



Ciência e Natura

ISSN: 0100-8307

cienciaenaturarevista@gmail.com

Universidade Federal de Santa Maria

Brasil

Trevenzoli Assireu, Arcilan; Mendonça Pimenta, Felipe; Moraes de Freitas, Ramon
Observações e modelagem da camada limite interna no entorno de extensos sistemas
aquáticos

Ciência e Natura, vol. 38, 2016, pp. 305-311

Universidade Federal de Santa Maria

Santa Maria, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=467547689050>

- Como citar este artigo
- Número completo
- Mais artigos
- Home da revista no Redalyc

redalyc.org

Sistema de Informação Científica

Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal

Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

Observações e modelagem da camada limite interna no entorno de extensos sistemas aquáticos

Observations and modeling of the internal boundary layer on the shoreline of large aquatic system:

Arcilan Trevenzoli Assireu¹, Felipe Mendonça Pimenta² e Ramon Morais de Freitas³

¹Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil (arcilan@unifei.edu.br)

²Universidade Federal de Santa Catarina, SC, Brasil (felipepimenta@gmail.com)

³Camargo Schubert Engenharia Eólica, PR, Brasil (aeroramon@gmail.com)

Resumo

A determinação da estrutura da camada limite interna planetária (CLI) é um importante aspecto ambiental para o desenvolvimento atividades industriais e operação de usinas termelétricas, nucleares e eólicas. A CLI pode ser influenciada por diversos fatores como rugosidade superficial, relevo e fluxos de calor e umidade superficiais. Tais características sofrem mudanças particularmente abruptas entorno de extensos sistemas aquáticos como lagos, reservatórios hidroelétricos e regiões costeiras. Um estudo observacional com medições temperatura, umidade, direção e intensidade do vento foi realizado de forma a investigar o comportamento da CLI no entorno de um gran reservatório hidroelétrico do Sudeste do Brasil. Os dados são derivados de uma torre meteorológica de 42 m instrumentada com sensores a 10, 20 e 40 m, instalada na borda do corpo aquático por cerca de 12 meses. O perfil dos ventos foi analisado em função dos quadran predominantes de direção dos ventos (continental ou aquático). Os resultados foram comparados com dois modelos semi-empíricos da camu limite. A primeira formulação leva em consideração somente o parâmetro de rugosidade da superfície, o modelo logarítmico. O segun modelo é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (SMO) e considera a estabilidade atmosférica, além da rugosidade superfície. Os resultados demonstraram que o SMO estima o perfil de vento mais acuradamente, principalmente para ventos que sopram água para a terra.

Palavras-chave: Estabilidade atmosférica, perfil do vento, camada limite planetária, reservatórios hidroelétricos

Abstract

The determination of the spatial extent of the internal boundary layer (IBL) across a step change in surface roughness and surface heat flux and temperature is an important environmental aspect to the operation of industries, fossil-fuel, nuclear and wind power plants. The IBL the land-water transition zone, such as in coastal regions, lakes and reservoirs, is strongly influenced by surface properties, as the roughness and stability change considerably within this zone. An observational study was conducted to measure meteorological properties near a large tropical reservoir and investigate the IBL at the water-land transition. A 42 m height meteorological mast was instrumented with sonic wind anemometers, air temperature and relative humidity sensors at 3, 10, 20 and 40 m height. Comparisons of the log profile model with Monin-Obukhov similarity theory (MOS) and the observed wind profiles, shown that the MOS estimated the wind profile more accurate especially if winds were from water to land.

Keywords: Atmospheric stability, wind profile, planetary boundary layer, hydroelectric reservoirs.

1 Introdução

A determinação da estrutura vertical da camada limite atmosférica é um problema importante a ser considerado no estudo da dispersão de poluentes, operação de usinas nucleares, térmicas e eólicas. A configuração desta camada depende de vários fatores como a velocidade do vento em altos níveis, o parâmetro de rugosidade em superfície e os fluxos de calor e umidade superficiais (Arya, 2002). Sua configuração é particularmente complexa em regiões fronteiriças, como na transição de corpos aquáticos para regiões continentais. Nestes locais, variações bruscas das propriedades superficiais levam ao ajuste da circulação atmosférica sobre-adjacente, formando uma região denominada de camada limite interna (CLI) (Garratt, 1990).

