada dependendo da ocorrência ou não de JBN e do mesmo ser capaz ou não de induzir mistura turbulenta que atinja a superfície. Outro resultado desta pesquisa apresenta a diferença notória entre as estruturas verticais da CLN para as diferentes estações (SÁ e ANDRADE, 2006).

Sá e Andrade (2006) analisaram a estrutura térmica vertical da CLN acima do Pantanal para o IPE-2 e IPE-3, através de perfis verticais de temperatura potencial virtual. Eles utilizaram o parâmetro adimensional de curvatura global (γ) (ANDRÉ e MAHRT, 1982), em função do número de Richardson totalizador (R_{ib}) para diferenciar as estações. γ é dado por:

$$\gamma = \frac{\bar{\theta}(h_s) - 2\bar{\theta}\left(\frac{h_s}{2}\right) + \bar{\theta}(0)}{\bar{\theta}(h_s) - \bar{\theta}(0)} \quad (8)$$

Onde $\theta(h_s)$ é a temperatura potencial virtual no topo da camada de inversão e $\theta(0)$ é a temperatura potencial virtual na superfície.

André e Mahrt (1982) relataram que este parâmetro deve ser positivo para a presença de turbulência forte, o que associa-se com uma camada limite bem misturada. Para um valor fortemente negativo de γ , tem-se associada uma camada de inversão com predominância de efeito de resfriamento radiativo de céu claro, em que a estratificação diminui com a altura.

Neste trabalho, André e Mahrt (1982) comprovaram que a estrutura térmica da CLN do Pantanal é muito diferente entre as duas estações (Fig.6). Eles discutem que espera-se que γ esteja

relacionado com o número de Richardson totalizador, pois o aumento do R_{ib} representaria a diminuição da atividade turbulenta. Para a estação seca (Fig.6-a), eles observaram uma diminuição do γ com o aumento do R_{ib} , o que representa uma maior estabilidade e predominância de fatores radiativos e pouca atividade turbulenta. Como consequência, eles associaram a esta maior estabilidade a presença de um maior número de JBN no IPE-2. Para a estação inundada (Fig.6-b), eles observaram um aumento do γ com o aumento do R_{ib} , isto representa uma predominância de mistura turbulenta e uma maior instabilidade na CLN acima do Pantanal para a estação inundada.

A diferença significativa encontrada nesta pesquisa foi atribuída por Sá e Andrade (2006) à presença da lâmina de água que diminuiria a perda radiativa próximo à superfície. Esta informação é apoiada pelos resultados de Oliveira et al. (2006) que encontraram valores maiores de fluxos noturnos de calor sensível e latente para a estação inundada em comparação com a estação seca. Eles utilizaram-se do MC e calcularam as componentes do balanço de energia, em uma série de 22 meses de dados e selecionaram 4 dias que englobam estação seca, período de transição e estação inundada.

Marques-Filho et al. (2008) analisaram dados do IPE-1 para uma lâmina de água com profundidade entre 7 e 15cm. Eles estudaram a evolução temporal das componentes do balanço de energia na superfície, os desvios padrões normalizados da velocidade do vento e da temperatura e os coeficientes de correlação (r_{WT} e r_{WU}) em função da estabilidade, na presença da lâmina de água. Eles relataram que não há diferenças substanciais entre os seus valores e aqueles encontrados na literatura, exceto sob condições neutras, nas quais os desvios padrões têm um grande espalhamento.

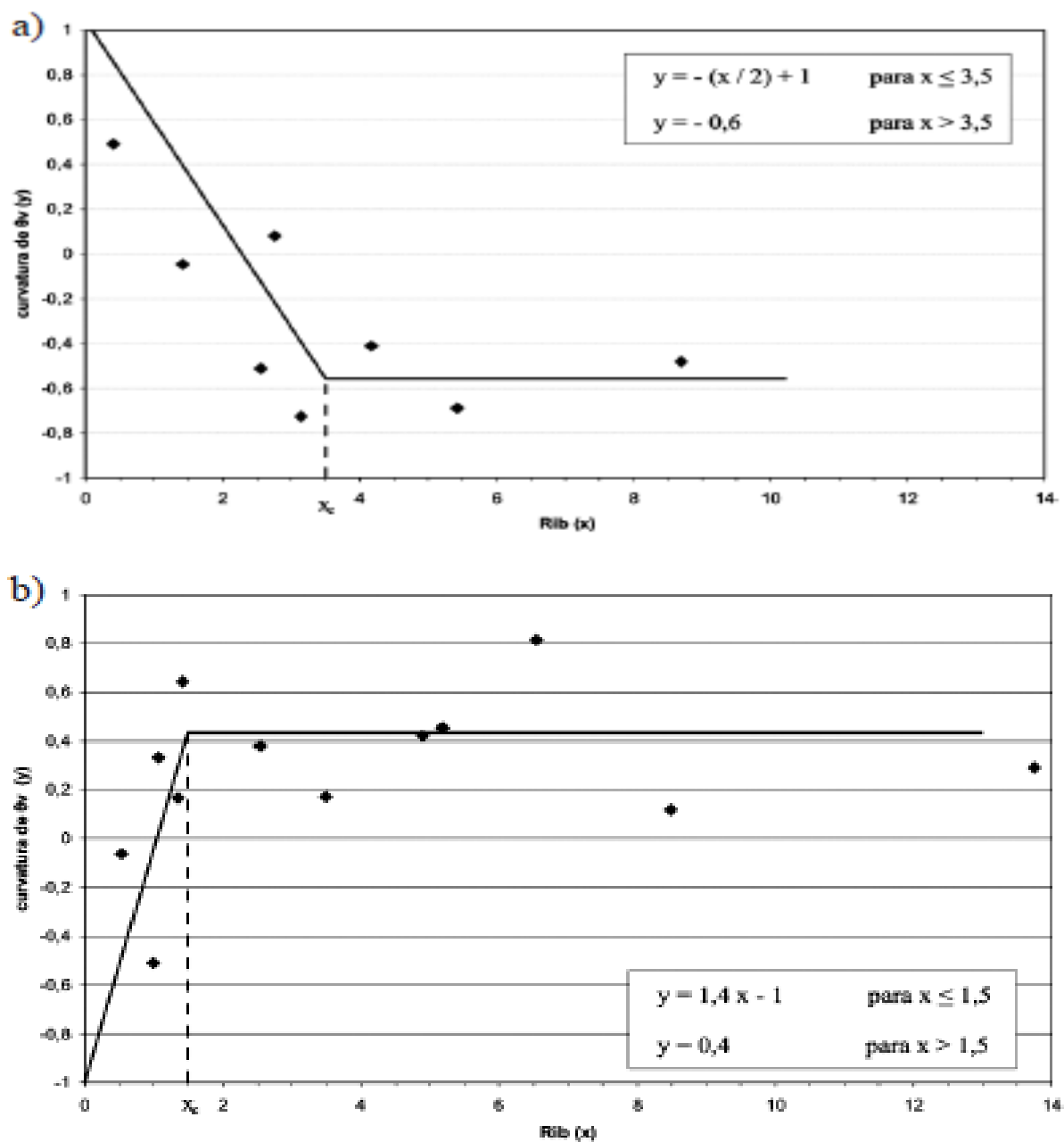


Figura 6 - Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual em função do número de Richardson totalizador durante: **(a)** O IPE-2 (estação seca) e **(b)** O IPE-3 (estação úmida).

Fonte: Sá e Andrade (2006)

3 DESCRIÇÃO EXPERIMENTAL E METODOLOGIA

A seguir far-se-á uma descrição do sítio e dos dados experimentais utilizados nesta pesquisa e da metodologia empregada para realizar a detecção da presença de JBN e OG na CLN do Pantanal para a estação seca (IPE-2) e inundada (IPE-3), bem como a investigação da estrutura da turbulência com a presença destes forçantes na CLN do Pantanal.

3.1 SÍTIO E DADOS EXPERIMENTAIS

Os dados experimentais foram obtidos nas campanhas IPE-2 e IPE-3, relativos às estações seca e inundada do Pantanal, respectivamente. O IPE-2 foi realizado no período de 07 a 22 de setembro de 1999. O IPE-3 foi realizado no período de 16 a 28 de fevereiro de 2002. As duas campanhas aconteceram em um sítio experimental localizado na região sudeste do Pantanal (19°34'S, 57°01'W), no município de Corumbá (Fig.7), às margens do Rio Miranda, no estado brasileiro do Mato Grosso do Sul (MARQUES-FILHO et al., 2008).

Na região do sítio experimental o vento é predominante de noroeste. Devido à interação entre o Jato de Baixo Nível da América do Sul, a umidade transportada da Amazônia por este e a cordilheira dos Andes, deflete o sistema para o sul da América do Sul (VERA et al., 2006). Esta interação é um dos fatores que propicia um comportamento diferenciado no ciclo hidrológico da região (SÁ et al., 1998). Este ciclo tem um comportamento com oscilações inter-anuais de alagamento do terreno do Pantanal e grande concentração da precipitação ocorrendo na estação do verão, 80% entre os meses de novembro e março (HAMILTON et al., 1996).



Figura 7 – Localização do Pantanal (região delimitada em verde) e do sítio experimental (ponto marcado em vermelho).

Fonte: Magalhães (1992) apud Marques-Filho (2000).

A vegetação no sítio é característica de cerrado (Fig.8). Ao leste do sítio há predominância de gramíneas. Ao norte e a oeste observa-se uma disposição irregular e esporádica de árvores de porte médio (altura média de 10m) em conjunto com arbustos e plantas rasteiras. E ao sul, há uma extensa área de mata ciliar e paratudal (Marques-Filho, 2000).

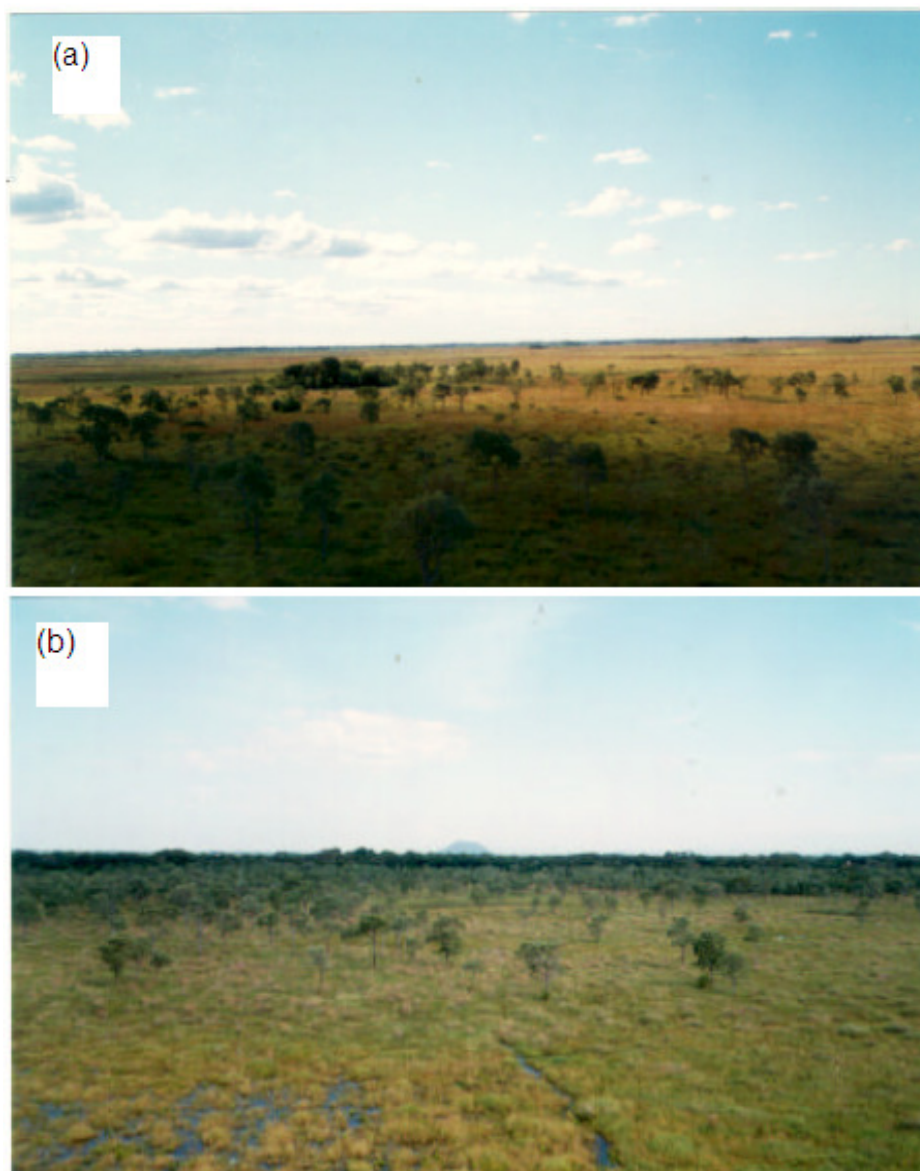


Figura 8 – Fotos do sítio experimental no período de transição. (a) visão ao norte da torre, (b) visão ao sul da torre.
Fonte: Marques-Filho (2000).

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos através de radiossondagens, anemômetro e termômetro sônico e um higrômetro. Os dados de radiossondagem foram coletados por um modelo Väisälä RS80, para as duas campanhas. No IPE-2 realizaram-se 55 radiossondagens em diversos horários. Deste total de radiossondagens do IPE-2, houve 20 radiossondagens ocorrendo no período noturno. A denominação de período noturno deste trabalho seguiu a classificação estabelecida por Mahrt et al. (1998) e Acevedo e Fitzjarrald (2003). Para o IPE-3 realizaram-se

80 radiossondagens em diversos horários. Deste total de radiossondagens do IPE-3, houve 32 radiossondagens ocorrendo no período noturno.

O total de 52 radiossondagens no período noturno, somando-se as duas campanhas, não pode ser analisado em função do objetivo do presente estudo, sendo analisado um total de 29 radiossondagens para as duas campanhas (11 para o IPE-2 e 18 para o IPE-3). Os problemas encontrados com as radiossondas foram: a) falta da intensidade e direção do vento (19 eventos) e b) perda de sinal (4 eventos).

Os dados de resposta rápida foram registrados por um anemômetro e termômetro sônico (modelo 3D CSA-T3 Campbell), para as componentes da velocidade do vento: longitudinal (u), transversal (v), vertical (w) e para a temperatura (T), e a umidade específica (q) por um higrômetro (LICOR 6262). As taxas de amostragens foram 16Hz para o IPE-2 e 8Hz para o IPE-3, sendo estes dados coletados no topo de uma torre micrometeorológica, a uma altura de 25m. Contudo, os dados de umidade para o IPE-2 apresentaram problemas e não puderam ser utilizados.

O procedimento de controle de qualidade dos dados baseou-se na metodologia proposta por Vickers e Mahrt (1997). Do total de 29 dias de dados de resposta rápida tiveram que ser descartados em torno de 34% do total (equivalente a 10 dias). Os dados remanescentes foram agrupados de maneira que foram obtidos no total para o IPE-2, 13 noites, e para o IPE-3, 6 noites.

O descarte de arquivos de dados, das análises posteriores, ocorreram devido: a) arquivos danificados; b) lacunas no arquivo padrão para cada estação; c) excesso de picos espúrios. Após este tratamento inicial, o total de arquivos utilizados no trabalho foram 182 arquivos de 1h para o IPE-2 (estação seca) e 168 arquivos de 30 minutos para o IPE-3 (estação inundada). Estes arquivos foram agrupados para compor noites completas conforme procedimento realizado por Terradellas et al. (2001) e Acevedo et al. (2006).

3.2 METODOLOGIA

Os dados das radiossondas foram utilizados para caracterizar a presença de JBN (descrita na seção 2.3.1). A identificação de um JBN é realizada através do perfil da velocidade do vento.

Após a sua identificação é elaborada uma classificação dos JBN. Definiram-se dois tipos deles: a) os que não provocam mistura de cima para baixo (tipo 1) e b) os que provocam mistura de cima para baixo (tipo 2). A classificação de um JBN tipo 1 seguida neste trabalho é a proposta por Mathieu et al. (2005). Os perfis de umidade específica e temperatura potencial foram utilizados para diferenciar os tipos de JBN.

Utilizou-se o perfil de umidade específica para caracterizar acúmulo de gás abaixo do JBN. O JBN tipo 1 apresenta um perfil decrescente do gás até o ponto de máximo no perfil de velocidade do vento. A partir da altura deste máximo, observa-se um aumento da mistura do gás com a altura. O perfil de temperatura potencial, para o tipo 1, possui uma inversão térmica até uma altura que coincide com o máximo de velocidade ou ultrapassa esta altura. O JBN tipo 2 pode se manifestar sobre uma inversão térmica; contudo, a altura da mesma não ultrapassa ou é coincidente com o centro do JBN.

Uma vez efetuada a classificação dos JBN para as duas campanhas, em seguida realizou-se outra classificação dos dados provenientes do anemômetro sônico. Nesta, agruparam-se os dados em: a) sem a presença de JBN; b) com a presença de JBN do tipo 1; c) com a presença de JBN do tipo 2. Para obter-se uma maior precisão na determinação da duração de cada classe, realizou-se uma decomposição em tempo-escala via TO (Fig.9). A decomposição fornece subsídios para a determinação dos intervalos de tempo da supressão ou aumento da atividade turbulenta que podem ser associados com JBN tipo 1 e tipo 2, respectivamente. Com as informações fornecidas pela decomposição e perfis, estimou-se a duração de cada classe supracitada, para cada noite, nas duas campanhas.

Com base nas classificações estabelecidas por Mahrt et al. (1998) e Acevedo e Fitzjarrald (2003), definiu-se o período noturno como o intervalo de tempo entre 2000 e 0600 (Hora Local). Além de dados do período noturno, foram utilizados dados do período de transição tarde-noite (1700 até 2000). Todos os dados de resposta rápida foram submetidos a TO com ondeleta-mãe complexa de Morlet. A escolha da ondeleta-mãe complexa de Morlet deve-se a sua boa resolução para a frequência, além da possibilidade de obtenção da diferença de fase entre duas séries de dados (utilizada para a detecção de OG's) (FARGE, 1992; DAUBECHIES, 1992; TORRENCE e COMPO, 1998).

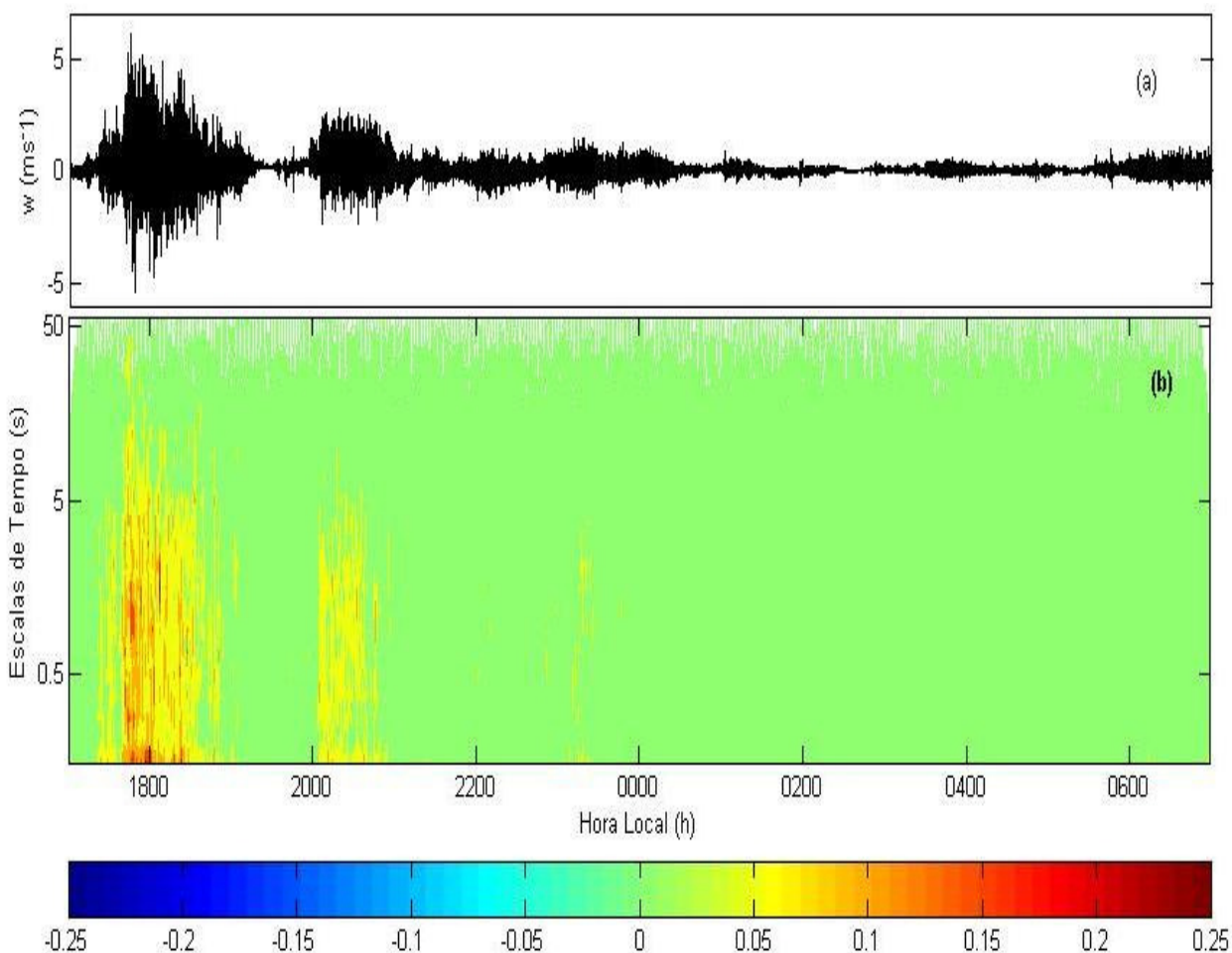


Figura 9 – Velocidade vertical do vento (w) para a noite entre os dias 19 de Setembro e 20 de Setembro no IPE-2. (a) dados brutos, (b) diagrama tempo x escalas temporais das flutuações de w . O eixo de cores representa a intensidade das flutuações, o eixo horizontal representa o tempo e o eixo vertical às escalas temporais.

Na Fig.9b podemos perceber dois intervalos de tempo de maior atividade no sinal de w . Os intervalos de tempo são entre 1730 até 1900 e 2000 até 2100, hora local. O primeiro intervalo é associado com período de transição tarde-noite segundo Mahrt et al. (1998) e Acevedo e Fitzjarrald (2003) e não será analisado como período noturno neste trabalho, mas como período de transição.

No segundo intervalo, os dados de radiossondagem confirmaram a manifestação de um JBN tipo 2. Com base na decomposição em tempo x escalas temporais, estabeleceu-se um intervalo de atuação deste JBN entre 2000 e 2100. Uma radiossondagem as 0200, hora local, estabeleceu um JBN tipo 1 nesta mesma noite. Neste período percebe-se que não há intensificação das flutuações da componente vertical da velocidade do vento. Com base na

decomposição, e em outra radiossondagem realizada no início da manhã (0800 HL) que confirmou a presença do JBN, estabeleceu-se um intervalo de atuação para este JBN tipo 1 entre 0200 e 0600, no período noturno.

A detecção da presença de OG's baseou-se na diferença de fase (DF) entre as séries da velocidade vertical e de temperatura. Rees et al. (2001) discutem que as flutuações das componentes do campo de variáveis para turbulência e OG's têm relações de DF. Uma assinatura da presença de OG em séries de dados discutida por eles é estabelecida pela DF entre w e T . Para uma DF de 90° ou -90° , para as escalas acima de 100s, temos a presença de OG's, caso a DF não se encontre nesta faixa de valores, não temos a presença de OG's puras (CAVA et al., 2004; ZERI e SÁ, 2011). A partir destes critérios, foram calculadas as DF entre as flutuações da velocidade vertical e temperatura para identificar os intervalos de tempo, nos quais, ocorreram OG's e as respectivas escalas de ocorrência, no IPE-2 e IPE-3 (Fig. 10). A DF é calculada conforme a equação 7, na seção 2.6.

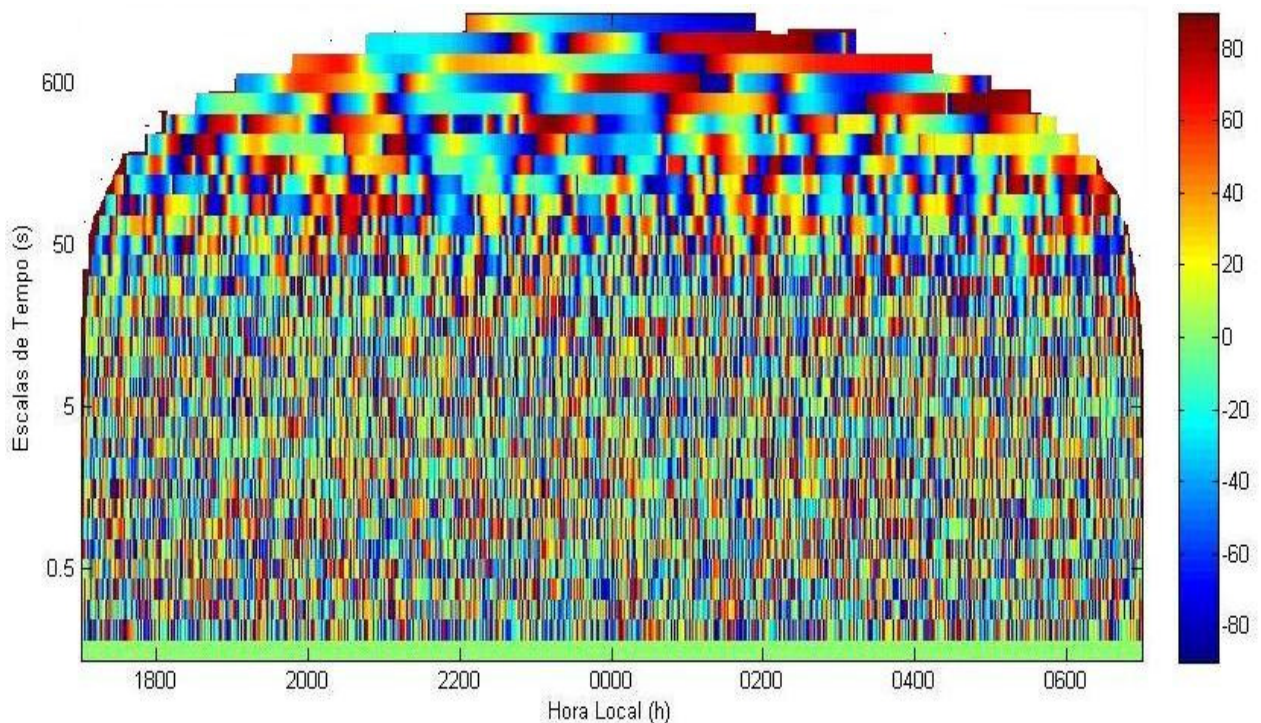


Figura 10 – Diagrama de Diferença de Fase entre a velocidade vertical do vento e temperatura para a noite entre os dias 07 de Setembro e 08 de Setembro no IPE-2. O eixo de cores representa a diferença de fase, o eixo horizontal representa o tempo e o eixo vertical às escalas temporais.

Após a determinação de intervalos de tempo de ocorrência, estabeleceu-se uma classificação das séries de dados de resposta rápida como: com OG e sem OG. Desta maneira, estabeleceu-se as seguintes classes: sem JBN, com JBN tipo 1, com JBN tipo 2, sem OG e com OG para os dados de resposta rápida. Utilizando-se desta classificação, implementou-se a metodologia empregada por Von Randow et al. (2002) para a análise da variabilidade em escala dos parâmetros turbulentos associados com cada uma destas classes. Foram calculados as variâncias, skewnesses, curtoses, covariâncias e coeficientes de correlação dos dados de resposta rápida, todos calculados por escala de comprimento (MARTINS, 2008). A obtenção das escalas de comprimento a partir dados variando no tempo, medidos em um ponto, foi obtida através da aplicação da hipótese de Taylor (STULL, 1988, pg.5; VON RANDOW et al., 2002; MALHI et al., 2004; MARTINS, 2008).

Foram utilizadas 3 janelas de média (5 minutos, 10 minutos e 30 minutos) para a realização dos cálculos dos parâmetros turbulentos por escala descritos acima. A utilização de janelas de média com tamanhos diferenciados teve como finalidade a observação do comportamento descrito por Mahrt (1989) e seus efeitos nos parâmetros turbulentos por classe. Ele descreve que o aumento da janela de média permite a incorporação de mais elementos de intermitência global, mas sobre determinadas condições ocorre a minimização dos efeitos destes elementos.

As janelas de média foram escolhidas devido as condições das séries de dados serem relativas às condições noturnas, próximas a corpos de água e relativas a dados micrometeorológicos. Para condições noturnas, Sun et al. (2004) afirmam que médias de 5 minutos capturam todas as contribuições dos turbilhões turbulentos, para a maioria do tempo, na CLN. Para superfícies próximas de corpos de água, Sempreviva e Gryning (2000) utilizam médias de 10 minutos sobre corpos de água, característica comum no Pantanal. E a janela de média de 30 minutos, comumente utilizada para estudos micrometeorológicos (MORAES et al., 2005). Além dos cálculos implementados por classe para o período noturno (2000 até 0600), realizou-se os mesmos cálculos para o período de transição: tarde-noite (1700 até 2000) com OG e sem OG.

4 RESULTADOS

Neste capítulo far-se-á a apresentação e discussão dos resultados da análise por escala dos parâmetros turbulentos para as classes: sem JBN, com JBN tipo 1, com JBN tipo 2, com OG e sem OG, para o período noturno (20:00h até 06:00h) do Pantanal, nas estações seca e inundada. Apresentar-se-á também, os parâmetros turbulentos calculados por escala para o período de transição nas estações seca e inundada: transição tarde-noite (17:00h até 20:00h).

4.1 A AÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE E JATOS DE BAIXO NÍVEL NA FORMAÇÃO DE INTERMITÊNCIA

Como discutiu-se na seção 2.2, Mahrt (1989) classificou a intermitência como intermitência global e intermitência de pequena escala através dos cálculos de curtose. Utilizando-se dos cálculos da curtose projetada por escala, analisa-se a relação entre o valor da curtose para as classes: sem JBN, com JBN tipo 1, com JBN tipo 2, sem OG e com OG. Analisam-se os efeitos sobre as componentes horizontal (u) e vertical da velocidade (w) do vento e sobre os escalares (temperatura e umidade, T e q , respectivamente). Inicialmente definem-se os intervalos de tempo de atuação de cada classe para as duas campanhas experimentais (IPE-2 e IPE-3). A definição da duração de cada classe, para cada noite, é realizada conforme descrito na seção 3.2.

Na tabela 1 apresenta-se a relação das características de ocorrência dos JBN's: dias de início da ocorrência, a definição dos tipos, a duração dos eventos de JBN's, a altura do máximo relativo de velocidade do vento e a velocidade do vento no centro do jato (os dados de altura e velocidade do centro do JBN são provenientes de radiossondagem no horário de detecção do JBN), para o Experimento IPE-2 (estação seca) na CLN do Pantanal. Observaram-se dois eventos relacionados a JBN's que promovem blindagem da superfície (tipo 1), nas noites entre os dias 17 e 18 e entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. E observaram-se três eventos relacionados a JBN que promovem mistura de forma descendente (tipo 2), nas noites entre os dias 14 e 15, entre os dias 18 e 19 e entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. Nota-se que na noite entre os dias 19

e 20 de Setembro de 1999 observou-se a manifestação dos dois tipos de JBN. Outro aspecto a ser ressaltado é a duração de cada evento. Em relação a este nota-se que há dois eventos com duração de 1h (dias 18/09 e 19/09) sendo que os demais JBN's têm atuação mais prolongada, detectável nas séries temporais disponíveis. Outra questão interessante de se ressaltar é o fato que os dois eventos de JBN tipo 1 apresentam os menores valores de velocidade do vento no centro do jato (ambos abaixo de 10m/s). Isto pode ser o motivo para que os mesmos não tenham promovido mistura do tipo upside-down (MATHIEU et al., 2005). Este tipo de mistura manifestou-se para os eventos de JBN tipo 2 que apresentam valores de velocidade do vento acima de 10m/s.

Tabela 1 Dados sobre os Jatos de Baixo Nível no Experimento IPE-2

Dia do início da ocorrência	Tipo de JBN	Duração	Altura do máximo de velocidade (m)	Velocidade do vento (m/s)
14/09	2	20:00 – 01:00	491	19,45
18/09	1	02:00 – 03:00	316	8,9
19/09	2	02:00 – 06:00	411	10,8
19/09	2	20:00 – 21:00	269	12,6
20/09	1	02:00 – 06:00	437	7,7

A tabela 2 mostra os dias de ocorrência, classificação, duração dos JBN's, a altura do máximo relativo de velocidade do vento e a velocidade do vento no centro do jato (os dados de altura e velocidade do centro do JBN são provenientes de radiossondagem no horário de detecção do JBN), para a CLN do Pantanal durante o Experimento IPE-3 (estação inundada). Observa-se que somente um dos eventos de JBN observados é relativo ao JBN tipo 1. Outro aspecto interessante a ser ressaltado é o fato de nenhum evento possuir velocidade acima de 10m/s, diferentemente do que foi observado para a estação seca. Para o evento de JBN tipo 1 observa-se que a velocidade em seu centro é inferior a 7m/s, e apesar do mesmo estar em menor altura que os demais eventos de JBN, o mesmo não promoveu mistura upside-down. Contudo, os demais eventos manifestam este tipo de mistura e apresentam velocidade superior a 7m/s. Porém, o número de eventos para cada estação é muito pequeno para que se possa concluir sobre alguma relação direta entre altura do JBN, velocidade do mesmo e sua duração na CLN do Pantanal.

Nota-se, observando as duas tabelas, que a ocorrência de JBN tipo 1 foi menos freqüente do que a do tipo 2. Este fato também foi observado por Andreas et al. (2000) em sua investigação referente a JBN's, em uma base instalada em um navio, sobre o mar da Antártica. Andreas e colaboradores encontraram somente 8% de eventos de JBN tipo 1 em dados relativos a quatro meses de campanha. Contudo, eles também não conseguiram chegar a alguma conclusão sobre a causa da menor quantidade de eventos de JBN tipo 1.

Na noite pantaneira, entre os dias 20 e 21 de fevereiro de 2002, observou-se manifestação de um JBN tipo 2 que somente não atuou durante o intervalo de tempo de 21:10h até 23:40h (como não houve medição direta via radiossondagem neste horário de 23:40h, foi utilizada a radiossondagem realizada no horário de 00:20h do dia 21 de Fevereiro de 2002 para determinar a altura e a velocidade do JBN). Outro aspecto interessante a mencionar é a menor quantidade de JBN's para o IPE-3 em comparação ao IPE-2. Este resultado pode ser atribuído à predominância de situações com forte resfriamento radiativo na campanha da estação seca em comparação a forte atividade turbulenta na estação inundada, muitas vezes com fluxo de calor superficial positivo, conforme relatado por Sá e Andrade (2006). A maior estabilidade verificada durante o IPE-2 poderia ter facilitado a manifestação de JBN, condição que foi bastante discutida por Mahrt (1999) em seu estudo relacionado a ocorrência de JBN's e intermitência global.

Tabela 2 Dados sobre os Jatos de Baixo Nível no Experimento IPE-3

Dia do início da ocorrência	Tipo de JBN	Duração	Altura do máximo de velocidade (m)	Velocidade do vento (m/s)
18/02	2	23:00 – 03:00	471	7,5
20/02	2	20:00 – 21:10	419	9,5
20/02	2	23:40 – 06:00	487	9,7
22/02	1	02:00 – 06:00	394	6,5

A tabela 3 contém informações sobre a noite de ocorrência, a escala de tempo em que se manifestam, o horário de ocorrência e a duração dos eventos de OG's para a estação seca (Experimento IPE-2). Nota-se que ocorreram 24 eventos de OG no IPE-2, sendo 10 eventos com escalas de tempo iguais ou acima de 10 minutos e 14 eventos com escala de tempo abaixo de 10

minutos. A duração dos eventos varia entre 15 e 95 minutos. Na figura 11 observam-se as distribuições dos eventos de OG's em relação às escalas de tempo, duração do evento e horário de ocorrência, para a estação seca. Na figura 11-a, nota-se que predominam nos eventos de OG's, na estação seca do Pantanal, as escalas de tempo entre 4 minutos e 8 minutos. Observa-se também, que predominam os eventos de OG's com duração entre 10 minutos e 30 minutos, (figura 11-b). E na figura 11-c, observa-se que predominam os eventos de OG's no horário próximo às 24:00h, hora local.

A partir da análise da figura 11, conclui-se que o horário definido por Acevedo e Fitzjarrald (2003), em seu estudo sobre efeitos de mistura intermitente em superfície heterogênea na região de Albany, como o meio da noite é o horário de maior ocorrência de OG's. Isto pode ser atribuído a maior estabilidade alcançada neste período (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003). Observa-se também que as OG's, em média, persistem por 2 ou 3 ciclos da onda. Rees et al. (2000), em seu estudo sobre a climatologia de ondas de gravidade na região da Antártida, relataram que estas ocorrências de OG's não persistentes, por um número de ciclos maior do que 4 ciclos, é decorrente da interação entre turbulência e OG (FINNINGAN et al., 1984; EINAUDI e FINNINGAN, 1993; MEILLIER et al., 2008)

Nota-se que houveram 6 eventos de OG durante o período de transição tarde-noite e nenhum evento no período de transição noite-dia. Estas ocorrências de OG durante o período de transição tiveram escalas de tempo iguais ou abaixo de 10 minutos. A duração média dos eventos de OG na transição é de 15 a 20 minutos, exceto para o evento na noite entre os dias 21 e 22 de Setembro de 1999 (duração de 50 minutos). Contudo, a ocorrência de OG's no período de transição tarde-noite será estudada em maiores detalhes na seção 4.4.1. No período noturno 10 eventos ocorrem após 00:00h (hora local) e 8 eventos aconteceram antes das 00:00h. Zeri (2002) relatou a presença de OG para o IPE-2 no horário noturno anterior às 00:00h, provavelmente entre 21:00h e 22:00h. Neste horário observa-se a ocorrência de 2 eventos de OG.

Nota-se que na noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999, após cessar a atuação do JBN tipo 2 (Tabela 1), ocorreram dois eventos de OG (Tabela 3), um dos quais foi coincidente com o período de atuação de um JBN tipo 1. Este fato pode estar associado a um possível aumento da estabilidade decorrente da atuação do JBN tipo 1 (MATHIEU et al., 2005; PRABHA et al., 2008), conforme pode ser visto na figura 12. Após o ponto marcado com a seta em azul

observa-se diminuição do sinal bruto de w e da energia cinética turbulenta instantânea, que se intensificam novamente com a atuação da OG, porém voltam a decair até o nascer do Sol (um pouco antes das 06:00h). Outra noite que apresentou a presença de JBN tipo 1 e OG é aquela entre os dias 17 e 18 de Setembro de 1999. Contudo, a presença da OG precede o início da atuação do JBN tipo 1 nesta noite. Este fato é um indicativo de uma possibilidade de estabilidade térmica na CLN anterior à presença do JBN que promove blindagem da superfície (TERRADELLAS et al., 2001; 2005; MEILLIER et al., 2008).

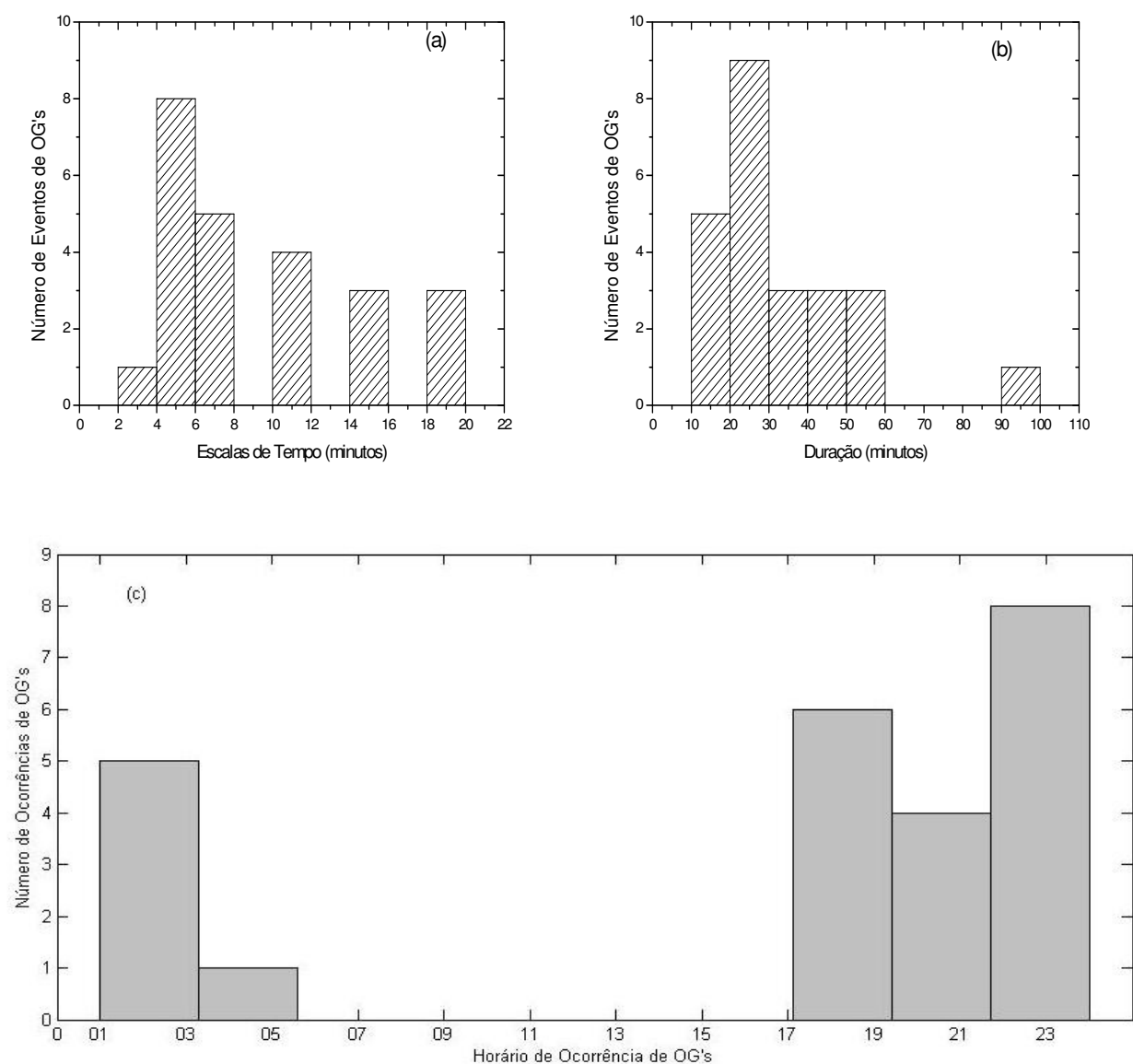


Figura 11 – Distribuições dos eventos de OG's para a estação seca (IPE-2). (a) Distribuição em relação às escalas de tempo. (b) Distribuição em relação à duração do evento. (c) Distribuição em relação ao horário.

