DESVIOS PADRÕES DAS CARACTERÍSTICAS TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL ACIMA DO PANTANAL MATOGROSSENSE

Edson P. Marques Filho
Departamento de Ciências Atmosféricas/IAG-USP

Caixa Postal 9638 - 01065-970, São Paulo, emarques@model.iag.usp.br

Leonardo D. de Abreu Sá, Gannabathula S.S.D. Prasad(*), Kolavennu P. Vittal Murthy(**)
Divisão de Ciências Meteorológicas/INPE, (*) bolsista PCI/CNPq/MCT, (**) Andhra University, India

Amaury de Souza
Departamento de Física/Universidade Federal do Mato Grosso do Sul

Yadvinder Malhi
Institute of Ecology and Resource Management/University of Edinburgh

ABSTRACT

The variation of the characteristics of the standard deviation of the non-dimensional wind velocity and temperature were studied under different atmospheric stability conditions using measurements made on a meteorological tower. The fast response data were obtained at a height of 25 m and at a sampling rate of 21 Hz. The validity of parameterizations provided by the Monin-Obukhov Surface Layer Similarity Theory and by the Mixed Layer Similarity were investigated. In the former, the adimensional standard deviations were considered as functions of (z-d)/L (z, the measuring height; d, the zero-plane displacement height; L, the Obukhov length) and in the latter, as functions of z_i/L (z_i, the mixing layer height). To estimate z_i, a method proposed by Liu and Ohtaki (1997) was used. The data were measured in the Pantanal Matogrossense region in May 1998 (in the transition period between wet and dry seasons) during IPE-1 campaign. The results agree with the ones presented in the literature concerning the universal relationships and are also usefull to validate the Liu and Ohtaki method.

RESUMO

Foram estudadas as características de variação dos desvios padrões adimensionalizados da velocidade do vento e da temperatura sob diferentes condições de estabilidade atmosférica, a partir de medidas realizadas em torre meteorológica com instrumentos de resposta rápida instalados a 25 m de altura, a uma taxa de amostragem de 21 Hz. Pesquisou-se a validade das parametrizações oferecidas pela Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov para a camada limite superficial e pela Similaridade da Camada de Mistura. Nas primeiras, os desvios padrões adimensionalizados foram considerados funções de (z-d)/L (z, altura de medida; d, altura de deslocamento do plano zero; L, comprimento de Obukhov) e nas últimas, funções de z_i/L (z_i, altura da camada de mistura). Para estimar z_i, utilizou-se o método proposto por Liu e Ohtaki (1997). Os dados foram medidos no Pantanal Matogrossense em maio de 1998 (período de transição entre estação úmida e seca), durante a campanha IPE-1. Os resultados concordam com as relações universais apresentadas na literatura, o que também parece validar o método de Liu e Ohtaki de estimativa de z_i.

Palavras-chave

Pantanal, Teoria da Similaridade de Monin e Obukhov, Desvios padrões.

1 – INTRODUÇÃO

O desvio padrão é um parâmetro estatístico que mede a dispersão (flutuação) dos dados em torno de seu valor médio, e por esta razão pode ser utilizado como uma medida da intensidade da turbulência. As flutuações turbulentas são responsáveis pelos processos de transferência vertical (momentum, calor e umidade), particularmente os que ocorrem próximos à superfície terrestre.

Muitas aplicações dos estudos sobre a Camada Limite Superficial (CLS) turbulenta necessitam de informações, e de fato dependem, das características das flutuações turbulentas, particularmente no que se refere à energia cinética (Wyngaard, 1983). Neste estudo, será feita uma investigação detalhada das características dos desvios padrões das componentes de velocidade do vento $(\sigma_u, \sigma_v$ e $\sigma_w)$ e da temperatura (s_T) para o a região do Pantanal Matogrossense, comparando os resultados obtidos com aqueles encontrados na literatura, para diferentes condições de estabilidade.