A região de influência da CLI pode se estender por distâncias horizontais significativas, da ordem de dezenas de metros a centenas de quilômetros (Källstrand et al., 2000; Frank et al., 2000; Mahrt & Vickers, 2005). Já a sua profundidade é diretamente proporcional ao fetch e ao tempo. Mudanças no perfil vertical de algumas variáveis atmosféricas são comumente observáveis nesta camada, sendo que a descontinuidade do perfil vertical do vento é tipicamente utilizada para identificar o topo da CLI (Garratt, 1990).

Estudos que trataram o problema do escoamento atmosférico em regiões de transição entre a terra e a água tiveram início na década de 50 e se intensificaram na década de 70, motivados pela instalação, em zonas costeiras, de usinas nucleares e termelétricas, especialmente nos Estados Unidos e Europa. Nestes ambientes de clima temperado, o ar ao escoar sobre o sistema aquático, cuja água tende a apresentar baixas temperaturas, apresentará temperatura menor nas camadas mais superficiais, resultando numa atmosfera mais estável. Nestas condições, quando o vento sopra da água para a terra, a camada atmosférica, que era estável, é aquecida de baixo para cima ao passar sobre o continente. Isto cria, em baixos níveis, uma taxa de variação vertical de temperatura em condição superadiabática (fortemente instável), enquanto as condições de estabilidade são mantidas nos níveis mais altos. Se o vento for persistente, a região vertical aquecida, ou a resultante camada

de mistura, cresce verticalmente até que a condição de estabilidade é destruída.

A modelagem do perfil vertical do vento pode ser realizada a partir de estações meteorológicas convencionais que medem ventos próximos à superfície ($z \sim 10$ m). No modelo logarítmico, a estrutura vertical de velocidade é estimada assumindo condições de uma atmosfera neutra (Manwell et al., 2002).

Por se tratar-se de um modelo que não leva em conta os efeitos da estabilidade atmosférica, este não pode, a rigor, ser aplicado para estimativas do perfil vertical do vento em regiões costeiras ou offshore (Lange et al., 2004). Nestas regiões é necessária a utilização do modelo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (SMO), o que adiciona um termo de correção para ao modelo clássico do perfil logarítmico (Peña et al., 2008; Peña et al., 2009; Sathe et al., 2011).

As regiões de transição entre terra e água, porém, constituem-se de pronunciada mudanças em rugosidade e fluxo de calor. Estas mudanças repercutem em complexidade para o escoamento, o que pode limitar a aplicação da teoria de Monin-Obukhov (Edson & Fairall, 1998; Lange et al., 2004). No Brasil, este tipo de estudo é incipiente. Medeiros et al. (2013) foi um trabalho observacional precursor na investigação da influência da transição terra-água para a camada limite atmosférica.

No presente trabalho serão apresentados os resultados do comportamento do vento medido a partir de uma torre de 42 m, que gerou perfis de vento e temperatura tendo em vista a descrição e modelagem dos ventos na região de transição continental para sistemas aquáticos.

2 Materiais e Métodos

2.1 Estratégia amostral e área de estudo

Os dados de intensidade e direção do vento, temperatura e umidade relativa, são provenientes de um experimento que consistiu da instalação de três torres anemométricas num extenso sistema aquático continental, a Usina Hidroelétrica de Furnas em Minas Gerais. As torres foram instaladas num arranjo amostral que possibilitou diferentes estudos, dentre eles a investigação do comportamento do escoamento na transição água-terra. Os dados utilizados neste trabalho são da torre de 42 m (triângulo

verde na Figura 1a), com medidas realizadas a 3, 10, 20 e 40 m entre os dias 07/06/2014 e 14/06/2014. A torre foi instalada numa região de borda do reservatório, conforme ilustrado pela Figura 1b.