Tabela 3 Dados sobre as Ondas de Gravidade no Experimento IPE-2

Noite de ocorrência	Escala de Tempo (minutos)	Horário de Ocorrência	Duração (minutos)
07/09 – 08/09	10.0	0100 – 0135	25
07/09 – 08/09	7.5	0430 – 0520	50
11/09 – 12/09	19.0	0000 – 0100	50
12/09 – 13/09	5.5	2210 – 2240	25
13/09 – 14/09	7.5	1910 – 1940	20
13/09 – 14/09	7.5	2040 – 2110	20
13/09 – 14/09	7.5	2345 – 0025	40
17/09 – 18/09	10.0	0010 – 0050	40
18/09 – 19/09	5.5	1820 – 1840	15
19/09 – 20/09	4.0	1830 – 1850	15
19/09 – 20/09	5.5	2225 – 2240	15
19/09 – 20/09	5.5	0350 – 0410	20
20/09 – 21/09	5.5	1840 – 1900	15
20/09 – 21/09	10.0	1950 – 2015	20
20/09 – 21/09	5.5	2110 – 2135	20
20/09 – 21/09	19.0	2310 – 0045	95
20/09 – 21/09	5.5	0140 – 0200	15
20/09 – 21/09	3.0	0140 – 0200	25
20/09 – 21/09	14.0	0200 – 0225	20
21/09 – 22/09	7.5	1840 – 1930	50
21/09 – 22/09	14.0	2000 – 2040	40
21/09 – 22/09	10.0	2020 – 2050	30
21/09 – 22/09	19.0	0005 – 0040	35
21/09 – 22/09	14.0	0035 – 0110	35

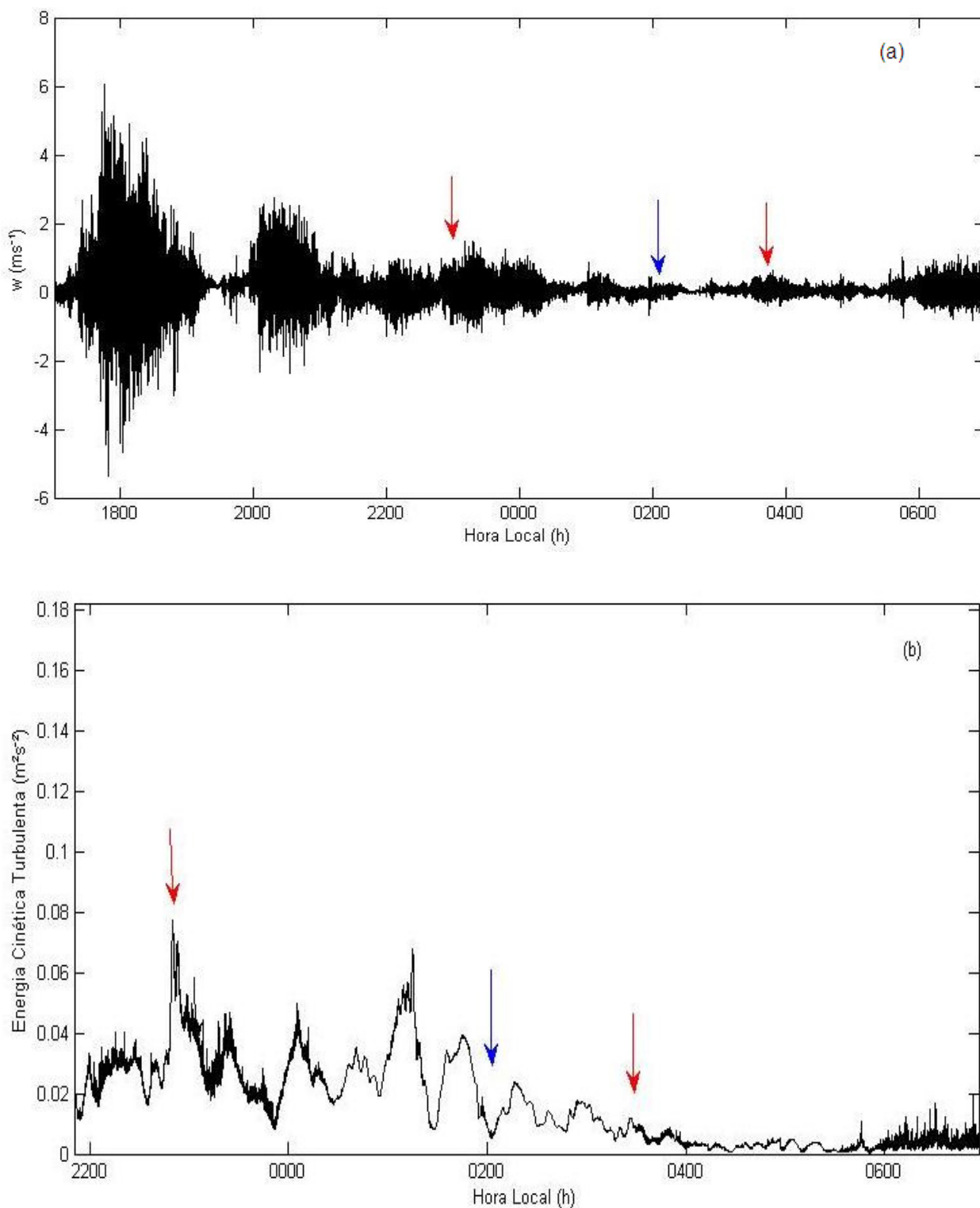


Figura 12 – Séries temporais para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) Dado bruto da velocidade vertical (w). (b) energia cinética turbulenta instantânea obtida via TO. A seta azul indica o início do horário marcado como de atuação de JBN tipo 1. As setas em vermelho marcam os horários de atuação de OG's.

Na noite entre os dias 14 e 15 de Setembro de 1999 ocorreu um evento de JBN tipo 2 (Tabela 1) ocasião em que pode se perceber que não há a ocorrência de OG nesta noite (Tabela 3). Pode-se sugerir que o JBN tipo 2 promoveu mistura no início do período noturno (entre 20:00h e 01:00h), para esta noite em particular (Fig.13-b), e pode ter inibido a formação de OG para o restante da noite. Na figura 13-a percebe-se que a mistura promovida pelo JBN tipo 2 estabeleceu intensa variação no sinal bruto da componente vertical da velocidade do vento. O mesmo comportamento é perceptível para a evolução temporal da ECT para esta noite, pois a ECT apresenta um pico no horário próximo ao que se registra a presença do JBN que promove mistura de cima para baixo (do tipo “upside-down”). Os perfis obtidos via radiossondagem (Fig. 13-c) demonstram que a atuação do JBN promoveu intensa mistura na CLN, facilmente observada pelos perfis verticais disponíveis de temperatura potencial virtual e umidade específica.

Situação semelhante pode ser observada na noite entre os dias 18 e 19 de Setembro de 1999, pois observa-se na tabela 3 a presença de um evento de OG somente no período de transição (entre 18:20h e 18:40h). Nesta noite nota-se, na tabela 1, a atuação de um JBN que promove mistura de cima para baixo (entre 02:00h e 06:00h), o que pode ter inviabilizado a atuação de OG devido a mistura promovida pelo mesmo (Fig.14-b), tornando a CLN menos estável (SUN et al., 2002; 2004) devido a maior atividade turbulenta (Figuras 14-a e 14-b).

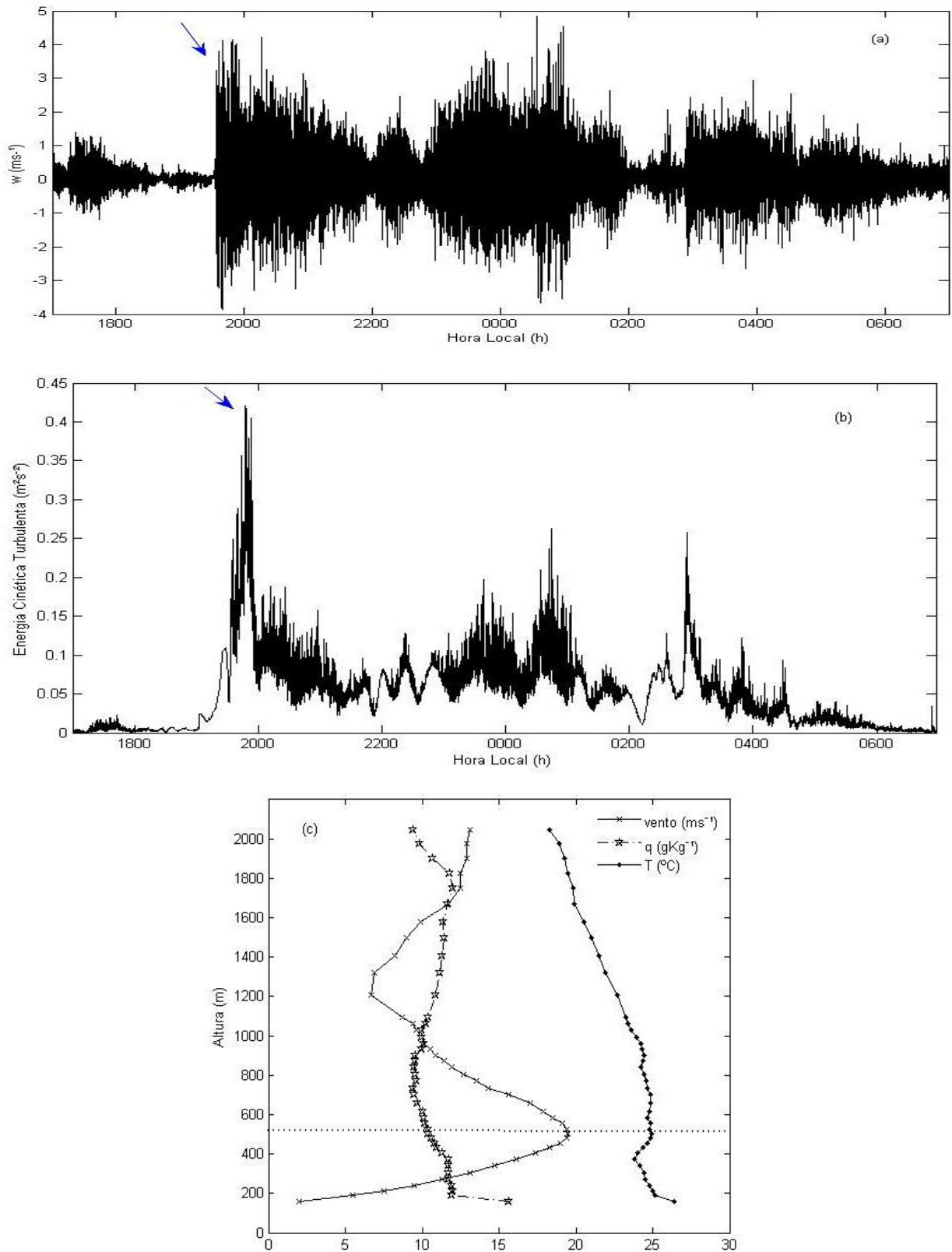


Figura 13 – Séries temporais para a noite entre os dias 14 e 15 de Setembro de 1999. (a) dado bruto da componente vertical da velocidade do vento. (b) Energia Cinética Turbulenta instantânea obtida via TO. (c) perfis de velocidade do vento, temperatura potencial virtual e umidade específica. A seta azul indica o início da ocorrência do JBN tipo 2.

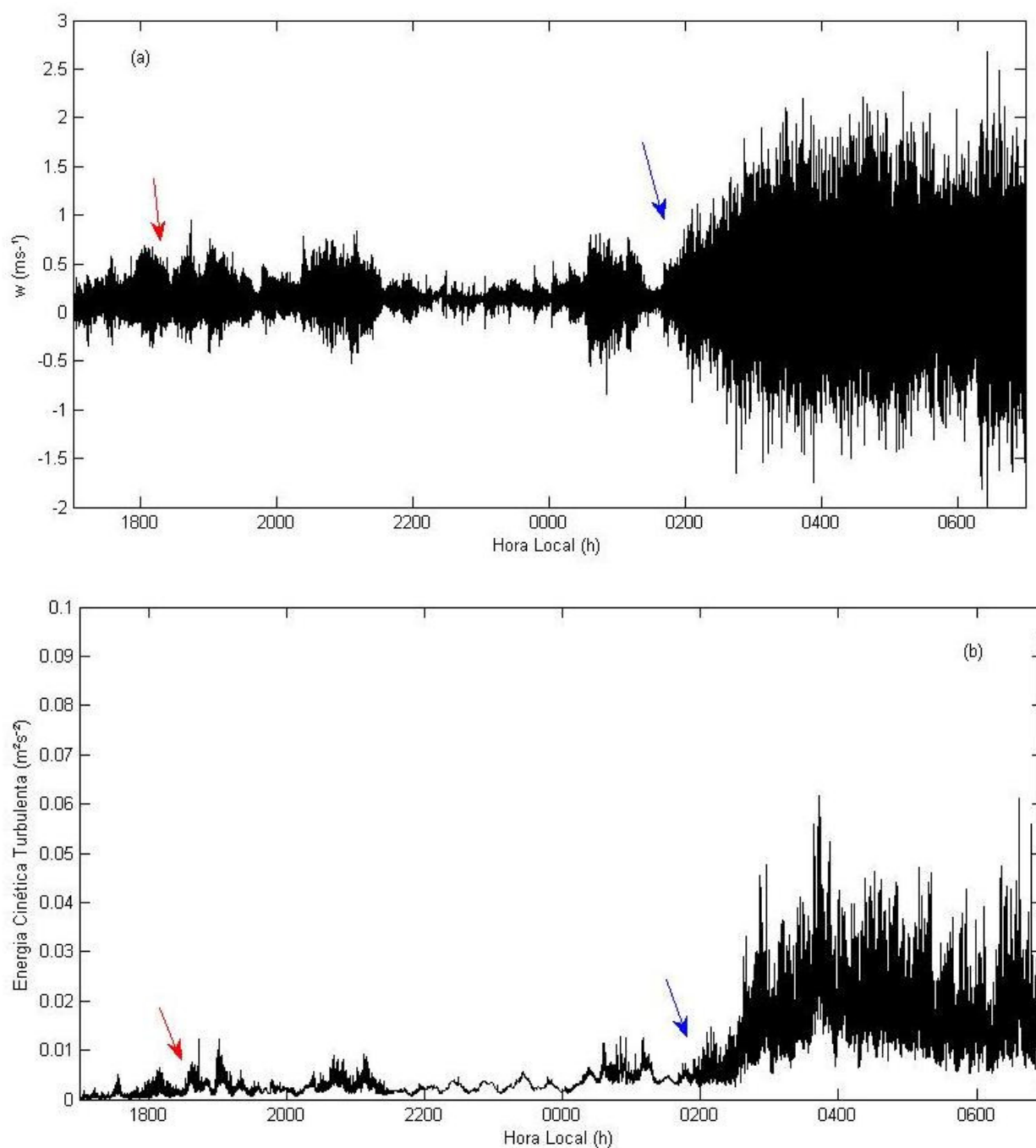


Figura 14 – Séries temporais para a noite entre os dias 18 e 19 de Setembro de 1999 no IPE-2. (a) dado bruto da velocidade vertical do vento. (b) energia cinética turbulenta instantânea via TO. A seta azul indica o início do horário marcado como de atuação de JBN tipo 2. A seta em vermelho marca o horário de atuação da OG.

Para que se possa entender melhor a atuação dos JBN's e das OG's, realizou-se um estudo de caso para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. A escolha desta noite ocorreu em função da ocorrência dos dois tipos de JBN (entre 20:00h e 21:00h um JBN tipo 2 e entre 02:00h

e 06:00h um JBN tipo 1) e de dois eventos de OG (o primeiro entre 22:25h e 22:40h e o segundo entre 03:50h e 04:10h), durante o período noturno (o outro evento de OG ocorrido entre os dias citados ocorreu no período de transição tarde-noite entre 18:30h e 18h50).

Observa-se na figura 15, os dados brutos de temperatura e velocidade vertical para aquela noite. Nota-se um claro padrão de intensas flutuações nos sinais de w e T no início da noite que diminui após 21:00h. Nota-se que há um retorno rápido para a intensificação das flutuações dos sinais associado ao horário de ocorrência da primeira OG (por volta de 22:30h). Por volta de 02:00h observa-se um padrão de oscilação de baixa frequência no sinal de T e uma diminuição das flutuações dos sinais de w e T que podem estar associadas com a atuação do JBN tipo 1 (por volta de 02:00h). Por fim, observa-se uma fraca intensificação das flutuações de w e T próximo de 04:00h que podem ser associadas com a passagem de uma OG. Rees et al. (2001) relatam que, em seu estudo de caso sobre a passagem de uma OG na Antártida, notaram que alguns eventos de OG's possuem este padrão de intensificação do sinal de w decorrente da passagem da OG. Eles discutem que este comportamento é característico da passagem de OG's na Antártida, um padrão de baixa frequência no sinal de temperatura e uma intensificação do sinal de w para o mesmo horário.

O comportamento de oscilação de baixa frequência associado com o JBN tipo 1 pode ser explicado por Prabha et al. (2008) que, investigando a atuação de JBN's, sobre uma copa de uma floresta de pinheiros nos Estados Unidos, encontraram padrões de baixa frequência associados a atuação de JBN's que possuíam pouco efeito de blindagem, com escalas de comprimento maiores que a altura do JBN. Para se compreender melhor estes comportamentos realizou-se a projeção em tempo x escala, via TO (com ondeleta-mãe de Morlet), dos sinais de w e T (Figura 16). Observa-se que para o JBN tipo 2 ocorrem intensificações das flutuações em várias escalas, ou seja, a atuação do JBN tipo 2 estimula oscilações em várias escalas do sinal de w e T . Este comportamento pode ser decorrente da ação mecânica do jato que atua como um forçante do tipo upside-down (MAHRT, 1999). Para a primeira OG's (após o JBN tipo 2, por volta de 22:30h) observa-se que a flutuação para o sinal de temperatura, na escala de ocorrência da OG, apresenta um amplitude maior que a amplitude da segunda OG (por volta de 04:00h). Este comportamento pode ser decorrente da interação das flutuações de baixa frequência associadas com o JBN tipo 1 (PRABHA et al., 2008) e a OG. Percebe-se que as escalas de tempo mais baixas que a escala das OG's, no sinal de temperatura, não apresentam intensificações nas oscilações associadas com o

horário de ocorrência das OG's. Contudo, para o sinal de w as escalas de tempo mais baixas que a escala das OG's apresentam uma intensificação das flutuações. Cava et al. (2004), que estudaram eventos de OG's em uma floresta de pinheiros nos Estados Unidos, e Zeri e Sá (2011), que realizaram um estudo de caso de uma OG observada na copa da floresta Amazônica, explicam que este comportamento de não estimular flutuações em várias escalas para o sinal de T é característico de OG's puras que possuem diferença de fase igual a 90° com o sinal de w (FINNINGAN et al., 1984; EINAUDI e FINNINGAN, 1993; REES et al., 2001; SUN et al., 2004; TERRADELLAS et al., 2005). Este resultado corrobora o resultado encontrado por Prabha et al. (2008) que relatam aumento das variâncias de w e dos escalares (temperatura e CO_2) nas pequenas escalas de tempo (ou comprimento) devido a ação destas estruturas de grande escala do tipo "top-down". Eles descrevem que a mistura promovida de cima para baixo, que é estimulada pelo JBN, permite que estruturas de escalas maiores que o jato possam entrar pelo topo da CLN e superar a camada de inversão térmica, pois a ação mecânica do jato estimula a atividade turbulenta e propicia a intrusão destas estruturas. Esta temática da ação de estruturas de grande escala será abordada novamente e em maiores detalhes nas seções 4.2 e 4.3, nas quais, analisam-se especificamente a ação de JBN's e OG's sobre a variabilidade em escala de outros parâmetros turbulentos (variâncias, skewnesses, coeficientes de correlação e covariâncias).

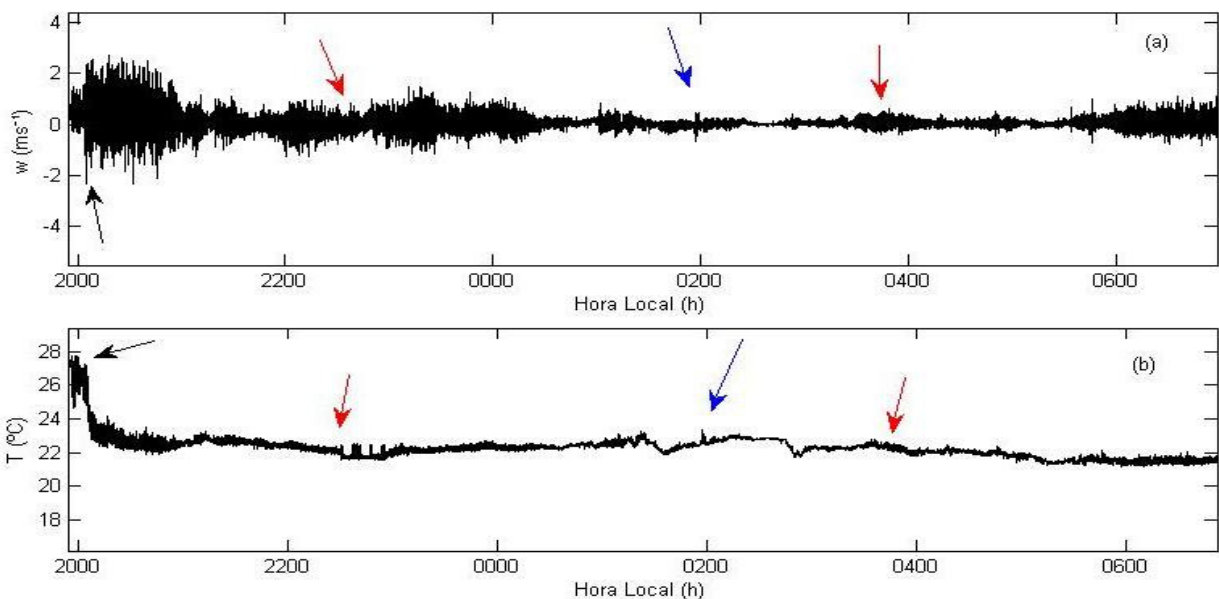


Figura 15 – Sinais brutos para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) componente vertical da velocidade do vento e (b) temperatura. A seta preta indica o horário de início de atuação do JBN tipo 2. A seta azul indica o horário de início de atuação do JBN tipo 1. As setas vermelhas indicam o horário de início da atuação das OG's.

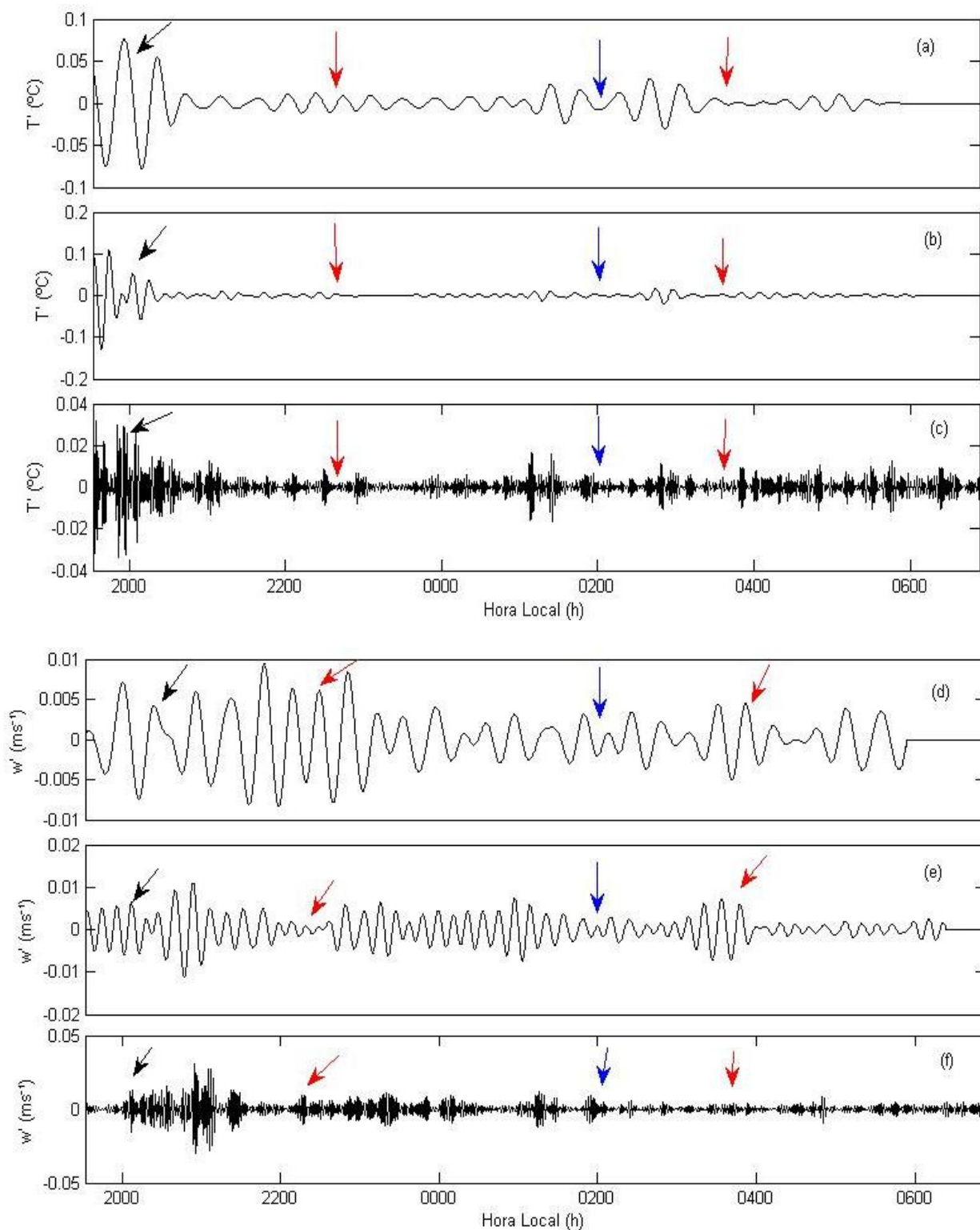


Figura 16 – Projeção tempo x escala dos sinais de T e w para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999. (a) flutuações de T para a escala de tempo de 5,5 minutos (escala das OG's). (b) flutuações da T para a escala de tempo de 3,0 minutos. (c) flutuações de T para escala de tempo de 30s. (d) flutuações de w para a escala de tempo de 5,5 minutos. (e) flutuações de w para a escala de tempo de 3,0 minutos. (f) flutuações de w para a escala de tempo de 2s. A seta preta indica JBN tipo 2, a seta azul JBN tipo 1 e as setas vermelhas OG's.

Na Tabela 4 apresentam-se: a noite de ocorrência, a escala de tempo em que se manifestam, o horário de ocorrência e a duração dos eventos de OG's para a estação inundada (Experimento IPE-3). Nota-se que ocorreram 37 eventos de OG's no IPE-3, sendo 7 eventos com escalas de tempo iguais ou acima de 10 minutos e 30 eventos com escalas de tempo abaixo de 10 minutos. A duração dos eventos variou entre 10 e 85 minutos.

Na figura 17 observam-se as distribuições dos eventos de OG's em relação às escalas de tempo, duração dos eventos e horários de ocorrência, para a estação inundada. Nota-se que predominam, nos eventos de OG's na estação inundada do Pantanal, as escalas de tempo entre 2 minutos e 6 minutos (Fig 17-a). A maioria dos eventos de OG's, na estação inundada tem duração entre 10 minutos e 30 minutos (Fig 17-b). Por fim, observa-se que a maioria dos eventos ocorrem no período entre 22:00h e 03:00h (Fig. 17-c), provavelmente decorrente da maior estabilidade que ocorre no meio da noite (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003). Relacionando-se as escalas de tempo e a duração dos eventos de OG's (Fig. 17-a e 17-b), nota-se que a maioria dos eventos de OG's persistem, em média, 2 ou 3 ciclos da onda, semelhante ao observado com os eventos da estação seca (REES et al., 2000; VIANA et al., 2009).

Para a estação inundada ocorreram 4 eventos de OG durante o período de transição tarde-noite (resultado que será apreciado posteriormente) e nenhum evento para a transição noite-dia. Estes eventos de OG's durante a transição tarde-noite apresentaram escalas de tempo de 3 ou 4 minutos. A duração das OG's na transição variou entre 15 e 50 minutos. A presença de OG's na transição tarde-noite pode ser decorrente da formação de uma camada estável próxima à superfície que é característica deste período, como discutido por Acevedo (2001) em sua investigação sobre os efeitos da variabilidade espacial e temporal nas trocas entre superfície e atmosfera em Albany. Ele descreveu que a turbulência pode decair para níveis muito baixos ou desaparecer completamente em algumas localizações, para o meio da noite. Nappo (2002, pg.1) afirma que uma característica de um fluido estavelmente estratificado é possuir e propagar movimentos ondulatórios. A ausência de observação de OG's no período de transição noite-dia, para as duas estações, deve-se à retomada da atividade turbulenta neste período, com o incremento do fluxo de fluabilidade que propicia a formação de uma camada instável próxima à superfície com a conseqüente inibição da formação e propagação de OG's.

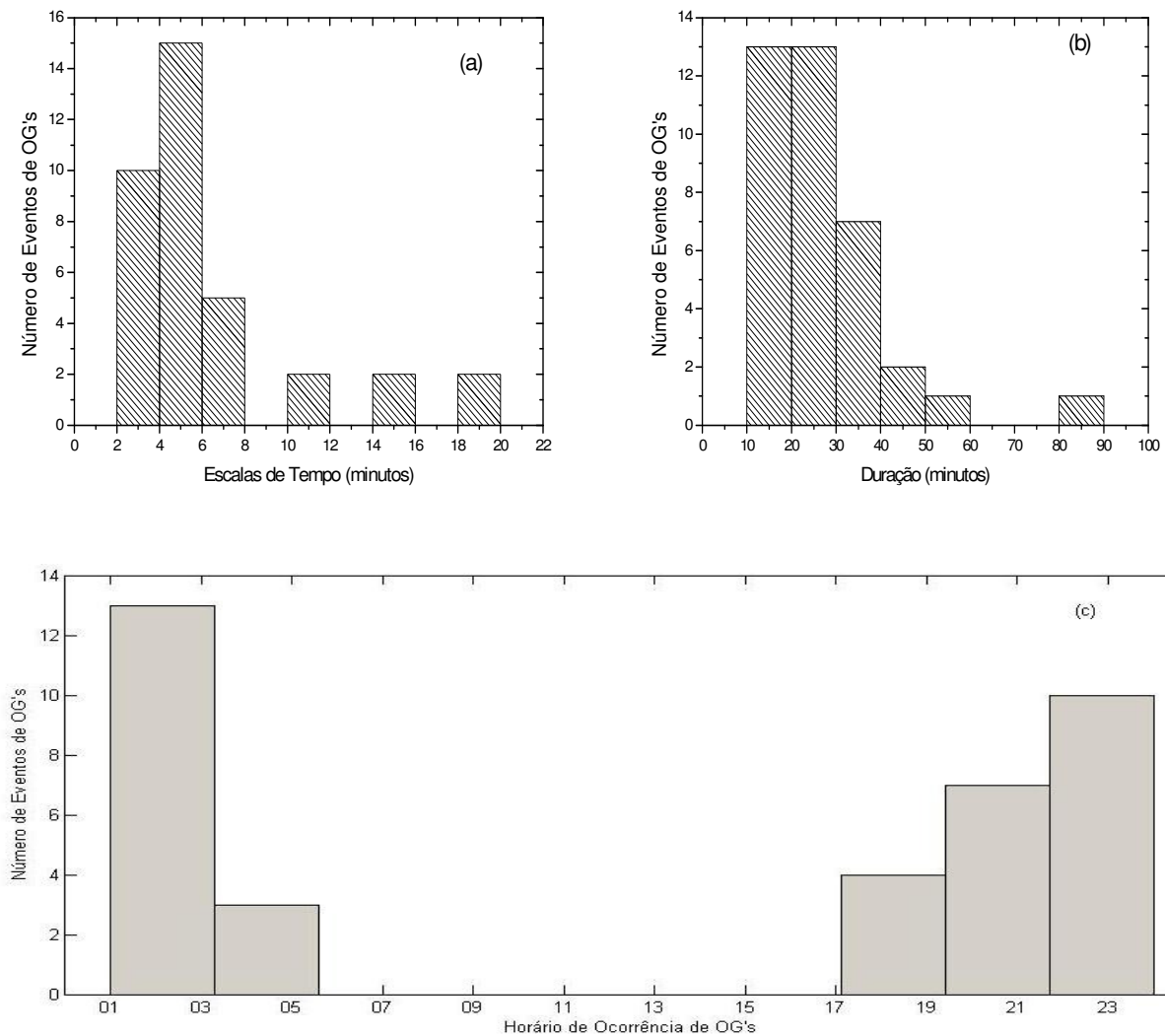


Figura 17 – Distribuições dos eventos de OG's para a estação inundada (IPE-3). (a) Distribuição em relação às escalas de tempo. (b) Distribuição em relação à duração do evento. (c) Distribuição em relação ao horário.

Diferentemente do que ocorreu na estação seca, a presença de JBN tipo 2 (Tabela 2) não inibiu a presença de OG (Tabela 4) na estação inundada. Contudo, pode-se observar que durante o período de ocorrência do JBN tipo 1, semelhante ao ocorrido para o IPE-2, foram constatados eventos de OG. Este resultado pode ser atribuído à diferença nas condições sinóticas entre os experimentos discutidos por Kubota (2002). Neste trabalho relata-se que durante o IPE-3 ocorreu a passagem de uma frente fria sobre a região do experimento no período entre os dias 16 a 22 de Fevereiro de 2002. Pode-se notar pela tabela 4 que, neste período do IPE-3, há intensa presença de OG's. Este fato ajuda a explicar a presença de OG na estação inundada, apesar do resultado

relatado por Sá e Andrade (2006), que ressaltam a presença de forte atividade turbulenta nas noites do IPE-3, fato este que inibiria a formação de OG devido a formação de uma camada bem misturada e a inexistência de condições fortemente estáveis (NAPPO, 2002, pg.125), ou até mesmo instáveis próximo à superfície pantaneira (a ser discutido nos tópicos seguintes).

Wrasse et al. (2007) relatam que duas das possíveis fontes de geração de OG são: a passagem de uma frente fria e os sistemas convectivos. Kubota (2002) relata que durante o IPE-2, entre 18h e 23h do dia 19 de Setembro de 1999, a convecção local exerceu maior influência sobre a formação de precipitação neste horário, como se pode observar pela tabela 3. Neste período nota-se a presença de dois eventos de OG, o que reforça a possibilidade de influência de sistemas sinóticos na formação de OG's no Pantanal, principalmente para a estação inundada.

Tabela 4 Dados sobre as Ondas de Gravidade no Experimento IPE-3

Noite de ocorrência	Escala de Tempo (minutos)	Horário de Ocorrência	Duração (minutos)
16/02 – 17/02	10.0	0135 – 0200	25
16/02 – 17/02	5.5	0140 – 0205	20
16/02 – 17/02	4.0	0150 – 0205	15
16/02 – 17/02	7.5	0220 – 0245	20
16/02 – 17/02	5.5	0415 – 0440	20
17/02 – 18/02	7.5	2020 – 2120	45
17/02 – 18/02	3.0	2030 – 2045	15
17/02 – 18/02	3.0	2100 – 2130	30
17/02 – 18/02	7.5	2215 – 2235	20
17/02 – 18/02	4.0	2305 – 2325	20
17/02 – 18/02	3.0	0110 – 0125	15
17/02 – 18/02	7.5	0330 – 0355	25
17/02 – 18/02	3.0	0505 – 0540	35

18/02 – 19/02	4.0	2245 – 2255	10
18/02 – 19/02	14.0	0045 – 0105	20
18/02 – 19/02	4.0	0125 – 0140	15
18/02 – 19/02	19.0	0210 – 0240	30
18/02 – 19/02	5.5	0300 – 0330	30
18/02 – 19/02	3.0	0430 – 0450	15
19/02 – 20/02	3.0	1930 – 2000	30
19/02 – 20/02	4.0	2020 – 2035	15
19/02 – 20/02	19.0	2045 – 2130	45
19/02 – 20/02	4.0	2130 – 2145	15
19/02 – 20/02	5.5	2250 – 2315	20
19/02 – 20/02	25	0005 – 0130	85
19/02 – 20/02	4.0	0225 – 0245	20
20/02 – 21/02	3.0	1800 – 1815	10
20/02 – 21/02	10.0	2220 – 2300	35
20/02 – 21/02	7.5	2245 – 2335	50
20/02 – 21/02	14.0	2310 – 2345	30
20/02 – 21/02	3.0	0325 – 0340	15
21/02 – 22/02	4.0	1935 – 1950	15
21/02 – 22/02	3.0	1950 – 2010	20
21/02 – 22/02	5.5	2035 – 2055	20
21/02 – 22/02	4.0	0045 – 0100	15
21/02 – 22/02	4.0	0210 – 0220	10
21/02 – 22/02	3.0	0305 – 0325	20

Continuação

Após a análise e definição dos períodos de ocorrência de OG, JBN tipo 1 e JBN tipo 2, será estudada a variabilidade em escala produzida por estes forçantes na CLN do Pantanal, para a estação seca e inundada. Os cálculos dos parâmetros turbulentos como variâncias, skewnesses, curtoses, coeficientes de correlação e fluxos, são projetados por escala, conforme metodologia aplicada por Von Randow et al. (2002) a dados medidos acima da floresta amazônica. Esta permite estabelecer a dependência em escala do comportamento das variáveis micrometeorológicas e sua possível modificação devido à atuação de JBN e OG. Aqui o ponto de partida será o estudo do comportamento intermitente associado a estes forçantes. Efetuaram-se os cálculos de curtose, conforme sugerido por Mahrt (1989), para determinar se há a atuação da intermitência global no escoamento na CLS do Pantanal.

4.1.1 Efeitos da intermitência global sobre a curtose adimensional das componentes da velocidade do vento

Nos gráficos de curtose adimensional a seguir, a reta horizontal de ordenada igual a 3, aponta o valor da Gaussianidade. Na figura 18 tem-se a curtose adimensional de w na CLN do Pantanal para as seguintes classes: sem JBN, com JBN tipo 1 e com JBN tipo 2, para as estações seca e inundada. Para a construção das figuras de curtose foram efetuadas médias por escala, para os horários relacionados a cada classe durante o período noturno de cada estação (dois eventos JBN tipo 1 na estação seca e 1 evento na estação inundada, 3 eventos de JBN tipo 2 na estação seca e 3 eventos na estação inundada). Na estação seca (Figuras 18-a, 18-c, 18-e) e na estação inundada (Figuras 18-b, 18-d, 18-f), observa-se que há uma tendência à diminuição do valor da curtose adimensional de w com o aumento das escalas de comprimento para todas as classes.

A propósito, Muschinski et al. (2004), em sua pesquisa sobre a intermitência de pequena e grande escala na CLN e na Camada Residual durante o experimento CASES-99, relatam que este comportamento é decorrente do caráter intermitente da série de dados. Isto significa que a crescente diminuição das escalas aumenta a não-gaussianidade da PDF e a taxa de dissipação de ECT (STULL, 1988, pg.123). Por outro lado, Mahrt (1999) define que a intermitência global é o caso onde turbilhões de todas as escalas são suprimidos sob uma escala, a qual é grande em comparação com os turbilhões principais. Portanto, para grandes escalas é esperado que eventos

com grandes flutuações não ocorram. Mahrt e Vickers (2003), em seu estudo sobre fluxos turbulentos em condições estáveis no experimento CASES-99, explicam que estes forçantes, com escala maior que os turbilhões principais, que suprimem a turbulência, são gerados acima da camada de inversão térmica e propagam-se para baixo até a superfície.

Mahrt (1989), em seu estudo clássico (com séries artificiais e com dados de vários experimentos com medidas realizadas em avião) sobre a ação da intermitência global, explica que este aumento da curtose para as pequenas escalas é proveniente da incorporação de fortes gradientes presentes nas bordas dos grandes turbilhões. Ele descreve que a diminuição das escalas torna mais perceptíveis os efeitos destes fortes gradientes nas bordas dos turbilhões. Efetivamente, conforme salientado por Stull (1988, pg.122) estes aumentos dos gradientes das grandezas turbulentas nas escalas menores do escoamento, associam-se ao aumento da taxa de dissipação de ECT (no caso da velocidade) e ao aumento de taxas de semi-destruição de variância (no caso de escalares).

Para cada estação investigada observa-se, pela figura 18, que o aumento da janela de média é acompanhado do aumento da curtose para todas as classes. Mahrt (1989) descreve que a influência da intermitência global ou outras heterogeneidades de grande escala promovem este aumento da curtose devido ao aumento do comprimento da janela de média. Ele explica que o aumento do intervalo de gravação dos dados permite a incorporação de mais elementos que promovem variabilidade espacial ou temporal.

Comparando-se os resultados para as duas estações, percebe-se que a estação seca possui maiores valores de curtose para as pequenas escalas em comparação com a estação inundada (Fig.18). Esta diferença pode ser decorrente da maior intensidade turbulenta no IPE-3 em comparação com o IPE-2 (SÁ e ANDRADE, 2006), sendo que a estabilidade da estação seca torna a CLN mais intermitente, o que aumenta a curtose nas pequenas escalas (MAHRT et al., 1998; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003; ACEVEDO et al., 2006).

Nota-se, nas duas estações e para todas as janelas de média consideradas que a classe do JBN tipo 2 possui os menores valores de curtose. Em contrapartida, a classe do JBN tipo 1, na estação seca e para todas as janelas de média, possui os maiores valores de curtose. Para explicar isso, mencione-se que Mahrt (1989) explica que a presença de turbulência contínua e homogênea é caracterizada por menores valores de curtose. Ele demonstrou que o crescimento da

estabilidade aumenta a curtose devido à possibilidade de maior atuação dos elementos de intermitência global. O JBN tipo 1 associa-se a turbulência não-homogênea e contínua abaixo do jato e o JBN tipo 2 possui geração de turbulência de forma mais contínua abaixo do jato, conforme foi observado no estudo de caso realizado anteriormente (MATHIEU et al., 2005; PRABHA et al., 2008).

Observa-se que na estação seca (Figuras 18-a, 18-c, 18-e) há uma separação mais clara entre as classes de comportamento da curtose adimensional de w , incluindo-se a passagem para escalas que se afastam da gaussianidade (curtose acima de 3) e manifestam caráter de influência da intermitência global (MAHRT, 1989; MUSCHINSKI et al., 2004). Esta diferença é mais nítida próximo à escala de comprimento de 10m (para a média de 5 minutos) e próximo a escala de comprimento de 100m (para as médias de 10 minutos e 30 minutos). Esta diferença não é muito nítida para o IPE-3. A maior estabilidade da CLN na estação seca em comparação com a estação inundada e seu consequente comportamento mais intermitente podem constituir a explicação para esta diferença entre as estações (MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999; SÁ e ANDRADE, 2006). A diferença na escala em que a separação é mais nítida, entre as janelas de média, deve-se ao aumento da incorporação de elementos de intermitência global (MAHRT, 1989). Ou, invertendo-se o raciocínio, nas menores escalas a intermitência sempre reflete a ocorrência de dissipação de ECT, diferentemente das escalas maiores.