Os dados utilizados foram coletados por um anemômetro sônico tridimensional instalado em torre micrometeorológica à 25 metros de altura, durante o Experimento Interdisciplinar do Pantanal (IPE-1) realizado entre os meses de maio e junho de 1998, em um período de transição entre a estação úmida e a estação seca (Marques Filho, 2000).

2 - METODOLOGIA

A Teoria da Similaridade de Monin e Obukhov (TSMO) requer que os desvios padrões normalizados das componentes de velocidade sejam funções somente do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov (ζ). Assim, sob condições de turbulência puramente mecânica $(\zeta = 0)$, os desvios padrões normalizados das componentes de velocidade são constantes e independentes da altura na CLS (Panofsky e Dutton, 1984).

Já para condições diferentes da neutralidade, as características do desvio padrão da componente vertical de velocidade do vento (σ_w) são relativamente bem conhecidas pois, também obedecem às relações universais. A razão pela qual o comportamento de σ_w na CLS é relativamente simples, vem do fato da proximidade da superfície terrestre impedir a formação de flutuações de baixa freqüência nesta componente de velocidade (Lumley e Panofsky, 1964). Assim, o desvio padrão normalizado da componente vertical de velocidade do vento pode ser descrito por:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \phi_w(\zeta) \tag{1}$$

onde u_* é a escala característica de velocidade na CLS.

Inúmeras sugestões empíricas para $\phi_w(\zeta)$ têm sido testadas para condições instáveis. Todas estas são baseadas na hipótese de que $\phi_w(\zeta)$ seja independente de u_*, isto é, seja proporcional a $(-\zeta)^{1/3}$. Esta hipótese é fisicamente razoável já que u_* depende da velocidade do vento e da rugosidade da superfície, e ambos estão relacionados à turbulência mecânica.

Baseado nos argumentos acima, Panofsky et al. (1977) sugeriram para $z < 0$:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1{,}25(1-3\zeta)^{1/3} \tag{2}$$

Há pouco acordo sobre o comportamento de $\phi_w(\zeta)$ em condições estáveis. Uma das dificuldades é de natureza observacional, pois σ_w e u_* nestas condições, tornam-se pequenos demais (≈ 0) e assim, sua razão é determinada com muita imprecisão. A incerteza do valor de u_* é especialmente séria, pois sua subestimativa tem grande efeito sob σ_w/u_*. Então, recomenda-se considerar as condições estáveis análogas às condições de neutralidade (Panofsky e Dutton, 1984).

Em contraste com o desvio padrão da componente vertical de velocidade do vento, as componentes horizontais de velocidade sobre terrenos uniformes não são independentes da altura na CLS, mesmo sob condições instáveis. Assim, o parâmetro ζ não descreve essas componentes. Isso deve estar relacionado à influência de vórtices de baixa freqüência (Wyngaard, 1983). Panofsky et al. (1977) sugeriram que os desvios horizontais das componentes de velocidade para condições instáveis são descritos por:

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = \phi_u\left(\frac{z_i}{L}\right) = (12-0{,}5z_i/L)^{1/3} \approx \phi_v\left(\frac{z_i}{L}\right) = \frac{\sigma_v}{u_*} \tag{3}$$

onde z_i é a altura da camada de mistura. Em virtude de não terem sido realizadas sondagens verticais da Camada Limite Planetária durante o IPE-1, as estimativas de z_i utilizadas neste estudo foram obtidas através de informações dos espectros das componentes horizontais de velocidade do vento, com base no método proposto por Liu e Ohtaki (1997) e aplicado por Marques Filho (1999) aos dados do Experimento IPE-1.

Em condições estáveis, pode-se assumir que σ_u/u_* e σ_v/u_* mantêm os mesmos valores que sob condições neutras, contanto que z_i/L não seja muito maior que zero, pois para condições de forte estabilidade atmosférica e ventos fracos essas quantidades aumentam novamente e tornam-se extremamente variáveis (Mahrt et al., 1998). Nestas, a TSMO deve ser modificada para assumir uma formulação local (Sorbjan, 1989).