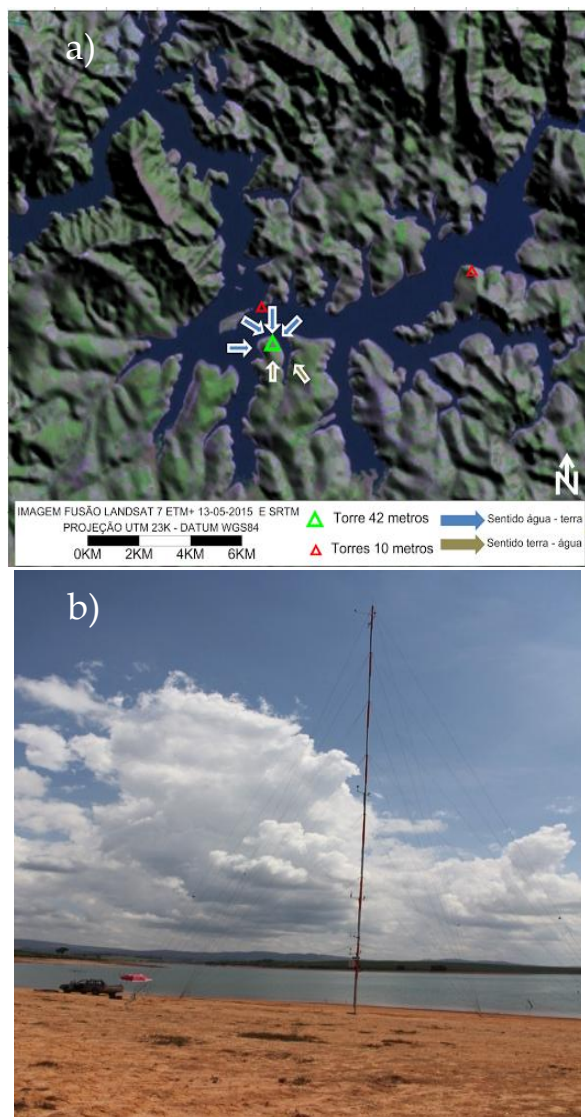


Figura 1: (a) Mapa digital do terreno do Reservatório Hidroelétrico de Furnas. (b) Torre instrumentada de 42 m instalada na transição continente-reservatório.

Os dados foram medidos a cada minuto, mas as análises foram feitas com médias de 10 minutos. Os dados foram processados em função da direção dos ventos. Ventos provenientes do setor norte entre 300° e 70° foram considerados ventos lacustres (soprando da água para terra). Já ventos provenientes do setor sul (entre 70° e 300°) foram considerados ventos continentais (soprando da terra para água) (Figura 1a).

2.2 Modelagem do perfil vertical do vento

A instalação de torres anemométricas instrumentadas ($40 < z < 100$ m) no entorno de reservatórios hidroelétricos é rara. Isto deve-se não somente aos custos destas torres, mas também às dificuldades logísticas envolvidas. Por outro lado, estações meteorológicas convencionais ($z = 10$ m) são relativamente comuns e podem ser utilizadas para uma melhor compreensão do perfil dos ventos. Modelos teóricos da camada limite são portanto importantes ferramentas para o entendimento destas regiões. Um modelo amplamente utilizado é o perfil logarítmico dado por:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (1)$$

Onde a velocidade do vento u na altura z é determinada pela velocidade de atrito u_* , pelo comprimento de rugosidade aerodinâmico z_0 e comprimento de Monin-Obukhov L . Neste caso, κ denota a constante de von Karman (tomado como 0,4) e Ψ_m é uma função empírica da estabilidade. A velocidade de atrito ou fricção u_* pode ser obtida a partir de medidas obtidas em alta frequência por anemômetros sônicos 3D aplicados em $u_* = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/4}$ como em Höglström (1988). Na ausência destes dados, é amplamente aceita a formulação baseada em parâmetros de turbulência, facilmente obtíveis a partir de medidas de anemômetros 2D. A partir do parâmetro de turbulência horizontal $\sigma_h = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}$, baseado no desvio padrão das componentes horizontais do vento, chega-se a $u_* = 0,27 \sigma_h$, para médias realizadas a cada 10 min. (que é o caso para este trabalho).

