



**XX SNPTEE
SEMINÁRIO NACIONAL
DE PRODUÇÃO E
TRANSMISSÃO DE
ENERGIA ELÉTRICA**

Versão 1.0
22 a 25 Novembro de 2009
Recife - PE

GRUPO DE ESTUDO DE PRODUÇÃO TÉRMICA E FONTES NÃO CONVENCIONAIS - GPT

MELHORIA NO CÁLCULO DO PERFIL LOGARÍTMICO DE VELOCIDADES DO VENTO

**Vanessa Gonçalves Guedes (*)
CEPEL**

**Sergio Roberto F. C. de Melo
Fundação Padre Leonel Franca**

**Angelo Alberto Mustto Cabrera
Fundação Padre Leonel Franca**

**Antonio Leite de Sá
CEPEL**

RESUMO

O uso da energia eólica vem sendo amplamente difundido devido à necessidade de utilização de novas fontes de geração de energia a fim de reduzir a utilização de combustíveis fósseis, os quais produzem diversos problemas ambientais. Desta forma, as fontes de energia alternativas e renováveis têm sido alvo de avanços tecnológicos e de um grande esforço dos governos para subsidiar e incentivar a sua utilização.

O objetivo deste trabalho é apresentar uma metodologia para melhoria no cálculo do perfil logarítmico de velocidades do vento utilizando a função de estabilidade. Deve-se levar em consideração que, no caso da energia eólica, como a potência gerada é proporcional ao cubo da velocidade do vento, um erro no cálculo da velocidade resulta em um erro bastante representativo na potência gerada na planta eólica. Por exemplo, um erro de 4% na velocidade pode gerar uma incerteza de 12% na previsão da energia, podendo inviabilizar um projeto de usina eólica.

PALAVRAS-CHAVE

Energia eólica, perfil logarítmico da velocidade do vento, função de estabilidade, comprimento de Monin-Obukhov, cálculo de produção de energia eólica.

1.0 - INTRODUÇÃO

O uso contínuo e crescente, durante as últimas décadas, dos combustíveis fósseis tradicionais como fontes de energia tem ocasionado prejuízo ao meio ambiente. Gradualmente, tem-se observado a conscientização pela procura por fontes de energia limpas e renováveis (eólica, solar térmica-fotovoltaica, entre outras) ganhando amplo espaço no cenário atual. Neste foco, diversos governos têm apoiado e incentivado a substituição e inovação da sua matriz energética local, promovendo sua aceleração através de subsídios e pesquisas em novas tecnologias. No caso do Brasil, foi implementado o PROINFA, Programa de Incentivo às Fontes Alternativas de Energia Elétrica, o qual prevê a instalação de 3.300 MW de energia no Sistema Interligado Nacional (SIN), produzidos por fontes eólica, biomassa e pequenas centrais hidrelétricas (1.100 MW de cada fonte), onde fica garantida a compra, pela ELETROBRÁS, da energia produzida durante 20 anos a partir da entrada em operação de cada usina. Desta forma, é de fundamental importância que o cálculo da energia gerada pelas usinas eólicas seja preciso, a fim de que a ELETROBRÁS tenha à sua disposição metodologias que sejam confiáveis na previsão da geração de energia elétrica gerada por fonte eólica ao utilizar os dados enviados pelos empreendedores. No caso da energia eólica, como a potência gerada é proporcional ao cubo da velocidade do vento, um erro no cálculo do campo de velocidades resulta em um erro bastante representativo na potência gerada na planta eólica. Por exemplo, um erro de 4% na velocidade pode gerar uma incerteza de 12% na previsão da energia, podendo inviabilizar um projeto de planta eólica.