Já o desvio padrão normalizado da temperatura na CLS $(\sigma_T/|T_*|)$ é bem descrito pela TSMO, sendo apenas função de ζ. Kaimal e Finningan (1984) sugerem que o comportamento de $\sigma_T/|T_*|$ pode ser representado por:

$$\frac{\sigma_T}{|T_*|} = \begin{cases} 2(1-9{,}5\zeta)^{-1/3} & \text{para } \zeta < 0 \\ 2(1+0{,}5\zeta)^{-1} & \text{para } \zeta \geq 0 \end{cases} \tag{4}$$

3 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Em condições de turbulência puramente mecânica, a TSMO requer que os desvios padrões normalizados das componentes de velocidade do vento sejam constantes. Panofsky e Dutton (1984) analisando dados micrometeorológicos provenientes de vários sítios experimentais mostraram que os valores dos desvios padrões das componentes horizontais de velocidade do vento são maiores que o desvio padrão da componente vertical de velocidade, o que também foi verificado no presente estudo. Os valores das constantes obtidos para a região do Pantanal, são:

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = A = 2{,}22 \pm 0{,}14 \tag{5}$$

$$\frac{\sigma_v}{u_*} = B = 1{,}83 \pm 0{,}23 \tag{6}$$

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = C = 1{,}36 \pm 0{,}11 \tag{7}$$

Com o intuito de verificar a concordância entre os resultados do Pantanal e aqueles da literatura, foi construída a Tabela (1), na qual são apresentados os valores das constantes A, B e C obtidos por diferentes autores. Assim, observa-se que os valores estimados pelas Eqs. (5), (6) e (7) estão de acordo com os valores apresentados na Tabela (1), abaixo. Ressalte-se que as constantes A e B apresentam valores médios ligeiramente inferiores aos encontrados na literatura, e que a constante C apresentou valor superior ao médio reportado.

	σ_u/u_*	σ_v/u_*	σ_w/u_*
Pantanal	2,22±0,14	1,83±0,23	1,36±0,11
Monin e Yaglom (1971)	2,30	1,70	1,25
Merry e Panofsky (1976)	-	-	1,30
Viswanadham e André (1977)	-	-	1,30
Panofsky e Dutton (1984)	2,39±0,03	1,92±0,05	1,25±0,03
Högström (1990)	2,78±0.25	2,44±0,40	-

TABELA 1 - VALORES DOS DESVIOS PADRÕES MÉDIOS NORMALIZADOS DAS COMPONENTES DE VELOCIDADE DO VENTO, SOB CONDIÇÕES NEUTRAS, OBTIDOS POR DIFERENTES AUTORES

Högström(1990) e Andreas et al. (1998) sugerem que o valor de σ_w/u_* possa variar mesmo sob condições neutras. Ainda, segundo Högstrom (1990), o parâmetro de Coriolis desempenha um papel fundamental em tal desvio, o que pode ser indicado pela equação:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 0{,}12 \ln\left((z-d) f_c / u_*\right) + 1{,}99 \tag{8}$$

onde z é a altura de medida, d é o deslocamento do plano-zero e f_c é o parâmetro de Coriolis. A Fig. (1) mostra a variação de σ_w/u_* com relação a $\ln((z-d)f_c/u_*)$ para os dados do Pantanal, onde fica evidente a influência do parâmetro de Coriolis no desvio padrão adimensional da componente vertical de velocidade do vento.

Apesar do espalhamento das estimativas, a curva de ajuste encontrada para o Pantanal foi:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 0{,}12\ln((z-d)f_c/u_*) + 2{,}07 \tag{9}$$

que apresentou um excelente acordo com a curva proposta por Högström (1990) (Eq. 8). Isso poderia explicar as diferenças encontradas nos valores apresentados na Tabela (1), uma vez que as estimativas referem-se a dados obtidos em diferentes localizações geográficas (diferentes latitudes).