Assim, se a velocidade do vento é conhecida a uma altura, o perfil vertical de velocidade do vento é determinado por dois parâmetros: z_0 e L , que descrevem os efeitos do atrito e flutuabilidade dos escoamentos turbulentos. Como para as estimativas de L e Ψ_m são necessários dados de temperatura e umidade em pelo menos dois níveis, e como são pouco comuns estes dados, via de regra o perfil vertical de velocidade tem sido obtido a partir do negligenciamento do segundo termo do

argumento da função logarítmica na Equação 1 (não incorporação dos efeitos da estabilidade nas estimativas do perfil vertical do vento). Porém, a estabilidade atmosférica está associada a mistura de momentum vertical, o qual exerce uma função importante na determinação do perfil do vento sobre sistemas aquáticos extensos e em regiões de transição água-terra. Assim, um modelo teórico para o perfil vertical do vento nestas regiões deve levar em conta os efeitos da estabilidade atmosférica, o qual é representado pela função $\psi(z/L)$ na Equação 1. O parâmetro L , que é conhecido como comprimento de Monin-Obukhov, pode ser obtido a partir do número de Richardson, baseado, por exemplo, no método gradiente (Lange et al., 2004). Ele é calculado a partir das medidas de temperatura e intensidade do vento a 3 e 40 m, como segue:

$$Ri_G = \left(\frac{g}{T}\right) \frac{\left(\frac{\Delta T_v}{\Delta z} + \frac{g}{C_p}\right)}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \quad (2)$$

Onde $\frac{\Delta T_v}{\Delta z}$ é a diferença de temperatura virtual ΔT_v para a diferença de altura Δz . Da mesma forma, $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ é a diferença de velocidade do vento Δu ao longo da diferença de altura Δz . T é a temperatura absoluta, g a aceleração da gravidade e C_p é o calor específico do ar a pressão constante. A altura z' em que Ri é válido pode ser estimada como:

$$z' = \frac{(z_1 - z_2)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right)} \quad (3)$$

Onde z_1 e z_2 são as alturas de 3 e 40 m, respectivamente. Dessa forma, Ri_G é convertido em L através da relação baseada no experimento de Kansas, que visou levantar funções e parâmetros universais para a SMO (Businger et al., 1971):

$$L = \begin{cases} \left(\frac{z'}{Ri}\right) & p/ \quad Ri < 0 \\ \frac{z'(1-5Ri)}{Ri} & p/ \quad 0 < Ri < 0,2 \end{cases} \quad (4)$$

A partir daí a função de estabilidade $\Psi_m(z/L)$ é obtida a partir das relações obtidas a partir do experimento de Kansas reanalisados por Högström (1998) o que, para a constante de Von

Karman igual a 0,4 e valores de $\beta=4,8$ e $\gamma=19,3$, resulta em:

$$\Psi_m = \left\{ \left(1 - \gamma \frac{z}{L}\right) \text{ para } \frac{z}{L} < 0 \quad \left| -\beta \frac{z}{L} \text{ para } \frac{z}{L} > 0 \right. \right\} \quad (5)$$

3. Resultados e discussões

3.1 Observações

A Figura 2 ilustra as séries temporais para a direção, intensidade do vento, temperatura e umidade relativa. Por falha do dimensionamento dos painéis solares para alimentação dos sensores, os dados analisados aqui não cobrem o período noturno entre 00:00 h e 10:00h. Este problema é, de certa forma, minimizado pelo fato de que o período de intensificação do vento nos ambientes de estudo ocorre entre 10:00h e 22:00h (Fig. 3a).

As direções do vento foram divididas em setores a partir dos quais o vento intercepta a torre. Ventos entre 300 e 70 graus são aqueles do setor água (que sopram da água para a terra) enquanto entre 70 e 300 graus são do setor terra (que sopram da terra para água). Durante os primeiros três dias, a direção do vento foi muito variável e alternou sucessivamente entre vento soprando da terra para água e da água para a terra. Pronunciada variabilidade diurna na intensidade foi observada, com ventos intensos entre 13:00 e 21:00 hs e calmaria noturna até a hora do meio-dia (Figura 3a). A partir do dia 10 de junho o vento passa a soprar mais persistentemente da água para a terra o que repercute em ventos com intensidade média maior, menor variabilidade temporal e maior cisalhamento vertical (Figura 2). As amplitudes diurnas de temperatura e umidade relativa diminuem. Neste período também são registrados valores de temperatura mais frias e maior umidade relativa do que quando o vento soprava da terra para a água. Já o perfil vertical médio do vento para o período amostrado apresenta pronunciada diferença quando o vento sopra da água para a terra ou da terra para a água (Figura 3b). A intensidade dos ventos é maior para ventos do setor lacustre. O mesmo ocorre para o cisalhamento vertical do vento, que depende fortemente do setor de onde o vento sopra.