Atualmente diversas metodologias podem ser aplicadas no cálculo da produção energética de uma planta eólica. A mais popular é a utilização de programas especialistas, baseados em modelos de microescala, tais como WAsP,

(*) Av. Horácio Macedo, n° 354 – sala 152 - CEP 21.941-970 - Rio de Janeiro, RJ – Brasil
Tel: (+55 21) 2598-6068 – Fax: (+55 21) 2280-3537 – Email: vanessag@cepel.br

WindFarmer e WindPro, para otimização da planta eólica e cálculo da produção energética, utilizando dados de relevo, rugosidade, obstáculos, série histórica de dados de ventos e outros. Uma questão importante que deve ser considerada é o fato de que os programas não dão acesso à inserção de dados climáticos nos modelos utilizados. Desta forma, uma vez que os parâmetros utilizados nos modelos representam características típicas européias, os modelos utilizados para o cálculo da energia gerada por um parque eólico podem apresentar erros significativos por não levarem em conta a climatologia brasileira. Desta forma, é de fundamental importância a realização de estudos para melhorar esse cálculo, bem como quantificar os erros cometidos. Outra opção é a utilização de programas para simulação de prognósticos climáticos baseados em modelos de mesoescala, tais como Eta (utilizado pelo INPE/CPTEC), os quais apresentam em sua formulação o tratamento de dados e fenômenos climáticos.

Em ambas as opções de cálculo de previsão de energia elétrica proveniente de fonte eólica, o cálculo do perfil logarítmico de velocidade é extremamente importante. O perfil logarítmico de velocidade é um perfil médio da velocidade do vento na direção perpendicular ao solo, baseado na teoria de camada limite, válido na região da camada limite superficial e para condições de atmosfera neutra. Este perfil é, basicamente, função da rugosidade, do relevo do terreno e dos obstáculos, ou seja, das características geométricas do terreno avaliado. Para as outras condições da atmosfera, estável ou instável, é necessário utilizar a correção das funções de estabilidade da teoria de Monin-Obukhov. Devido à dificuldade no cálculo do comprimento de Monin-Obukhov (CMO), L , as correções das funções de estabilidade são frequentemente desprezadas. Como as alturas das turbinas aumentaram nos últimos anos, torna-se importante que o cálculo do perfil de velocidades seja preciso a fim de se obter prognósticos de energia acurados. No entanto, para alturas maiores que 140 m, a Teoria de Monin-Obukhov se mostra inadequada.

O objetivo deste trabalho é apresentar uma metodologia para cálculo do CMO, utilizado nas funções de estabilidade, visto a importância de seu uso no cálculo da energia produzida. Segundo (5), as velocidades de vento são superestimadas na condição de atmosfera instável e subestimadas na condição de atmosfera estável quando se utiliza a equação de perfil logarítmico para atmosfera neutra. Observou-se também que apenas 12% do tempo a atmosfera se apresenta instável, concordando com estudos do DEWI (11). Em alguns casos a velocidade do vento foi subestimada em 40% para a condição de atmosfera estável, condição esta que ocorreu em 68% dos casos. Estas observações foram baseadas em medições realizadas em Cabouw, na Holanda, fornecidas pelo "Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI)", onde se utilizaram medições de velocidade e direção do vento nas alturas de 10, 20, 40, 80, 140 e 200m e medições de temperatura nas alturas de 2, 10, 20, 40, 80, 140 e 200m. Vale lembrar que o CMO calculado em (5) utilizou outra metodologia (a qual necessita de medições de temperatura em duas alturas).

Foi escolhida uma área de estudo no Nordeste, no litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte, região onde o potencial eólico é reconhecidamente promissor e já vem sendo aproveitado e estudado por diversas empresas do setor de energia. No Rio Grande do Norte e no âmbito do PROINFA, já entrou em operação a usina de Rio do Fogo, com 49,2 MW; e, ainda sem previsão para entrar em operação estão as usinas de Alegria I e Alegria II, com 51 e 100,8 MW, respectivamente. Em Macau, a PETROBRAS possui uma planta piloto de 1,8 MW. A validação da metodologia apresentada neste artigo é realizada através de medições de velocidade e temperatura, numa localidade entre os municípios de Macau e Guamaré, fornecidas por uma conhecida empresa do setor de energia. A seção 2 apresenta, de forma sucinta, o procedimento para cálculo da energia produzida por um aerogerador e onde entra o CMO neste cálculo. A seção 3 apresenta a metodologia utilizada para cálculo do CMO neste artigo. A fim de se calcular o CMO em um determinado local, é necessário calcular o fluxo de calor sensível H no local neste local. A obtenção de parâmetro tem sido alvo de estudos ao longo dos anos. Algumas opções estão disponíveis na literatura. A opção utilizada neste trabalho é a estimativa de fluxo de calor sensível utilizando temperaturas de superfície medidas por sensores de satélites. A seção 4 apresenta os resultados obtidos de estimativa de fluxo de calor sensível e de RMSE e BIAS para cálculo de velocidade extrapolada por meio do perfil logarítmico levando em consideração o CMO.