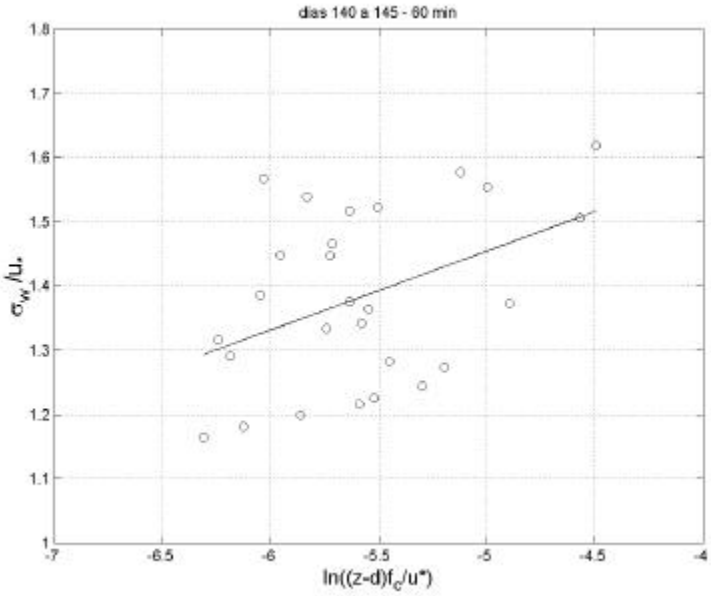

Fig. 1 - Desvio padrão adimensional da componente vertical de velocidade do vento, para condições próximas da neutralidade, em função de $\ln((z-d)f_c/u_*)$. (o) Valores estimados; (-) Curva ajustada aos valores estimados (Eq. 9).

Em condições de estabilidade diferentes da neutralidade $(\zeta \neq 0)$ o desvio padrão da componente vertical de velocidade obedece à TSMO e portanto, seu valor normalizado é função universal de ζ. A Fig. (2) mostra a variação de σ_w/u_* com relação a ζ para os dados do Pantanal. Pode ser observado que os valores estimados de σ_w/u_* apresentam comportamento similar ao padrão esperado, sendo que em situações instáveis as estimativas apresentaram um excelente acordo com a curva proposta por Merry e Panofsky (1976):

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1{,}3(\phi_m - 2{,}5\zeta)^{1/3} \tag{10}$$

Tal acordo, mostra que em condições instáveis a flutuabilidade é 2,5 vezes mais efetiva que o cisalhamento do vento na produção de flutuações verticais de velocidade do vento. Isto pode estar ligado ao fato da produção de energia por flutuabilidade estar diretamente relacionada com a geração vertical de energia, enquanto a produção mecânica é primeiro distribuída longitudinalmente para somente após, e de modo menos eficiente, ser distribuída verticalmente (Merry e Panofsky, 1976).