3.2 Comparação do modelo vs observações

Aqui verificamos se o método de extrapolação vertical reproduz os perfis verticais de vento observados na região de transição do reservatório hidroelétrico de Furnas. Portanto, como primeiro passo, a acurácia do modelo teórico unidimensional baseado no perfil logarítmico foi investigado. A Figura 4 traz as comparações dos perfis obtidos a partir das medidas, do modelo logarítmico e

sob a consideração da estabilidade atmosférica, parametrizado a partir da teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (SMO). Os valores de vento medidos a 3 m foram utilizados como valor inicial. Os perfis verticais de temperatura e de umidade relativa foram utilizados para calcular a função de estabilidade empregada na SMO. Os valores de rugosidade (z_0) foram 2×10^{-4} m para ventos soprando da água para a terra, e 1×10^{-1} m para aqueles da terra para água.

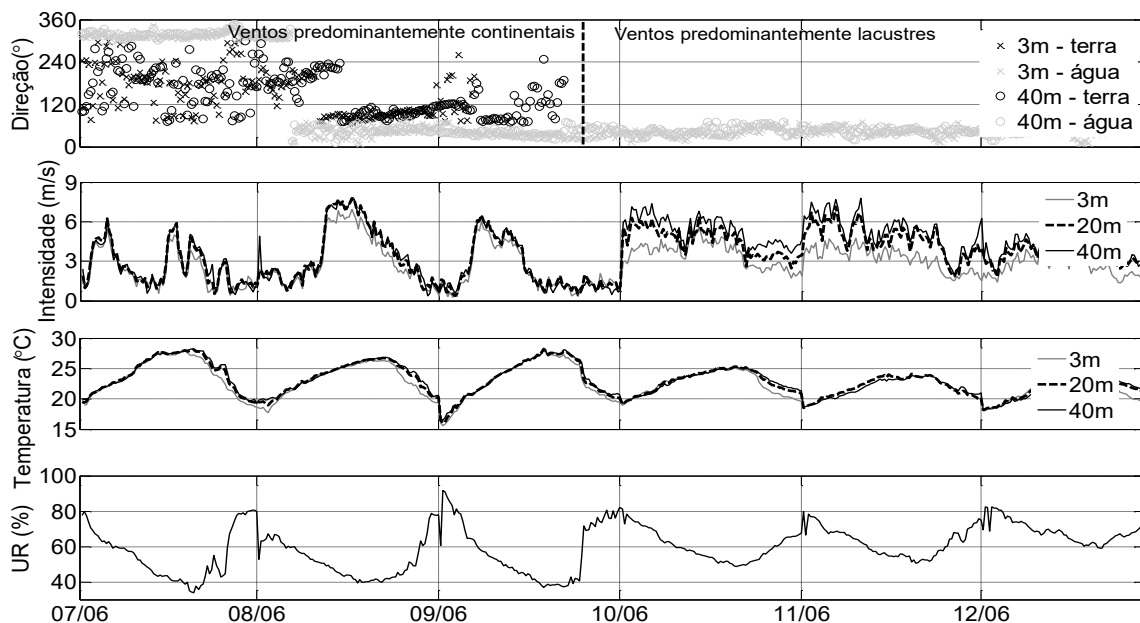


Figura 2 – Séries temporais da direção e intensidade do vento, temperatura e umidade relativa.