2.0 - O CÁLCULO DA ENERGIA PRODUZIDA POR UM AEROGERADOR E O COMPRIMENTO DE MONIN-OBUKHOV

O cálculo da energia produzida por um aerogerador é dada por:

$$E = \Delta T \sum f_i P_i \quad , \quad (1)$$

onde P_i é a potência produzida por um dado aerogerador a uma velocidade v_i e f_i é uma função de probabilidade que descreve o comportamento do vento na localidade escolhida. Em geral utiliza-se a função de Weibull dada por:

$$f_i = \frac{k}{c} \left(\frac{V_i}{c} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{V_i}{c} \right)^k \right] \quad , \quad (2)$$

onde V_i é a velocidade do vento na classe i , c e k são os parâmetros de Weibull calculados por:

$$c = \frac{\bar{V}}{\Gamma\left(1 + \left(\frac{1}{k}\right)\right)} \quad \text{e} \quad k = \left(\frac{\sigma}{\bar{V}}\right)^{-1,086}, \quad (3)$$

onde \bar{V} é a velocidade média do vento e Γ é a função gama.

As velocidades V_i utilizadas na Equação (2) devem ser extrapoladas para a altura da nacela do aerogerador a ser instalado na planta, de acordo com

$$V_i = V(z_{med}) \left(\frac{\ln\left(\frac{z_i}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_{med}}{z_0}\right)} \right), \quad (4)$$

onde V_i é a velocidade extrapolada pela lei logarítmica para a altura z_i , utilizando a velocidade de medição $V(z_{med})$ na altura de medição z_{med} e z_0 é o comprimento de rugosidade da área estudada.

Perfis de velocidade diferentes do perfil logarítmico podem ocorrer devido às forças de empuxo. Com o resfriamento da superfície ao anoitecer, há uma diminuição da turbulência e o perfil de velocidade aumenta (varia) mais rapidamente com a altura, e durante o dia o aquecimento do solo causa um aumento da turbulência fazendo que o perfil de velocidade seja mais constante com a altura. Um perfil mais geral pode ser utilizado nestes casos, de acordo com a seguinte equação:

$$V_i = V(z_{med}) \left(\frac{\ln\left(\frac{z_i}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_i}{L}\right)}{\ln\left(\frac{z_{med}}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_{med}}{L}\right)} \right), \quad (5)$$

onde Ψ_m é uma função empírica e L é o comprimento de Monin-Obukhov.

3.0 - METODOLOGIA PARA OBTENÇÃO DO COMPRIMENTO DE MONIN-OBUKHOV

No Brasil, tradicionalmente, na etapa de medição dos dados anemométricos para projetos de plantas eólicas, as torres de medição têm sido compostas por 3 anemômetros (30m, 50m e 70m), sensores de temperatura, pressão e umidade. Com o aumento da altura da nacela dos aerogeradores, as torres de medição também aumentaram, podendo chegar a 100m, assim como aumentou o número de anemômetros. A medição da velocidade em diversas alturas tem como principal objetivo a obtenção de mais informação a respeito do perfil de velocidades no local de instalação da planta eólica ou próximo a ele. No entanto, continua-se a utilizar apenas um sensor de temperatura.