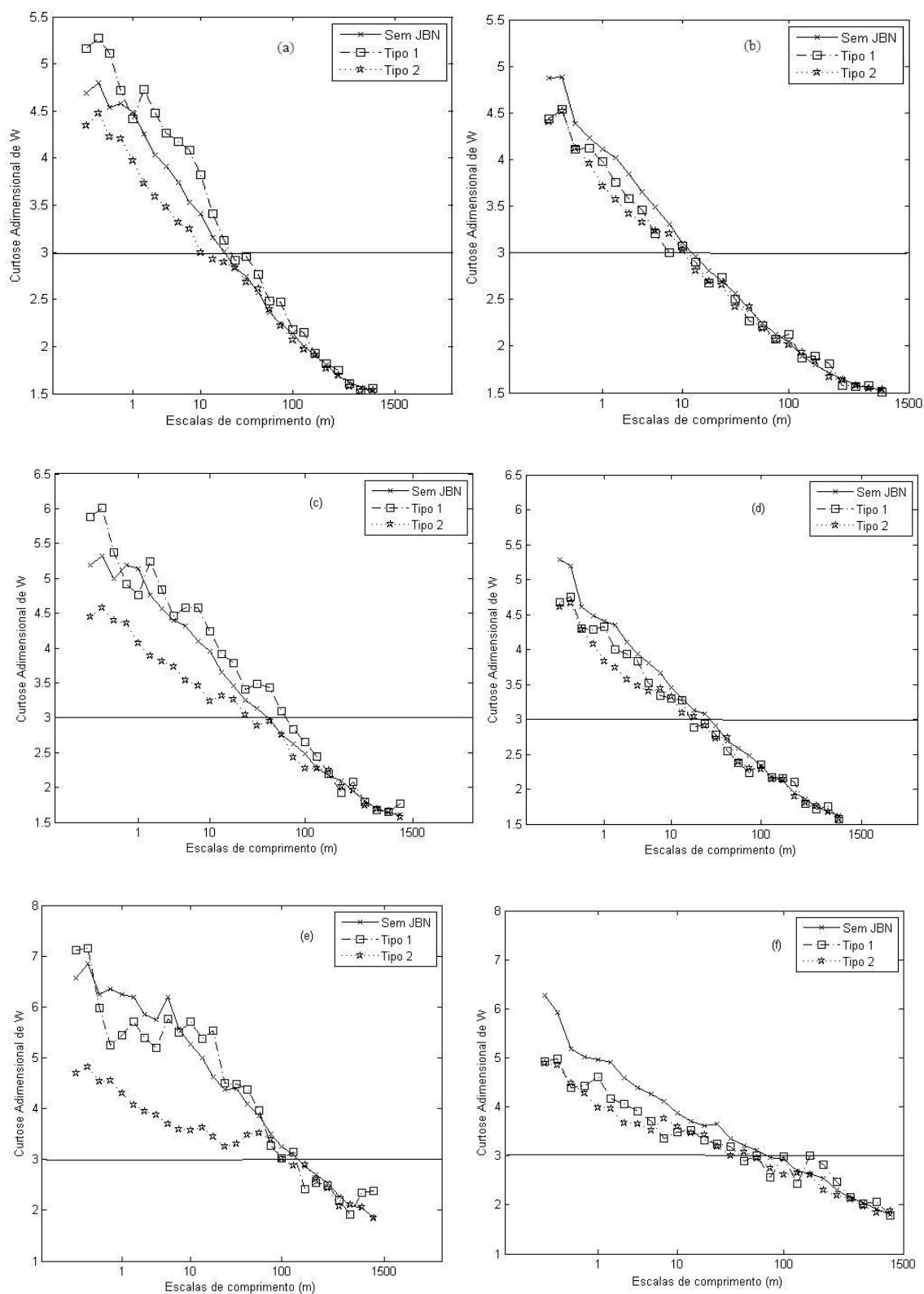


Figura 18 – Curtose Adimensional de w sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

A curtose adimensional de u , para as mesmas classes discutidas acima, para as duas campanhas experimentais é apresentada na Figura 19. Nota-se um comportamento semelhante para a curtose de u em comparação a curtose de w . Contudo, observa-se que a classe de JBN tipo 1 possui valores maiores de curtose para a componente u em comparação a componente w da velocidade do vento na estação seca para janela de 30 minutos.

Mahrt (1989) explica que as componentes horizontais são muito mais contaminadas por movimentos de grande escala em escoamentos fortemente estratificados. A contaminação por movimentos de grande escala, nas componentes horizontais, juntamente com aumento do segmento amostral, que permite a incorporação de mais elementos de intermitência global. Estes fatores, em conjunto com o aumento da estabilidade observado para o JBN tipo 1, podem ter propiciado o aumento da intermitência nas séries de dados desta classe para a componente u da velocidade do vento em comparação a componente w (MAHRT, 1989; MUSCHINSKI et al., 2004; ACEVEDO et al., 2006).

Além das características descritas acima observam-se outras diferenças entre as componentes w e u devido a ação de JBN na CLN do Pantanal. A primeira é que diferentemente da componente vertical, a componente longitudinal da velocidade do vento apresenta uma separação mais nítida entre as classes relacionadas a JBN's. A segunda é a que a classe JBN tipo 1 possui valores maiores de curtose para u em comparação a w . Estas diferenças podem ser atribuídas à maior influência de movimentos de grande escala sobre as componentes horizontais da velocidade do vento em comparação a componente vertical (MAHRT, 1989). Desta maneira, a curtose adimensional de u é mais suscetível a captar informação relacionada à intermitência global em comparação a curtose de w .

Por fim, o aspecto mais importante a ser ressaltado, sobre o observado para as curtoses adimensionais das componentes da velocidade do vento (w e u), devido a influência de JBN's, é a manifestação de não-gaussianidade, como efeito da intermitência global para as escalas de comprimento abaixo de 10m (para as janelas de média de 5 e 10 minutos) e para as escalas de comprimento abaixo de 100m (para a janela de média de 30 minutos). Conforme foi discutido por Muschinski et al. (2004) isto representa a atuação de intermitência global sobre as séries de dados das componentes da velocidade do vento (TENNEKES e LUMLEY, 1972, pg. 199; MAHRT, 1989; FRISCH, 1995, pg.122; MUSCHINSKI et al., 2004).

O comportamento não-gaussiano é mais perceptível para as séries de dados relacionadas a JBN tipo 1. Para a classe JBN tipo 2, devido a sua influência sobre um número maior de escalas e a sua atividade de turbulenta, conforme apresentado no estudo de caso, observa-se uma aproximação maior das séries de dados relacionadas a esta classe da PDF Gaussiana. Outra informação importante é que a maior atividade turbulenta na CLN da estação inundada (SÁ e ANDRADE, 2006) pode ter uma grande influência nas curtoses adimensionais de w e u . Portanto, a maior mistura na CLN na estação inundada, em comparação a estação seca, pode ser a responsável pelas séries de dados de w e u , no IPE-3, possuírem menor curtose para as pequenas escalas.

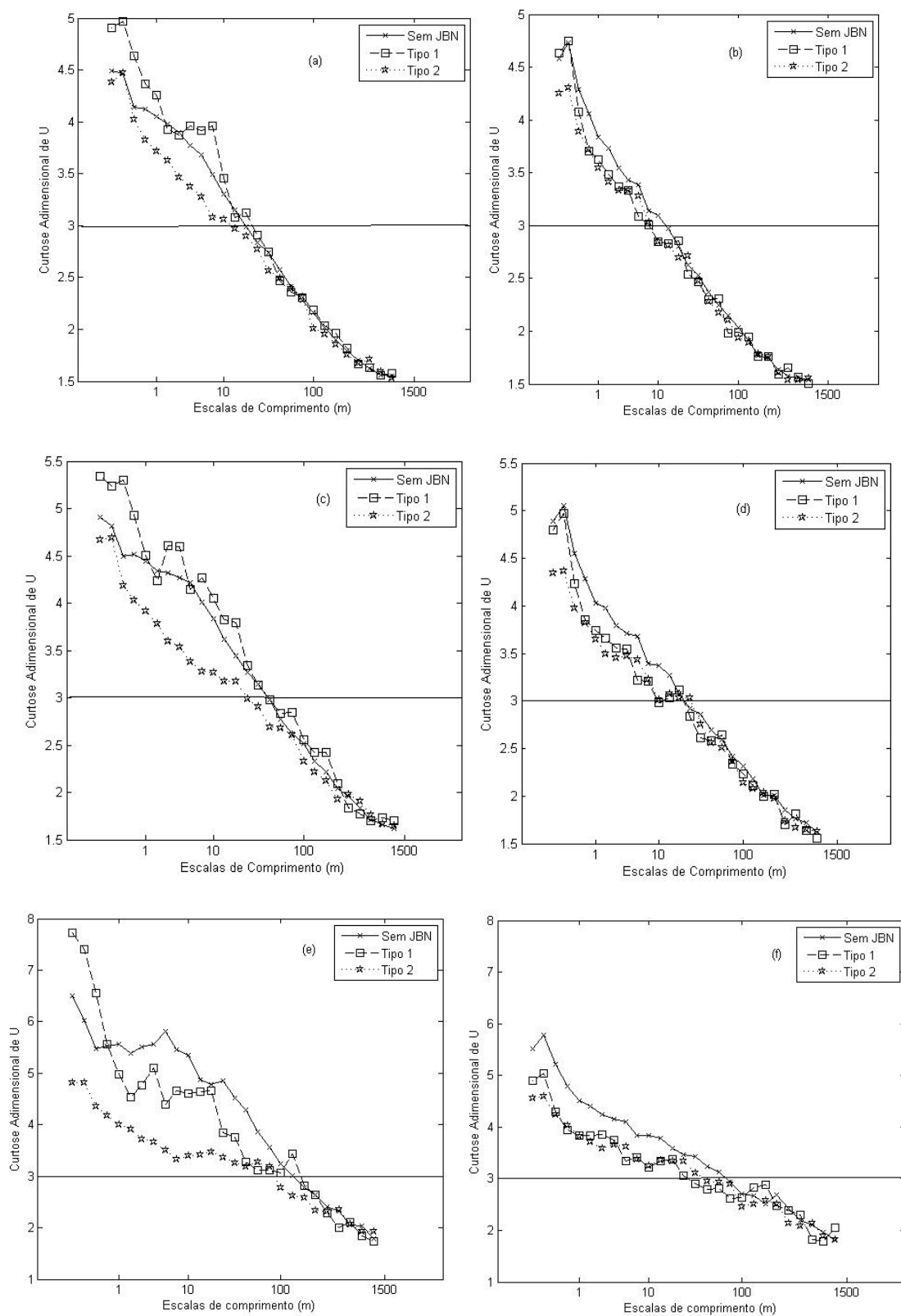


Figura 19 – Curtose Adimensional de u sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

Apresenta-se a curtose adimensional de w para as classes, sem OG e com OG, na CLN do Pantanal, nas estações seca e inundada (Figura 20). Os cálculos de curtose para OG's foram realizados de maneira semelhante à implementada para as classes relacionadas a JBN's, sendo os cálculos realizados por escala com média para os horários de 18 eventos de OG's na estação seca e 33 eventos de OG's na estação inundada. As escalas de comprimento apresentadas para as classes envolvendo OG's são uma estimativa da sua ordem de grandeza uma vez que não foi possível, com os dados disponíveis, determinar seus números de onda de pressão, conforme Viana et al. (2009) (seria necessária a triangulação de dados entre torres, este tipo de aparato experimental não esteve disponível no IPE-2 e IPE-3).

Observa-se que a classe com OG apresenta os maiores valores de curtose de w , para as duas estações e para todas as janelas de média. O mesmo comportamento para as classes relacionadas com JBN apresenta-se nas classes relacionadas a OG's, o aumento da curtose com a diminuição da escala de comprimento. Isto ressalta a característica de elemento de intermitência global que pode estar associada com as OG's, semelhante ao que foi observado com as classes relacionadas aos JBN's, e com as mesmas possíveis causas, em relação à curtose adimensional de w . Percebe-se que as classes relacionadas às OG's têm valores de curtose de w um pouco menores na estação inundada em comparação com a estação seca. A possível causa desta diferença é a maior atividade turbulenta na estação inundada em comparação com a estação seca. Meillier et al. (2008), em seu estudo da modulação da turbulência de pequena escala pela passagem de OG's na CLN durante o experimento CASES-99, relatam que a turbulência pode extrair energia da onda, limitando o seu crescimento. Esta extração de energia da OG pela sua interação com a turbulência, mais intensa na estação inundada, poderia ser a causa para os menores valores de curtose de w para a estação inundada, em comparação à estação seca. De forma semelhante com o acontecido para as classes relacionadas aos JBN's, o aumento do segmento amostral é acompanhado de um aumento dos valores da curtose.

Observa-se que para as janelas de média de 5 minutos e 10 minutos as escalas de comprimento abaixo de 10m apresentam indícios da influência de intermitência global (isto é visto de forma mais nítida para as duas estações para a classe com OG). Para a janela de média de 30 minutos a não-gaussianidade das séries é observada para escalas de comprimento abaixo de 100m (MAHRT, 1989). Estes resultados reforçam a concepção de considerar as OG's como elementos de intermitência global (MEILLIER et al., 2008).

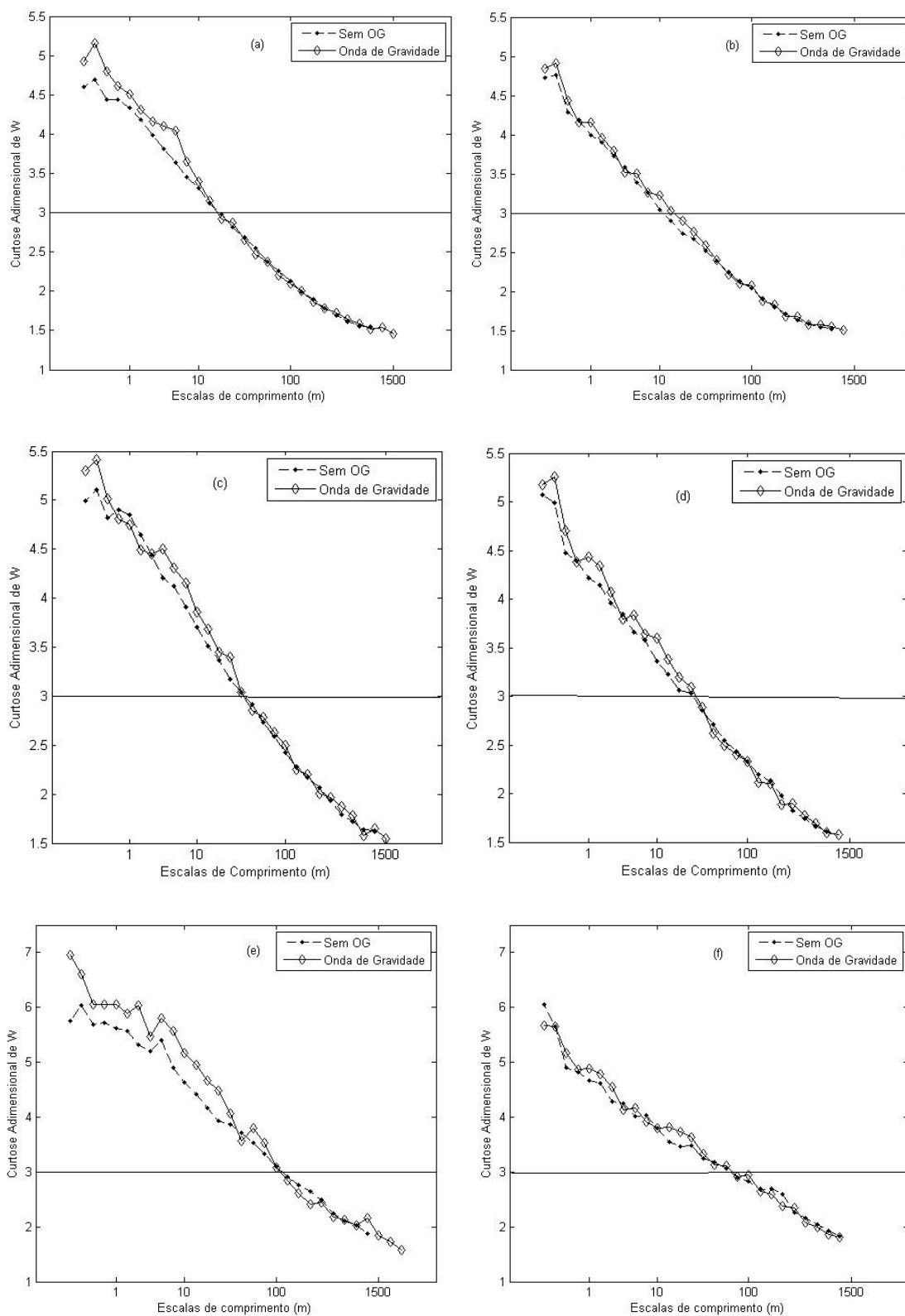


Figura 20 – Curtose Adimensional de w sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

A curtose adimensional de u para as classes, sem OG e com OG, é apresentada na figura 21. A curtose é calculada para o período noturno e para os dados do IPE-2 e IPE-3. A diferença entre os resultados apresentados anteriormente para as curtoses de w e para a curtose de u para as classes relacionadas ao JBN, reflete o fato de a curtose adimensional de u para a estação inundada ser maior que os seus valores para a estação seca. Este resultado contribuiu para uma associação entre a presença de OG's e a passagem da frente fria no IPE-3 (KUBOTA, 2002; WRASSE et al., 2007). A passagem de movimentos de grande escala durante a estação inundada teria proporcionado um aumento da curtose adimensional de u (componente da velocidade do vento mais influenciada por movimentos de grande escala) para o IPE-3 em comparação ao IPE-2. Nota-se que a separação entre classes, de forma semelhante ao observado para as classes relacionadas ao JBN, é mais nítida para a curtose de u , na estação inundada, em comparação à curtose de w .

Para a estação seca, a separação entre as classes é diferenciada em função da janela de média utilizada. Para a janela de média de 5 minutos, a separação entre as classes é mais nítida para escalas de comprimento abaixo de 10m. Para a janela de média de 10 minutos, a separação entre classes é mais nítida para escalas de comprimento entre 10m e 100m. E para a janela de média de 30 minutos estende-se para escalas de comprimento em torno de 1500m. Esta diferença, em relação às janelas de média, pode dar maior realce às OG's com diferentes escalas de tempo e sua maior nitidez é devido à maior estabilidade do IPE-2 em comparação com o IPE-3. Para médias de 5 minutos predominariam OG's com escalas de tempo até 5 minutos; para médias de 10 minutos predominariam OG's com escalas de tempo até 10 minutos e para médias de 30 minutos predominariam OG's com escalas de tempo acima de 10 minutos. Desta maneira, o aumento do segmento amostral de análise dos dados permite incorporar todo o ciclo da onda e aumentar os efeitos de intermitência global promovidos por este forçante relativamente a essa escala de tempo (MAHRT, 1989; REES et al., 2000; MUSCHINSKI et al., 2004).

Por fim, observa-se que os dois forçantes (JBN e OG) promovem intermitência global para escalas de comprimento abaixo de 10m com segmentos amostrais de 5 minutos e 10 minutos e para escalas de comprimento abaixo de 100m para segmentos amostrais de 30 minutos (valores de curtose adimensional acima de 3). Portanto, a presença destes forçantes na CLN promove não-gaussianidade nas séries de velocidade do vento o que consequentemente estabelece PDF's que se afastam da distribuição gaussiana. Como discutido nos elementos teóricos, isto significa que a

ocorrência de flutuações que se afastam muito da média são mais prováveis, ou seja, sob a ação destes forçantes pode ser esperada a ocorrência de grandes flutuações de w e u .

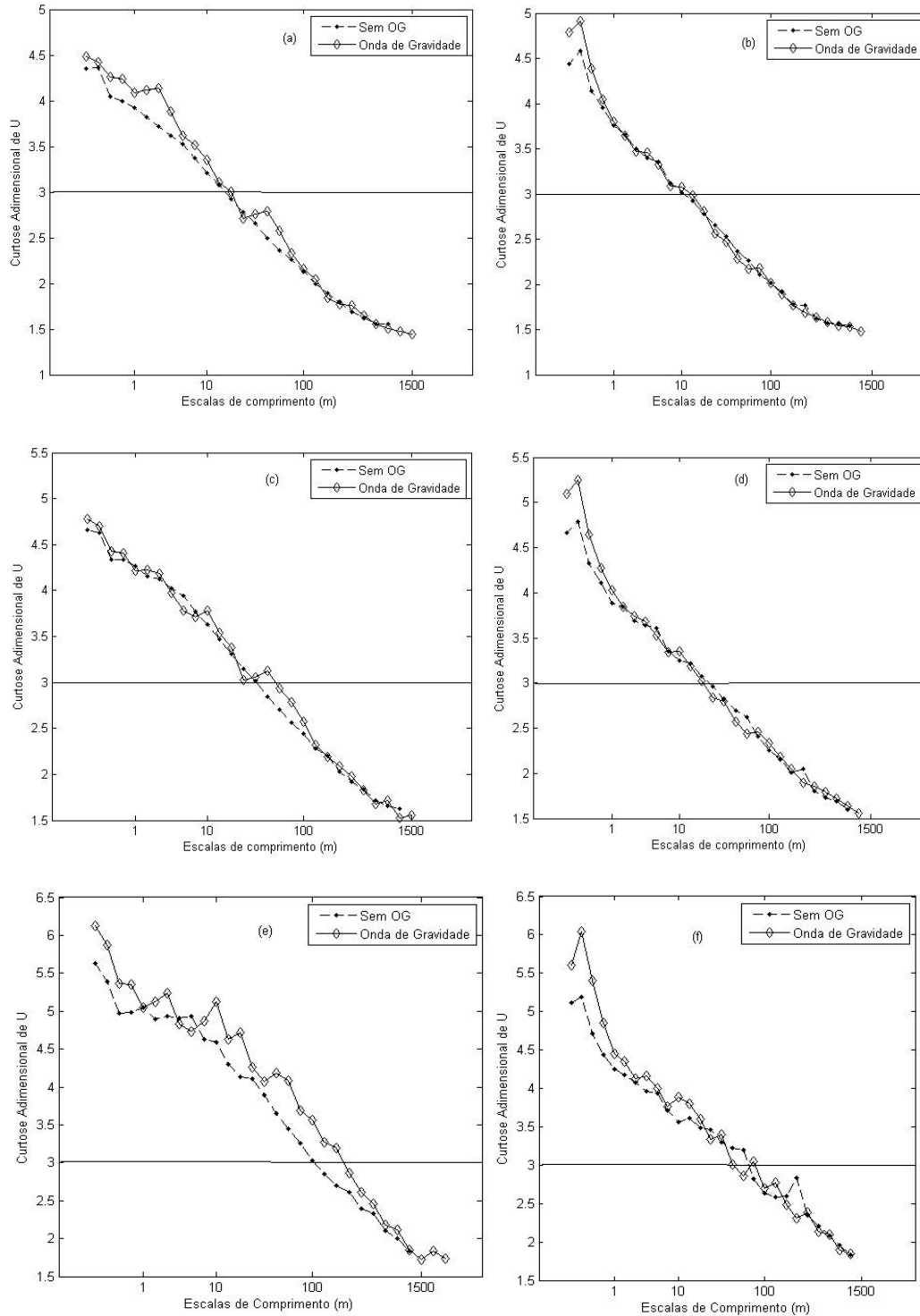


Figura 21 – Curtose Adimensional de u sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

4.1.2 Efeitos da intermitência global sobre a curtose adimensional dos escalares

A curtose adimensional de T para a CLN do Pantanal, nas estações seca e inundada, para as classes relacionadas a JBN's, é apresentada na figura 22. Os cálculos de curtose para os escalares foram realizados utilizando-se do mesmo procedimento aplicado para as componentes do vento. Nota-se que há características semelhantes às das curtoses adimensionais para as componentes da velocidade do vento discutidas acima. Observa-se o mesmo comportamento de crescimento do valor da curtose com a diminuição das escalas de comprimento, o que já seria esperado devido ao aumento da taxa de semi-destruição da variância de temperatura (N_T), conforme discutido por Stull (1988, pg.122).

A propósito, Bolzan (2002) demonstrou que a temperatura apresentava maiores valores de curtose comparada à componente longitudinal da velocidade do vento no IPE-2, nos períodos diurno e noturno. Ele demonstrou que a estabilidade atmosférica influi nos valores de curtose de T para o Pantanal, na estação seca. Esta dependência da curtose de T em relação à estabilidade pode ser a explicação para a classe JBN tipo 1 apresentar os maiores valores de curtose de T, para as duas estações. Como explicação para este comportamento, Bolzan (2002) descreve dois fatores que podem ser responsáveis por esta diferença: a) uma ação não uniforme da advecção em grandes e pequenas escalas, b) a interação não-linear entre as flutuações de velocidade do vento e escalares.

Mahrt (1989) também encontrou maiores valores da curtose de T para dados relativos a medidas em avião durante o experimento ALPEX (Alpine Experiment), em uma região de montanha; contudo a sua comparação é realizada em relação à curtose de w. Ele explica que os gradientes de temperatura de pequena escala podem persistir em localizações onde a turbulência não é muito ativa e isto aumentaria os valores da curtose de T para pequenas escalas. Desta maneira, para regiões sobre forte estabilidade térmica e baixa atividade turbulenta, os fortes gradientes relacionados à taxa de semi-destruição de variância de T (N_T), nas pequenas escalas, não são modificados pelo forçante mecânico (STULL, 1988, pg.123). Os resultados apresentados na figura 22, para as duas estações no período noturno, e o estudo de caso para a noite entre os dias 19 e 20 de Setembro de 1999 sobre a ação de JBN tipo 2, estabelecem uma possibilidade de

influência da turbulência mecanicamente gerada nas flutuações de temperatura no Pantanal, estação seca.

A propósito, Acevedo e Fitzjarrald (2003) em seu clássico estudo sobre a CLN na região de Albany nos Estados Unidos, explicam que a passagem de nuvens sobre uma região pode reconectar a superfície com a atmosfera. Eles demonstram que esta reconexão pode acontecer em toda uma área ou em regiões localizadas específicas, para o caso de nuvens isoladas. Cava et al. (2004) explicam que a passagem de nuvens produz perturbações nas séries de escalares devido a efeitos radiativos em uma floresta de pinheiros. Eles estabeleceram uma ligação entre mudanças abruptas nos padrões de fluxos de escalares e fortes intensificações dos fluxos de escalares. Eles também descrevem que a passagem de nuvens faz aumentar o saldo de radiação (tornando-o menos negativo) o que tende a reduzir a estabilidade atmosférica e aumentar muito o fluxo de escalares à noite.

Convém mencionar que Garstang e Fitzjarrald (1999, pg.231) discutiram a ação de nuvens convectivas, na CLA da Amazônia, mais especificamente sob condições convectivas. Eles descrevem a ação de nuvens em cinco estágios: i) inicia-se uma, fraca e de curta duração, corrente descendente (downdraft) fora da nuvem, ii) uma forte corrente ascendente (updraft) entra na nuvem, iii) ocorre a penetração na CLA de um forte downdraft, aproximadamente pelo meio da nuvem, iv) ressurge o updraft um pouco antes da saída da nuvem da região e v) cria-se uma ampla e prolongada região de downdraft na esteira da nuvem. A passagem da frente fria durante o IPE-3, relatada por Kubota (2002), e as perturbações radiativas introduzidas pela passagem de nuvens, conforme Cava et al. (2004), além das distintas condições de estabilidade imperantes, podem ser a causa da grande diferença na curtose adimensional de T entre a estação seca e a estação inundada no Pantanal.

De forma semelhante à observada para as componentes da velocidade do vento, a curtose adimensional de T, calculada por escala, apresenta uma separação que estabelece as escalas que apresentam influência de intermitência global. Para as janelas de média de 5 minutos e 10 minutos a não-gaussianidade é observada para as escalas de comprimento abaixo de 10m e para a janela de média de 30 minutos a não-gaussianidade é caracterizada para as escalas de comprimento abaixo de 100m. A manifestação das mesmas escalas para o comportamento não-

gaussiano, relativamente às componentes do vento e a temperatura, sugere que estas escalas de comprimento são características da atuação da intermitência global na CLN do Pantanal.

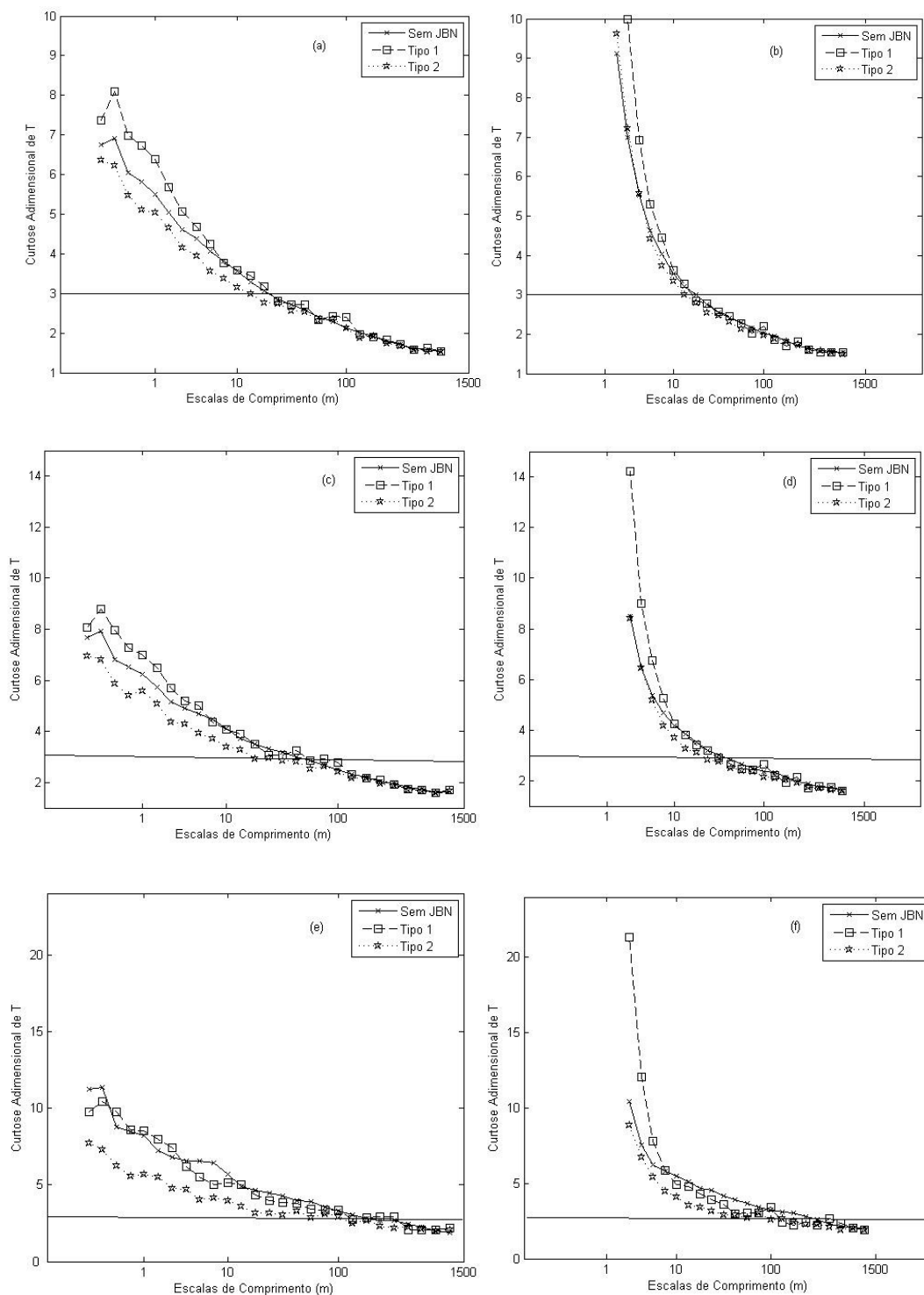


Figura 22 – Curtose Adimensional de T sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

Na figura 23 apresenta-se a curtose adimensional de q para as classes relacionadas a JBN's para a estação inundada (devido a problemas experimentais nos dados de umidade, não serão apresentados resultados que envolvam umidade na estação seca). Observa-se que o comportamento da umidade é diferenciado em relação às outras variáveis analisadas anteriormente. A curtose de q cresce das pequenas escalas de comprimento até as escalas em torno de 10m e posteriormente decresce para as escalas acima de 10m. Mahrt (1991), em seu artigo "Boundary Layer moisture regimes", discute as especificidades das flutuações de q , comparativamente às de T , em sítios experimentais da América do Norte.

Este comportamento diferenciado da umidade pode ser decorrente dos mecanismos propostos por Mahrt (1991). Ele explica que o entranhamento de ar seco do topo para a base da CLA influencia fortemente as estatísticas da umidade em toda extensão vertical da mesma. Ele descreve que o estudo, da dependência por escala das flutuações de umidade, revela contribuições positivas consideráveis, para escalas de 100m ou menores, associadas com umidade ascendente da superfície, e contribuições negativas consideráveis, para as flutuações de umidade, que são decorrentes da ação de fenômenos localizados em escalas entre 400m e 1100m, associadas com umidade descendente do topo para a base da CLA. Martins (2008), em seu estudo sobre a estrutura da turbulência em uma cultura de arroz no Rio Grande do Sul, apresenta resultados da influência do entranhamento "top-down" na alteração do comportamento dos escalares na CLN. Ela descreve que o entranhamento de ar seco pode ser a causa da dissimilaridade entre escalares em escalas de comprimento acima de 300m.

Nota-se que o aumento da janela de média é acompanhado de um aumento da curtose de q até próximo da escala de 10m, para todas as classes relacionadas a JBN's. Contudo, a curtose de q não se afasta muito do valor 3, ou seja, da gaussianidade (LUMLEY e PANOFSKY, 1964, pg.11). Contudo, o elemento marcante neste resultado é a diminuição da curtose adimensional da umidade para escalas abaixo de 10m. Este comportamento diferenciado da curtose adimensional de q pode significar que a umidade não é influenciada pela ação da intermitência global forçada pelos tipos de JBN. Conforme Mahrt (1989) e Muschinski et al. (2004) descrevem, a diminuição das escalas de comprimento é acompanhada do aumento da curtose para pequenas escalas devido à incorporação dos efeitos de intermitência global devido aos fortes gradientes nas bordas dos turbilhões principais.

Baseado na afirmação acima acredita-se que os elementos de intermitência global relacionados às classes de JBN podem não promover turbilhões com bordas que possuem gradientes muito intensos para o transporte de umidade, seguindo as considerações estabelecidas por Mahrt (1989). Portanto, devido as séries de umidade relacionadas a eventos de JBN's possuírem um valor de curtose adimensional que não se afasta muito do valor 3, pode-se considerar que as mesmas têm um caráter gaussiano na CLN do Pantanal, na estação inundada.

Outra explicação para este comportamento pode estar associado com a interação entre o transporte “bottom-up” de umidade da lâmina de água (abaixo da torre) com mecanismos “top-down” proveniente da região de entranhamento (bolsas de ar seco movidas a partir do topo da CLA) (MAHRT, 1991). Como a lâmina de água não está a uma grande distância dos sensores (distância da ordem de 20m), este transporte pode manifestar-se com curtose semelhante a de elementos de escalas maiores. Contudo, este comportamento diferenciado da curtose adimensional de q precisaria ser investigado mais profundamente com um aparato experimental mais elaborado, com medições em diferentes níveis, para verificar uma possibilidade de alteração da curtose com o afastamento da lâmina de água; para isto as medidas precisariam ser realizadas principalmente próximas da lâmina de água e em níveis mais altos.

Para tentar entender melhor este resultado, realizou-se um estudo de caso para as flutuações de q projetadas em tempo x escala para a noite entre os dias 21 e 22 de Fevereiro de 2002. Conforme foi apresentado na tabela 2, para esta noite observou-se um evento de JBN tipo 1 no horário entre 02:00h e 06:00h e 6 eventos de OG's (tabela 4). Na figura 24 apresenta-se o sinal bruto de q , a projeção (em tempo x escala) para a escala de maior valor de curtose adimensional (escala que pode ter sido mais influenciada pela intermitência global) e para as escalas de ocorrência de OG's.

O sinal bruto de umidade para a estação inundada do Pantanal na CLN possui um claro padrão de oscilação de baixa frequência. Esta oscilação de baixa frequência é perceptível por todo o sinal. Utilizando-se do recurso de “zoom”, observa-se a presença de Estruturas Coerentes (EC's) do tipo rampa no sinal de umidade (Fig. 24-f). Robinson (1991) definiu estrutura coerente como sendo uma região tri-dimensional do escoamento no qual pelo menos uma grandeza fundamental deste (componente da velocidade, densidade, temperatura, etc.) apresenta correlação significativa com ela própria ou com outra variável sobre um intervalo espacial e/ou temporal que

seja significativamente maior do que a menor das escalas locais do escoamento. A presença destas EC's pode exprimir o fator que promove este comportamento diferenciado da umidade. Além disto, observa-se que as EC's não são estacionárias, pois nota-se intervalos de tempo com inversão das "rampas". Para pequenas escalas temos fluxo positivo de calor latente e para as maiores escalas temos fluxo negativo de calor latente. Analisando-se as projeções em escala das flutuações de q observa-se que as oscilações de baixa frequência (escalas das OG's) e as oscilações com frequência mais alta (escala mais intermitente) apresentam uma tendência à diminuição da amplitude de oscilação no decorrer da noite. Isto pode ser um indicativo de uma interação com o transporte de flutuabilidade ainda advindo da lâmina de água no final da noite.

A propósito, Acevedo et al. (2007) em seu estudo sobre as trocas entre superfície e atmosfera sobre o rio da Prata no Rio Grande do Sul, observaram que uma típica evolução dos fluxos verticais da superfície do rio mostra fluxos de calor sensível e latente positivos durante a noite (do rio para a atmosfera) e negativos durante o dia. A partir destes resultados eles sugeriram que o rio pode ser um sumidouro de calor e umidade para as condições diurnas e fonte de calor e umidade para as condições noturnas, além de que em conformidade com os estudos de Evans et al. (1998) sobre o balanço de energia sobre o rio Blithe no Reino Unido, os fluxos sobre o rio seriam não locais decorrentes da circulação do vale. Eles demonstraram que este fluxo pode decrescer no decorrer da noite com a diminuição do gradiente de temperatura entre a água e o ar. Este gradiente de temperatura seria o mecanismo para estabelecer este fluxo positivo durante a noite. Para situações com a água mais quente que o ar, observa-se ser este fluxo de calor, positivo. Devido à maior capacidade térmica da água em comparação com uma superfície de terra, este comportamento "invertido" de fluxos de calor positivo durante a noite e negativo durante o dia pode ser esperado para regiões alagadas como o Pantanal.

Esta diminuição das oscilações observadas ao longo da noite pode ser decorrente de uma diminuição do gradiente de temperatura entre a superfície da água e o ar. Além disto, os efeitos não-locais descritos acima podem ser a causa para o comportamento diferenciado da curtose adimensional de q para as escalas de comprimento abaixo de 10m. Contudo, como foi descrito acima, são necessárias medidas experimentais com um maior aparato de equipamentos e em diversos níveis, diferentemente do que foi utilizado nos experimentos IPE-2 e IPE-3, para que se possa ter informações mais conclusivas sobre este comportamento diferenciado da curtose de q .

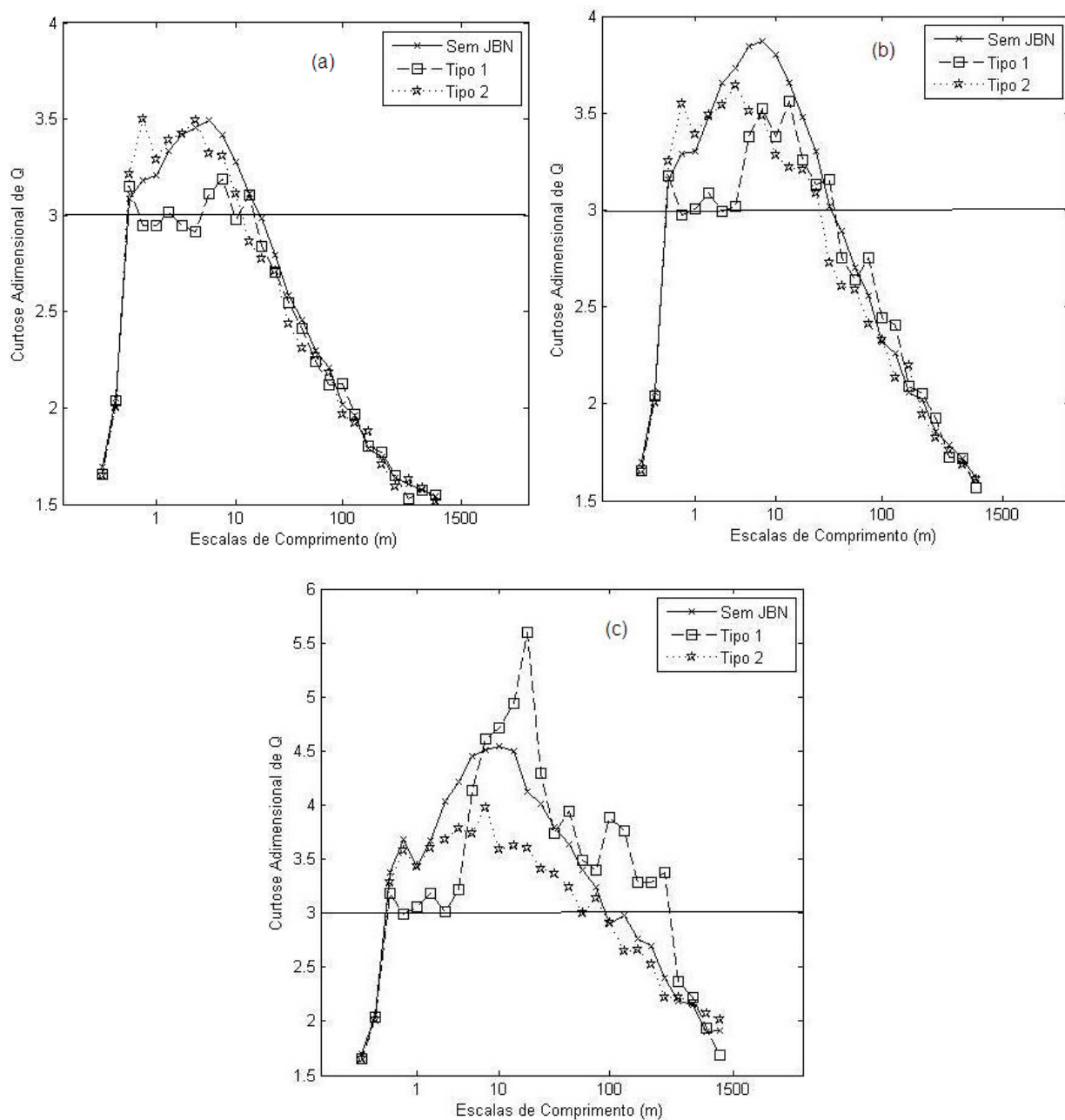


Figura 23 – Curtose Adimensional de q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos, (c) IPE-3 com média de 30 minutos. (A reta horizontal de ordenada igual a 3, aponta o valor da Gaussianidade).