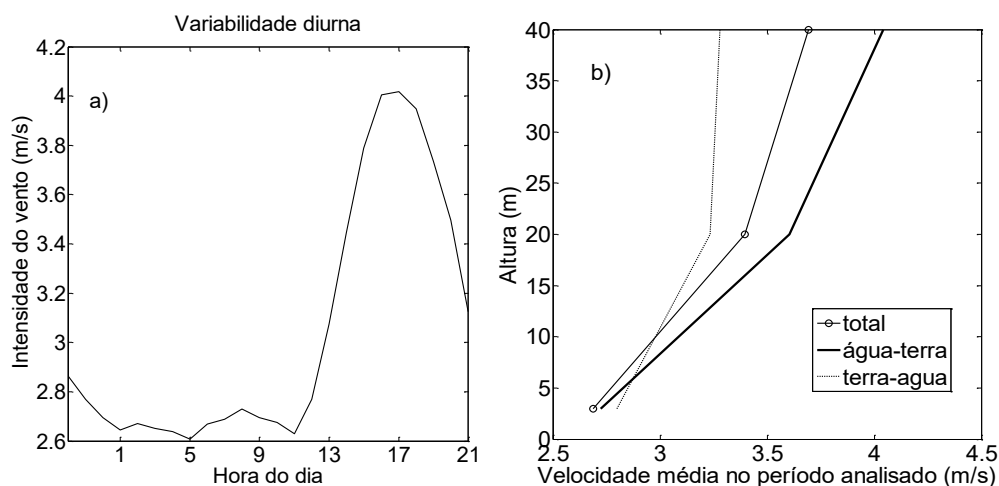


Figura 3 – (a) Média anual da variação diurna da intensidade do vento a $z = 50$ m (b) Perfil vertical médio observado para os dois setores. Note que o cisalhamento vertical é maior para ventos provenientes do reservatório para o continente (água-terra).

A Figura 4a mostra que o perfil vertical do vento construído a partir do modelo logarítmico subestima os valores de vento e que esta diferença aumenta com a altura. Em contraste, as estimativas a partir do SMO melhora o ajuste em relação aos dados medidos. A temperatura da superfície da água em reservatórios tropicais é, na maior parte do tempo, maior (menor) do que a do ar durante a noite (dia), como mostrado por Assireu et al. (2011). Em geral, quando a temperatura da água é maior (menor) que a temperatura do ar, a atmosfera torna-se instável (estável), o que leva a um perfil vertical mais suave (linear), quando comparado à atmosfera neutra, o que é assumido quando do perfil logarítmico. Como as nossas análises concentraram-se entre 10:00h e 00:00h (período que durante a maior parte do tempo a temperatura do ar é maior do que a da água, o perfil medido apresenta condições de estabilidade vertical e maior cisalhamento do que aquele estimado pelo método logarítmico (Figura 4a). Consequentemente, SMO irá estimar, com maior acurácia, o perfil de vento nesta região de transição, do que o caso de condições de atmosfera neutra.

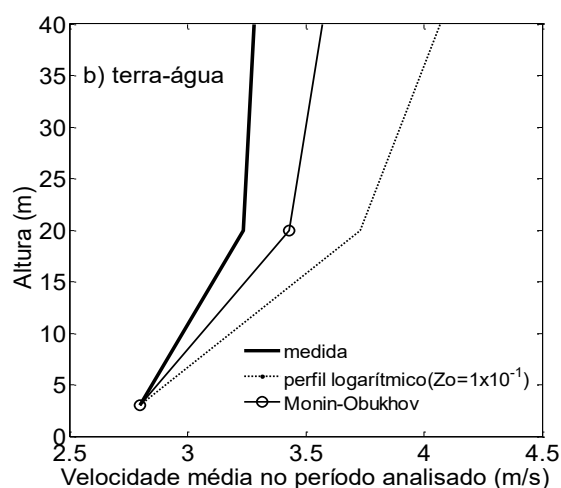
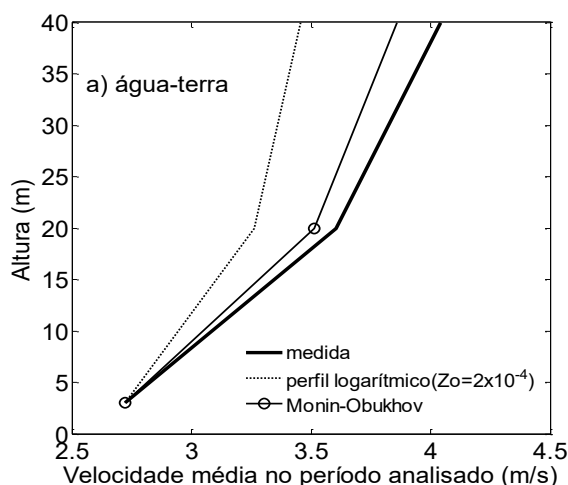


Figura 4 – Comparações dos perfis verticais médios observados e modelados (perfil log e SMO) para vento soprando da água para a terra (a) e da terra para a água (b).