O comprimento de Monin-Obukhov pode ser obtido de diversas formas: em (6) são apresentados: o Método Sônico, o Método do Gradiente e o *Bulk Method*. O primeiro método depende da utilização de sensores sônicos que, apesar estarem se popularizando, ainda não são muito utilizados, até mesmo porque a norma IEC 61400-12-1 e as recomendações da IEA indicam o uso do anemômetro de copo para aplicações de energia eólica. O segundo método depende da medição da temperatura em duas alturas que, como dito anteriormente, não é prática comum. O terceiro método é aplicado para locais próximos ao mar e necessita de medições de temperatura sobre a superfície marítima.

No entanto, o comprimento de Monin-Obukhov é utilizado em outras aplicações como, por exemplo, o cálculo da evapotranspiração ETr. O conhecimento da evapotranspiração real das culturas e da vegetação em geral é de fundamental importância em atividades ligadas à gestão de bacias hidrográficas, em modelagens meteorológica e hidrológica e, sobretudo, no manejo hídrico da cultura irrigada (1). A evapotranspiração depende do cálculo do fluxo de calor sensível H ($W m^{-2}$), assim como o cálculo do CMO também depende. Métodos de cálculo da ETr que utilizam imagens de satélite têm sido bastante utilizados pois são capazes de propiciar sua determinação em áreas de grande heterogeneidade e dimensão (1). Para o cálculo do fluxo de calor sensível, existem os métodos baseados no modelo de uma camada de resistência que têm sido utilizados com medidas de sensores de satélites, como o apresentado em (4) e que será utilizado neste trabalho por razões de simplicidade. Modelos mais recentes como o SEBAL (*Surface energy Balance Algorithm for Land*) ou o TSEB (*Two-source Energy Balance*) (14) deverão ser aplicados em trabalhos futuros visando à obtenção de resultados mais precisos.

3.1 Comprimento de Monin-Obukhov

O comprimento de Monin-Obukhov (3) é dado por:

$$L = -\frac{u_*^3 C_p T_a}{\kappa g H}, \quad (6)$$

onde u_* é a velocidade de fricção [m s^{-1}], C_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_a é a temperatura do ar [K], κ é constante de von Kármán (0,41), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível [W m^{-2}].

A velocidade de fricção (3), (2), (12), é dada por:

$$u_* = \frac{u \kappa}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_m}, \quad (7)$$

onde z é a altura das medições de temperatura e vento (m), d é o deslocamento do plano zero (que, em textos voltados para energia eólica, é comumente conhecido como deslocamento da camada limite cinética), z_0 é o comprimento de rugosidade para transporte de quantidade de movimento, κ é constante de von Kármán (0,41), u é a velocidade do vento na altura z [m s^{-1}] e Ψ_m é a função de estabilidade de PAULSON (10).

A equação para cálculo o fluxo de calor sensível H é dada por (9), (7), (2):

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_s - T_a)}{r_a}, \quad (8)$$

onde ρ_a é a massa específica do ar [kg m^{-3}], C_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_s é a temperatura de superfície [K], T_a é a temperatura do ar [K] e r_a é a resistência aerodinâmica [s m^{-1}].

Algumas parametrizações da resistência aerodinâmica r_a podem ser facilmente obtidas (9), (3), (4). Os valores de r_a dependem da condição da atmosfera (neutra, estável ou instável), do deslocamento do plano zero d (que, em textos voltados para energia eólica, é comumente conhecido como deslocamento da camada limite), do comprimento de rugosidade para transporte de quantidade de movimento z_0 , do comprimento de rugosidade para calor z_h , da constante de von Kármán ($\kappa=0,41$), da velocidade do vento u na altura z [m s^{-1}], e das temperaturas T_s e T_a . Dependendo da formulação r_a , depende também das funções de estabilidade de Paulson (10) que são função do comprimento de Monin-Obukhov, L . Os cálculos de z_0 , z_h e d são obtidos de (9).