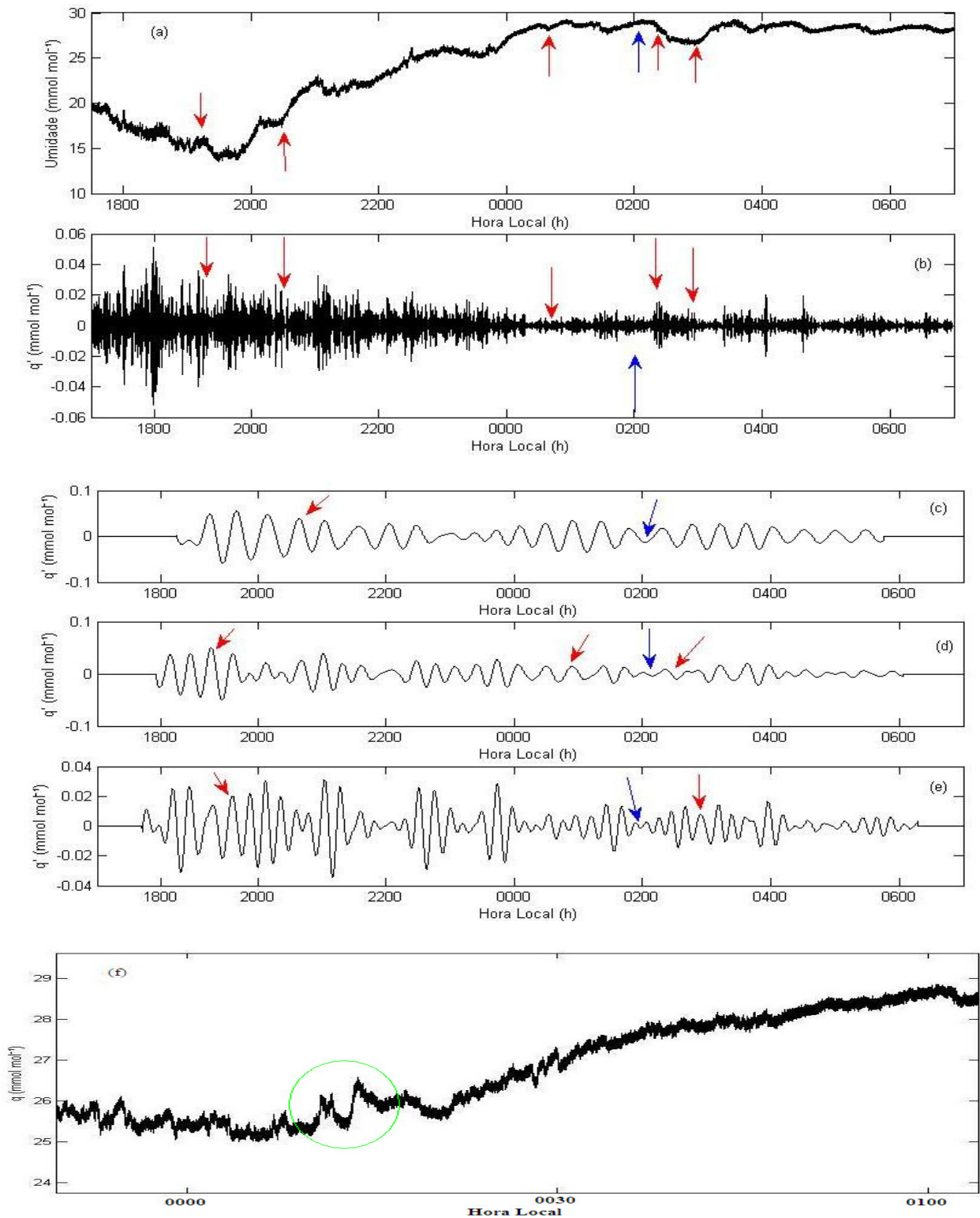


Figura 24 – Sinal de umidade para a noite entre os dias 21 e 22 de Fevereiro de 2002 durante a estação inundada do Pantanal (IPE-3). (a) sinal bruto de q , (b) projeção na escala com maior valor de curtose adimensional de q (escala de tempo de 5s), (c) projeção na escala de 5,5 minutos, (d) projeção na escala de 4 minutos e (e) projeção na escala de 3 minutos. (f) Estruturas Coerentes do tipo “rampa”. As setas vermelhas representam à atuação de OG’s, a seta azul a ação de JBN e o círculo em verde a presença de “rampas” invertidas.

A curtose adimensional de T , para a estação seca e inundada, para as classes sem OG e com OG é apresentada na figura 25. E a curtose adimensional de q , para a estação inundada, para as mesmas classes é apresentada na figura 26. O comportamento das curtoses adimensionais dos escalares T e q , para as classes relacionadas à OG, não se diferencia substancialmente dos resultados discutidos para as classes relacionadas a JBN (Figuras 22 e 23). A diferença mais perceptível está relacionada à curtose de T para a estação inundada. Os valores relacionados às classes ligadas a JBN apresentaram valores maiores que as classes ligadas a OG's. Esta diferença poder ser decorrente das oscilações relacionadas às OG's serem restritas a uma escala tempo ou uma faixa restrita de escalas, diferentemente da atuação dos JBN's que promovem mistura em todas as escalas abaixo dele ou até acima do mesmo (TERRADELLAS et al., 2001;2005; MEILLIER et al., 2008; PRABHA et al., 2008), conforme foi observado pelo estudo de caso da seção 4.1.

Em uma perspectiva geral observa-se que as séries para as classes relacionadas com JBN's e OG's apresentam indicio de influência de intermitência global para escalas de comprimento abaixo de 10m, semelhante ao observado para w e u . Para estas escalas observa-se que as séries são não-gaussianas, exceto para a umidade, que pode estar diretamente influenciada pela troca de fluatibilidade e de vapor de água devido à presença da lâmina de água abaixo da torre ou por efeitos não-locais conforme descrito por Evans et al. (1998) e Acevedo et al. (2007).

Para que se possa entender melhor a estrutura da turbulência sob a ação destes forçantes realizou-se o estudo da decomposição em escala dos parâmetros turbulentos de variâncias, skewnesses, coeficientes de correlação e covariâncias para as classes: sem JBN, com JBN tipo 1, com JBN tipo 2, sem OG e com OG. Inicia-se este estudo na seção 4.2 que trata da estrutura da turbulência para as estações seca e inundada do Pantanal sob a ação de JBN's. Na seção 4.3 implementa-se a mesma metodologia voltada para a análise da influência de OG's na estrutura da turbulência na CLN do Pantanal.

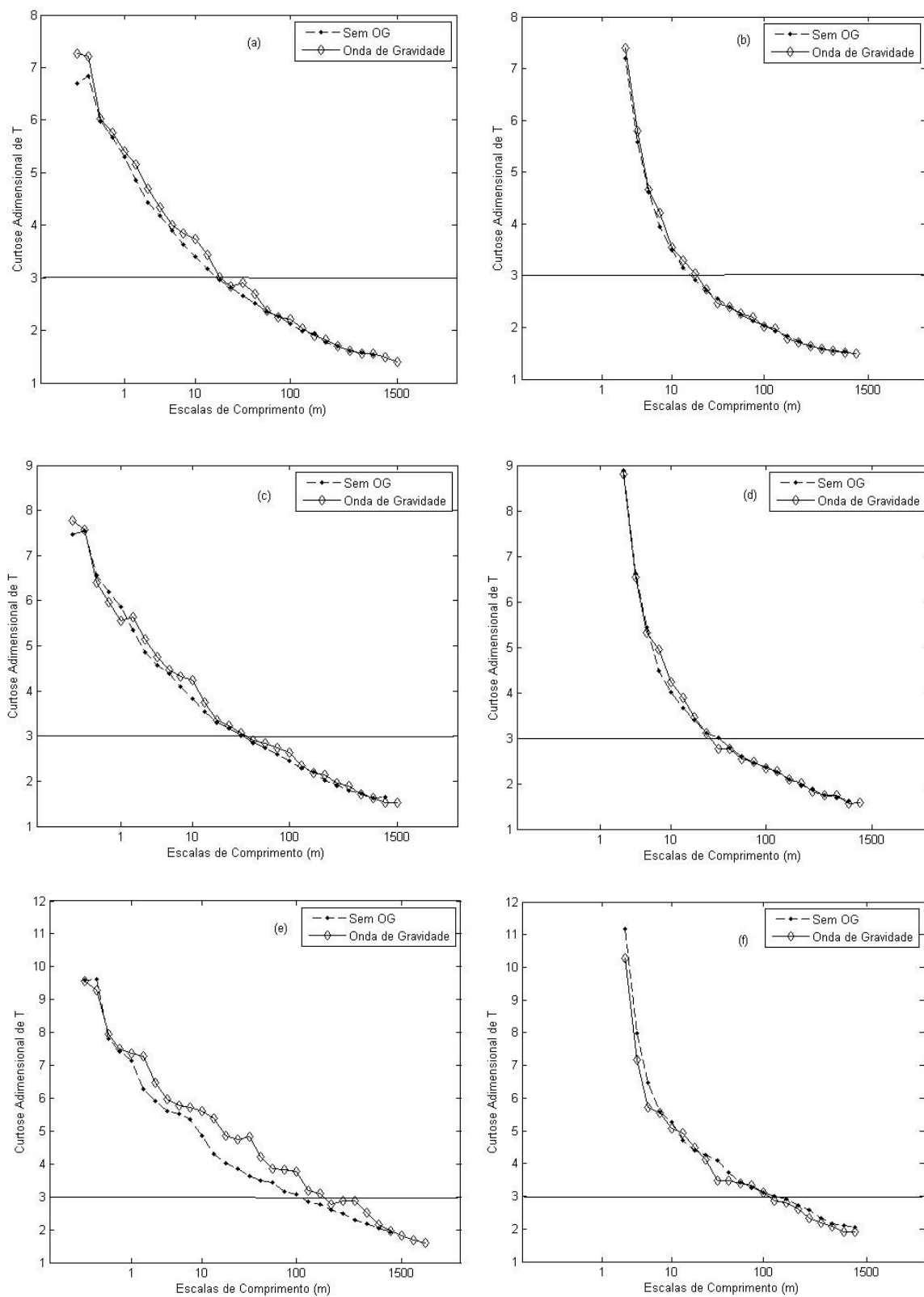


Figura 25 – Curtose Adimensional de T sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos, (e) IPE-2 com média de 30 minutos, (f) IPE-3 com média de 30 minutos.

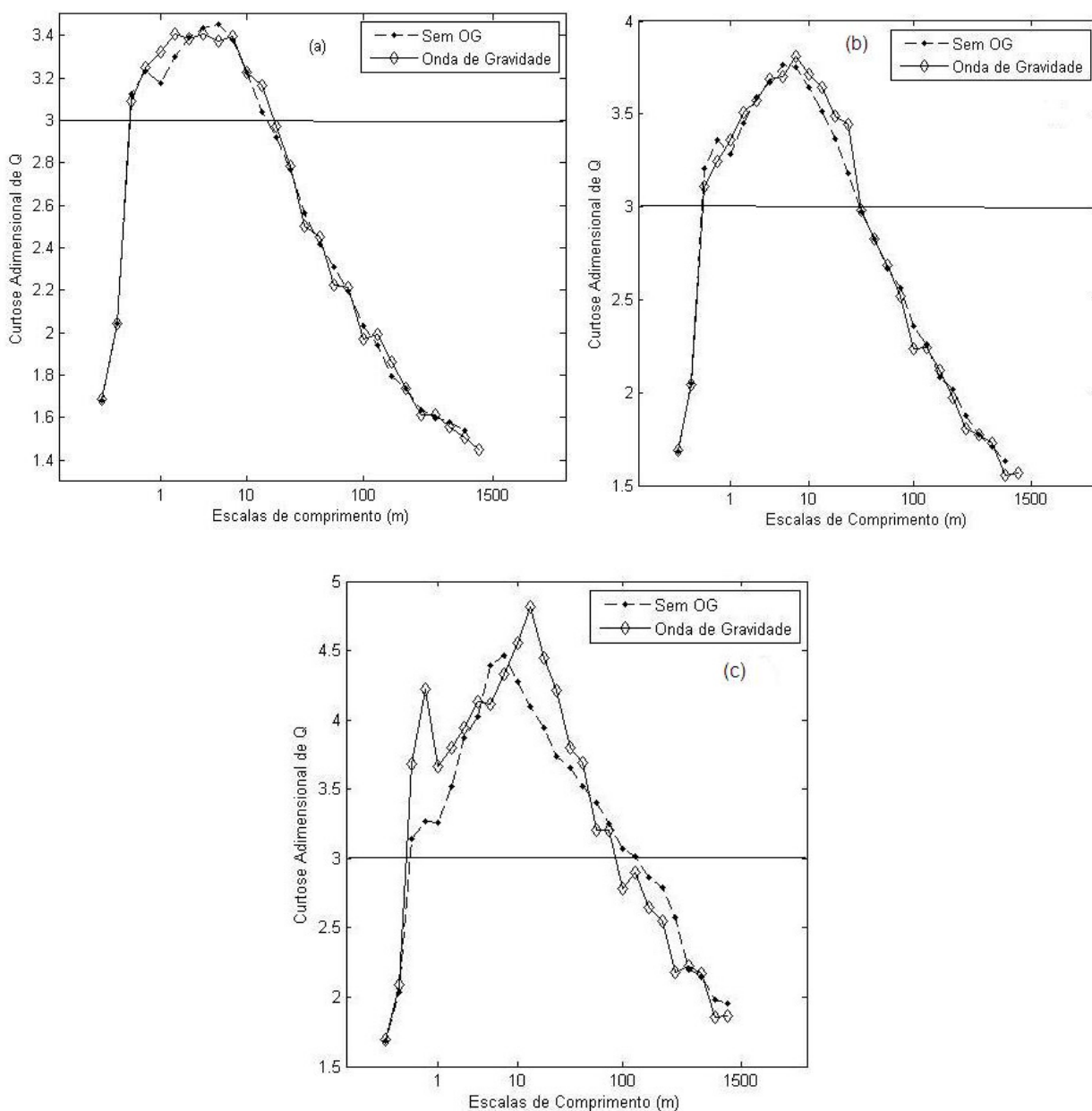


Figura 26 – Curtose Adimensional de q sob a influência de Onda de Gravidade e sem a presença de OG. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos, (c) IPE-3 com média de 30 minutos.

4.2 A AÇÃO DE JATOS DE BAIXO NÍVEL SOBRE A VARIABILIDADE EM ESCALA DE GRANDEZAS TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL

Nas análises a seguir procedeu-se, conforme apresentado por Daubechies (1992, pg.20), Kaimal e Finnigan (1994, pg.259) e Foken (2006), ao exame dos dados para eliminar efeitos de

“aliasing” (transferência de energia de frequências maiores, não resolvidas pelas condições amostrais, a qual se incorpora de modo espúrio às frequências mais altas resolvidas pelas condições amostrais).

Para esta seção aplicaram-se as janelas de média de 5 minutos, pois segundo Sun et al. (2004), na CLN, médias de 5 minutos capturam todas as contribuições importantes dos turbilhões turbulentos. E a janela de 10 minutos devido ao Pantanal apresentar superfícies próximas de corpos de água (no IPE-2) ou apresentar-se inundado (IPE-3). Isto remete ao que foi descrito por Sempreviva e Gryning (2000), em seu estudo sobre a correlação entre temperatura e umidade na ilha de Anholt entre a Dinamarca e a Suécia, conforme descrito na metodologia (seção 3.2). A janela de média de 30 minutos não foi utilizada devido a grande incorporação de elementos de mesoescala atrapalhar a visualização do comportamento em uma faixa mais ampla de escalas de comprimento, conforme já foi mencionado anteriormente.

As variâncias por escala de w , T e q para a CLN do Pantanal sob a ação das classes: sem JBN, com JBN tipo 1 e com JBN tipo 2, foram calculadas para a estação seca e inundada (exceto para q que foi calculada somente para a estação inundada devido a problemas experimentais). Os resultados desta seção são relativos aos eventos de JBN descritos nas tabelas 1 e 2. Os resultados da classe JBN tipo 1 são médias dos horários dos dois eventos (o que representa 30 cálculos com médias de 10 minutos e 60 cálculos com médias de 5 minutos), para a estação seca e do horário do único evento para a estação inundada (o que representa 24 cálculos com médias de 10 minutos e 48 cálculos com médias de 5 minutos). Para a classe JBN tipo 2 os resultados da estação seca (60 cálculos com médias de 10 minutos e 120 cálculos com médias de 5 minutos) e inundada (69 cálculos com médias de 10 minutos e 138 cálculos com médias de 5 minutos) são médias dos horários dos 3 eventos observados em cada estação. Para a comparação da variabilidade em escala, a energia contida em cada escala é normalizada pela divisão com a variância total do sinal (VON RANDOW et al., 2002).

As variâncias normalizadas de w , por escala, para as classes relacionadas a JBN, para as estações seca e inundada na CLN do Pantanal, são apresentadas na figura 27. Nota-se que, para uma mesma estação, não há alterações perceptíveis na variância de w por escala, para as classes relacionadas a JBN, com a alteração da janela de média. O máximo de energia, para as duas estações e para todas as classes, foi encontrado para as escalas de comprimento próximas de 10m.

Ressalta-se também que houve contribuições claras para a variância de w em escalas superiores a 1000m, exclusivamente para o IPE-2 (quando houve mais estabilidade noturna), para situações com JBN tipo 1. Isto sugere fortemente uma relação entre JBN tipo 1 e intermitência global, conforme os resultados apresentados na figura 18. A diminuição da ECT sobre a ação do JBN tipo 1, observada no estudo de caso da seção 4.1, reflete a existência de condições fortemente estáveis, que inibiriam a ação deste forçante na CLN do Pantanal, na estação seca. Este aumento da estabilidade propicia a atuação de elementos de intermitência global sobre as séries de dados (MAHRT, 1999; CUXART et al., 2000; POULOS et al., 2002; TERRADELLAS et al., 2005).

O pico de energia para as escalas de comprimento superiores a 1000m também pode ter sido estabelecido por estruturas de escalas maiores que a altura do JBN, conforme descrito por Prabha et al. (2007), em seu estudo sobre efeitos de baixa frequência sobre os fluxos devido um JBN em uma floresta de pinheiros nos Estados Unidos, e Prabha et al. (2008) em sua análise sobre JBN em fracas condições de blindagem. Prabha et al. (2007) descrevem que a irrupção de um JBN produz uma oscilação de baixa frequência devido uma instabilidade no cisalhamento do vento decorrente da manifestação da ocorrência do jato. Eles descrevem que as escalas de comprimento associadas com esta oscilação são maiores que a altura do JBN e manifestam-se como estruturas do tipo “top-down”, proposição que ajuda na interpretação dos resultados do Pantanal.

Observa-se que, para a estação seca (Figuras 27-a, 27-c), a classe JBN tipo 2 possui o pico com maior energia entre as três classes (sem JBN, com JBN tipo 1 e com JBN tipo 2), para escalas de comprimento um pouco abaixo de 10m. Para a estação inundada (Figuras 27-b, 27-d) a classe JBN tipo 1 possui o pico com maior energia entre as três classes(sem JBN, com JBN tipo 1 e com JBN tipo 2), para as escalas de comprimento um pouco acima de 10m. Esta diferença entre estações pode ser decorrente da maior atividade turbulenta no IPE-3 (SÁ e ANDRADE, 2006), consequência das condições noturnas levemente instáveis observadas. A formação de uma camada de inversão térmica até o centro do jato no IPE-3, condição necessária para JBN tipo 1 (MATHIEU et al., 2005), somente se estabeleceria devido a ação do jato do tipo “upside-down” (do topo da CLA para a superfície) (MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999). Posteriormente, a investigação de mecanismos de grandes escalas atuando de forma “upside-down” será efetuada em maiores detalhes através dos cálculos de skewnesses por escala para w , T e q .

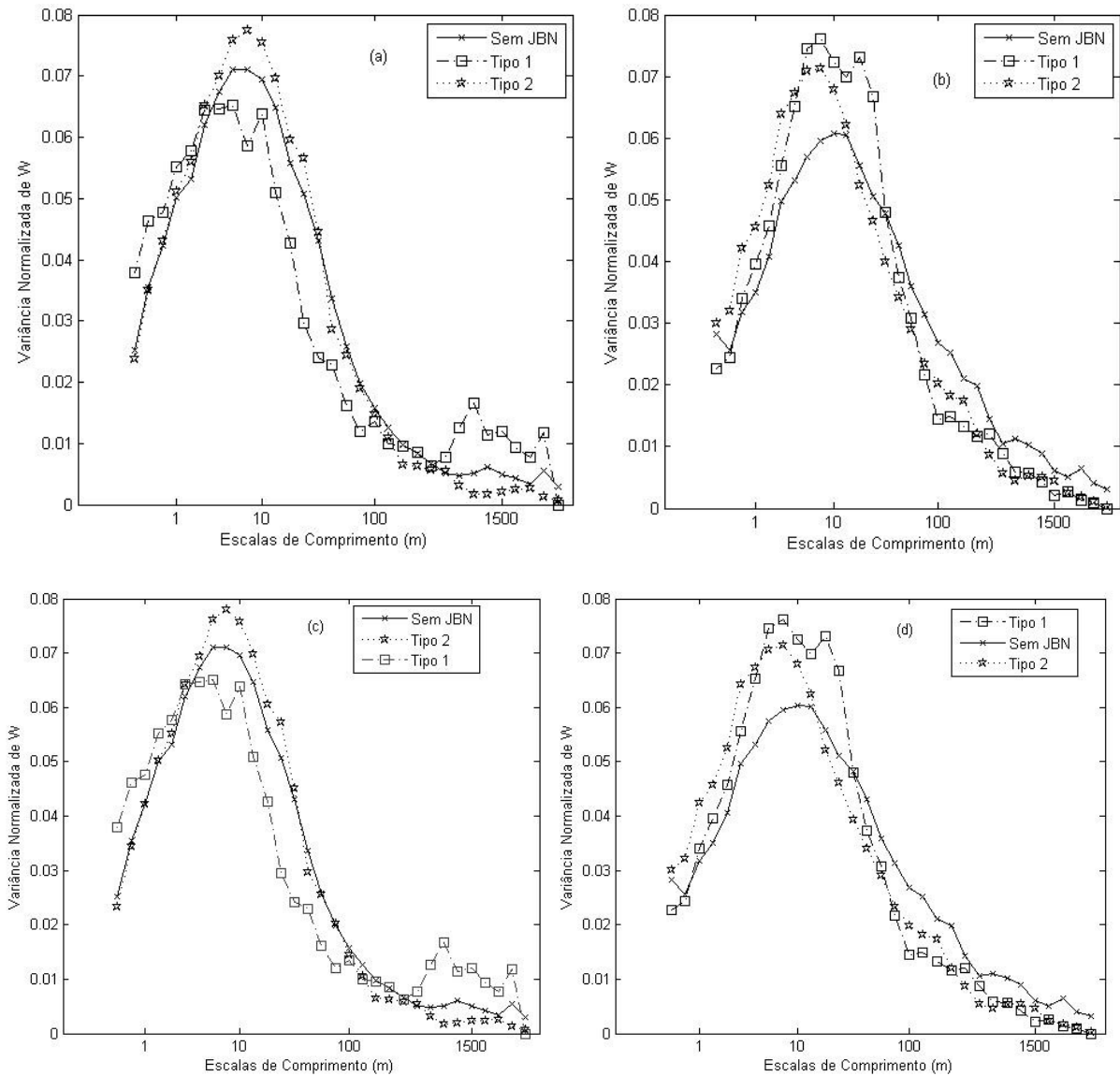


Figura 27 – Variância Normalizada de w sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

A variância normalizada de T e a variância normalizada de q , para as classes relacionadas a JBN's, para as duas estações, são apresentadas nas figuras 28 e 29, respectivamente. Nota-se que novamente o aumento da janela de média não interfere nas variâncias, ou seja, não estão sendo filtradas as contribuições mais importantes com a alteração do segmento amostral. Observa-se que a variância de T apresenta, para as duas estações, um pico em escalas de comprimento acima de 1000m, para todas as classes. Contudo percebe-se a quantidade de energia associada aos picos das variâncias de T para as classes JBN tipo 1 e JBN tipo 2 é maior que

aquela dos picos para a classe sem JBN. Comportamento semelhante é observado para a variância de q , para a estação inundada. As classes relacionadas a JBN's apresentam um pico para escalas de comprimento acima de 1000m. Este resultado reforça o caráter do JBN de estrutura que promove intermitência global, e será novamente discutido juntamente com a apresentação de outros momentos estatísticos.

A presença dos picos, em escalas de comprimento superiores a 1500m, para as variâncias dos escalares reforçam a possibilidade de efeitos de circulação local, ou de intermitência global (com escalas maiores que a altura do JBN), conforme pode ser visto na figura 30 que apresenta dois exemplos de dados brutos de temperatura durante eventos de JBN com comportamento intermitente. Outra possível explicação para os picos nas variâncias para as escalas acima de 1000m pode ser a ação de bolsas de ar seco devido ao entranhamento pelo topo da CLA que podem impactar sobre o escoamento em superfície, esta possibilidade será investigada na seção 4.2.1 (MAHRT, 1991; SEMPREVIVA e GRYNING, 2000; PRABHA et al., 2008; MAHRT et al., 2009; MAHRT, 2010). Uma terceira explicação para os picos observados pode ser decorrente do mecanismo de circulações não-locais devido a presença de diversos lagos rasos na região em torno da torre, característica comum do Pantanal, conforme foi descrito por Acevedo et al. (2007) e Evans et al. (1998). Estes resultados voltarão a ser interpretados nos tópicos seguintes, quando da apresentação dos resultados das covariâncias entre grandezas micrometeorológicas e dos coeficientes de correlação associados.

Outras características interessantes das variâncias dos escalares são a presença de um pico para escalas de comprimento próximas de 10m (para a temperatura), para a estação seca. Este pico não é observado para a estação inundada, pois a variância de T nesta estação apresenta valores pequenos, mas não nulos, para as escalas de comprimento até as proximidades da escala de 800m. Contudo, observa-se que a variância de q para esta mesma faixa de escalas possui variância nula ou praticamente nula. A propósito, Lamaud e Irvine (2006), estudando a dissimilaridade entre temperatura e umidade, concluíram que, dependendo do estado de umidade da superfície de uma floresta no sudoeste da França, o transporte de calor sensível é mais eficiente que o transporte de vapor de água. Este resultado pode explicar a variância praticamente nula para a umidade, nas escalas até as proximidades da escala de 800m. Eles descrevem que esta diferença no transporte decorre de efeitos não locais de entranhamento que modificam a variância da umidade. Mahrt (1991) através de medidas coletas em vôos sobre o sudoeste da França

durante o experimento HAPEX (Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment) descreve que o entranhamento de ar seco na CLA atua secando a CLA e o fluxo de umidade da superfície atua umedecendo a CLA. Em consequência disto é gerado um gradiente vertical de umidade próximo à superfície. Por outro lado, tanto o fluxo de calor da superfície e o entranhamento de calor atuam aquecendo a CLA. Este entranhamento “top-down” de ar mais seco e quente para dentro da CLA pode ser a causa das diferenças observadas entre as variâncias de temperatura e umidade.

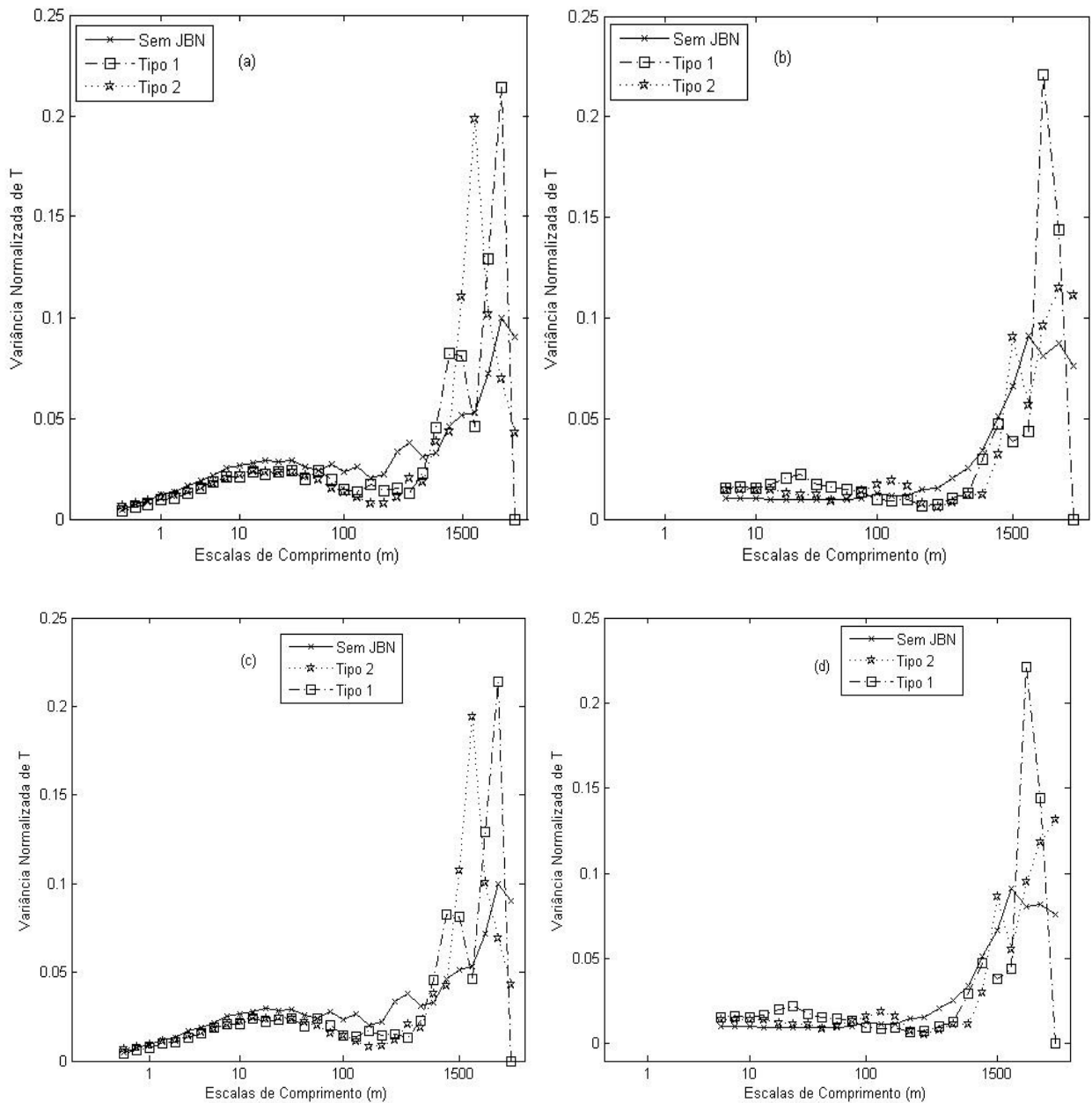


Figura 28 – Variância Normalizada de T sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

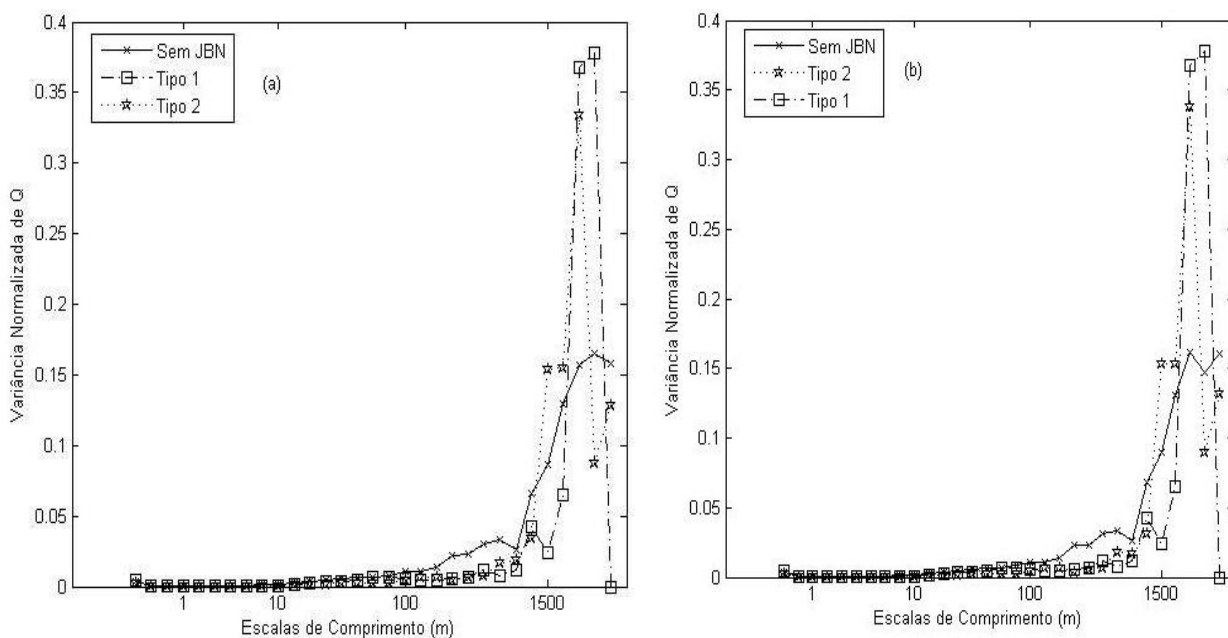


Figura 29 – Variância Normalizada de q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN. (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

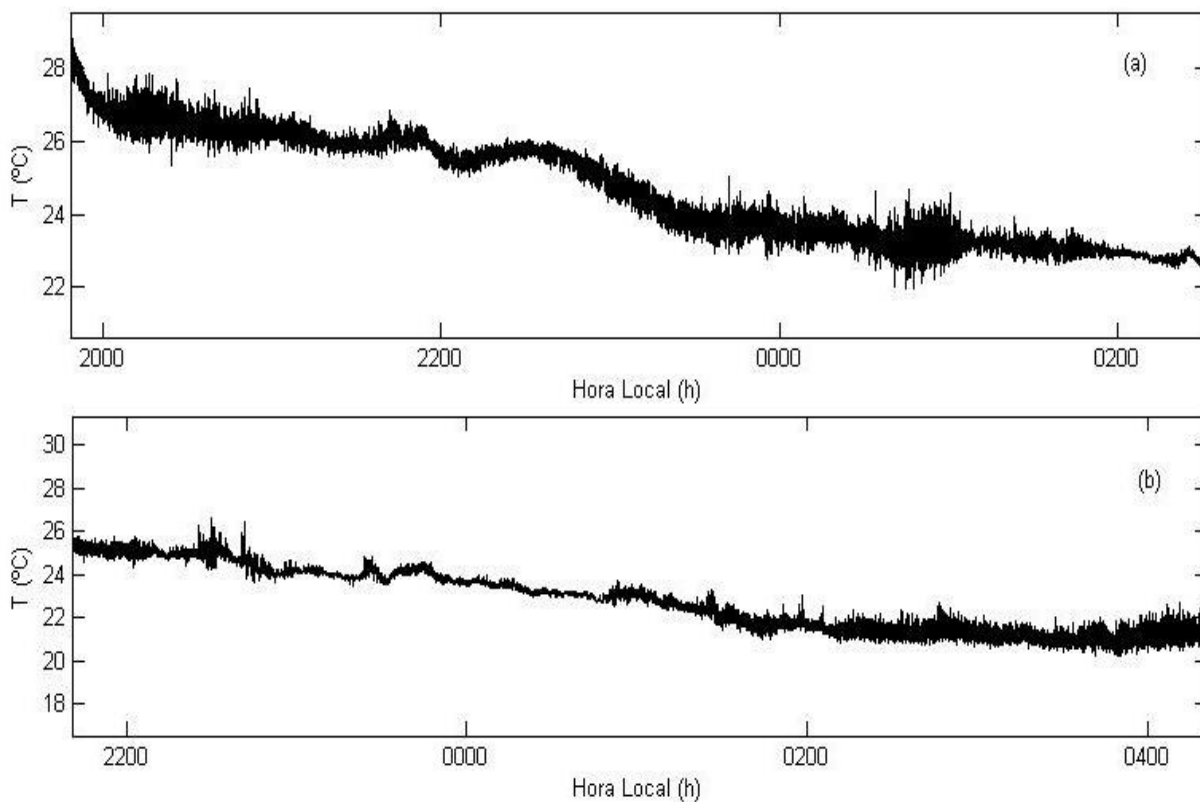


Figura 30 – Séries de dados brutos de temperatura para dois eventos de JBN. (a) Série temporal bruta de temperatura para a noite entre os dias 14 e 15 de Setembro de 1999, com um evento de JBN tipo 2 no horário entre 20:00h e 01:00h. (b) Série temporal bruta de temperatura para a noite entre os dias 17 e 18 de Setembro de 1999, com um evento de JBN tipo 1 no horário entre 02:00h e 03:00h.

Para investigar a existência destes mecanismos de grande escala na CLN do Pantanal para as classes relacionadas a JBN's, calcularam-se outros momentos estatísticos dentre os quais os skewnesses de w e T , por escala, para as duas estações (Figuras 31 e 32, respectivamente). Além disso, calculou-se o skewness de q para a estação inundada (Figura 33) afim de se verificar a possibilidade da ocorrência de diferentes regimes de umidade estabelecidos por cada classe (MAHRT, 1991).

Ao se fazer apreciação global para o skewness de w [a partir deste ponto representa-se o skewness por $sk(w)$], percebe-se um limiar, um pouco abaixo de 100m, acima do qual há predominância de valores fortemente negativos para JBN tipo 1 e positivos para JBN tipo 2 na estação seca. Estes são muito menores ou não se manifestam quando não há JBN. Na estação inundada, a diferença está nas maiores intensidades dos valores de $sk(w)$ nas grandes escalas. Percebe-se que o aumento do segmento amostral é acompanhado de valores mais intensos para o $sk(w)$, para as duas estações, e principalmente para a classe JBN tipo 1.

Analisando-se o $sk(T)$ nota-se que o mesmo limiar logo abaixo da escala de 100m, também está presente, mas unicamente, na estação seca. Porém, ressalte-se que aqui o JBN tipo 1 é predominante nas oscilações entre valores muito positivos, ou muito negativos, provavelmente, reflexos de movimentos ascendentes e descendentes de massas de ar em escalas maiores que 100m. Para $sk(T)$ também é observado que o aumento da janela de média é acompanhado da intensificação das fortes contribuições positivas para o JBN tipo 2 e negativas para o JBN tipo 1. Isto pode ser decorrente do aumento incorporação de elementos de intermitência global.

Os resultados dos skewnesses de w e T reforçam a possibilidade de atuação de forçantes que estabelecem não-estacionariedade nos sinais de w e T devido à ação promotora de intermitência global, principalmente ligadas ao JBN tipo 1. Observa-se que esta classe apresenta um padrão que pode estar associado a movimentos ascendentes de massas de ar mais frio e descendente de massas de ar mais quente. Observando-se a figura 30 nota-se a irregularidade nas intensificações das flutuações de temperatura, que podem estar associadas à atuação de forçantes geradores de intermitência global sobre a série de dados. A propósito, Venäläinen et al. (1999) em sua pesquisa sobre a variação sazonal e diurna dos fluxos de calor latente e sensível acima de dois lagos durante o experimento NOPEX, descrevem uma outra possibilidade para as oscilações observadas para $sk(w)$ e $sk(T)$. Eles discutem que circulações locais podem ser estabelecidas

entre a terra e o lago e que estas circulações podem causar interferências significativas nos fluxos de calor, devido ao estabelecimento de uma ou mais camada limite interna na interface entre terra e lago. Esta diferença de temperatura entre superfície e lago é decorrente da maior capacidade térmica da água em comparação com a da superfície. Eles explicam que a troca de energia entre a superfície do lago e camadas mais profundas da água é mais eficiente do que entre a superfície da terra e camadas mais profundas do solo. Conforme foi discutido por Acevedo et al. (2007), em seu estudo sobre as trocas entre o rio da Prata e a atmosfera, isto propicia que o corpo de água (rio ou lago) funcione com o uma fonte de calor durante a noite e um sumidouro de calor durante o dia. A partir destes gradientes térmicos que podem ser estabelecidos entre a superfície da lâmina de água e o ar acima e também entre a lâmina de água e porções de terra seca, no Pantanal, pode-se estabelecer circulações locais provenientes destas heterogeneidades térmicas (BURBA et al., 1999). A ocorrência de circulações locais decorrentes das heterogeneidades térmicas no Pantanal é uma forte possibilidade, pois Oliveira et al. (2006) em seu estudo sobre os fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal relatam a presença de fluxos positivos durante a noite para a estação inundada. Eles atribuíram este resultado à mudança das características físicas da superfície decorrente da presença da lâmina de água no sítio experimental. Estes assuntos serão novamente discutidos nos tópicos seguintes.

Na próxima seção investiga-se a influência dos JBN's sobre a possibilidade de entranhamento de massas de ar seco pelo topo da CLA. Para esta finalidade utilizaram-se os cálculos do $sk(q)$ e do coeficiente de correlação entre w e q , conforme metodologia descrita por Mahrt (1991) em seu estudo sobre regimes de umidade atmosférica.