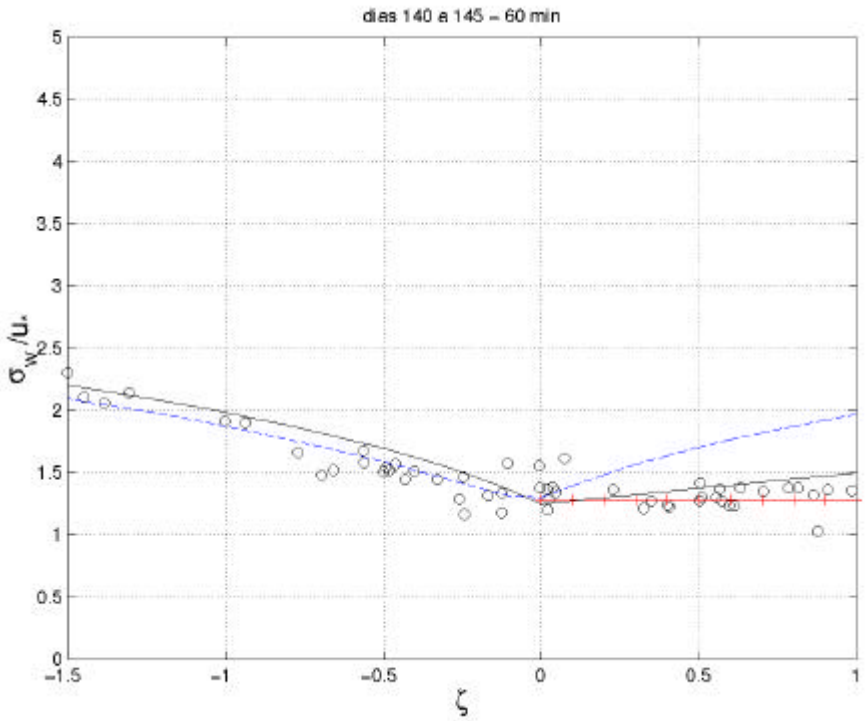

Fig. 2 - Desvio padrão adimensional da componente vertical de velocidade do vento em função de z . (o) Valores estimados; Curvas propostas por: (--) Merry e Panofsky (1976); (-) Kaimal e Finnigan (1994); (-+) Curva ajustada aos valores estimados (Eq. 11).

Em condições estáveis, há pouco acordo com relação ao comportamento de σ_w / u_* devido a dificuldades experimentais. Os resultados do Experimento IPE-1, para tais condições são:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1{,}28 \tag{11}$$

que é ligeiramente superior ao valor de 1,25 proposto por Panofsky e Dutton (1984). Em ambas as curvas propostas, Eqs. (10) e (11), os valores próximos às condições neutras diferem do valor de 1,36, encontrado para o Experimento IPE-1 mas, estão dentro da margem de erro estabelecida na Eq. (7).

Contrariamente ao que acontece com σ_w/u_*, os desvios padrões normalizados das componentes horizontais de velocidade não obedecem à TSMO na CLS, pois movimentos da grande escala, que não podem ser adimensionalizados com z, influem nesses desvios (Andreas et al., 1998). Panofsky et al. (1977) sugeriram que os desvios padrões das componentes horizontais de velocidade do vento, mesmo próximo à superfície, são consideravelmente influenciados por grandes células convectivas com escala de comprimento z_i (altura da camada de mistura). Portanto, espera-se que σ_u/u_* e σ_v/u_* estejam relacionados com z_i/L por meio de expressões universais. Apesar do considerável espalhamento verificado, as estimativas de σ_u/u_* e de σ_v/u_* para os dados do Pantanal, mostradas na Fig. (3), apresentam um definido aumento com a diminuição dos valores de $-z_i/L$. Este crescimento, todavia, é menos pronunciado se comparado àquele da curva proposta por Panofsky et al. (1977), o que é mais flagrante para σ_u/u_*. Segundo Panofsky e Dutton (1984), as flutuações das componentes horizontais de velocidade do vento sofrem lentas variações devido às mudanças nas condições de pista (grande efeito de memória). No caso de superfícies rugosas, como é o caso do Pantanal, a tensão de cisalhamento do vento à superfície é maior se comparada às das superfícies lisas. Isso explica porque os desvios padrões adimensionais das componentes horizontais de velocidade do vento, estimados para o Pantanal, apresentam valores menores que os reportados na literatura (geralmente obtidos para superfícies lisas).