No caso do vento da terra para a água, o modelo baseado no perfil logarítmico superestima o cisalhamento e, consequentemente, o vento estimado na altura de turbinas para fins de aproveitamento dos recursos eólicos. A rugosidade do terreno, cerca de 10^3 vezes maior que a rugosidade da superfície da água, não produz satisfatoriamente o cisalhamento do perfil de velocidade (Figura 4b).

4 Conclusões

Parâmetros meteorológicos como direção e intensidade dos ventos, temperatura e umidade relativa do ar foram observados por meio de uma torre de 42 m instalada na margem de um extenso sistema aquático continental. A acurácia de perfis verticais obtidos a partir de modelos teóricos foi comparada com as observações. Os resultados indicam que a aplicação do modelo logarítmico incluindo a teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (SMO) leva a melhores resultados. A acurácia do método SMO foi particularmente maior para ventos que sopram da água para a terra. Um maior cisalhamento foi observado para os ventos lacustre. Os aspectos associados a este resultado, bem como as implicações de uma superfície não homogênea, típica em regiões de transição entre água e terra, estão em estudo e serão comunicados em breve.

Agradecimentos

À FAPEMIG (Projeto APQ 00288/11; APQ 1575/14) e ao CNPq (Projetos 305123/2012-2 e 406801/2013-04).

Referências

Arya, S.P. (2001). Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, 287p.

Assireu, A.T., Pimenta, F.M., Souza, V. (2011). Assessment of the Wind Power Potential of Hydroelectric Reservoirs. In: Alcantara, E. (Ed.). Energy Resources: Development, Distribution and Exploitation. Nova York: Nova Publishers, p. 1-28.

Assireu, A.T. ; Pimenta, F. M. ; Tiago Filho, G. L. ; Meira Junior, R. ; Nogueira, L. A. H. ; Capaz, R. (2014). Fontes Alternativas de Energia. In: Rafael Capaz, Luiz Horta Nogueira. (Org.). Ciências Ambientais para Engenharia. 1ed. Rio de Janeiro: Elsevier, v.1 , p. 251-307.

Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Bradley, E.F. (1971). Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *Journal of Atmospheric Science*, 28, 181-189.

Csanady, G.T. (1974). Equilibrium theory of the planetary boundary layer with an inversion lid. *Boundary-Layer Meteorology*, 6 , 63-79.

Edson J.B., Fairall C.W. (1998). Similarity relationships in the marine atmospheric surface layer for terms in the TKE and scalar variance budgets. *Journal of Atmospheric Science*, 55, 2311-2328.

Frank, H.P., Larsen, S.E., Højstrup, J. (2000). Simulated wind power off-shore using different parameterizations for the sea surface roughness. *Wind Energy*, 3 (2), 67-79.

Högström, U., (1988). Nondimensional wind and temperature profiles. *Boundary Layer Meteorology*, 42, 55-78.

Källstrand, B., Bergström, Højstrup, H. J., Smedman, A.-S. (2000). Mesoscale wind field modifications over the Baltic Sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 161-188.

Lange, B., Larsen, S., Højstrup, J., Barthelmie, R. (2004). Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment. *Journal of Wind Engineering*, 92, 959-988.

Mahrt, L., Vickers, D. (2005). Boundary-layer adjustment over small-scale changes of surface heat flux. *Boundary-Layer Meteorology*, 116, 313-330.

Manwell JF, McGowan JG, Rogers AL (2002) Wind energy explained: theory, design and application. West Sussex, UK, 297p.

Medeiros, L.E., Magnago, R.O., Fisch, G., Marciotto, E.R. (2013). Observational study of the surface layer at an ocean-land transition region. *Journal of Aerospace Technology and Management*, 5, 449-458.

Peña, A., Gryning, S.E. (2008). Charnock's roughness length model and non-dimensional wind profiles over the sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 128(2), 191-203.

Peña, A., Gryning, S.E., Hasager, C.B. (2009). Measurements and modeling of the wind speed profile in the Marine Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 129(3), 479-495.

Sathe, A., Gryning, S.E., Peña, A. (2011). Comparison of the atmospheric stability and wind profiles at two wind farm sites over a long marine fetch in the North Sea. *Wind Energy*, 14(6), 767-780.