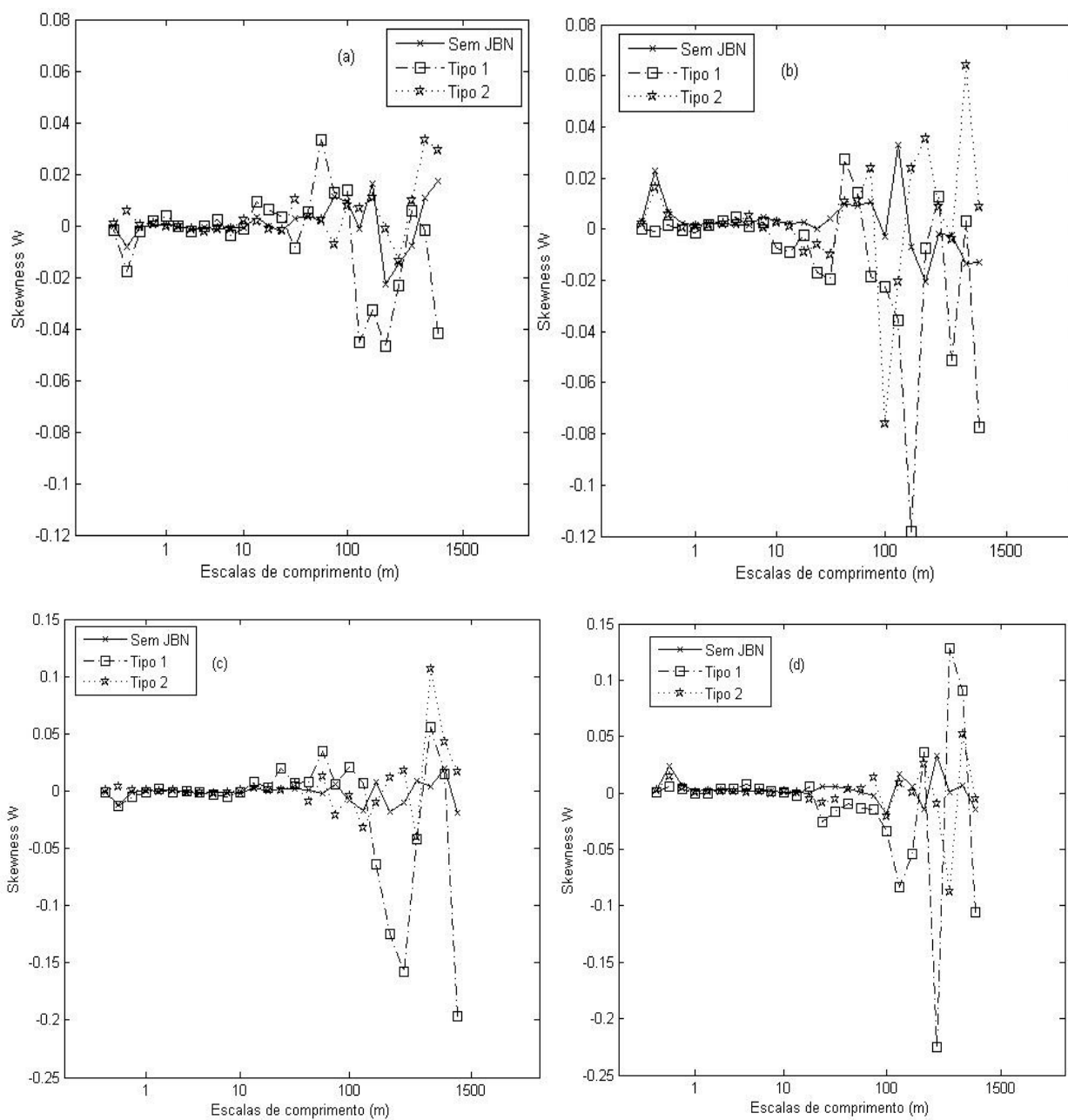


Figura 31 – Skewness de w sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

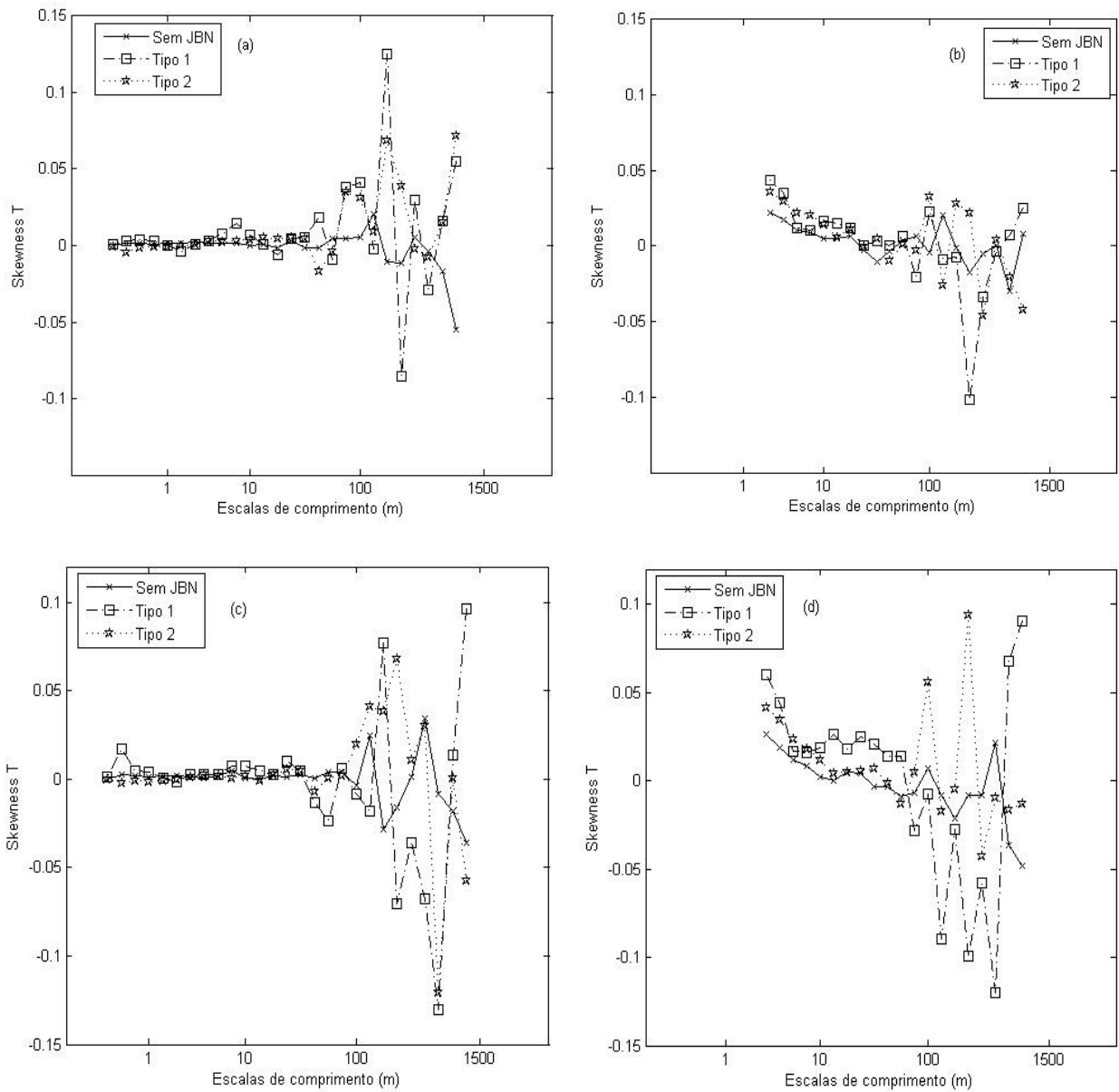


Figura 32 – Skewness de T sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.2.1 Regimes de umidade específica

Utilizando-se do $sk(q)$ (Figura 33), investigou-se a possibilidade das estruturas de grande escala apresentadas acima serem decorrentes de mecanismos de entranhamento de bolsas de ar seco (MAHRT, 1991, VON RANDOW et al., 2002). Um indicativo da ação de bolsas de ar seco

pode ser encontrado através do coeficiente de correlação entre w e q (MAHRT, 1991). Mahrt (1991) demonstrou que o entranhamento de ar seco pelo topo da CLA é acompanhado de uma diminuição da correlação entre w e q , pois o movimento vertical destas bolsas de ar seco é negligenciável.

Aqui observa-se o mesmo limiar, agora um pouco antes da escala de 100m. No caso da classe JBN tipo 1 há alternância dos valores de $sk(q)$ entre máximos e mínimos com o aumento das escalas de comprimento. Este comportamento é menos pronunciado para a classe JBN tipo 2. Já a classe sem JBN, diferentemente das $sk(w)$ e $sk(T)$, possui um aumento considerável de $sk(q)$ nas maiores escalas, indicado que outro fenômeno apenas associado ao vapor de água atua decisivamente na estação inundada.

Através dos resultados do coeficiente de correlação (figura 34), observa-se que não há muita diferença entre o comportamento das classes supramencionadas. Da análise da figura 34 conclui-se que para as escalas próximas de 10m têm-se duas possibilidades: a) movimento ascendente de massas de ar seco e b) movimento descendente de ar úmido (MAHRT, 1991), ambas estabelecendo um fluxo negativo de calor latente. Já para as escalas próximas de 100m pode-se concluir haverem duas possibilidades: a) movimento ascendente de massas de ar úmido e b) movimento descendente de massas de ar seco, estabelecendo um fluxo positivo de calor latente. Para analisar estas perspectivas realizou-se uma análise de quadrante com as flutuações de w e de q para as escalas de 10m e 100m (figura 35). Como exemplo utilizou-se as flutuações de w e q para o horário de ocorrência do JBN tipo 1 (02:00h a 06:00h na noite entre os dias 21 e 22 de fevereiro de 2002).

A análise de quadrante para as escalas de 10m e 100m permite concluir que para aquelas próximas de 10m predominam as trocas de calor latente negativo, com ocorrência de transporte ascendente de massas de ar mais seco e transporte descendente de massas de ar mais úmido, sendo que estas escalas atuam no sentido de promover o aumento da estabilidade térmica na CLN do Pantanal, na estação inundada. As escalas próximas de 10m representam as trocas entre superfície e atmosfera devido a fatores exclusivamente provenientes da superfície. Para as escalas de comprimento próximas de 100m predominam as trocas de calor latente positivo com ocorrências de transporte ascendente de ar mais úmido e transporte descendente de ar mais seco, estas escalas atuam no sentido de promover a instabilidade térmica na CLN da estação inundada

do Pantanal. As escalas de comprimento próximas de 100m podem estar relacionadas com as heterogeneidades térmicas como aquelas discutidas por Evans et al. (1998) e Acevedo et al. (2007), decorrentes dos gradientes térmicos estabelecidos. As escalas próximas de 100m representam as trocas decorrentes da CLN como um todo e associam-se a processos do tipo top-down. Observando-se o módulo do coeficiente de correlação entre w e q , nota-se que as escalas próximas de 100m possuem módulo do coeficiente de correlação maior que as escalas próximas de 10m. Isto significa que as escalas em torno de 100m têm maior eficiência em transformar a variância de q em fluxo de calor latente positivo do que as escalas próximas de 10m têm em transformar a variância de q em fluxo de calor latente negativo (STULL, 1988, pg.141). Isto pode estar diretamente associado à ocorrência do pico de variância de q , observado nas escalas acima de 1000m, e também a pouca energia disponível para as flutuações de q nas escalas próximas de 10m (figura 29) ou maior variabilidade horizontal em pequenas escalas.

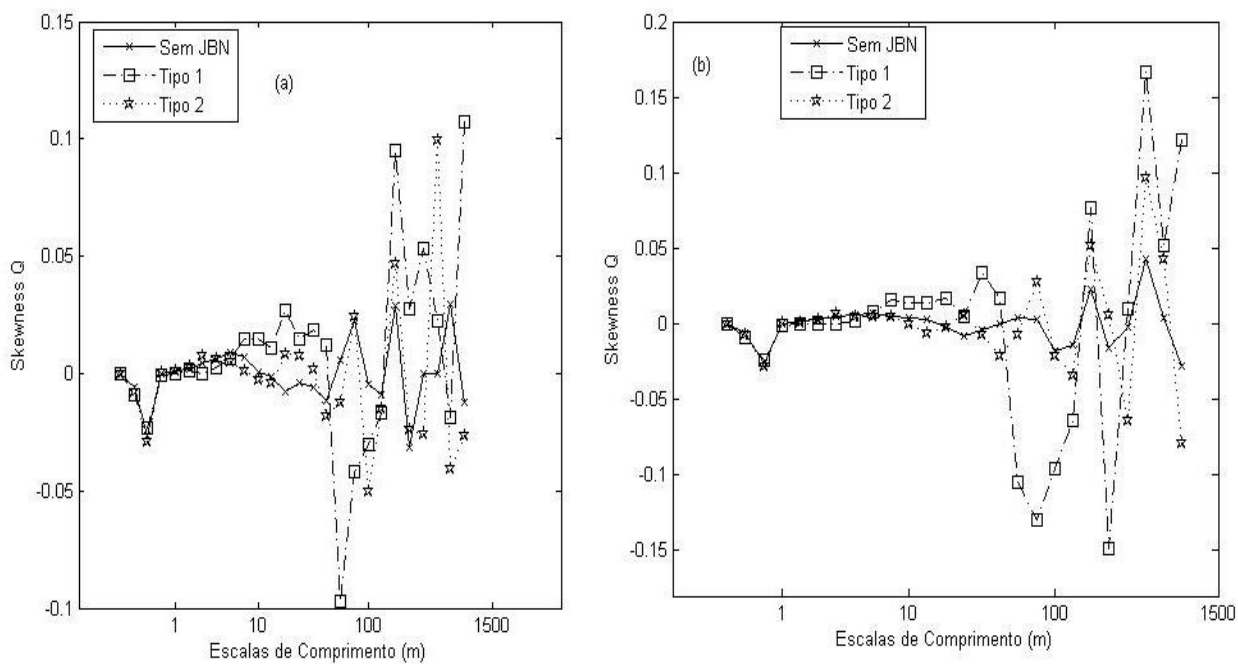


Figura 33 – Skewness de q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

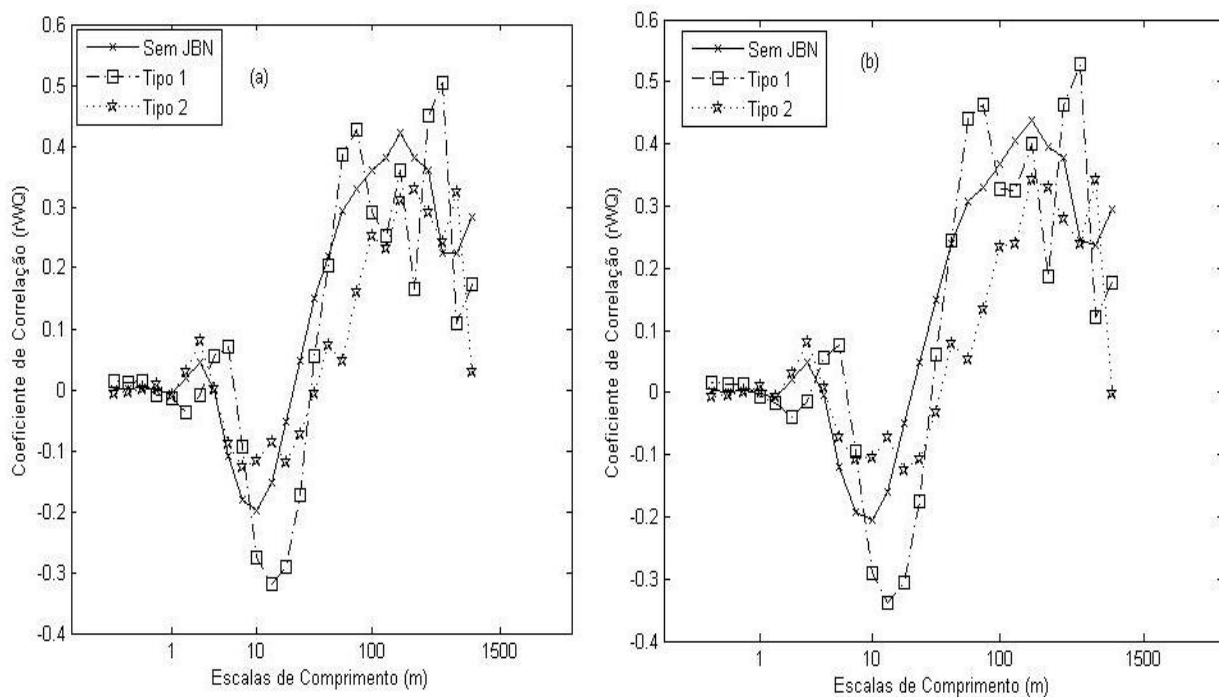


Figura 34 – Coeficiente de Correlação entre w e q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

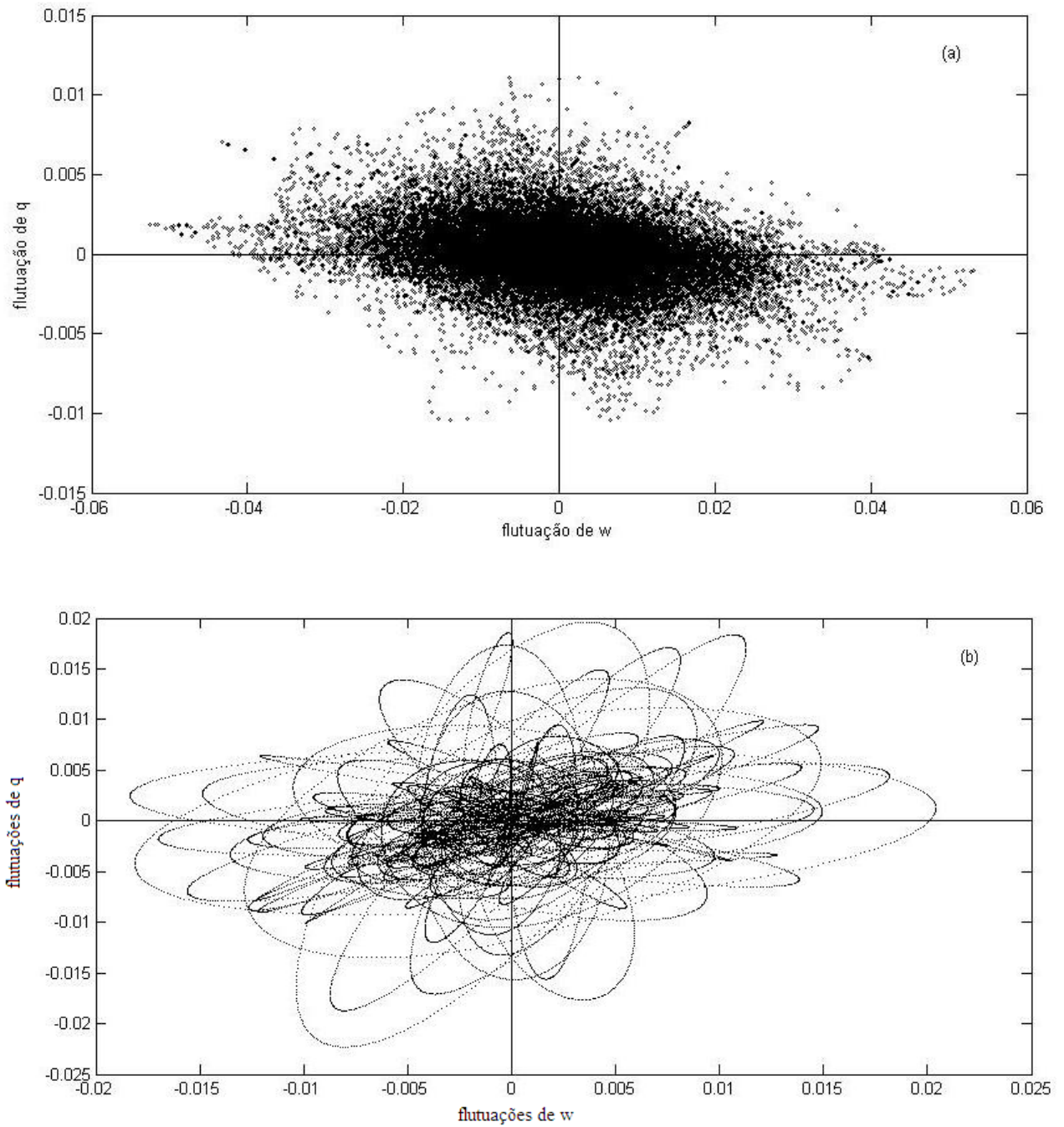


Figura 35 – Análise de quadrante para as flutuações de w e q sob a influência de JBN tipo 1, na estação inundada: (a) escala de comprimento de 10m, (b) escala de comprimento de 100m.

4.2.2 Implicações sobre a validade da teoria da similaridade de Monin-Obukhov na Camada Limite Superficial Pantaneira

Os estudos de similaridade e dissimilaridade entre umidade e temperatura foram investigados em diversas pesquisas (HILL, 1989; MAHRT, 1991; DE BRUIN et al., 1999; SEMPREVIVA e GRYNING, 2000; VON RANDOW et al., 2002; 2004; CHENG et al., 2005; LAMAUD e IRVINE, 2006; YAGÜE et al., 2006; WILLIAMS et al., 2007; DIAS-JÚNIOR, 2008; MARQUES-FILHO et al., 2008; MARTINS, 2008, dentre outros). Conforme metodologia proposta por Sempreviva e Gryning (2000) e Williams et al. (2007), investiga-se a dissimilaridade entre temperatura e umidade, com base no cálculo dos seus coeficientes de correlação por escala, e as implicações de seus valores na classes relacionadas a JBN's neste cenário. Neste sentido, Williams et al. (2007) descrevem que heterogeneidade nos campos de fontes e sumidouros dos escalares proporcionam dissimilaridade entre os escalares. Eles demonstram que a dissimilaridade entre os escalares é caracterizada pelo coeficiente de correlação entre os escalares ser diferente do valor ± 1 , com implicações para a validade da TSMO em tais situações (HILL, 1989; DE BRUIN et al., 1999). Aqui, esta metodologia foi estendida para os coeficientes de correlação por escala, para as classes relacionadas aos JBN's.

Na figura 36 apresentam-se os coeficientes de correlação por escala entre temperatura e umidade, na estação inundada, para as classes relacionadas a JBN's. As curvas desta figura mostram certa semelhança com aquelas apresentadas por Viana et al. (2009) em seu estudo referente às características da turbulência noturna acima de um sítio experimental na Espanha. A tendência geral das curvas para a classe JBN tipo 1 é a da existência de um valor máximo para a correlação entre q e T , r_{qT} , próximo a 0,6, logo acima da escala de 10m e de um valor mínimo relativo para r_{qT} , de cerca de -0,6, próximo à escala de 100m. Tal comportamento, também está presente nas curvas das classes JBN tipo 2 e sem JBN, mas com valores de $|r_{qT}|$ muito inferiores àqueles encontrados para a classe JBN tipo 1. Nas escalas superiores a 1000m, os valores de r_{qT} cruzam novamente a ordenada “zero” e tornam-se positivos, com tendência de aumento para as escalas maiores. Nota-se que não há alteração com o aumento da janela de média.

Novamente percebe-se que há uma separação clara entre duas regiões de comportamento distinto para a CLN do Pantanal. A primeira relacionada, a escalas de comprimento próximas de

10m e a segunda, região relacionada a escalas de comprimento acima de 100m. Para obter maiores informações sobre os forçantes que predominam nestas escalas efetuaram-se os cálculos de covariâncias por escalas relacionadas aos fluxos de momentum, calor sensível e calor latente. Os cálculos das covariâncias são valores médios para os horários dos eventos de JBN tipo 1 (dois eventos para a estação seca e 1 evento para a estação inundada) e dos horários dos eventos de JBN tipo 2 (3 eventos para cada estação).

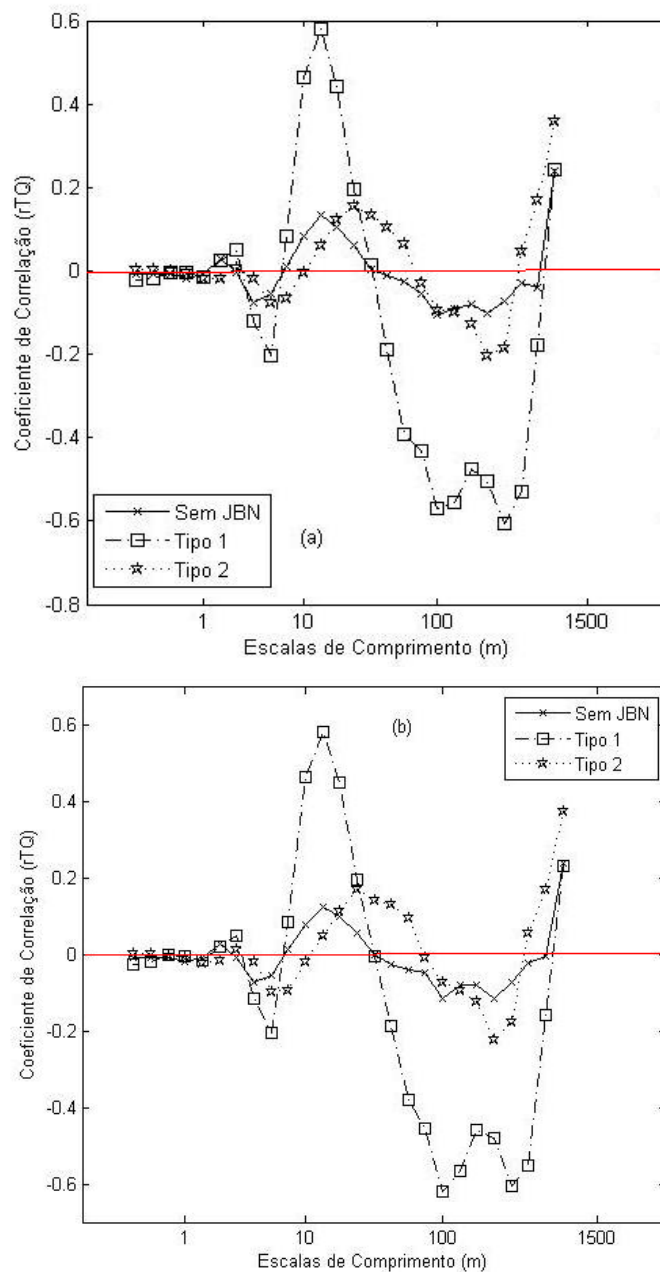


Figura 36 – Coeficiente de Correlação entre T e q sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.2.3 Influência das covariâncias em escala sobre os fluxos turbulentos

As covariâncias por escala, para as classes relacionadas a JBN, foram calculadas para verificar as projeções em escala para os fluxos de momentum, calor sensível e calor latente. Inicialmente investiga-se a covariância para o fluxo de momentum por escala, para as duas estações, na CLN do Pantanal, na figura 37. O fluxo de momentum é calculado pela equação:

$$\tau = \rho[(u'w')^2 + (v'w')^2]^{1/2} \quad (9)$$

Observa-se que não há alteração com o aumento da janela de média para o fluxo de momentum. Nota-se claramente que o fluxo de momentum para a classe JBN tipo 2 é maior do que para as classes JBN tipo 1 e sem JBN, nas duas estações. Para a classe de JBN tipo 2 é esperada a ação de um fluxo de momentum mais intenso devido a sua capacidade de promover mistura descendente (MAHRT, 1999; BANTA et al.,2006; KARIPOT et al.,2006; PRABHA et al.,2007; BANTA, 2008; OHYA et al., 2008).

Para a classe de JBN tipo 1 espera-se um fluxo de momentum menos intenso devido à supressão do cisalhamento promovido pelo jato sob a ação de forte inversão térmica (MATHIEU et al., 2005; PRABHA et al., 2008). A diferença encontrada para as intensidades dos fluxos de momentum, entre as estações, pode ser decorrente da maior atividade turbulenta em superfície inibir a ação do jato em estruturas do tipo upside-down (MAHRT, 1999). Os numerosos picos presentes para a classe JBN tipo 1, na estação inundada, podem ser decorrentes das características da superfície inundada do Pantanal, com múltiplos lagos de vários tamanhos e profundidades, ou também à ocorrência de estruturas de grande escala, acima de 1500m e da própria atividade turbulenta noturna próximo da superfície, mais intensa em escalas próximas de 10m (SÁ e ANDRADE, 2006; PRABHA et al., 2008).

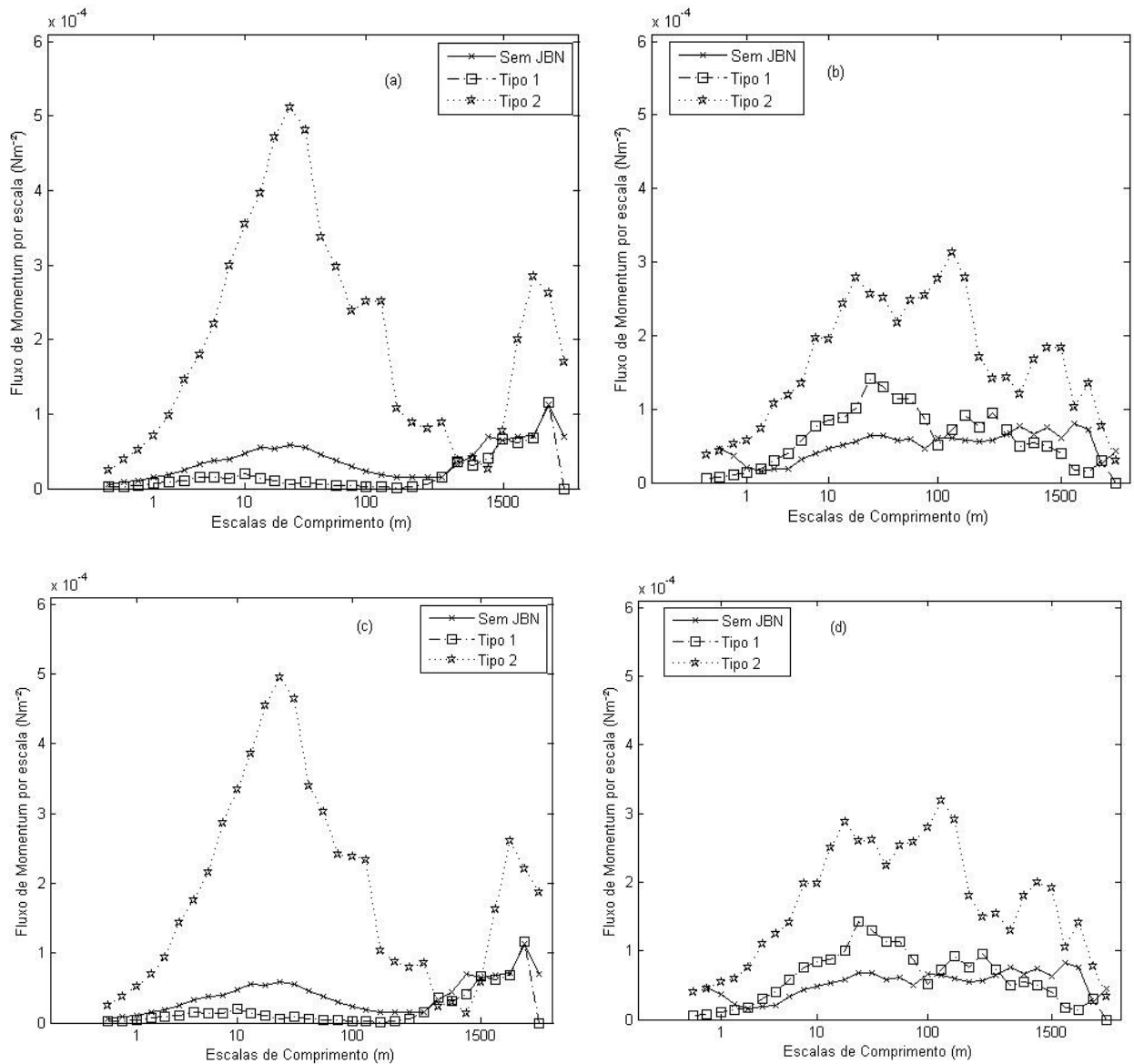


Figura 37 – Covariância média para o fluxo de Momentum por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

Na figura 38 apresentam-se as covariâncias para as contribuições do fluxo de calor sensível, por escala, nas classes relacionadas a JBN para as estações seca e inundada, na CLN do Pantanal. Observa-se a presença de um mínimo bem definido de aproximadamente -0.1 Wm^{-2} , para a classe JBN tipo 2 próximo da escala de 10m, para a estação seca. E um mínimo bem definido de aproximadamente -0.01 Wm^{-2} , na mesma escala para as classes JBN tipo 1 e JBN tipo 2, na estação inundada. Percebe-se que estes picos são correspondentes àqueles para o fluxo de

momentum, indicando que este fluxo negativo pode ser decorrente da ação mecânica das classes de JBN. No escoamento acima do Pantanal, para escalas de comprimento, perto de 1000m, na estação seca e 100m, para a estação inundada, a classe JBN tipo 2 apresenta uma falha (gap) coespectral. Após a falha, a classe JBN tipo 2, para as duas estações, possui contribuições positivas e negativas para o fluxo de calor sensível. A classe JBN tipo 1 apresenta uma falha coespectral para a escala de 1000m nas duas estações. Após a falha, o JBN tipo 1 apresenta contribuições positivas e negativas para o fluxo de calor sensível, contudo em menor intensidade do que na classe JBN tipo 2. A classe sem JBN possui um pico muito pequeno, na estação seca, para a escala de comprimento de 10m e uma falha coespectral para a escala de comprimento de 1000m. Na estação inundada, a classe sem JBN apresenta contribuições predominantemente positivas para o fluxo de calor sensível.

O comportamento para o fluxo de calor sensível nas escalas com contribuições exclusivamente negativas, para a classe JBN tipo 2, é esperado devido à mistura descendente promovida por este tipo de JBN (MAHRT, 1999; CHENG et al., 2005; BANTA et al., 2006; BANTA, 2008; OHYA et al., 2008). O comportamento para o fluxo de calor sensível para as escalas com contribuições exclusivamente negativas, para a classe JBN tipo 1, também pode ser esperado devido manifestação de inversão térmica característica deste tipo de JBN (MATHIEU et al., 2005; PRABHA et al., 2008), para que a mesma ocorra na estação inundada o JBN precisaria atuar promovendo esta inversão térmica. As contribuições alternadas entre positivas e negativas para o fluxo de calor sensível podem ser decorrentes de movimentos de mesoescala transientes, que em condições noturnas se tornam mais perceptíveis devido a menor intensidade da atividade turbulenta (MAHRT, 1998; MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003; ACEVEDO et al., 2006; CONANGLA et al., 2008; PRABHA et al., 2008). Outra explicação possível para a alternância de contribuições positivas e negativas para o fluxo de calor sensível pode ser melhor compreendida com os resultados para o fluxo de calor latente, a seguir.

Na figura 39 apresentam-se as contribuições para o coespectro do fluxo de calor latente, por escala, para a estação inundada e para as classes relacionadas a JBN. Nota-se que não há alteração considerável com o aumento da janela de média. Novamente, observa-se uma clara separação entre o comportamento das variáveis na CLN do Pantanal. Para as escalas de comprimento um pouco acima de 10m predominam contribuições negativas de menor valor, em

módulo, para o fluxo de calor latente. Este pico é perfeitamente associável com aquele observado no coespectro do fluxo de momentum, para esta mesma região de escalas de comprimento. A partir de escalas de comprimento um pouco abaixo da escala de 100m observa-se outro comportamento para o fluxo de calor latente por escala.

Nas escalas acima de 100m predominam contribuições positivas bem maiores que nas escalas próximas de 10m. Outro aspecto interessante a ser ressaltado é a ocorrência de valores bem maiores de fluxo de calor latente em comparação ao fluxo de calor sensível. A região com contribuições positivas substanciais para o fluxo de calor latente e alternância de contribuições positivas e negativas para o fluxo de calor sensível pode ser decorrente de circulações locais estabelecidas pelos gradientes térmicos entre os diversos corpos de água com profundidade diferenciada e entre a superfície da terra e os pequenos lagos formados (EVANS et al., 1998; ACEVEDO et al., 2007). Burba et al. (1999), em seu estudo sobre fluxos superfícies de energia em uma região de pântano no estado de Nebraska nos Estados Unidos, salientam que o fluxo de calor sensível foi a menor componente do balanço de energia durante a maior parte da estação de crescimento da vegetação e que o fluxo de calor latente consumiu entre 80% e 90% da radiação solar incidente disponível. Eles também atribuem à existência de uma lâmina de água a capacidade de armazenar calor durante o dia, assumindo o papel de sumidouro de energia, e durante a noite, servindo como fonte de energia térmica para a atmosfera.

Oliveira et al. (2006) relatam que o fluxo de calor latente é a componente principal do saldo de radiação na estação inundada do Pantanal. Eles atribuem este resultado à armazenagem de energia na lâmina de água. Com base nos resultados apresentados nesta seção e na discussão de outros resultados presentes na literatura, acredita-se que a CLN do Pantanal, na estação inundada, acima da lâmina de água, pode se apresentar como uma camada instável devido ao intenso fluxo positivo de calor latente da lâmina de água para a atmosfera. Este resultado corrobora a conclusão do trabalho de Sá e Andrade (2006) que observaram uma maior atividade turbulenta no IPE-3 em comparação com o IPE-2. Contudo, esta maior atividade turbulenta é decorrente principalmente de fatores de flutuabilidade e não predominantemente mecânicos como se acreditava.

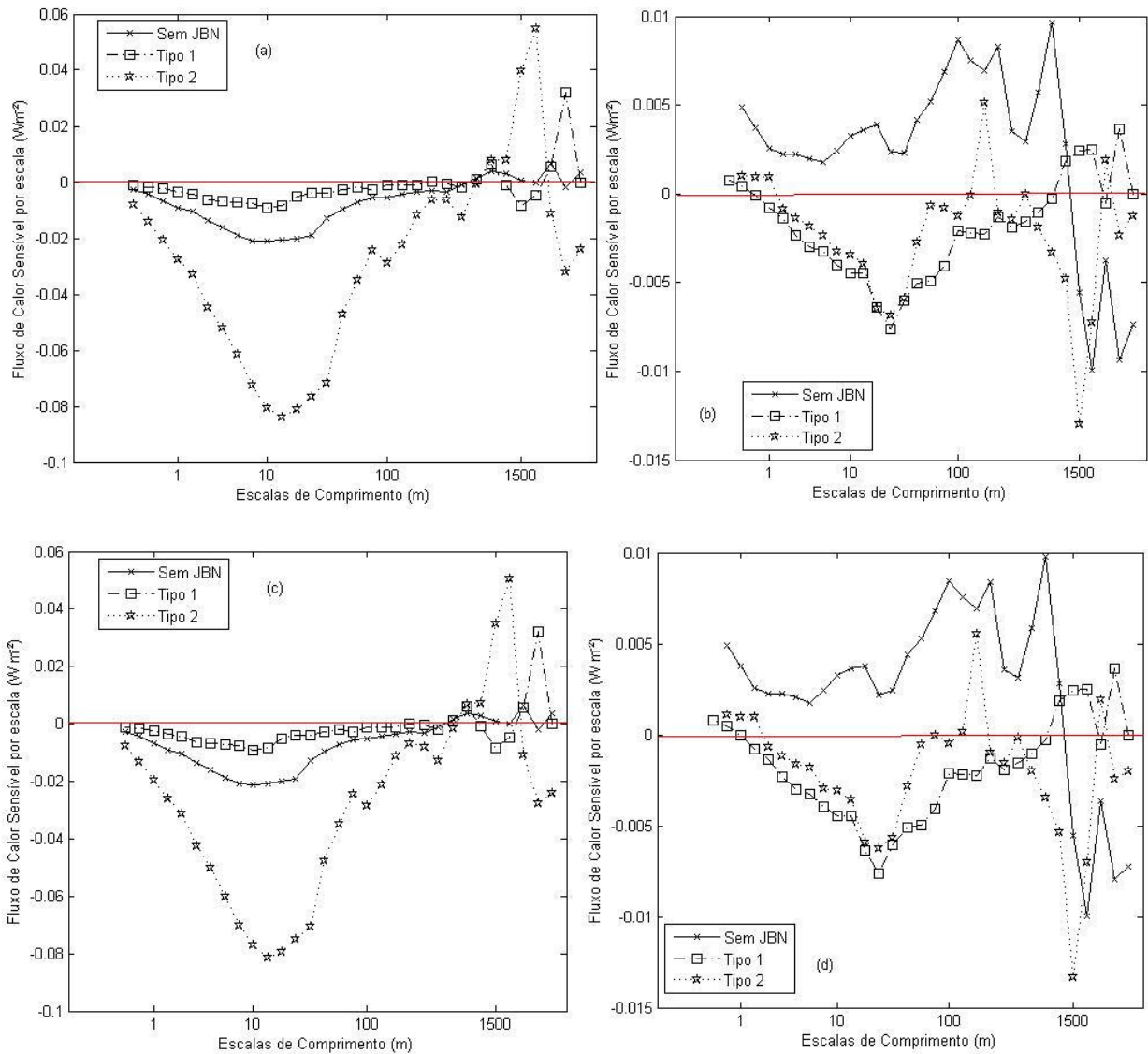


Figura 38 – Fluxo de Calor Sensível por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

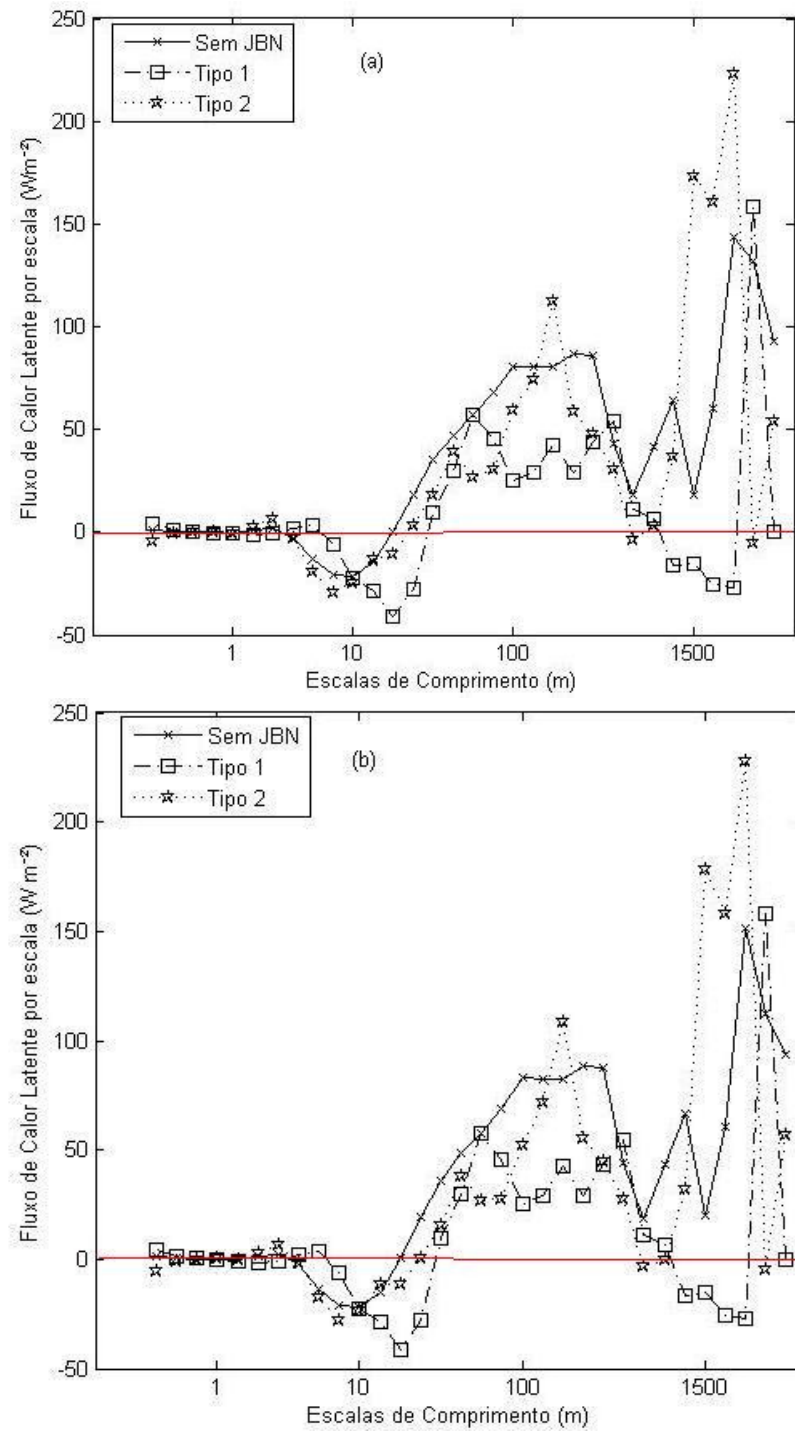


Figura 39 – Fluxo de Calor Latente por escala sob a influência de JBN (tipo 1 e tipo 2) e sem a presença de JBN: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.3 A AÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE SOBRE A VARIABILIDADE EM ESCALA DE GRANDEZAS TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA DO PANTANAL

A seguir descrevem-se os efeitos de OG's sobre a CLN do Pantanal para as estações seca e inundada. Para isto analisam-se os parâmetros turbulentos (variâncias, skewnesses, fluxos e coeficientes de correlação), por escala. Conforme descrito na seção 4.2, utilizam-se as duas janelas de média, 5 minutos e 10 minutos para os cálculos por escala. As médias são aplicadas para os dados dos horários do período noturno (20:00h até 06:00h) em que houve OG's, 18 eventos para a estação seca e 33 eventos para a estação inundada.