3.2 Obtenção da Temperatura de Superfície Continental T_s e do NDVI

A temperatura de superfície e o NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) podem ser obtidos no *site* do INPE: <http://pirandira.cptec.inpe.br/sigma/index.php>, que disponibiliza, além destes parâmetros, mapas com precipitação, radiação, insolação, como pode-se ver na Figura 1.

3.1.1.. Temperatura de Superfície Continental.

A temperatura aerodinâmica de superfície T_s pode ser aproximada pela temperatura radiométrica T_{sat} (ou temperatura de superfície continental) para densas plantações de trigo completamente fechadas (12). No entanto, se a vegetação for esparsa, grandes diferenças são observadas, especialmente quando a LAI (*leaf area index*) for menor que dois. Para vegetações esparsas ou compostas, a temperatura radiométrica observada é bem maior que a T_s devido às inversões de fluxo (4).

Adicionalmente à diferença que possa existir entre as temperaturas de superfície radiométrica e aerodinâmica, parte do espectro térmico da radiação infravermelha proveniente da superfície é absorvida pela atmosfera e emitida para cima. A radiação térmica medida pelo sensor do satélite precisa, então, ser corrigida em função da emissão de radiação e em função das diferenças de temperatura. Para corrigir esses efeitos, a temperatura T_s é dada por:

$$T_s = aT_{\text{sat}} + b.$$

Os valores de a e b devem ser obtidos para cada área de estudo. Por questão de simplicidade, usaremos neste trabalho $T_s = T_{\text{sat}}$. A fim de reduzir os erros em se utilizar diretamente a temperatura medida por satélite no lugar da temperatura de superfície, o fluxo de calor sensível é estimado por (15):

$$H = \rho_a C_p \frac{(T_s - T_a) - \delta T}{r_a}, \quad (9)$$

onde $\delta T = \alpha \times (T_s - T_a) + \beta$ e as constantes para a localidade estudada são $\alpha = 0,801$ e $\beta = 0,207$.

Atualmente são gerados 2 produtos de temperatura de superfície continental pelo INPE/CPTEC, um com base nos dados do satélite geoestacionário Meteosat de Segunda Geração (MSG) e o outro com base no satélite de órbita polar NOAA-18, ambos utilizam 2 canais na região do infravermelho térmico. No caso do MSG, utiliza-se os canais IR10.8 e IR12.0 do radiômetro *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI), enquanto que para o satélite NOAA-18 são empregados os canais 4 e 5 do instrumento *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Valores de T_s são gerados 24 vezes por dia (resolução temporal 1h) com o MSG/SEVIRI e 4 vezes por dia com o NOAA-18/AVHRR. A T_s é estimada somente para *pixels* de céu-claro, os quais são identificados com base em algoritmos de mascaramento de nuvens (ver Figura 1, <http://satellite.cptec.inpe.br/tsc/>). Neste trabalho utilizamos os dados horários do satélite MSG no dia 07 de fevereiro de 2009.