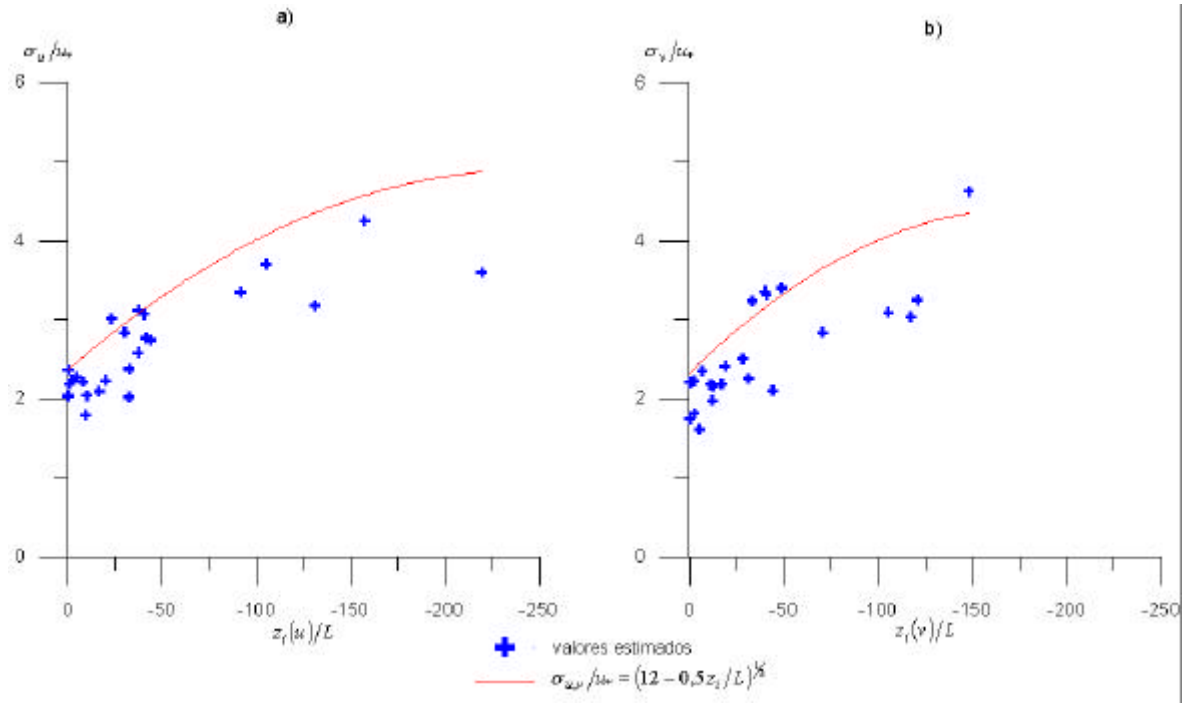

Fig. 3 - Desvios padrões adimensionais das componentes horizontais de velocidade em função de z_i/L, para condições instáveis: a) velocidade longitudinal; b) velocidade transversal. (-) Curva proposta por Panofsky et al. (1977) (Eq. 3).

A relação entre o desvio padrão normalizado de temperatura para os dados do Pantanal com relação a ζ é mostrada na Fig.(4). As estimativas para o Pantanal em condições próximas da neutralidade apresentam considerável espalhamento em virtude da imprecisão na determinação da razão $\sigma_T/|T_*|$, uma vez que ambos os termos (denominador e numerador) tornam-se bastante pequenos

sob condições adiabáticas. Em condições estáveis, $\sigma_T / |T_*|$ parece ser constante em torno de 2,5, valor superior ao encontrado por Monin e Yaglom (1971) e Wyngaard et al. (1971), mas inferior ao valor de 3,2 encontrado por Andreas et al. (1998). Em condições instáveis a TSMO parece ser bem estabelecida, e as estimativas apresentam um excelente acordo com a curva proposta por Kaimal e Finnigan (1994).

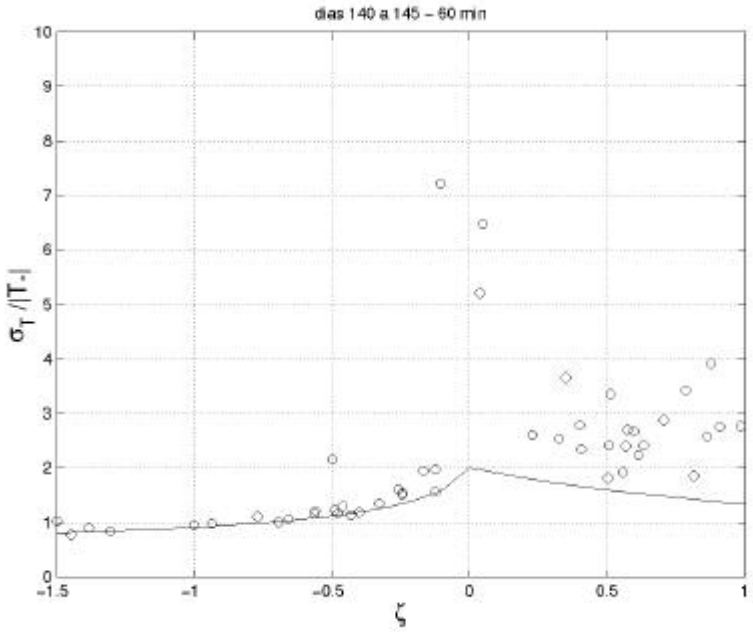

Fig. 4 - Desvio padrão adimensional de temperatura em função de z . (o) valores estimados; (-) curva proposta por Kaimail e Finnigan (1994) (Eq.4).