As variâncias por escala de w , T e q para a CLN do Pantanal são investigadas sob a ação das classes sem OG e com OG. Uma vez calculadas as variâncias, as mesmas foram agrupadas segundo as classes supramencionadas e foram efetuados cálculos dos valores médios das variâncias, por escala, para cada classe (exceto para q que foi calculada somente para a estação inundada) e cada estação. Para a comparação da variabilidade em escala, a energia contida em cada escala foi normalizada efetuando-se sua divisão pela variância total do sinal (VON RANDOW et al., 2002).

A variância normalizada de w , por escala, para as classes sem OG e com OG é apresentada na figura 40, para as estações seca e inundada. A primeira conclusão importante é a de que as variâncias normalizadas de w são maiores, em média, durante a estação seca. A segunda conclusão é a da existência de intervalos (logo acima de 10m até 100m) com maior variância de w para a classe sem OG, na estação seca. Isto pode ser decorrente da banda limitada de frequências de oscilações forçadas pelas OG's, conforme foi visto no estudo de caso da seção 4.1. Ao se compararem os eventos com e sem OG's, nas duas estações, percebe-se que na estação seca, ocorrem os máximos de variância, comparativamente à estação inundada. Isto pode ser consequência da ação do fluxo de momentum, gerado pelo JBN tipo 2. Conforme discutido na seção anterior, pode-se observar que o fluxo de momentum, associado ao JBN que promove mistura descendente, é maior que aquele da estação inundada. Outra explicação para este comportamento pode ser atribuída à maior estabilidade da estação seca. A presença de OG's pode ter introduzido mais energia na CLN decorrente dos colapsos das OG's (FINNINGAN et al.,

1984; EINAUDI e FINNIGAN, 1993; REES et al., 2001; TERRADELLAS et al., 2001; SUN et al., 2004; TERRADELLAS et al., 2005; MEILLIER et al., 2008).

Na estação seca, a presença do pequeno pico na variância de w , na escala de comprimento acima de 1500m, pode ser decorrente da grande incidência de eventos de OG's em escalas de tempo acima de 10 minutos (41% dos eventos no IPE-2) e sua consequente manifestação de intermitência global. Na estação inundada, este pico na escala acima de 1500m não é perceptível devido à pequena quantidade de eventos em escalas de tempo acima de 10 minutos (19% dos eventos no IPE-3), e portanto, observa-se intermitência global associada a escalas menores (algumas centenas de metros).

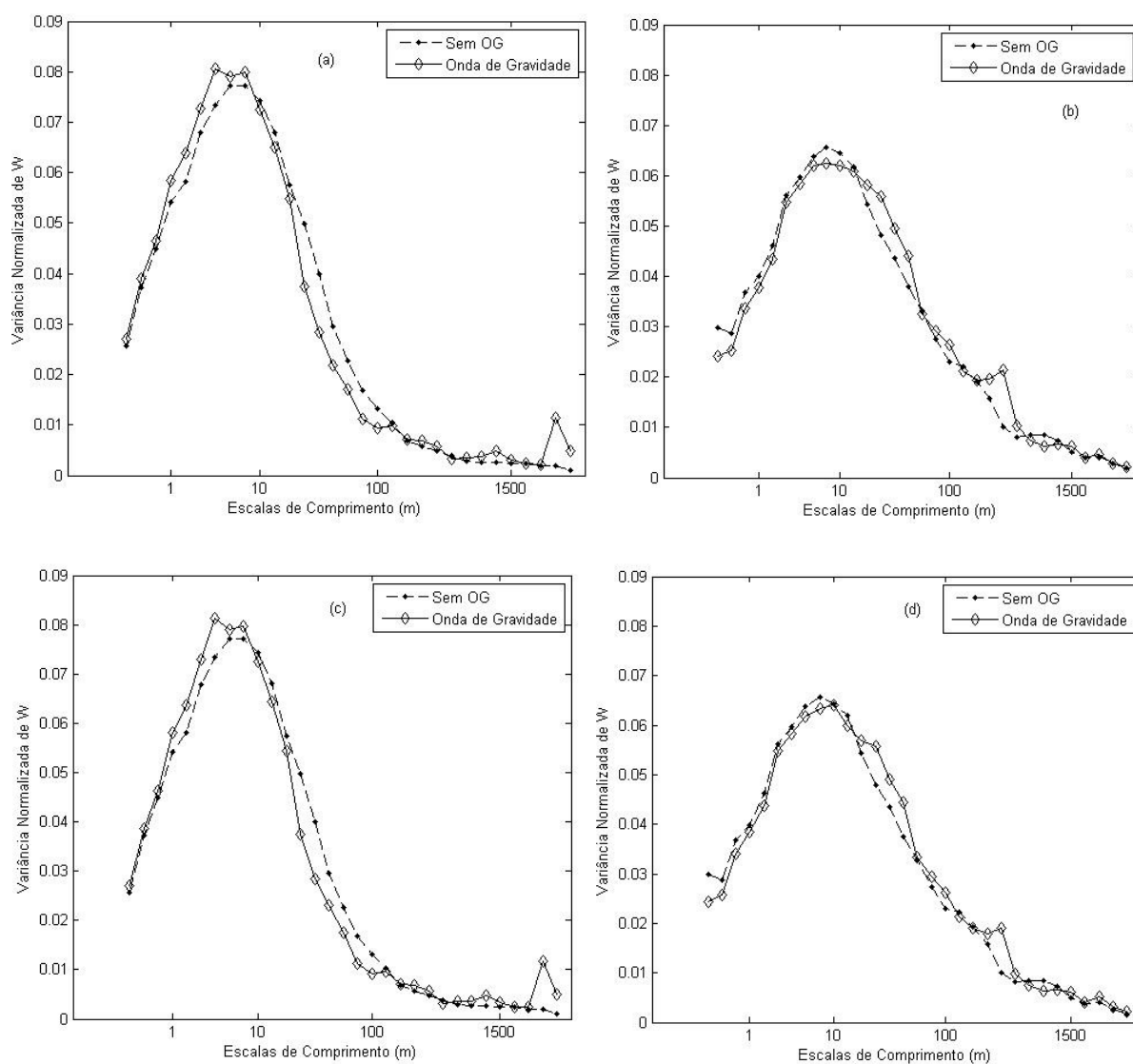


Figura 40 – Variância Normalizada de w sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

As variâncias normalizadas de T , por escala, para as classes sem OG e com OG, são apresentadas na figura 41, para a estação seca e inundada. Há diferenças consideráveis na variação em escala dos valores médios da variância normalizada de T : há um máximo relativo (escala de 10m) na estação seca que não é observado na estação inundada. Por outro lado, os valores da variância de T no extremo das maiores escalas são maiores na estação inundada, mas estes só aumentam próximo da escala de 1300m, diferentemente da estação seca. Além disso, nas duas estações, as variâncias de T em situações com ondas de gravidade são maiores apenas nas maiores escalas, talvez como consequência de manifestações de intermitência global.

A variância normalizada de q , por escala, para as classes sem OG e com OG é apresentada na figura 42, para a estação inundada. Observa-se que o crescimento das escalas de comprimento é acompanhado pelo aumento da variância de q . Contudo, a variância normalizada de q assume valores nulos para escalas de comprimento próximas de 10m. Outra característica importante é a manifestação de um pico para a variância de q em escalas acima de 1500m. Além disto, observa-se que a variância de q , para escalas de comprimento um pouco abaixo de 1500m, e para a classe com OG, manifesta valores de variância de q maiores que a classe sem OG. Isto provavelmente deve-se a manifestação de intermitência global associada com as OG's.

O padrão de aumento da variância dos escalares com o crescimento das escalas de comprimento também foi encontrado por Von Randow et al. (2002) em seu estudo sobre a estrutura da turbulência atmosférica no período diurno acima da floresta Amazônica em Rondônia. Eles também encontraram diferenças entre o comportamento dos escalares entre estações (principalmente para a umidade), sendo que acharam valores de skewness por escala que mudaram de sinal, da estação úmida para a estação seca. A explicação atribuída por eles para este comportamento diferenciado dos escalares baseou-se na presença de diferentes estruturas de turbilhões dominantes em cada estação. Estas estruturas diferenciadas seriam do tipo “top-down”, transportadas do topo para a base da CLA (MAHRT, 1991; MAHRT et al., 1998; SUN et al., 2004; CONANGLA et al., 2008).

Von Randow et al. (2002) e Malhi et al. (2004) investigaram tais mecanismos do tipo “top-down”, relacionados com o entranhamento de massas de ar seco pelo topo da CLA na Amazônia, para justificar o comportamento diferenciado dos escalares acima da floresta. Para investigar este tipo específico de mecanismo “top-down” eles (VON RANDOW et al., 2002)

utilizaram o cálculo de skewness de umidade por escala (MAHRT, 1991). Através desta metodologia, eles comprovaram a presença de diferentes regimes de umidade, para cada estação, e conseqüentemente padrões diferentes de “updrafts” e “downdrafts” organizando ou influenciando nas estruturas de turbilhões dominantes. Para investigar esta possibilidade de mecanismos “top-down” na CLN do Pantanal, calcularam-se os skewnesses de w , T e q para as classes relacionadas a OG’s. Os skewnesses foram calculados para a estação seca e inundada (exceto para a umidade, que foi calculada somente para a estação inundada).

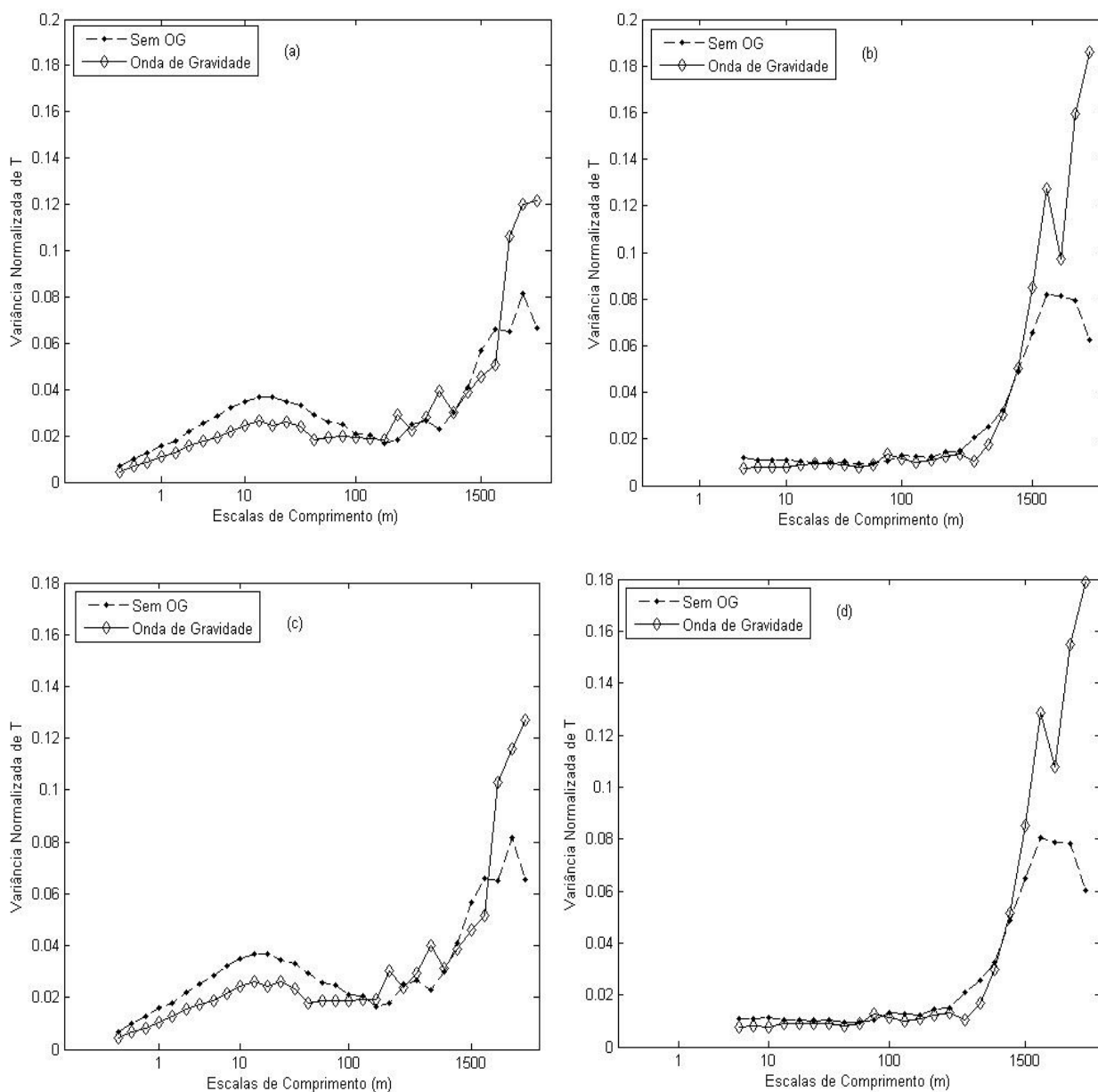


Figura 41 – Variância Normalizada de T sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

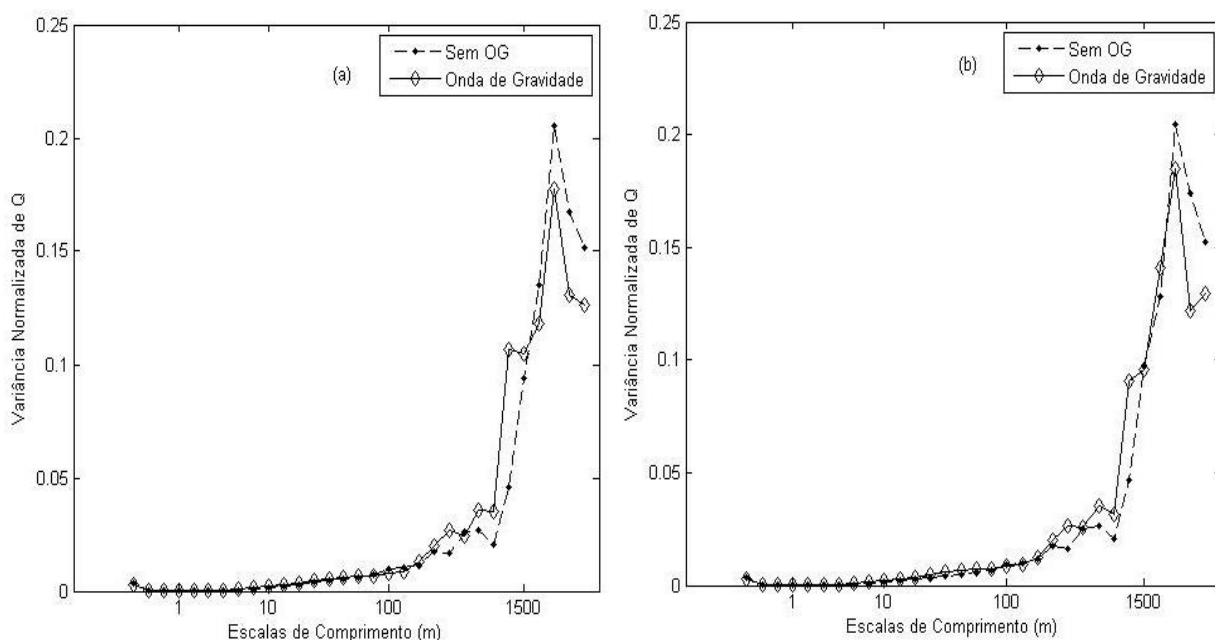


Figura 42 – Variância Normalizada de q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

Na figura 43 apresentam-se os skewnesses de w para as classes relacionadas a OG's, nas estações seca e inundada. Observa-se que até um limiar situado em escalas inferiores a 100m o $sk(w)$ apresenta valores próximos de zero, apontando para a simetria das flutuações em relação ao eixo horizontal em tal região (há uma exceção, em escalas abaixo de 1m na estação inundada). Nas escalas maiores que aproximadamente 80m há um súbito aumento do módulo de $sk(w)$, cujos valores se alternam entre muito positivos e muito negativos, apontando para a existência de grandes oscilações de w e assimetria com relação ao eixo horizontal nestas escalas. Três fatores podem estar associados à causa destes padrões: i) updrafts e downdrafts associados a nuvens convectivas (GARSTANG et al., 1998); ii) intermitência global associada ao ciclo de evolução de um JBN, com seus efeitos alternando mistura e calmaria (MAHRT, 1999); iii) outros fenômenos típicos da CLN, como correntes de densidade, ventos catabáticos, as próprias OG's investigadas e também a interação entre os mesmos (POULOS et al., 2002; SUN et al., 2002; 2004; TERRADELLAS et al., 2005; NOGUEIRA, 2008).

Na figura 44 apresentam-se os $sk(T)$ para as classes relacionadas a OG's, para a estação seca e inundada. Observa-se que as figuras apresentam padrões não muito diferentes daqueles da figura 43, uma possível consequência de as mesmas $[sk(T)]$ serem geradas principalmente por

processos mecânicos. Outra observação interessante, é a de que, com uma única exceção, são as situações com ondas de gravidade que se associam aos maiores valores do módulo da skewness tanto de w , quanto de T . Isto provavelmente é decorrente do caráter do forçante que está associado com o surgimento da intermitência global, conforme visto na seção 4.1.

Para os picos nos $sk(w)$ (estação inundada) e T (para as duas estações), na escala de comprimento de 0,6m, pode haver uma distorção do escoamento que pode ser promovida pela passagem do vento pela torre ou pelo sensor de medição (MAHRT, 2010). Outra possibilidade para a predominância de flutuações positivas de temperatura de pequena escala é o mecanismo explicado por Sun et al. (2004), referente à CLN no Experimento CASES-99 relatado a seguir. Eles explicam que distúrbios não locais (como OG's, correntes de densidade, etc) são responsáveis por cisalhamento vertical do vento e instabilidades térmicas bem localizadas no escoamento. Eles relatam que a passagem de uma OG, com escala de comprimento estimada em 1200m ou 1350m, é capaz de promover em conjunto com súbitas mudanças de pressão, uma camada bem misturada entre 10m e 26m de altura, com um máximo de velocidade do vento a 10m de altura da superfície.

A presença de $sk(w)$ negativo, para a escala de comprimento de 1200m (comprimento estimado da estrutura, para uma definição mais precisa do tamanho da estrutura seria necessário a utilização de triangulação de dispositivos), na classe com OG, é um indicativo de propagação descendente de OG's do topo para a base da CLN do Pantanal, nas duas estações.

A propósito, Sun et al. (2004) em seu estudo referente a dados do experimento CASES-99 na região central dos EUA, relatam que a geração de turbulência pela passagem de OG decorre do ar frio ser empurrado sobre o ar quente promovendo uma instabilidade térmica local e gerando o cisalhamento vertical do vento. Eles relatam que estas instabilidades e o cisalhamento provocado não perduram por longos intervalos de tempo, pois são suprimidos pela estabilidade térmica. Tais fenômenos, com suas amplitudes consideráveis de momentum envolvido, ocorrendo em intervalo de tempo relativamente curtos, seriam capazes de gerar assinaturas “bastante assimétricas” nas séries temporais meteorológicas envolvidas, propiciando a geração dos momentos de terceira ordem verificados. A presença de skewness predominantemente positivo para a estação seca (que possui maior estabilidade e conseqüentemente maior gradiente de temperatura junto à superfície) e skewness negativo para a estação inundada (que apresenta

instabilidade e conseqüentemente maior flutuabilidade na superfície), pode ter promovido mistura de ar frio sobre ar quente conforme o tipo descrito por Sun et al. (2004) no caso, para a CLN do Pantanal.

Para investigar a possibilidade de efetivamente ter havido transporte descendente de massas de ar seco e sua influência na CLN do Pantanal, calcularam-se os $sk(w)$, por escala, para as classes relacionadas a OG's, para a estação inundada. Além do $sk(w)$ calculou-se o coeficiente de correlação entre w e q , por escala, para investigar a possibilidade da existência de mecanismos “top-down” que seriam gerados na região de entranhamento, no topo da CLA no Pantanal, injetando ar seco de cima para dentro da CLP (MAHRT, 1991).

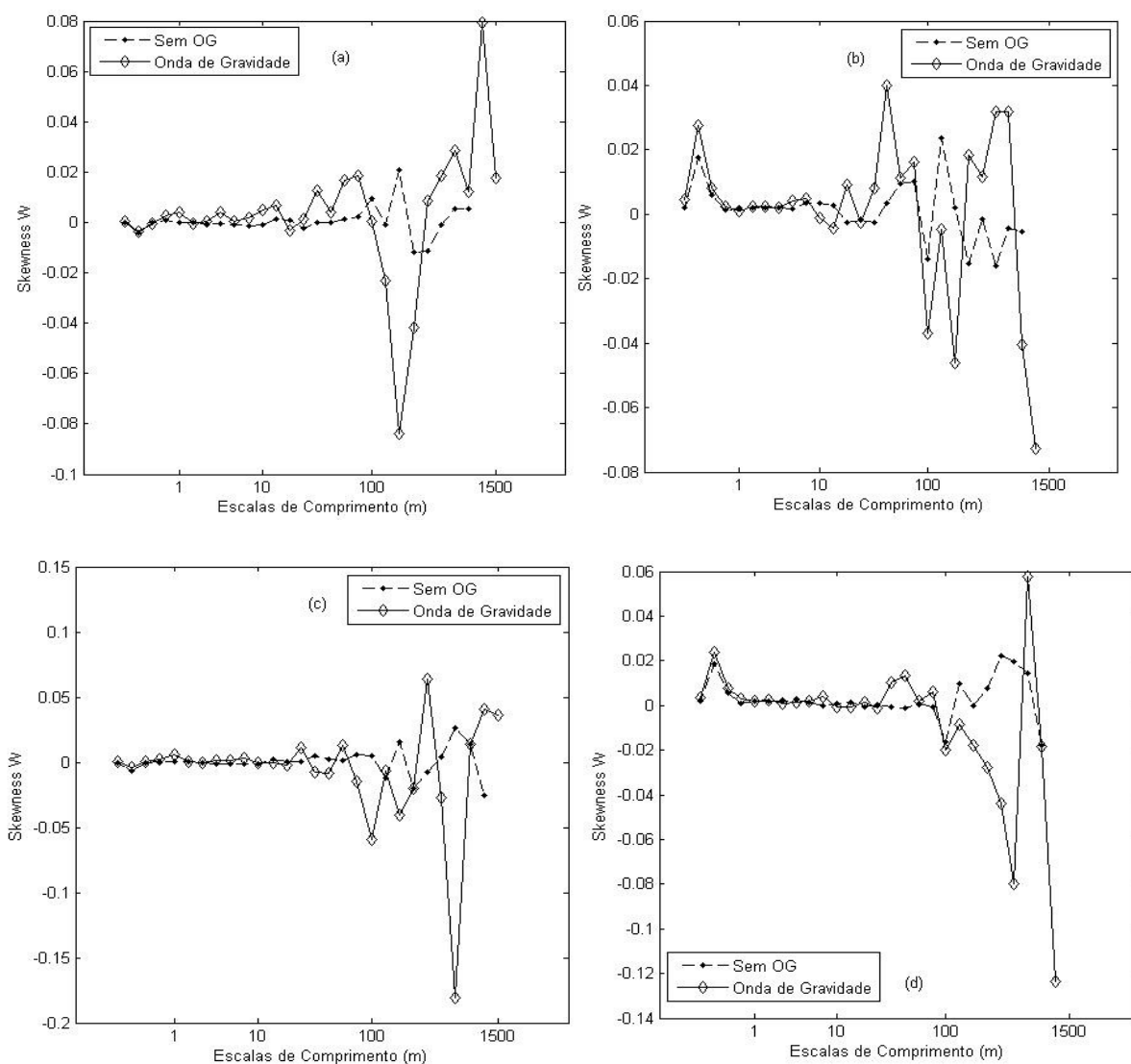


Figura 43 – Skewness de w sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

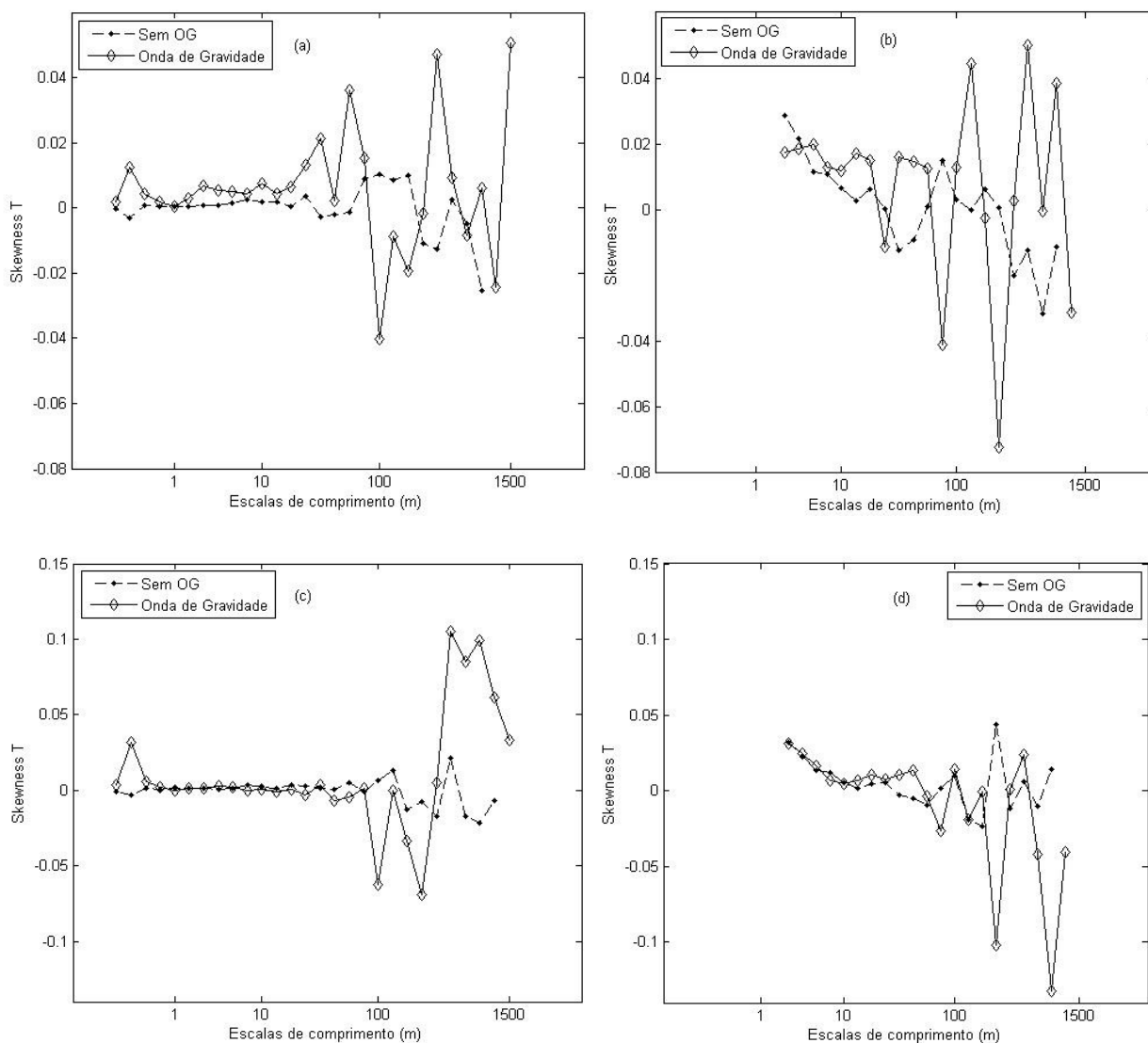


Figura 44 – Skewness de T sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.3.1 Regimes de umidade e a influência de ondas de gravidade

A figura 45 apresenta $sk(q)$, por escala, para a estação inundada, para as classes relacionadas a OG's. Observa-se que nas escalas maiores que 10m, há diferenças importantes nas $sk(q)$, quando estas estão associadas ou não à ocorrência de OG's. Possivelmente, com os processos mecânicos que estão presentes no evento de OG, geram-se forçantes que acabarão incidindo também nos campos de escalares (inclusive de q), modificando-os durante o evento.

Neste sentido, Cava et al. (2004) discutindo seus resultados sobre estruturas organizadas na CLN acima de floresta em latitudes médias (como rampas e OG's) e seus efeitos sobre o transporte de escalares, verificaram que as OG's puras não transportam bem os escalares. Terradellas et al. (2001; 2005) demonstram que para o experimento CASES-99 os eventos de OG's que interagem com a turbulência (OG's não puras, ou seja, que não possuem diferença de fase entre w e T igual a 90°) podem transportar escalares devido à transferência de energia para escalas menores que a escala de ocorrência da OG. Situação semelhante foi observada na Amazônia para um evento de OG acima da copa da floresta descrito por Zeri e Sá (2011). Eles observaram que a passagem da onda intensificou o transporte de escalares em escalas menores do que aquela da OG, provavelmente devido à interação não-linear entre a turbulência e a OG.

Na figura 46 observam-se os coeficientes de correlação entre w e q , por escala, para a estação inundada, em classes relacionadas a OG's. Nota-se que o coeficiente de correlação entre w e q apresenta um valor mínimo de $-0,2$, para a escala de comprimento de 10m e um valor máximo de $0,45$, para a escala de comprimento de 150m . Conforme observado para as classes relacionadas a JBN's, nota-se uma separação clara de regiões com contribuições negativas para o fluxo de calor latente (escalas de comprimento até 50m) e outra banda de escalas com contribuições positivas para o mesmo (escalas de comprimento acima de 100m). Este resultado reforça a possibilidade de manifestação de uma camada instável próxima à superfície da lâmina de água devido às circulações locais que podem surgir decorrentes dos gradientes de temperatura entre os diversos lagos no Pantanal e entre a lâmina de água e a atmosfera (EVANS et al., 1998, BURBA et al., 1999; ACEVEDO et al., 2007). Analisando-se o skewness de q e o coeficiente de correlação conclui-se que as OG's, na estação inundada, podem gerar importantes modificações no campo da umidade (fluxo cinemático positivo), consequência dos processos mecânicos desencadeados pela existência da OG.

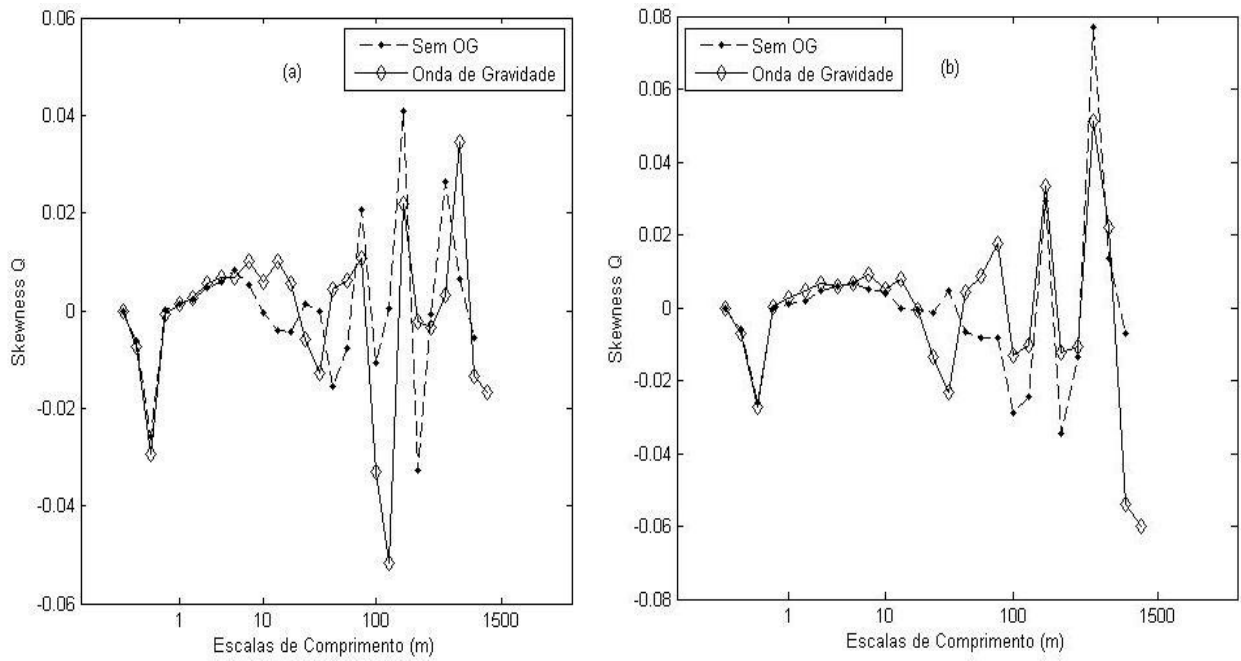


Figura 45 – Skewness de q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

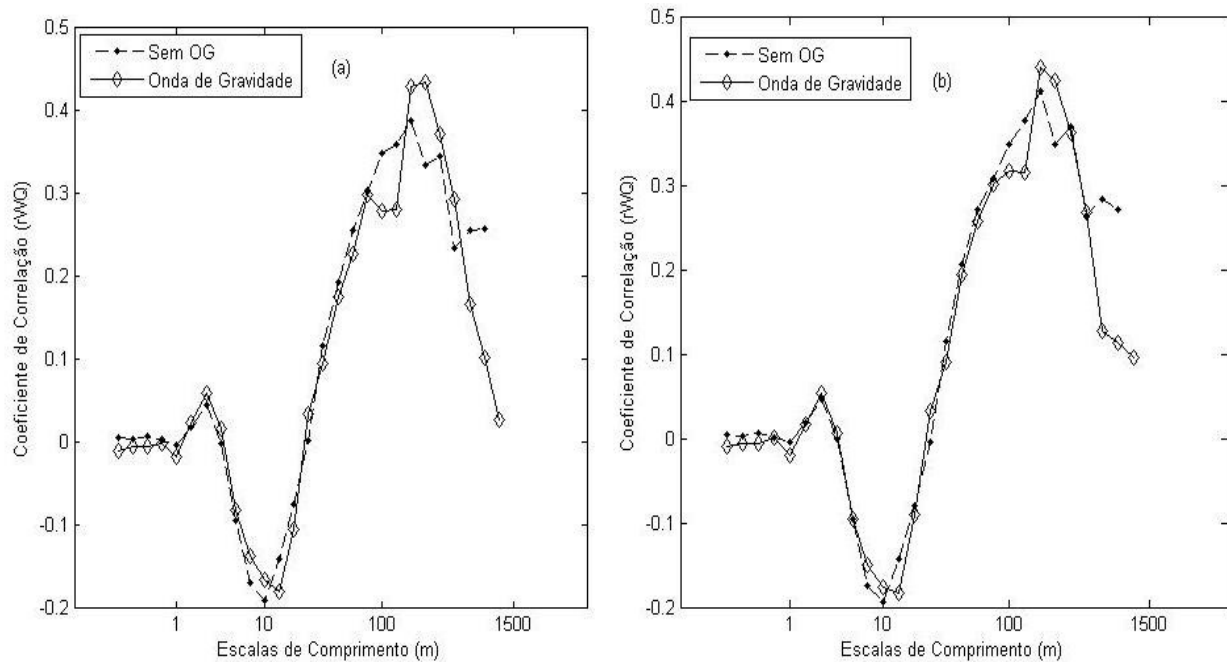


Figura 46 – Coeficiente de correlação entre w e q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.3.2 Implicações da existência de OG's para a validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov

A possibilidade de influência de OG's sobre a similaridade entre escalares é relatada em diversos estudos (MAHRT et al., 1998; HOWELL e SUN, 1999; REES et al., 2001; CAVA et al., 2004; KLIPP e MAHRT, 2004; CHENG et al., 2005; YAGÜE et al., 2006; ZERI e SÁ, 2011). Desde o trabalho clássico de Moeng e Wyngaard (1984) sobre a estatística de escalares conservativos na CLA convectiva, os estudos sobre a dissimilaridade entre temperatura e umidade têm fornecido informação muito útil sobre a atuação de forçantes externos no topo da CLA (MAHRT, 1991; VON RANDOW et al., 2002).

Esperar-se-ia que as mesmas estruturas que promovem o transporte de temperatura seriam também responsáveis pelo transporte de umidade. Contudo, sob determinadas condições o transporte de umidade é realizado por forçantes diferenciadas em relação ao transporte de calor (MOENG e WYNGAARD, 1984; MAHRT, 1991). Para escalares passivos, a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov conduz ao transporte similar destes escalares. Para escalares passivos que obedecem à teoria da similaridade o módulo do coeficiente de correlação entre os escalares deve ser igual à unidade (HILL, 1989; DE BRUIN et al., 1999; WILLIAMS et al., 2007).

Para investigar a possível influência das estruturas “top-down”, tais procedimentos, envolvendo a detecção da organização do escoamento em estruturas “top-down” a partir da região de entranhamento foram aplicados nesta pesquisa. Para isto foi utilizado a metodologia de Sempreviva e Gryning (1996; 2000) envolvendo coeficientes de correlação entre escalares medidos acima de superfícies líquidas e Williams et al. (2007) em seu estudo sobre a dissimilaridades entre escalares em vários estágios do ciclo fenológico de uma floresta de pinheiros em latitudes médias. Para isto calcularam-se os coeficientes de correlação entre temperatura e umidade (r_{Tq}), por escala, para a estação inundada e as classes relacionadas a OG's (Figura 47).

Os aspectos mais gerais para a variação de r_{Tq} em função da escala, para situações com e sem ondas de gravidade, são muito similares, com um máximo relativo na escala de 10m ($r_{Tq} = 0,15$) e um mínimo relativo próximo da escala de 100m ($r_{Tq} = -0,15$). Além disso, na extremidade

das maiores escalas, r_{Tq} atinge máximo próximo de 0,4, o que indica que nas noites do Pantanal úmido a CLS apresenta dissimilaridade entre escalares que afastam-na consideravelmente das condições previstas para a validade da TSMO.

É bem possível que isto se deva, ao menos em parte, a grande quantidade de pequenos e médios lagos rasos, consequência do período inundado no Pantanal. Acima da escala de comprimento de 1m, o coeficiente de correlação entre T e q apresenta um claro padrão oscilatório com amplitude crescente com o aumento das escalas de comprimento, para as duas classes e para todas as janelas de média. É possível que isto seja uma consequência da inundação com a criação de lagos rasos de vários tamanhos próximos da torre de medições do Pantanal. Tal paisagem com lagos, com a heterogeneidade horizontal associada, podem tornar a variabilidade dos valores de r_{Tq} por escala, complexa (VENÄLÄINEN et al., 1999).

A propósito, Von Randow et al. (2002) explicam que o coeficiente de correlação entre temperatura e umidade pode anular-se, para escalas de comprimento pequenas (até 1m), devido à distância entre os sensores de temperatura e umidade no sítio experimental. Uma possível explicação para a classe com OG ter apresentado os maiores valores de correlação entre os escalares, para as maiores escalas de comprimento, é que OG's podem ser os forçantes principais que organizam o transporte destes escalares na CLN do Pantanal, na estação inundada. Contudo percebe-se que não foi encontrado um valor de módulo de r_{Tq} igual a 1, o que implica dissimilaridade entre os escalares possivelmente devido à presença de fontes e sumidouros diferenciados destes escalares (VENÄLÄINEN et al., 1999; LAMAUD e IRVINE, 2006; WILLIAMS et al., 2007). Assim, o coeficiente de correlação entre tais escalares é capaz de detectar em que região do espaço de fase (seção 2.4) e das escalas, a dissimilaridade impera e a similaridade entra em colapso. Além disso, esta metodologia pode ser ampliada, ao se calcularem coeficientes de correlação por escala, procedimento em que as flutuações das grandezas físicas investigadas são projetadas via Transformada em Ondeletas (TERRADELLAS et al., 2001; VON RANDOW et al., 2002; THOMAS e FOKEN, 2007).

Para o comportamento oscilatório do coeficiente de correlação, pode-se atribuir ao comportamento descrito por Vickers e Mahrt (2006) que em seu estudo no estado do Colorado (EUA) sobre a contaminação dos fluxos por movimentos de mesoescala, descrevem que não é incomum observar alternância, em coespectros, de valores positivos e negativos com o

crescimento das escalas da análise. Eles discutem que estas contribuições para escalas maiores são primariamente aleatórias devido à influência direta de movimentos de mesoescala.

Para se constatarem possíveis efeitos de mesoescala nas trocas entre superfície e atmosfera foram calculados as covariâncias que contribuem para o fluxo de momentum e calor sensível, por escala, para as duas estações e o fluxo de calor latente para a estação inundada, para as classes relacionadas à ocorrência de OG's e não ocorrência das mesmas.

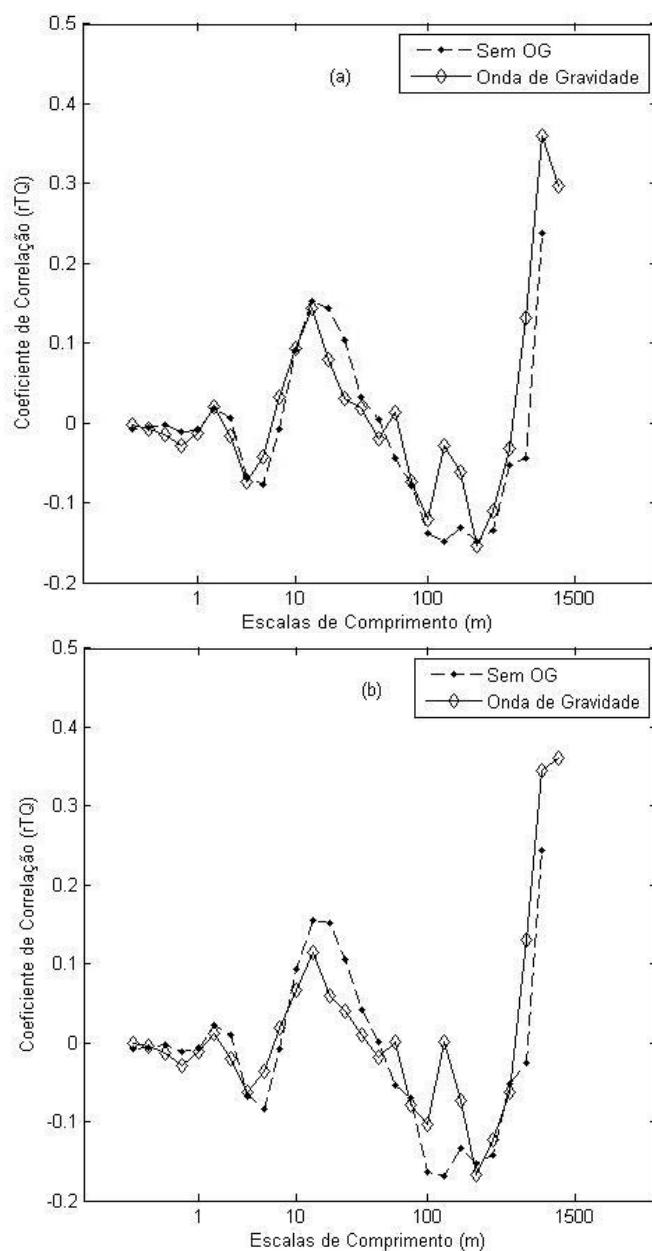


Figura 47 – Coeficiente de correlação entre T e q sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.3.3 Covariâncias por escala sobre a influência de ondas de gravidade

As covariâncias por escala, para as classes relacionadas a OG's, foram calculadas para verificar as contribuições parciais para os fluxos totais. Inicialmente, na figura 48 investiga-se o fluxo de momentum por escala, para as duas estações, na CLN do Pantanal. Ao se comparar os gráficos da figura 48 nota-se que há uma falha coespectral nítida na estação seca, mas não na estação inundada. Este resultado deve merecer a devida atenção, pois a compreensão das condições que geraram tais diferenças na transferência de momentum junto à superfície devem repercutir, de alguma maneira, nos demais processos analisados aqui.