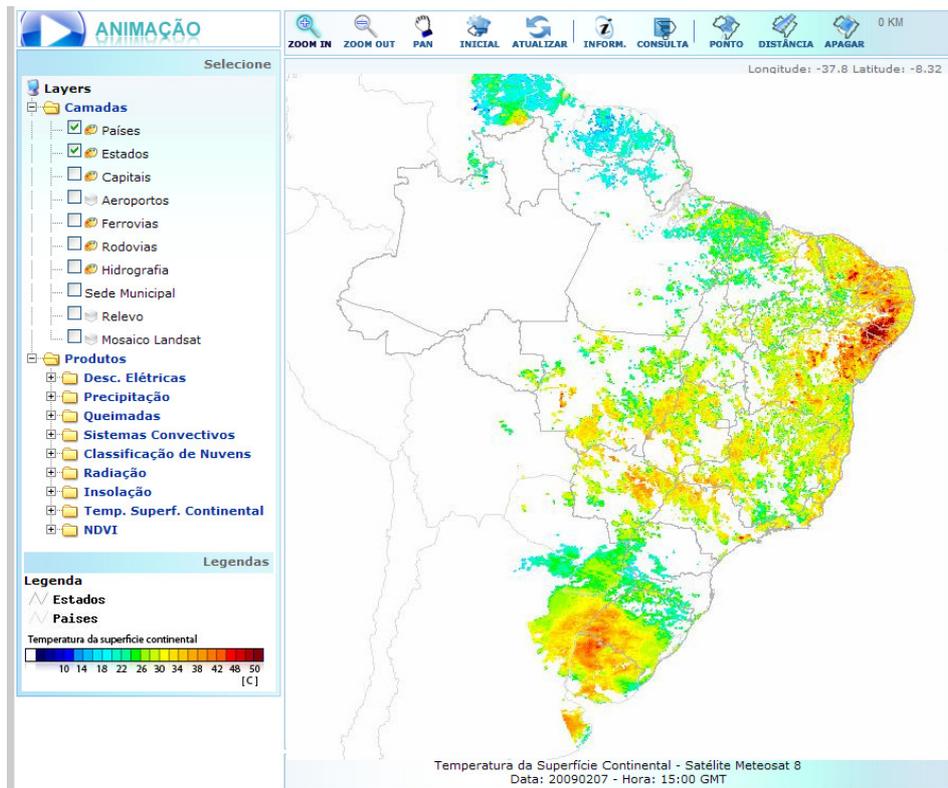


FIGURA 1 – Projeto SIGMA mostrando mapa de Temperatura de Superfície no dia 07/02/2009 (<http://pirandira.cptec.inpe.br/sigma/index.php>).

3.1.2.. NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada)

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) permite não só mapear a vegetação, mas também medir a quantidade e a condição da vegetação em uma determinada área. O referido índice é utilizado em uma vasta gama de estudos como modelagem climática e hidrológica; balanço de carbono, detecção de mudanças climáticas, estimativas de parâmetros da vegetação (cobertura vegetal, índice de área foliar - LAI); atividades agrícolas (monitoramento do ciclo de crescimento de culturas, modelagem do crescimento e produtividade de plantações); monitoramento de secas; detecção de desmatamentos, avaliação de áreas queimadas, entre outras aplicações.

Atualmente são gerados 2 produtos de NDVI pelo INPE/CPTEC, um com base nos dados do satélite geoestacionário Meteosat de Segunda Geração (MSG) e o outro com base no satélite polar NOAA-18, ambos combinam bandas localizadas nas regiões do vermelho (0.6 micrometros) e do infravermelho próximo (0.8 micrometros) do espectro eletromagnético com o intuito de realçar o sinal da vegetação e ao mesmo tempo minimizar os efeitos do solo. No caso do MSG, utiliza-se os canais VIS0.6 e VIS0.8 do radiômetro *Spinning*

Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI), enquanto que para o satélite NOAA-18 são empregados os canais 1 e 2 do instrumento *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Mapas de NDVI são gerados em intervalos quinzenais e mensais (ver Figura 2, <http://satellite.cptec.inpe.br/ndvi/>).