4 - CONCLUSÕES

Conforme observado, os melhores resultados sobre os desvios padrões das características turbulentas foram obtidos para condições instáveis. Nestas, a flutuabilidade desempenha um papel relevante na produção de energia cinética turbulenta em detrimento das forçantes devido ao cisalhamento do vento, e pode-se esperar que as condições impostas pela rugosidade aerodinâmica tenham menos influência sobre os resultados, tornando-os mais próximos daqueles previstos na literatura. A utilização dos valores estimados de z_i como escala de comprimento na camada de mistura, parece não ter comprometido os resultados, que apresentaram concordância com as curvas propostas previstas na literatura. Isto parece validar a metodologia proposta por Liu e Ohtaki (1997).

5- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andreas, E. L.; Hill, R. J.; Gosz, J. R.; Moore, D. I.; Otto, W. D.; Sarma, A. D. Stability dependence of the eddy-accumulation coefficients for momentum and scalars. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 86, n. 3, p. 409-420, 1998.

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

Kaimal, J. C.; Finnigan, J. J. **Atmospheric boundary layer flows. Their structure and measurement**. New York: Oxford-University, 1994. 289 p.

Liu, X.; Tsukamoto, O.; Oikawa, T.; Ohtaki, E. A n Independent Method to Determine the Height of the Mixed Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, n. 3, p. 497-504, 1997.

Lumley, J. L.; Panofsky, H. A. **The structure of atmospheric turbulence.** New York: Wiley, 1964. 239 p.

Marques Filho, E. P. **Alguns aspectos teóricos e experimentais da Camada Limite Superficial acima do Pantanal Matogrossense.** São José dos Campos (INPE-7501-TDI/716) 155p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1999.

Mahrt, L.; Sun, J.; Blumen, W.; Delany, T.; Oncley, S. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 2, p. 255-278, 1998.

Merry, M.; Panofsky, H. A. Statistics of vertical motion over land and water. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 431, p. 255-260, 1976.

Monin, A. S.; Yaglom, A. M. **Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence.** Massachussets: MIT, 1971. 769 p.

Panofsky, H. A.; Tennekes, H.; Lenschow, D. H.; Wyngaard, J. C. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 11, n. 3, p. 355-361, 1977.

Panofsky, H. A.; Dutton, J. A. **Atmospheric turbulence.** New York: A. W. &. Sons, 1984. 397 p.Wyngaard, J. C. Lectures on the planetary boundary layer. In: Lilly, D.; Gal-Chen, T. ed. **Mesoscale meteorology theory, observations and models**. Hingham: Reidel, 1983. p.603-650.

Sorbjan, Z. **Structure of the atmospheric boundary layer.** London: Prentice-Hall, 1989. 317p.

Viswanadham, Y.; André, R. G. B. Estatística do movimento vertical sob várias condições de estratificação. **Meteorologica**, v. 8/9, n. 5, p. 407-418, 1977.

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

Wyngaard, J. C. Lectures on the planetary boundary layer. In: Lilly, D.; Gal-Chen, T. eds. **Mesoscale meteorology theory, observations and models**. Hingham: Reidel, 1983. p.603-650.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP (Processos 98/00105-5 e 98/11246-9), ao programa PCI do INPE/CNPq (processo 381177/98-1) e ao CNPq (bolsa do aluno E.P. Marques Filho) pelos auxílios. Também são gratos à Universidade Federal do Mato Grosso do Sul e a todos os participantes da Campanha IPE-1.