Como ponto de partida, deve-se ressaltar a considerável alteração da paisagem introduzida no Pantanal pela inundação. Na estação inundada há a formação de muitos pequenos lagos rasos, cuja dimensão e profundidade se alteram ao longo da estação. É certo que eles apresentam múltiplas dimensões, ainda que se desconheça artigo na literatura abordando estatisticamente sua distribuição. Porém, sítios experimentais localizados em paisagens com a existência de lagos com as mais variadas dimensões já foram objetos de estudos, como o de Venäläinen et al. (1999) em sua investigação utilizando dados das campanhas experimentais de 1994 e 1995 do Experimento NOPEX, na Finlândia. Como esses autores salientam, as propriedades dos lagos diferem daquelas dos terrenos que os cercam, como é o caso do albedo (em geral menor) e da rugosidade superficial (que diminui acima das massas de água), com notórias consequências para a geração de circulações locais.

Além desses aspectos fisicamente relevantes, outros também foram ressaltados em seu estudo no que se refere às peculiaridades do balanço de energia à superfície em tais condições. Além de a água possuir uma elevada capacidade térmica, a troca de energia entre a superfície do lago e as camadas mais profundas da água é mais efetiva do que entre a superfície e as camadas mais profundas do solo. A propósito, Marques-Filho et al. (2008) apresentaram resultados inéditos de simulação numérica sobre a importância do armazenamento de calor pela massa de água superficial do Pantanal Mato-Grossense em período de transição da estação úmida para a estação seca (Experimento IPE-1).

Burba et al. (1999), em seu estudo sobre fluxos superficiais em regiões pantanosas de Nebraska (EUA), chamam atenção para o fato de a evapotranspiração acima do pântano com

vegetação (como é o caso do Pantanal Mato-Grossense) ser, muitas vezes, o maior consumidor da energia incidente e ter muita influência não somente na distribuição de energia, mas nas condições da água (temperatura, profundidade, salinidade, etc). Logo, todos esses aspectos devem ser levados em conta ao se interpretarem os resultados referentes à figura 48, (coespectros de momentum). Ressalte-se que a escala onde ocorre a falha coespectral para o fluxo de momentum, aproximadamente de 500m, se manteve inalterável para os gráficos com médias de 5 e 10 minutos, para o IPE-2, mas não para o IPE-3, período inundado.

Na estação seca a ação das estruturas tipo “upside-down”, relacionadas com a presença de OG’s, podem ter promovido os maiores valores de fluxo de momentum propiciando maior mistura em superfície (SUN et al., 2004; MEILLIER et al., 2008). Na estação inundada, a maior atividade turbulenta e as diferentes escalas associadas para os eventos de OG’s podem ter estabelecido uma estrutura de múltiplos picos para o fluxo de momentum. A presença do pico para a escala de comprimento em torno de 10m para ambas as classes e nas duas estações (também observada para as classes relacionadas à JBN’s) permite concluir-se que as principais contribuições turbulentas para o fluxo de momentum apresentam-se nas escalas de comprimento em torno de 10m, sendo mais perceptível a separação entre contribuições turbulentas e mesoescala para a estação seca, apresentando uma falha coespectral (gap), nesta estação, para uma escala de tempo de 100s (comprimento por volta de 500m). Este mesmo comprimento médio da falha foi encontrado por Campos (2008) para a Amazônia em seu estudo sobre a determinação, via Multiresolução, da escala temporal que separa as contribuições turbulentas das contribuições de mesoescala para o fluxo de escalares na floresta Amazônica (VICKERS e MAHRT, 2003; 2006; CAMPOS, 2008; CONANGLA et al., 2008; ACEVEDO et al., 2009; CAMPOS et al., 2009).

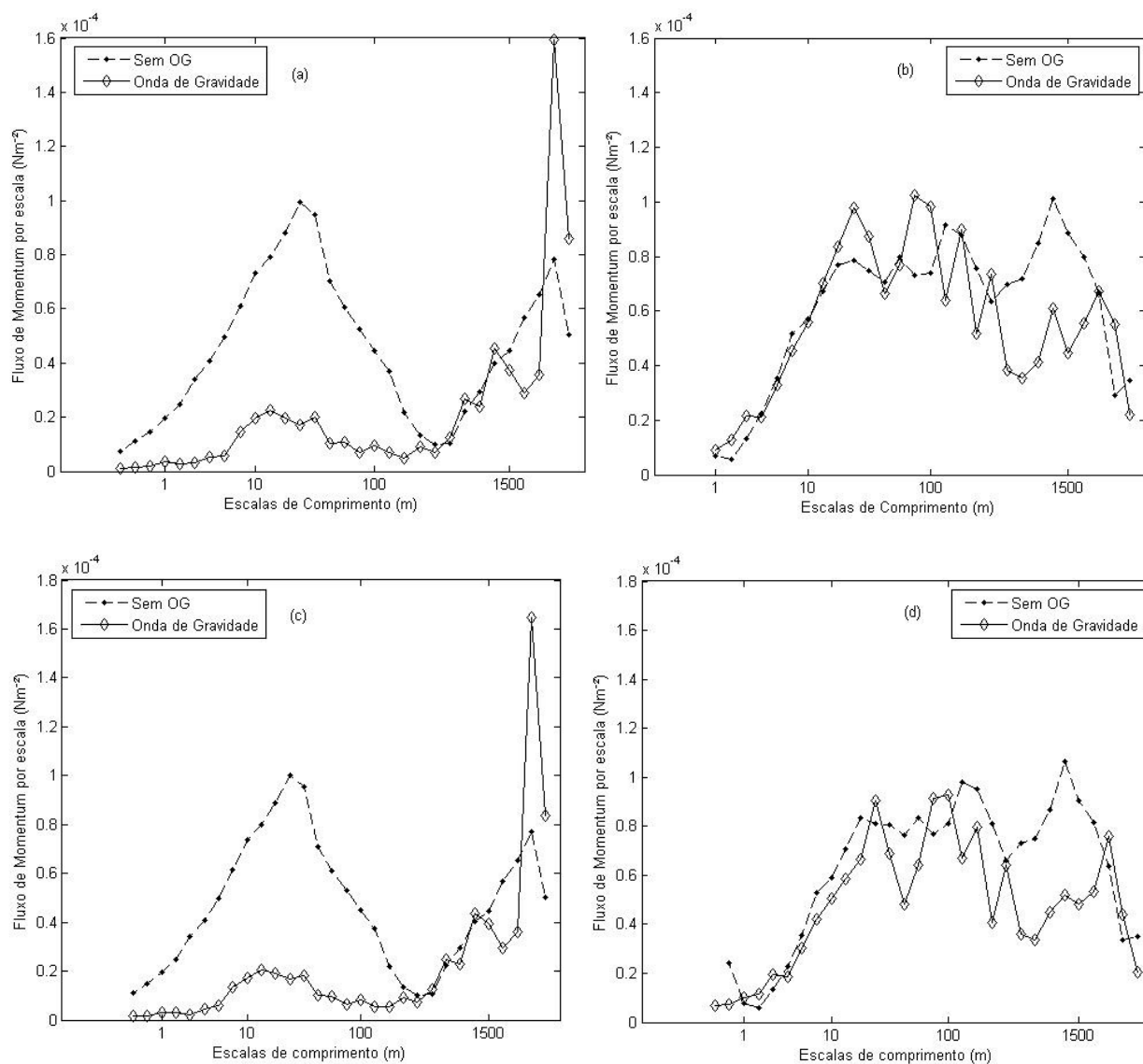


Figura 48 – Fluxo de Momentum por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

Na figura 49 apresenta-se o fluxo de calor sensível, por escala, para as estações seca e inundada, para as classes relacionadas a OG's, na CLN do Pantanal. Como características gerais dos gráficos de (a) a (d) destacam-se as notórias diferenças entre os fluxos de calor sensível para as estações seca e úmida, além de algumas similaridades interessantes entre os gráficos da figura 49 (para calor sensível) e figura 48 (para o fluxo de momentum). Notam-se também, sobretudo na estação seca, diferenças importantes entre os períodos em que há ocorrência de OG's e em aquelas de ausência das mesmas.

Convém que se detalhem mais as considerações apresentadas acima:

a) Fluxos de calor sensível predominantemente negativos nas noites da estação seca e fluxos predominantemente positivos nas noites da estação inundada (salvo nas escalas muito pequenas, e muito grandes, para estes últimos).

De um modo geral, sobre regiões cobertas de terra ou vegetação, espera-se que os fluxos de calor sensível sejam negativos durante a noite, como consequência direta do balanço de radiação de onda longa, com o consequente resfriamento da superfície e com saldo de perda de energia enviada radiativamente para o espaço (ANDRÉ e MAHRT, 1982; STULL, 1988, pg.258).

Na literatura, e principalmente em eventos que ocorrem na camada limite marinha, há relatos de fluxos de calor sensível positivos à noite, como é o caso dos chamados “outbreaks” (CHAO, 1992; CHLOND, 1992), quando massas de ar mais frio se deslocam acima das águas oceânicas provocando episódios de forte convecção e geração de nuvens. É possível que os fluxos de calor sensível positivos observados à noite, no Experimento IPE-3, acima do Pantanal guardam alguma semelhança com os fenômenos de outbreak, dada a possibilidade da ocorrência de deslocamento de massas de ar mais frias, associadas a ventos catabáticos, correntes de densidade, dentre outros os quais, entram em contato com a superfície, composta principalmente de massa de água, represada em lagos rasos, e o processo já descrito anteriormente apresentado por Acevedo et al. (2007), recebendo calor sensível da mesma.

Além da grande capacidade térmica da água, deve-se considerar também a possibilidade de existência de movimentos convectivos dentro das massas de água represadas, consequência da perda de calor da camada de água mais próxima da superfície, que mais densa, desce e é substituída por uma camada mais quente, dando continuidade ao processo de transmissão de calor (fluxo positivo de calor sensível) da superfície líquida para a atmosfera. Como os lagos não têm a mesma dimensão e profundidade, havendo também entre eles, porções de terreno não inundado, espera-se que tal processo de troca ocorra em muitas escalas (associadas ao empuxo devido às forças de flutuabilidade, além daquelas representadas pelos processos mecânicos cujas escalas mais relevantes são detectáveis nos coespectros de $\langle w'u' \rangle$).

b) Similaridades interessantes entre os coespectros de fluxo de calor sensível e de fluxos de momentum.

Os picos coespectrais dos fluxos de momentum e de calor sensível na estação seca estão muito próximos, logo acima da escala de 10m, apontando para a importância dos processos mecânicos na sua geração. Daí se depreende que os maiores vórtices associados a tais fluxos estão contidos em uma camada não muito profunda, provavelmente proporcional à escala de comprimento de fluabilidade $\mathcal{L} = \sigma_w / F_{BV}$ (STULL, 1988, pg.510), diferentemente do que ocorreria sob condições diurnas, em que tanto forçantes mecânicas, como de fluabilidade, contribuiriam para a geração de ECT. Por outro lado, a região onde se localiza a falha coespectral da figura 48, corresponde aproximadamente à região onde os coespectros de $\langle w'T' \rangle$ cruzam o eixo horizontal de coordenada nula sugerindo que as contribuições levemente positivas das escalas maiores estão associadas a processos de mesoescala, conforme sugerido por Von Randow et al. (2002) em seu estudo sobre a variabilidade diurna da estrutura da turbulência atmosférica acima da Rebio-Jarú em Rondônia, floresta amazônica.

Para os dados do Experimento IPE-3, contudo, a comparação entre os coespectros de momentum e calor sensível estabelece menos elementos evidentes de similitude. Tais coespectros, com formas bem menos simples de caracterizar do que aquelas da estação seca, parecem refletir a heterogeneidade horizontal nos elementos de rugosidade mecânica, térmica e de umidade, além de apresentarem contribuições, tanto de forçantes mecânicas quanto de fluabilidade, para geração de energia cinética turbulenta. Diferentemente dos coespectros de momentum, aqueles associados ao calor sensível mudam de sinal acima da escala de 1000m, tornando-se fortemente negativos nesta escala. Coincidentemente, esta escala tem a mesma ordem de grandeza que a distância da torre de medidas meteorológicas até o rio Miranda que corta a região onde se encontra a Base de Estudos da UFMS em Passo do Lontra, MS. Poder-se-ia sugerir a existência de uma circulação local, gerada acima do rio, onde espera-se que a inércia térmica e fluabilidade sejam maiores (dado a maior profundidade deste curso de água), e descendente acima da região da torre.

c) Ocorrência ou não de ondas de gravidade nas estações seca e úmida.

Os coespectros para o fluxo de calor na estação seca mostram claramente, nas escalas abaixo da falha espectral (onde se espera, exista turbulência gerada na região de produção de ECT), que os fluxos são sempre maiores, em média, em situações sem ondas de gravidade, comparativamente àquelas com OG's. Ainda que as condições de estabilidade possam interferir

em tais resultados (quanto maior a estabilidade, maior será a tendência de inibição exercida pelas forçantes térmicas para a geração mecânica de ECT), deve-se supor à guisa de explicação das diferenças observadas nas figuras 49 (a) e (c), que em havendo OG's, haverá quadratura (diferença de fase de 90°) entre as flutuações de w' e T' de tal forma que, nas escalas em que isto ocorrer, a variância de w' e T' não será aproveitada para ser convertida em fluxo, caracterizando a onda de gravidade “pura”, ou será aproveitada apenas em parte, caracterizando interação não-linear entre turbulência e ondas de gravidade (TERRADELLAS et al., 2001; ZERI e SÁ, 2011).

A situação envolvendo fluxos acima da escala da falha espectral apresenta covariâncias menores do que aquelas abaixo da falha espectral e há predominância de fluxos de calor positivos quando não há ondas de gravidade, e negativos quando elas estão presentes. A propósito, Viana et al. (2009) em seu estudo sobre a propagação de um evento de OG em um sítio na Espanha, demonstraram que a OG altera as contribuições para o fluxo de calor em diferentes escalas. Como mencionado anteriormente, são contribuições associadas a processos de mesoescala e para um maior aprofundamento na explicação dos mesmos, haveria necessidade de uma ampla bateria de medidas (como aqueles do Experimento CASES-99 apresentadas por Poulos et al., 2002) que não estiveram disponíveis nas várias versões do Experimento IPE no Pantanal.

Para o caso do IPE-3, a forma das curvas é mais irregular, mas nas escalas menores, até logo acima da escala de 10m (onde se observam os picos coespectrais para a estação seca) há notórias diferenças entre as contribuições para os fluxos de calor com e sem OG. Nas primeiras, os fluxos de calor são predominantemente negativos e mudam de sinal logo acima da escala de 10m, tornando-se positivos até acima da escala de 800m (onde se observou a falha espectral no coespectro de momentum para a estação seca), quando muda abruptamente de sinal (isto pode indicar processos que atuam em toda extensão da CLN), tornando-se negativo até as maiores escalas de comprimento resolvidas pelas condições de amostragem das séries temporais investigadas. Já o coespectro de calor sensível com ondas de gravidade se mantém positivo até acima de 800m e então decai de maneira muito similar à curva para as contribuições coespectrais sem ondas de gravidade.

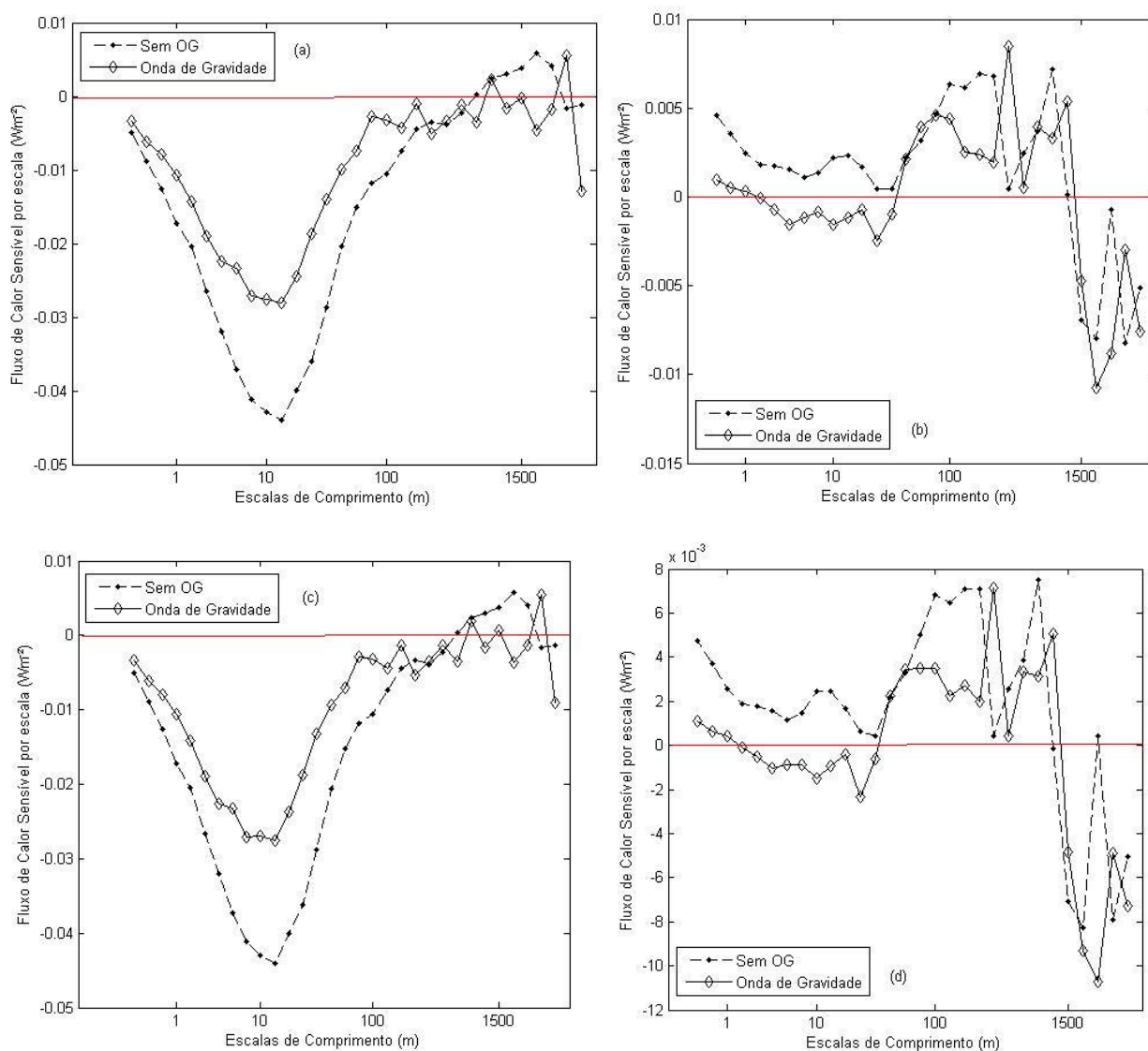


Figura 49 – Fluxo de Calor Sensível por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

Na figura 50 apresenta-se o fluxo de calor latente, por escala, para a estação inundada, nas classes relacionadas a OG's, na CLN do Pantanal. Como aspectos mais gerais destacam-se a pouca semelhança destas funções com relação às daquelas da figura 49 para o fluxo de calor sensível, sendo predominantemente positivas no intervalo entre 20m e 1000m, havendo uma queda nos valores de $w'q'$ até cerca de 1500m e novamente uma subida até um máximo acima de 2000m. Há pouquíssimas diferenças entre as curvas para as situações com e sem OG's, o que reflete uma relativa independência do campo de umidade à ocorrência de OG's. Esta observação é

especialmente interessante, pois se constata que o mesmo não acontece para o calor sensível (Fig. 49).

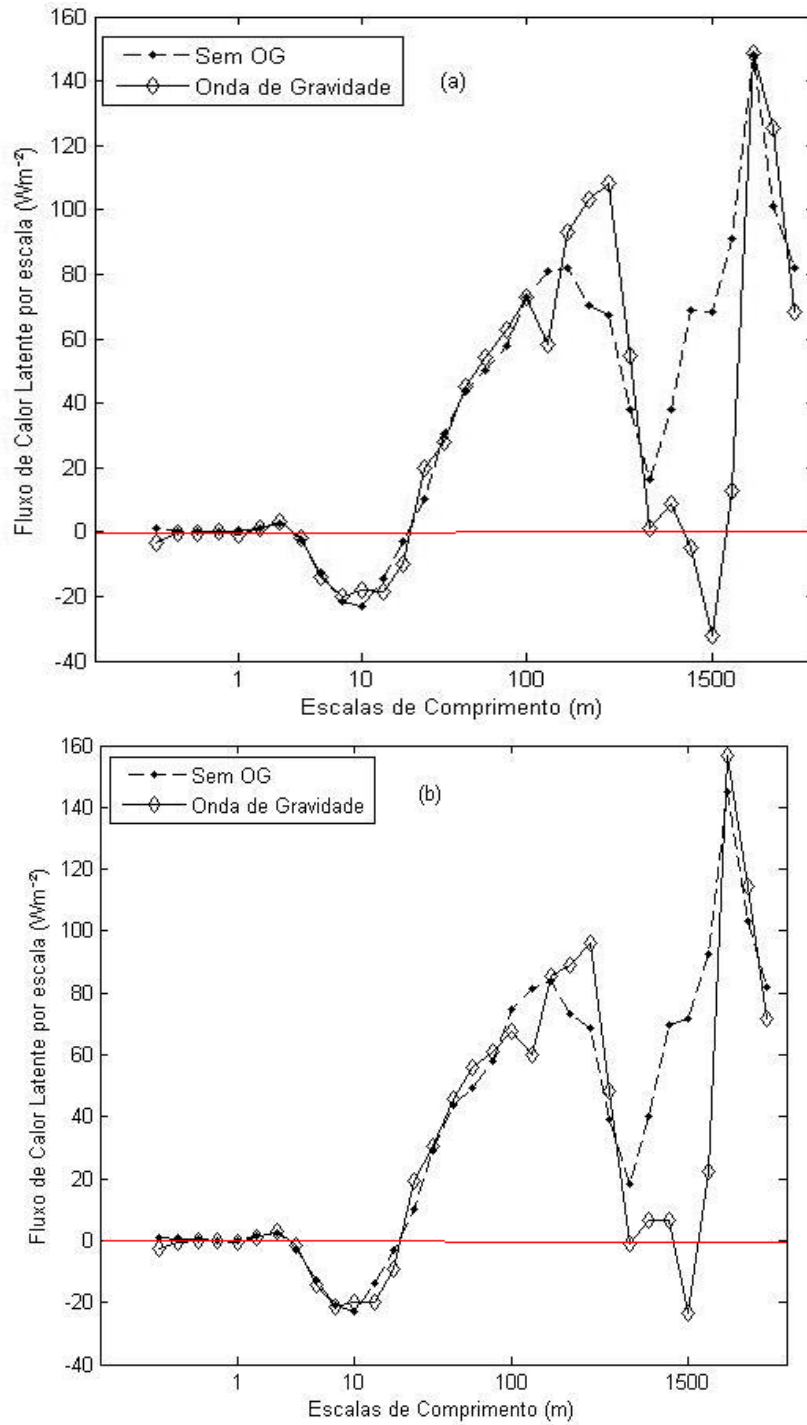


Figura 50 – Fluxo de Calor Latente por escala sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

4.4 TRANSIÇÃO TARDE-NOITE

Zeri (2002), em seu estudo comparativo sobre a variabilidade da estrutura da turbulência atmosférica acima do Pantanal, nas estações seca e úmida chamou atenção para o fato de as maiores diferenças nos fluxos, estruturas coerentes e outros parâmetros turbulentos acima do Pantanal ocorrerem justamente no período de transição tarde-noite. Assim, convém investigar especificamente este período na esperança de obtenção de novos elementos para aprofundar o entendimento da influência de fenômenos tais como OG's, JBN's, rajadas, dentre outros.

A seguir descrevem-se os efeitos de OG's sobre a transição do período diurno para o noturno (transição tarde-noite) no Pantanal, para a estação seca e inundada. Analisam-se os parâmetros turbulentos (variâncias de w , T e q e fluxos de calor sensível e de momentum, por escala). Para verificar possíveis efeitos intermitentes relacionados ao forçante OG aplicaram-se as 2 janelas de média: 5 minutos e 10 minutos. O entendimento das características, por escala, do período de transição tarde-noite pode fornecer informações importantes sobre a evolução e estrutura da CLN, além de estabelecer as estruturas de turbilhões dominantes neste período de transição (MAHRT, 1981; MAHRT, 1998; MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999; DEGRAZIA et al., 2000; ACEVEDO, 2001; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003; MEDEIROS, 2005).

4.4.1 Transição Tarde-Noite e a influência de ondas de gravidade na variabilidade em escala das grandezas turbulentas

As variâncias por escala de w , T e q para a transição tarde-noite no Pantanal para as classes: transição sem OG e transição com OG foram calculadas para as estações seca e inundada (exceto para q que foi calculada somente para a estação inundada). Para a comparação da variabilidade em escala, a energia contida em cada escala é normalizada pela variância total do sinal (VON RANDOW et al., 2002).

A variância normalizada de w , por escala, para as duas classes descritas acima é apresentada na figura 51, para as estações seca e inundada. Observam-se picos bastante agudos, bem mais perceptíveis em situações com OG's, os quais têm mais energia na estação seca. Nota-

se ainda que estes picos em situações de OG 's marcam a grande diferença entre as curvas com e sem OG's, sugerindo ser esta a principal diferença entre as duas situações. É possível que a maior ECT observada na estação seca deva-se à maior rugosidade superficial nesta estação, conforme sugerido anteriormente.

Como último aspecto global a considerar, mencione-se que na estação inundada (janeiro a fevereiro de 2002 – verão), há contribuições importantes para a variância de w até a escala de 500m, diferentemente da estação seca (Setembro de 1999, inverno-primavera), em que as contribuições para a variância decaem drasticamente antes da escala de 100m. É possível que tal diferença reflita o fato de que a estação inundada ocorre em período de verão, em que a insolação é maior relativamente ao período em que foi realizado o IPE-2. Então, no IPE-3, espera-se que a radiação solar ainda incidisse no sítio experimental num horário em que o mesmo não aconteceu no IPE-2.

Os picos para escalas de comprimento de 850m, nas duas estações e para a classe transição com OG, são correspondentes às escalas das OG's encontradas no período de transição (Tabela 3 e Tabela 4). Von Randow et al. (2002) encontraram um pico para a variância normalizada de w entre as escalas de comprimento de 100m e 300m. Contudo, o resultado apresentado por eles corresponde a dados da Amazônia e para condições diurnas.

A presença de picos na banda entre 100m e 300m (estação inundada para a classe sem OG) pode ser um indicativo da presença de turbilhões com características diurnas. Observa-se que estes possíveis turbilhões com características diurnas apresentam-se na estação inundada que possui uma CLN com mais atividade turbulenta (SÁ e ANDRADE, 2006). Os picos em menores escalas de comprimento podem ser decorrentes da manifestação de características noturnas. Na CLN, os turbilhões, apresentam-se com escalas de comprimento menores que em condições diurnas (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001). Os resultados obtidos para a transição são correspondentes com os resultados obtidos para a CLN (Figuras 27 e 40).

Na figura 52 apresentam-se as variâncias normalizadas de T , por escala, para as classes transição sem OG e transição com OG, para as estações seca e inundada. Percebe-se que há grande contribuição de escalas maiores que 100m, para as situações com OG's, tanto na estação seca como na inundada para a variância de T . Porém, nas escalas menores que 100m, há marcantes diferenças entre as duas estações, havendo contribuições importantes para a variância

de T na estação úmida, com máximos relativos um pouco abaixo da escala de 100m, o que é muito menos evidente na estação seca.

Pode ser possível que a predominância dos efeitos de mesoescala para as variâncias de T na estação seca deva-se, ao menos parcialmente, às próprias características das circulações locais no período de transição tarde-noite, as quais comumente (principalmente, aquelas associadas a brisas marítimas ou fluviais) mudam de sentido com a passagem do dia para a noite (MAHRT et al., 1994). No caso, é possível que a existência de uma circulação local associada à presença do rio Miranda, a aproximadamente 1Km do sítio experimental explique a existência de tais máximos observados.

Quanto às diferenças entre estações seca e inundada, abaixo da escala de 100m, estas devem-se predominantemente ao fato que a CLN, acima do Pantanal seco ser estável, e acima da estação inundada ser predominantemente instável. Assim, em média, há mais energia cinética turbulenta na estação inundada que na estação seca (além de flutuabilidade positiva, contribuindo para intensificar as flutuações das grandezas turbulentas na estação úmida). Quanto às diferenças entre situações com OG e sem OG, devido à maior estabilidade na estação seca, as manifestações de ondas de gravidade apresentam-se como ondas puras, ou seja, com diferença de fase entre w' e T' é igual a 90° e ondas de gravidade puras não excitam diversas escalas, ou seja, a energia carregada pela onda não é repassada para outras escalas (TERRADELLAS et al., 2001). Desta maneira, OG's puras observadas para a estação seca (conforme pode ser visto no estudo de caso na seção 4.1) não excitam muitos números de onda devido à condição de quadratura entre w e T . Por outro lado, para a estação inundada, com maior atividade turbulenta, podem estar se estabelecendo interações entre OG's e turbulência (não há quadratura precisa entre w e T) de tal forma que é possível haver ocorrência de transferência de energia da escala da OG para outras, gerando maiores contribuições para a variância total de T.

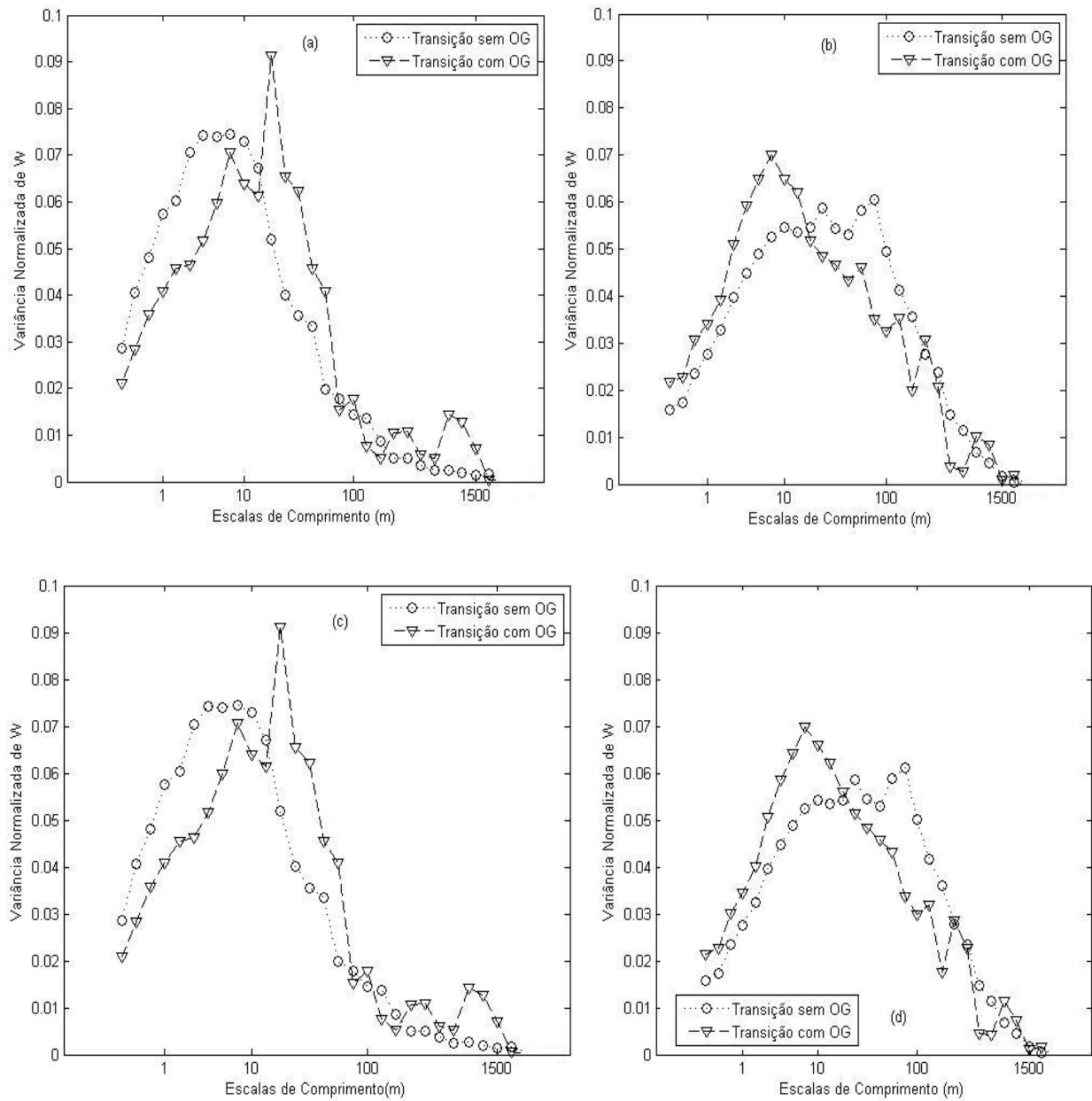


Figura 51 – Variância Normalizada de w , por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

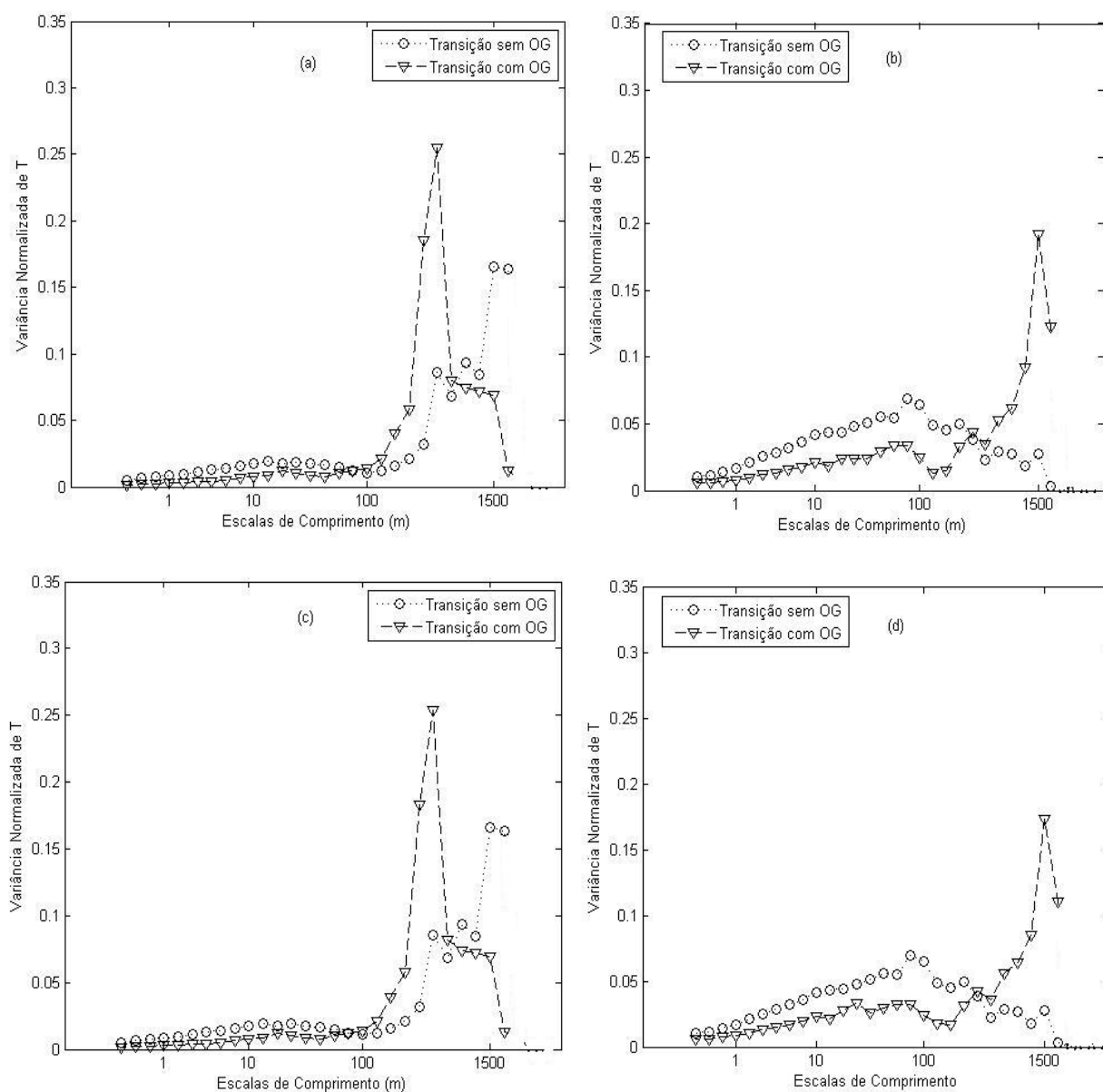


Figura 52 – Variância Normalizada de T, por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

As variâncias normalizadas de q , por escala, para as classes transição sem OG e transição com OG, na estação inundada do Pantanal é apresentada na figura 53. Assim como observado na figura 52, para o Experimento IPE-3, onde foram estudadas variâncias normalizadas de T, as variâncias normalizadas de q apresentam seus maiores valores na região da mesoescala. Porém, diferentemente do caso para a temperatura, onde se observa um mínimo relativo próximo à escala

de 100m apenas em situações sem OG's, para a umidade específica, com OG's e sem OG's, estes mínimos estão próximos da escala de 1Km. Nas escalas menores que 1Km as variâncias normalizadas de q são muito menores do que as de T , situação que se inverte para escalas maiores que 1000m, onde as variâncias de q sem OG atingem 0,45. Já para situações com OG, o comportamento acima de 1Km é similar, como ocorrência de picos de 0,2 próximos da escala de 1500m.

Há, portanto, marcadas diferenças nas variâncias na região com turbulência e naquela com predominância de fenômenos de mesoescala, e espera-se que os mínimos relativos indiquem a existência de uma falha espectral. Conforme discutido por Mahrt et al. (2001b), a partição do movimento em contribuições de turbulência e de mesoescala e a existência de uma falha espectral (principalmente presentes sob condições estáveis, bem perto da superfície) é particularmente importante porque os movimentos turbulentos e de mesoescala são governados por processos fisicamente diferentes e para que os estados das variâncias sejam fisicamente interpretáveis, a existência da falha espectral deve ocorrer. Todavia, esta região da falha espectral varia com a estabilidade. Segundo Mahrt et al. (2001b), os movimentos de mesoescala na CLN incluem ondas de gravidade, escoamentos pulsantes de drenagem, modos de oscilação associados à turbulência, vórtices associados a esteiras e outros movimentos possíveis provocados por outras instabilidades. Tais fenômenos tornam a interpretação dos fenômenos de mesoescala, muito difícil, exigindo informações diversificadas, muitas das quais não foram disponíveis durante as campanhas experimentais "IPE".

No que se refere à região em que domina a turbulência, deve-se esperar que as contribuições dos forçantes mecânicos sejam muito importantes para a geração de turbulência, o que se reflete pelos valores mais elevados das variâncias normalizadas de w . Todavia, na CLN do Pantanal na estação inundada, também houve uma de forçantes de flutuabilidade. Não se deve esperar que acima do Pantanal inundado, com lagos de diferentes tamanhos e profundidades, haja uma correspondência na localização dos elementos de rugosidade mecânicas, térmicas e de umidade, ou seja, a analogia de Reynolds não deve valer (GARATT, 1992; pg.89; ZILITINKEVICH et al., 2008), com $z_0 \neq z_T \neq z_q$. Tal distinção entre as rugosidades superficiais podem explicar particularmente as diferenças de amplitude entre as variâncias e covariâncias de escalares por escala observadas entre as figuras 52 e 53, para dados do Experimento IPE-3. Ressalta-se que Sujita e Kishii (2002) chamaram atenção, em seu estudo de simulação em túnel

de vento referente a efeitos da rugosidade na distribuição da evaporação acima de superfícies heterogêneas, sobre a complexidade dos processos de evaporação acima de superfícies rugosas e sua dissimilaridade com relação a processos envolvendo outros escalares.

A ação de estruturas “top-down” devido ao entranhamento de massas de ar seco (MAHRT, 1991) ou outras estruturas de turbilhões dominantes do tipo upside-down (MAHRT, 1998; MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999; MALHI et al., 2004; CONANGLA et al., 2008; PRABHA et al., 2008) podem também ser responsáveis pelos picos, para as duas classes, para grandes escalas de comprimento (1500m e 2000m). A presença de um pico, na variância normalizada de q , diferente da escala de comprimento encontrada para a variância normalizada de T pode ser atribuído à conhecida e já mencionada possibilidade de ocorrência de dissimilaridade entre os escalares (LAMAUD e IRVINE, 2006; WILLIAMS et al., 2007), conforme mencionado na seção 4.2.2.

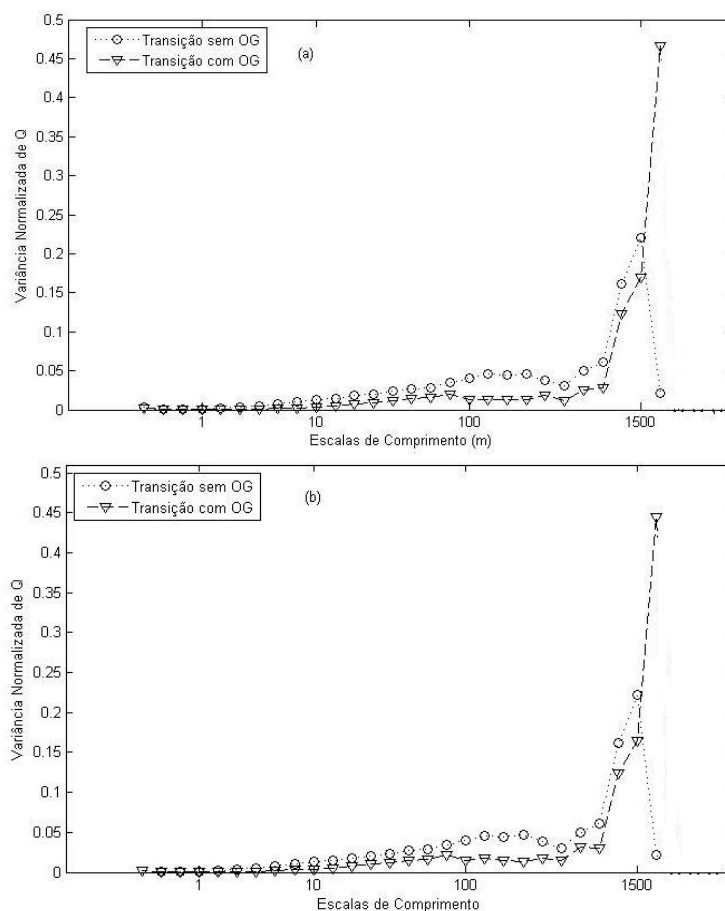


Figura 53 – Variância Normalizada de q , por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-3 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 10 minutos.

Para finalizar esta investigação das características do período de transição tarde-noite para situações com a presença de OG e sem a presença de OG na CLA do Pantanal, nas estações seca e inundada, calcularam-se os fluxos de momentum e calor sensível, por escala, para as duas classes. Na figura 54 apresenta-se o fluxo de momentum, por escala, para as estações seca e inundada e para as classes de transição tarde-noite (sem OG e com OG).

Observa-se que os fluxos de momentum associados com OG's possuem maior intensidade em comparação com as situações de transição tarde-noite sem OG's. Nota-se também a presença de fluxo de momentum mais intenso para o período de transição tarde-noite, na estação inundada do Pantanal. Isto último pode ser atribuído à maior atividade turbulenta devido à predominância do resfriamento turbulento em comparação ao resfriamento radiativo, nesta estação (SÁ e ANDRADE, 2006). Os picos para o fluxo de momentum, por escala, para a classe transição com OG nas escalas de comprimento a partir de 450m podem estar associadas aos eventos de OG's presentes durante a transição tarde-noite (tabela 3 e tabela 4) e para a classe transição sem OG a mecanismos “top-down” provenientes de grandes escalas (MAHRT, 1998; MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999; CONANGLA et al., 2008; PRABHA et al., 2008). Os picos para as escalas de comprimento abaixo de 450m, para as duas classes, podem ser decorrentes das estruturas de turbilhões remanescente do período diurno (350m até 100m) (VON RANDOW et al., 2002), e da manifestação de turbilhões com escalas características do período noturno (75m até 6m), conforme pode ser visto na figura 40.

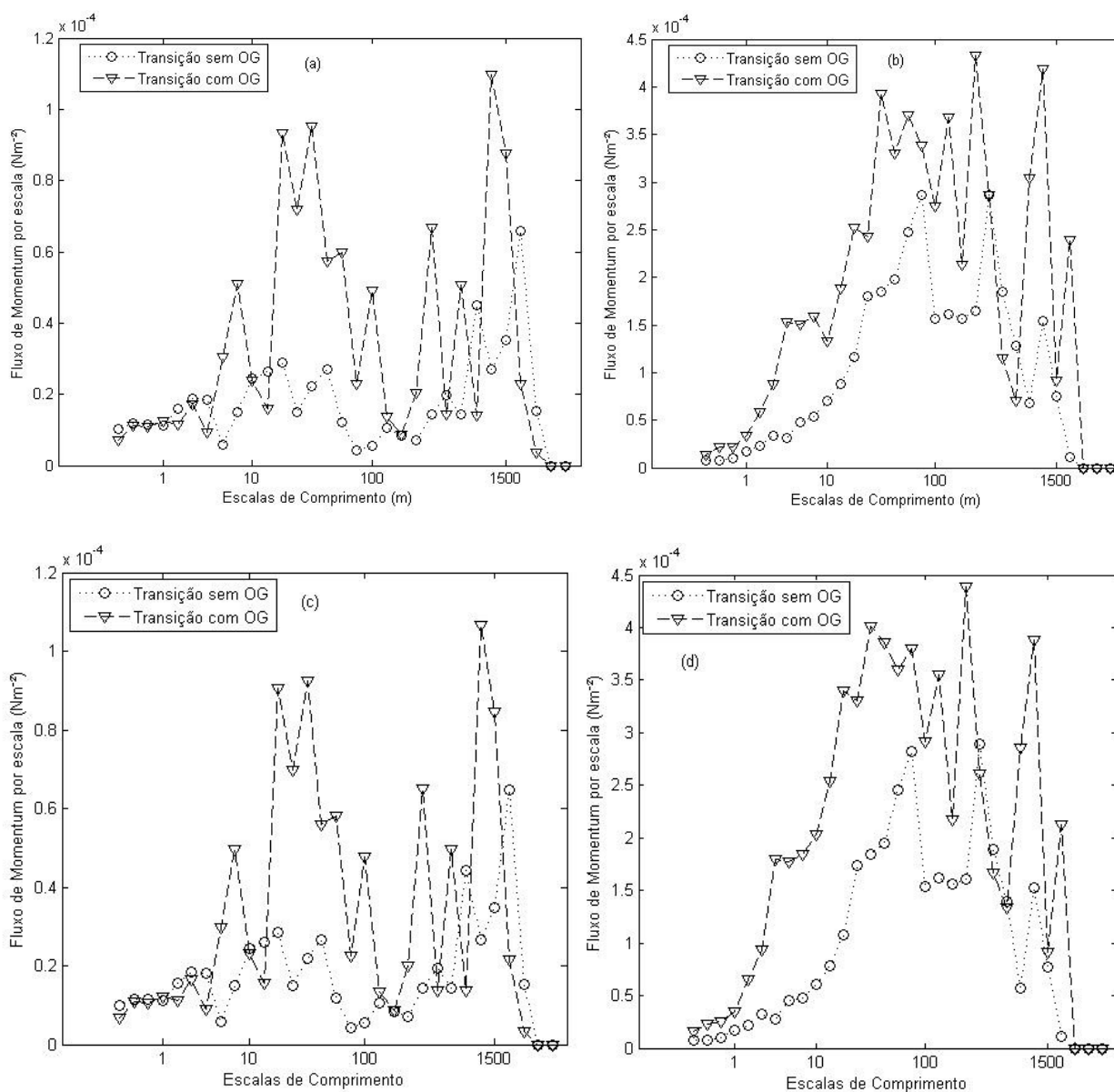


Figura 54 – Fluxo de Momentum por escala, por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

O fluxo de calor sensível, por escala e para as duas classes, para as estações seca e inundada é apresentado na figura 55. Observa-se claramente um padrão bem diferenciado em relação às duas estações. Para a estação seca, nota-se a presença de um pico de fluxo de calor sensível negativo, para as duas classes, para escalas de comprimento próximas de 10m, com contribuições exclusivamente negativas para escalas até 100m. Após esta escala predominam contribuições positivas. Para a estação inundada, nota-se a presença de um pico de fluxo de calor

sensível positivo, para as duas classes, para escalas de comprimento próximas de 100m, com contribuições quase exclusivamente positivas (exceto por três escalas nas situações com OG's). Estes resultados podem ser decorrentes de dois fatores: i) a maior atividade turbulenta decorrente da transmissão de calor da água para a atmosfera; ii) o maior período de exposição aos raios solares decorrentes do período do ano, para a estação inundada em comparação a estação seca. A maior disponibilidade de calor decorrente dos raios solares e disponibilizada pela água pode ter propiciado a presença de um fluxo de calor positivo na transição tarde-noite na estação inundada.

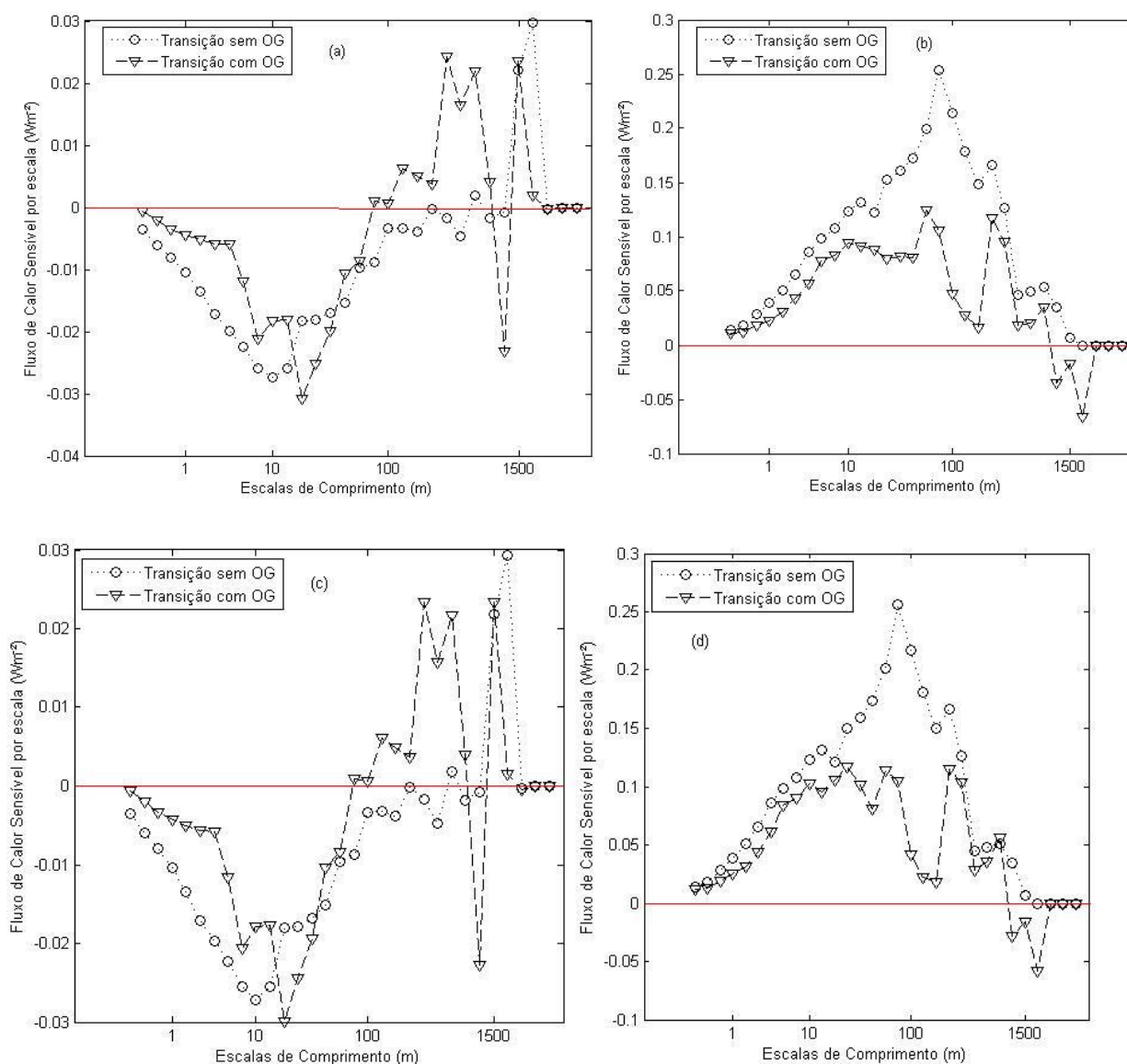


Figura 55 – Fluxo de Calor Sensível por escala, por escala, transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) IPE-2 com média de 5 minutos, (b) IPE-3 com média de 5 minutos, (c) IPE-2 com média de 10 minutos, (d) IPE-3 com média de 10 minutos.

5 CONCLUSÕES

O estudo da estrutura da turbulência atmosférica acima do Pantanal Mato-Grossense, em estações seca e inundada, reveste-se de relevância peculiar tendo em vista, de um lado, as diferentes características de rugosidade superficial, as condições de estabilidade atmosférica e os fenômenos típicos da camada limite noturna, e de outro lado, a quase inexistência na literatura de estudos similares voltados para pântanos ou regiões alagadas.

Os dados obtidos em tais condições, durante as campanhas experimentais IPE-2 (estação seca) e IPE-3 (estação inundada), proporcionaram subsídios que permitem realçar notórias diferenças no escoamento pantaneiro noturno. Para melhor organizar a pesquisa, foram agrupados os dados disponíveis em classes, referentes a padrões marcantes que se manifestam no escoamento da região estudada. As classes foram estabelecidas em função dos seguintes forçantes: Jatos de Baixo Nível (JBN's) e Ondas de Gravidade (OG's). As classes são: sem JBN, com JBN tipo 1 (jato associado à blindagem da superfície), com JBN tipo 2 (jato que promove mistura de cima para baixo), sem OG e com OG.

A estrutura da turbulência na CLN do Pantanal nas estações seca e inundada foi investigada através de alguns parâmetros estatísticos (variâncias, skewnesses, curtoses, coeficientes de correlação e covariâncias) calculados por escala, para cada classe e nas duas estações. Os resultados demonstraram que o JBN tipo 1 é o forçante que mais promove intermitência global. O forçante JBN tipo 2, devido a sua atividade de mistura, possui, associado a si, uma menor capacidade de gerar intermitência global. O forçante OG também gera intermitência global, porém devido às OG's atuarem somente em uma banda de escalas muito restrita, as OG's apresentam-se com forçante intermediário entre JBN tipo 1 e JBN tipo 2 como causador de intermitência global.

Observou-se, nos cálculos de curtose, que a distinção entre as classes ocorre principalmente nas pequenas escalas (escalas próximas de 10m). Esta distinção somente nas pequenas escalas é mais clara para as classes relacionadas às OG's do que para as classes relacionadas aos JBN's. Os cálculos de curtose por escala para a temperatura e umidade demonstraram que o comportamento destes escalares é marcadamente distinto, em relação à manifestação de intermitência, na estação inundada do Pantanal. A curtose para a temperatura

apresenta o mesmo padrão de crescimento da curtose das componentes da velocidade do vento. Contudo, a umidade apresenta um comportamento diferenciado em relação à temperatura: a umidade após a escala de 10m apresenta diminuição da curtose com a diminuição da escala de comprimento. Todavia, os dados disponíveis não permitiram chegar a uma conclusão sobre a causa desta marcada diferença no comportamento da umidade.

Os resultados das investigações da variabilidade em escala das grandezas turbulentas sob a ação de JBN's demonstraram, através do coeficiente de correlação entre umidade e temperatura, que na estação inundada há dissimilaridade entre estes escalares, para todas as classes investigadas. Observou-se que a ação mecânica do jato, na classe JBN tipo 2, estabelece uma correspondência direta com a manifestação de fluxos negativos de calor sensível e latente na banda de escalas de ocorrência de maior fluxo de momentum do JBN, nas estações seca e inundada. Para a classe sem JBN, na estação inundada, observou-se a predominância de fluxos de calor sensível e latente positivos durante a noite pantaneira, diferentemente do que foi observado para a estação seca. Esta grande diferença é atribuída à diferença nas condições de estabilidade predominantes em cada estação.

Os resultados das investigações da variabilidade em escala das grandezas turbulentas sob a ação de OG's demonstraram que as ondas de gravidade não possuem papel dominante sobre os parâmetros estatísticos analisados, exceto para os fluxos de momentum e de calor sensível na estação seca, quando observam-se diferenças significativas entre as classes sem OG e com OG. Para o fluxo de momentum observou-se que as principais contribuições para a classe sem OG ocorrem em escalas de comprimento próximas de 10m e, para a classe com OG, em escalas superiores a 1500m. Para o fluxo de calor sensível notou-se que, sob a ação de OG's, as contribuições para o fluxo em escalas próximas de 10m são menores do que para a classe sem OG. Este fato não é observado para o fluxo de calor latente, para o qual, não há diferenças significativas entre as classes relacionadas às OG's.

Outro resultado importante na investigação dos espectros e coespectros turbulentos foi a observação de duas bandas de escalas com comportamento diferenciado entre si. A primeira se estende até as escalas de comprimento próximas de 100m. Nesta, os efeitos dos forçantes mecânicas são predominantes sob os efeitos das forças de flutuabilidade. A segunda banda de escalas inicia-se após a escala de comprimento de 100m. Nesta, predominam efeitos de

flutuabilidade e a influência da mesoescala sobre o comportamento dos parâmetros estatísticos estimados para as duas estações investigadas (seca e inundada). A existência da primeira banda pode ser decorrente exclusivamente de efeitos da superfície e a segunda banda pode ser decorrente de efeitos da manifestação da CLN como um todo e de forçantes externos à camada.

Na estação seca observou-se a predominância de condições estáveis e maior influência dos forçantes mecânicos na determinação dos parâmetros turbulentos. Na estação inundada observou-se a predominância de condições levemente instáveis e maior influência das forças de flutuabilidade. Esta diferença marcante entre as estações é decorrente da presença de diversos corpos de água na superfície do sítio experimental. Como a água apresenta maior capacidade térmica que o solo e o ar, ela se comporta como sumidouro de energia durante o dia e fonte de calor durante a noite. Como decorrência dos diferentes gradientes térmicos estabelecidos em relação à lâmina de água.

Os diversos gradientes de temperatura estabelecem circulações locais que manifestam uma importante influência sobre a estrutura da turbulência da estação inundada. Desta maneira, observa-se um comportamento muito diferenciado entre as estações do Pantanal, com a estrutura da turbulência no período de transição tarde-noite marcando a diferença entre estas estações de forma clara.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O.C. **Effects of temporal and spatial transitions on surface atmosphere exchanges**. P.204. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas, Universidade do Estado de New York, 2001.

ACEVEDO, O.C.; FITZJARRALD,D. The Early Evening Surface-layer transition: temporal and spatial variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.58,p.2650-2667, 2001.

ACEVEDO, O.C.; FITZJARRALD,D. In the core of the night – effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-layer meteorology**. V.106, p.1-33, 2003.

ACEVEDO,O.C.; MORAES,O.L.L.; SILVA,R.; FITZJARRALD,D.; SAKAI,R.K.; STAEBLER,R.M.; CZIKOWSKY,M.J. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biology**.v.10,p.886-894,2004.

ACEVEDO, O.C.; MORAES,O.L.L.; DEGRAZIA,G.A.; MEDEIROS,L.E. Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. **Boundary-layer meteorology**. V.119, p.41-55, 2006.

ACEVEDO, O.C.; MORAES,O.L.L.; SILVA,R.; ANABOR,V.; BITTENCOURT,D.P.; ZIMMERMANN,H.R.; MAGNAGO,R.O.; DEGRAZIA,G.A. Surface-to-Atmosphere Exchange in a River Valley Environment. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. V.46, p.1169-1181, 2007.

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

ACEVEDO,O.C.; MAHRT,L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer meteorology**. V.135, p.19-30, 2010

ANDRADE, E.S. **Estudo da influência de Jatos de baixo nível na estrutura da camada limite estável acima do pantanal mato-grossense**. P.206. Dissertação de mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 2003.

ANDRÉ,J.C.; MAHRT,L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.39, p.864-878, 1982.

ANDREAS,E.L.; CLAFFEY,K.J.; MAKSHITAS,A.P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. **Boundary-layer meteorology**. V97, p.459-486, 2000.

BALSLEY,B.B.; FREHLICH,R.G.; JENSEN,M.L.;MEILLIER,Y.;MUSCHINSKI,A. Extreme gradients in the Nocturnal Boundary Layer: Structure, Evolution and Potential causes. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V60, p. 2496-2508, 2003.

BANTA,R.M.; PICHUGINA,Y.L.; BREWER,W.A.; Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V63, p. 2700-2719, 2006.

BANTA,R.M. Stable-boundary-layer regimes from the perspective of the low-level jet. **Acta Geophysica**. V.56, p.58-87, 2008.

BOLZAN, M. J. A. **Estudo da influência das Estruturas Coerentes e da rugosidade na estimativa de fluxos turbulentos sobre o Pantanal**. São José dos Campos. P.71. Dissertação de Mestrado de Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1998.

BOLZAN, M. J. A. **Um Estudo sobre Características do Subdomínio Inercial da Turbulência Desenvolvida em Escoamentos Acima e Dentro da Copa da Floresta Amazônica de Terra Firme e Acima do Pantanal**. São José dos Campos. P.166. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

BURBA, G.G.; VERMA,S.B.; KIM,J. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. **Agricultural and forest meteorology**. V.94, p.31-51, 1999.

CAMPOS,J.G. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma floresta tropical úmida na Amazônia**. Santa Maria, p.61. Dissertação de Mestrado em Física, Universidade Federal de Santa Maria, 2008.

CAMPOS,J.G.; ACEVEDO,O.C.; JULIO, T.; MANZI,A.O. On the temporal scale of the turbulent exchange of carbon dioxide and energy above a tropical rain forest in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.114, D08124, doi:10.1029/2008JD011240, 2009.

CAVA,D.; GIOSTRA,U.; SIQUEIRA,M.; KATUL,G. Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest. **Boundary-layer meteorology**, v112, p.129-157, 2004.

CHAO, S.Y., An Air-Sea Interaction Model for Cold-Air Outbreaks. **Journal of Physical Oceanography**. V.22, p.821-842, 1992.

CHENG,Y.; PARLANGE,M.B.; BRUTSAERT,W. Pathology of Monin-Obukhov similarity in the stable boundary layer. **Journal of Geophysical Research**, v.110, 2005.

CHIMONAS,G. The nighttime accelerations of the Wind in the boundary layer. **Boundary-layer meteorology**. V116, p.519-531, 2005.

CHLOND,A.Three-Dimensional Simulation of Cloud Street Development during a Cold Air Outbreak. **Boundary-Layer Meteorology**, v.58, p.161-200, 1992.

CONANGLA,L.; CUXART,J.; SOLER,M.R. Characterisation of the Nocturnal Boundary Layer at a Site in Northern Spain. **Boundary-layer meteorology**. V128, p.255-276, 2008.

CUXART,J.; YAGÜE,C.; MORALES,G.; TERRADELLAS,E.; ORBE,J.; CALVO,J.; FERNÁNDEZ, A.; SOLER,M.R.; INFANTE,C.; BUENESTADO,P.; ESPINALT,A.; JOERGENSEN,H.E.; REES,J.M.; VILÁ,J.; REDONDO,J.M.; CANTALAPIEDRA,I.R.; CONANGLA,L. Stable atmospheric boundary-layer experiment in Spain (SABLES 98): A report. **Boundary-layer meteorology**, v96, p.337-370, 2000.

DAUBECHIES, I. **Ten Lectures on Wavelets**. SIAM, Philadelphia, 357 pp., 1992.

DE BRUIN, H. A. R. ; VAN DEN HURK; B. J. J. M.; KROON; L. J. M. On the Temperature-Humidity Correlation and Similarity. **Boundary-Layer Meteorology**. V.93, p.453-468, 1999.

DEGRAZIA,G.A.; D. ANFOSSI e A. GOULART, "Decaimento da Turbulência Convectiva: Uma estimativa do Coeficiente de Difusão Turbulento na Camada Residual", In: **Tópicos Especiais em Física da Camada Limite Planetária e Modelagem de Processos de Dispersão**, Ed., Editora e Gráfica Universitária - UFPEL: 65-82 pp., Pelotas, 2000.

DIAS-JÚNIOR,C.Q. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima da floresta primária e região desmatada da Amazônia: análise de ondas aplicadas à detecção de estruturas coerentes**. Belém, p.104. Dissertação de Mestrado em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará, 2008.

DOMINGUES,M.O.; MENDES-JÚNIOR,O.; CHOU,S.C.; SÁ,L.D.A.; MANZIL,A.O. Análise das condições atmosféricas durante a 2ª campanha do experimento interdisciplinar do Pantanal sul mato-grossense. V.19, p.73-88, 2004.

EINAUDI, F.; FINNIGAN, J.J. Wave-Turbulence dynamics in the stably stratified boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.50, p.1841-1864, 1993.

EVANS,E.C.; MCGREGOR,G.R.; PETTS,G.E. River energy budgets with special reference to river bed processes. **Hydrological Processes**. V.12, p.575-595, 1998.

FARGE,M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**. V24, p.395-457, 1992.

FINNINGAN,J.J.; EINAUDI,F.; FUA,D. The interaction between an internal gravity wave and turbulence in the stably-stratified nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.41, p.2409-2436, 1984.

FOKEN,T. **Micrometeorology**. Springer, 306pp. 2006

FREHLICH,R.; MEILLIER,Y.; JENSEN,M.L.; BALSLEY,B. A statistical description of small-scale turbulence in the low-level nocturnal jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V61, p.1079-1085, 2004.

FRISCH,U. **Turbulence, the legacy of A. N. Kolmogorov**. Cambridge University Press, Cambridge, 300pp.1995.

GARATT,J.R. **The atmospheric boundary layer**, *Cambridge-University-Press*, pp.316, Cambridge, 1992.

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

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

GRINSTED,A.; MOORE,J.C.; JEVREJEVA,S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**. V.11,p.561-566, 2004.

HAMILTON,S.K.; SIPPEL,S.J.; MELACK,J.M. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. **Arch. Hydrobiol**. V.137, p.1-23, 1996.

HILL,H.J. Implications of Monin-Obukhov Similarity Theory for Scalar Quantities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.46, p.2236-2244, 1989.

HINZE,J.O. **Turbulence**. McGraw Hill, pp.790, 1975.

HOWELL,J.F.; SUN,J. Surface-layer fluxes in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**. V.90, p.495-520, 1999.

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

KARIPOT,A.; LECLERC,M.Y.; ZHANG,G.; MARTIN,T.; STARR,G.; HOLLINGER,D.; MCCAUGHEY,J.H.; HENDREY,G.R. Nocturnal CO₂ exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity. **Theoretical and Applied Climatology**. V85, p.243-248, 2006.

KATSOUVAS, G.D.; HELMIS, C.G.; WANG, Q. "Quadrant analysis of the scalar and momentum fluxes in the stable marine atmospheric surface layer", **Boundary-Layer Meteorology**. V124, p. 335-360, 2007.

KATUL,G.; CAVA,D.; POGGI,D.; ALBERTSON,J.; MAHRT,L. Stationarity, Homogeneity, and Ergodicity in Canopy Turbulence. LEE,X.; MASSMAN,W.; LAW,B.(Org.) **Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis**. Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands, P.161-180, 2004.

KIM,J.; MAHRT,L. Momentum transport by gravity waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.49, p.735-748, 1992.

KLIPP,C.L.; MAHRT, L. Flux-gradient relationship, self-correlation and intermittency in the stable boundary layer. **Q.J.R. Meteorological Society**. V.130, p.2087-2103, 2004.

KUBOTA, P. Y. **Camada limite do Pantanal Matogrossense: análise observacional e simulação numérica**. São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

LABAT,D. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. **Journal of Hydrology**. V.314, p.275-288, 2005.

LAMAUD,E.; IRVINE,M. Temperature-Humidity Dissimilarity and heat-to-water-vapour transport efficiency above and within a pine forest canopy: the role of the bowen ratio. **Boundary-layer Meteorology**. V.120, p.87-109, 2006.

LANDAU,L.D.; LIFSHITZ,E.M. **Fluid Mechanics**. Course of Theoretical Physics. Volume 6. Pergamon Press. 2ªedição, New York, pp.538, 1987.

LENSCHOW, D.H.; MANN,J. KRISTENSEN,L. How long is long enough when measuring fluxes and other turbulence statistics? **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. V11, p.661-673, 1994.

LIU,K.N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. International Geophysics Series. Volume 84. Academic Press. 2ªedição, San Diego, pp.577, 2002.

LUMLEY, J. L.; PANOFSKY, H. A. **The Structure of Atmospheric Turbulence**,Wiley, New York, pp.239, 1964.

- MAHRT, L. Mixed layer moisture structure. **Monthly Weather Review**. V104, p.1403-1407, 1976.
- MAHRT, L. The early evening boundary layer transition. **Q.J.R. Meteorological Society**. V107, p.329-343, 1981.
- MAHRT,L. Intermittency of atmospheric turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V46, p.79-95, 1989.
- MAHRT,L. Boundary-layer moisture regimes. **Q.J.R. Meteorological Society**. V.117, p.151-176, 1991.
- MAHRT,L.; MACPHERSON,J.I.; DESJARDINS,R. Observations of fluxes over heterogeneous surfaces. **Boundary-layer Meteorology**. V.67, p.345-367, 1994.
- MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models, **Theoretical and Computational Fluid Dynamics**, v.11, p.263-279, 1998.
- MAHRT, L. Stratified Atmospheric boundary Layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v.90, p.375-396, 1999.
- MAHRT,L.; SUN,J; VICKERS,D.; MACPHERSON, J. I.; PEDERSON, J. R.; R. L. DESJARDINS, Observations of Fluxes and Inland Breezes over Heterogeneous Surface, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v51, p.2484-2499, 1994.
- MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY,S. Nocturnal Boundary-layer regimes. **Boundary-layer meteorology**, v88, p.255-278, 1998.
- MAHRT,L.; VICKERS,D.; NAKAMURA,R.; SOLER,M.R.; SUN,J.; BURNS,S.; LENSCHOW, D.H. Shallow Drainage Flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v.101, p.243-260, 2001a.
- MAHRT,L.;MOORE,E.;VICKERS,D. Dependence of Turbulent and Mesoscale velocity variances on scale and stability. **Journal of Applied Meteorology**. V.40, p.628-641, 2001b.
- MAHRT,L.; VICKERS,D. Formulation of turbulent fluxes in the stable boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**. V.60, p.2538-2548, 2003.
- MAHRT,L.; THOMAS,C.K.; PRUEGER,J.H.; Space-time structure of mesoscale motions in the stable boundary layer. **Q.J.R. Meteorological Society**. V.135, p.67-75, 2009.
- MAHRT,L. Computing turbulent fluxes near the surface: needed improvements. **Agricultural and forest meteorology**. V150, p.501-509, 2010.

MALHI, Y. ; MCNAUGHTON, K. ; VON RANDOW, C. . Low frequency atmospheric transport and surface flux measurements. In: LEE, XUHUI; MASSMAN, WILLIAM; LAW, Beverly (Eds). (Org.). **Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis**. New York: Springer, v. XIV, p. 101-118, 2004.

MARQUES-FILHO, E. **Alguns aspectos teóricos e experimentais da camada superficial acima do Pantanal Mato-Grossense**. P.155. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 2000.

MARQUES-FILHO, E.P. ; SA, L. D. A. ; KARAM, H.A. ; ALVALA, R. C. S. ; SOUZA, A. ; PEREIRA, M.M.R. . Atmospheric Surface Layer Characteristics of Turbulence above the Pantanal Wetland Regarding the Similarity Theory. **Agricultural and Forest Meteorology (Print)**, v. 148, p. 883-892, 2008.

MATHIEU,N.; STRACHAN,I.B.; LECLERC,M.Y.; KARIPOT,A.; PATTEY,E. Role of low-level jets and boundary-layer properties on the NBL budget technique. **Agricultural and Forest Meteorology**. V135, p.35-43, 2005.

MARTINS,C.A. **Características da turbulência: correlações e espectros em diferentes topografias**. P.163. Tese de Doutorado em Física, UFSM, Santa Maria, 2008.

MCDONOUGH, J.M., **Introductory Lectures on Turbulence: Physics, Mathematics and Modeling**. [s.n.], Kentucky, 179pp, 2004.

MEDEIROS,L.E. **Decaimento da turbulência na camada superficial**. P.103. Dissertação de mestrado em Física, UFSM, Santa Maria, 2005.

MEILLIER, Y.P.; FREHLICH,R.G.; JONES,R.M.; BALSLEY,B.B. Modulation of small-scale turbulence by ducted gravity waves in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.65, p.1414-1427, 2008.

METZGER,M.; HOLMES,H. Time scales in the unstable atmospheric surface layer. **Boundary-layer meteorology**, v126, p.29-50, 2008.

MOENG,C.H.; WYNGAARD,J.C. "Evaluation of Turbulent Transport and Dissipation Closures in Second-Order Modeling", **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.46, p.2311-2330, 1989.

MONTEIRO DA SILVA,L. **Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana**. P.135, Dissertação de mestrado em Ciências Ambientais. Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

MONTEIRO DA SILVA, L.; SÁ, L. D. A.; MOTA, M. A. S. Avaliação de características dos regimes de umidade na flona de Caxiuanã-PA durante o experimento COBRA-PARÁ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 1-12, 2010.

MORAES, O.L.L. Turbulence characteristics in the surface boundary layer over the south American pampa. **Boundary-Layer meteorology**. V.96, p.317-335, 2000.

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

MUSCHINSKI, A.; FREHLICH, R.G.; BALSLEY, B.B. Small-scale and large-scale intermittency in the nocturnal boundary layer and the residual layer. **Journal of Fluid Mechanics**. V.515, p.319-351, 2004.

NAPPO, C.J. **An Introduction to Atmospheric Gravity Waves**. Academic Press, San Diego, 300pp. 2002.

NAPPO, C.J.; MILLER, D.R.; HISCOX, A.L. Wave-modified flux and plume dispersion in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**. V.129, p.211-223, 2008.

NOGUEIRA, D.S. **Aspectos Observacionais e Numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: Fenômenos turbulentos noturnos**. . P.141, Dissertação de mestrado em Ciências Ambientais. Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

OHYA, Y.; NAKAMURA, R.; UCHIDA, T. Intermittent bursting of turbulence in a stable boundary layer with low-level Jet. **Boundary-layer meteorology**, v126, p.349-363, 2008.

OLIVEIRA, M. B. L. ; RANDOW, C. V. ; MANZI, A. O. ; ALVALA, R. C. S. ; SA, L. D. A. ; LEITAO, M. M. ; SOUZA, A. . Fluxos Turbulentos de Energia sobre o Pantanal Sul Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 371-377, 2006.

PANOFSKY, H.A.; DUTTON, J.A. **Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications**. JOHN WILEY & SONS, New York, pp.396, 1984.

PASQUILL, F.; SMITH, F.B. **Atmospheric Diffusion: study of the dispersion of windborne material from industrial and other sources**. Ellis Horwood series in environmental science, pp.436, 1983.

POULOS, G.S.; BLUMEN, W.; FRITTS, D.C.; LUNDQUIST, J.K.; SUN, J.; BURNS, S.P.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M. CASES-99: A Comprehensive Investigation of the Stable Nocturnal Boundary Layer. **Bulletin of American Meteorological Society**. v.83, p.555-581, 2002.

PRABHA,T.V.; LECLERC,M.Y.; KARIPOT,A.; HOLLINGER, D.Y. Low-frequency effects on eddy covariance fluxes under influence of a low-level jet. **Journal of applied meteorology and climatology**. V46, p.338-352, 2007.

PRABHA,T.V.; LECLERC,M.Y.; KARIPOT,A.; HOLLINGER, D.Y.; RADLGRUBER,E.M. Influence of nocturnal low-level jets on eddy-covariance fluxes over a tall forest canopy. **Boundary-layer meteorology**, v126, p.219-236, 2008.

RAMOS,F.M.; BOLZAN,M.J.A.; SÁ,L.D.A.; ROSA,R.R. Atmospheric turbulence within and above an Amazon Forest. **Physica A**. v.193, p.278-291, 2004.

REES,J.M.; DENHOLM-PRINCE, J.C.W.; KING,J.C.; ANDERSON,P.S. A climatological study of internal gravity waves in the atmospheric boundary layer overlying the Brunt ice shelf, Antarctica. **Journal of Atmospheric Sciences**. V.57, p.511-526, 2000.

REES,J.M.; STASZEWSKI,W.J.; WINKLER,J.R. Case study of a wave event in the stable atmospheric boundary layer overlying an Antarctic Ice Shelf using the orthogonal wavelet transform. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**. V34, p.245-261, 2001.

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

SÁ, L.D.A.; SAMBATTI, S.B.M.; GALVÃO, G.P. Ondeleta de Morlet aplicada ao estudo da variabilidade do nível do rio Paraguai em Ladário, MS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. V33, p.1775-1785, 1998.

SÁ, L. D. A. ; BOLZAN, M. J. A. ; PRASAD, G. S. S. D. ; SOUZA, A. . Percentagem do fluxo turbulento associado à ocorrência de estruturas coerentes e sua variação em função da instabilidade atmosférica acima do Pantanal (estação seca). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 87-96, 1999.

SÁ,L.D.A.; BOLZAN,M.J.A.; RAMOS,F.M.; RODRIGUES-NETO,C.; ROSA,R.R. Análise da intermitência no subdomínio inercial da turbulência desenvolvida acima do Pantanal Mato-Grossense (Experimento IPE-2). **Revista Brasileira de Meteorologia**. V.16, p.41-49, 2001.

SÁ, L. D. A. ; ANDRADE, E. S. . Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual acima do Pantanal em períodos noturnos: Diferenças entre as estações seca e úmida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 413-417, 2006.

SEMPREVIVA, A. M.; GRYNING, S.E. Humidity Fluctuations in the Marine Boundary Layer Measured at a Coastal Site with a Infrared Humidity Sensor. **Boundary-Layer Meteorology**, v.77, p.331-352, 1996.

SEMPREVIVA,A.M.; GRYNING,S.E. Mixing height over water and its role on the correlation between temperature and humidity fluctuations in the unstable surface layer. **Boundary-layer meteorology**. V.97, p.273-291, 2000.

SOGACHEV, A.; LECLERC, M.Y. On concentration footprints for a tall tower in the presence of a nocturnal low level Jet. **Agricultural and Forest Meteorology**. V.151, p.755-764, 2011.

SORBJAN,Z. **Structure of the Atmospheric Boundary Layer**. Prentice Hall, New Jersey, 1989.

SOUZA, C.M. **Relações de similaridades associadas ao campo de velocidade do vento acima e dentro do dossel da floresta de terra firme na Amazônia ocidental**. P.122, Dissertação de Mestrado em Clima e Ambiente. Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2009.

SOUZA,R.LE MASSON. **Balanco de Energia na Camada Limite Superficial sobre o Pantanal Sul Mato-grossense – Estação Seca**. P.74, Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

STEENEVELD,G.J.; NAPPO,C.J.; HOLTSLAG,A.A.M. Estimation of orographically induced wave drag in the Stable Boundary Layer during the CASES-99 Experimental Campaign. **Acta Geophysica**. V.57, p.857-881, 2009.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands, 670pp, 1988.

SUGITA,F.; KISHII,T. Effect of roughness distribution on evaporation processes over non-homogeneous sand surfaces: a wind tunnel investigation. **Hydrological Processes**. V.16, p.2141-2153, 2002.

SUN,J. BURNS, S.P.; LENSCHOW, D.H.; BANTA, R.M.; NEWSOM,R.K.;COULTER,R.; FRASIER,S.; INCE, T.; NAPPO, C.; CUXART,J.; BLUMEN,W.; LEE,X.; HU,X.Z. Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**. V.105,p.199-219, 2002.

SUN, J.; LENSCHOW, D.H.; BURNS, S.P.; BANTA, R.M.; NEWSOM,R.K.; RICHARD, C.; FRASIER,S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B.B., JENSEN, M., MAHRT, L., MILLER, D., SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-layer meteorology**, v.110, p.255-279, 2004.

TENNEKES,H. Fourier-transform ambiguity in turbulence dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V33, p.1660-1663, 1976.

TENNEKES,H.; LUMLEY, J.L. **A First Course in Turbulence**. MIT PRESS, 1972.

TERRADELLAS, E.; MORALES,G. CUXART,J.; YAGÜE,C. Wavelet methods: application to the study of the stable atmospheric boundary layer under non-stationary conditions. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**. V627, p.1-20, 2001.

TERRADELLAS,E.; SOLER,M.R.; FERRERES,E.; BRAVO,M. Analysis of oscillations in the stable atmospheric boundary layer using wavelet methods. **Boundary-layer meteorology**, v114, p.489-518, 2005.

THOMAS,C.; FOKEN,T. Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. **Theoretical and Applied Climatology**. V80, p.91-104, 2005.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.p.65-77,1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER,P.; Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. v.12, **J.Clim.**, p.2679-2690, 1999.

VAN DE WIEL,B.J.H. **Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land**. P.140, Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade de Wageningen, Wageningen, 2002.

VAN DE WIEL, B. J. H.; RONDA,R.J.; MOENE, A.F.; DE BRUIN, H.A.R.; HOLTSLAG, A.A.M. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part I: A bulk model. **Journal of Atmospheric Sciences**. v.59, p.942-958, 2002a.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A.F.; RONDA,R.J.; DE BRUIN, H.A.R.; HOLTSLAG, A.A.M. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part II: A system dynamics approach. **Journal of Atmospheric Sciences**. v.59, p.2567-2581, 2002b.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A.F.; HARTOGENSIS,O.K.; DE BRUIN, H.A.R.; HOLTSLAG, A.A.M. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part III: A classification for observations during CASES-99. **Journal of Atmospheric Sciences**. v.60, p.2509-2522, 2003.

VENÄLÄINEN,A.; FRECH,M.; HEIKINHEIMO,M.; GRELLE,A. Comparison of latent and sensible heat fluxes over boreal lakes with concurrent fluxes over a forest: implications for regional averaging. **Agricultural and Forest Meteorology**. V.98-99, p.535-546, 1999.

VERA,C.; BAEZ,J.; DOUGLAS,M.; EMMANUEL,C.B.; MARENGO,J.; MEITIN,J.; NICOLINI,M.; NOGUES-PAEGLE,J.; PAEGLE,J.; PENALBA,O.; SALIO,P.; SAULO,C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS,P.; ZIPSER,E. The south american low-level Jet experiment. **Bulletin of American Meteorological Society**. V87,p.63-77, 2006.

VIANA,S.; YAGÜE,C.; MAQUEDA,G. Propagation and effects of a Mesoscale gravity wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during the SABLES2006 field campaign. **Boundary-Layer Meteorology**. V.133, p.165-188, 2009.

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

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

VICKERS,D.; MAHRT,L. A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence. **Boundary-layer meteorology**,V. 118, p.431-447, 2006

VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P.R. A.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazônia – I. Diurnal conditions. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p.8062-8074, 2002.

VON RANDOW,C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA,P.J.; ZANCHI,F.B.; SILVA,R.L.; HODNETT,J.H.C.; GASH,J.A.; ELBERS,M.J.; WATERLOO,F.L.C.; KABAT,P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South-West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**. V.78, p.5-26, 2004.

VON RANDOW,C. **On turbulent exchange processes over Amazonian forest**. P.166, Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade de Wageningen, Wageningen, 2007.

VORONOVICH,V.; KIELY,G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**. V.83, p.122-167, 2007

WENG, H.; LAU,K.M. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V51, p.2523-2541, 1994.

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

WRASSE,C.M.; TAKAHASHI,H.; FECHINE,J.; DENARDINI,C.M.; WICKERT,J. Ondas de gravidade na estratosfera terrestre inferida através da técnica de rádio ocultação de GPS. **Revista Brasileira de Geofísica**. V25. p.59-68,2007.

YAGUE, C.; VIANA,S.; MAQUEDA,G.; REDONDO,J.M. Influence of stability on the flux-profile relationships for wind speed, Φ_m , and temperature, Φ_h , for the stable atmospheric boundary layer. **Nonlinear Processes in Geophysics**. V.13,p.185-203, 2006.

YAGUE, C.; VIANA,S.; MAQUEDA,G.; LAZCANO,M.F.; MORALES,G.; REES,J.M. A study on the Nocturnal Atmospheric Boundary Layer: SABLES2006. **Física de la Terra**. V.19, p.37-53, 2007.

ZERI, L. M. M. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do pantanal matogrossense nos períodos úmido e seco**. 116pp. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 2002.

ZERI,L.M.M.; SÁ,L.D.A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal surface layer over an Southwestern Amazon forest site. **Boundary-layer meteorology**, v138, p.413-431, 2011.

ZILITINKEVICH,S.S.; MAMMARELLA,I.; BAKALANOV,A.A. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. **Boundary-layer meteorology**, v129, p.179-190, 2011