Composicao de 2009/01/01 a 2009/01/15

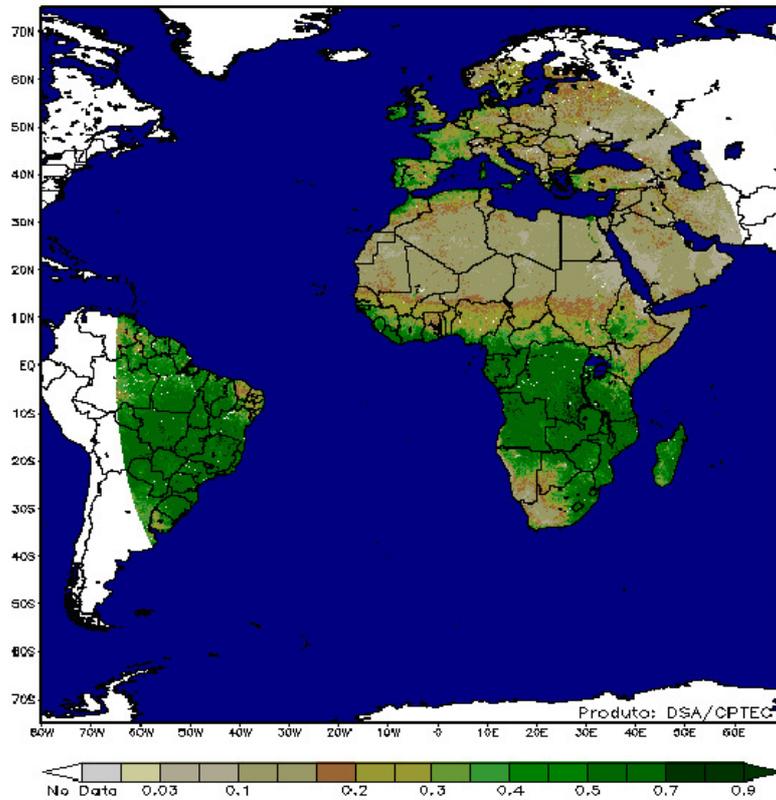


FIGURA 2 – Mapa de NDVI para o período de 01/01/2009 a 15/01/2009 (<http://satellite.cptec.inpe.br/ndvi/>).

4.0 - RESULTADOS

O objetivo deste trabalho é apresentar uma metodologia para cálculo do CMO e, futuramente, obter uma representação gráfica do mesmo que facilite seu uso. Neste trabalho apresentamos a validação da metodologia desenvolvida para estimativa do CMO. A validação da metodologia é realizada com dados de temperatura ambiente a 10m, velocidades medidas nas alturas 30, 50, 70, 85 e 100 m, e temperaturas de satélite obtidas em no dia 07 de fevereiro de 2009.

A Figura 3 apresenta o gráfico de Fluxo de Calor Sensível [W/m^2] em função da hora local para o dia 07 de fevereiro de 2009. Como não existem dados de Fluxo de Calor Sensível estimados por medição com sensor sônico 3-D para o local da medição, a estimativa do Fluxo de Calor Sensível é comparada com valores médios obtidos em (13) e (8) no Brasil, na bacia do Rio São Francisco e na Amazônia, respectivamente. Observa-se que Fluxo de Calor Sensível possui o comportamento esperado.

Com relação aos erros obtidos com o cálculo das velocidades extrapoladas utilizando a Equação (4), para perfil neutro, e com a Equação (5), utilizando o CMO, apresenta-se a Tabela 1, com dados de RMSE e BIAS. De acordo com a Tabela 1, observa-se que o erro RMSE diminui. No entanto, as duas metodologias superestimam os valores de velocidades calculadas.

O RMSE e o BIAS são calculados por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (u_{\text{calculado}} - u_{\text{medido}})^2}{N_{\text{dados}}}} \quad (10)$$

$$BIAS = \frac{\sum (u_{\text{calculado}} - u_{\text{medido}})}{N_{\text{dados}}} \quad (11)$$

Para os cálculos de RMSE e BIAS foram utilizados valores de velocidades extrapoladas nas alturas de 50, 70, 85 e 100 m, a partir de velocidades medidas a 30 m. Os gráficos das Figuras 4 e 5 apresentam os valores de RMSE e BIAS, respectivamente, para as velocidades calculadas utilizando o perfil Neutro e a Correção do CMO, para as velocidades extrapoladas nas alturas de 50, 70, 85 e 100 m, a partir de velocidades medidas a 30 m. Na Figura 4 observa-se que para todas as extrapolações o RMSE das velocidades calculadas com a correção do CMO é menor que o RMSE do perfil Neutro. Na Figura 5 observa-se que para todas as extrapolações as duas formas de cálculo fornecem velocidades extrapoladas superestimadas.

TABELA 1 – RMSE e BIAS

	Neutro	Corrigido com CMO
RMSE	1,1449	1,1105
BIAS	0,5265	0,5957

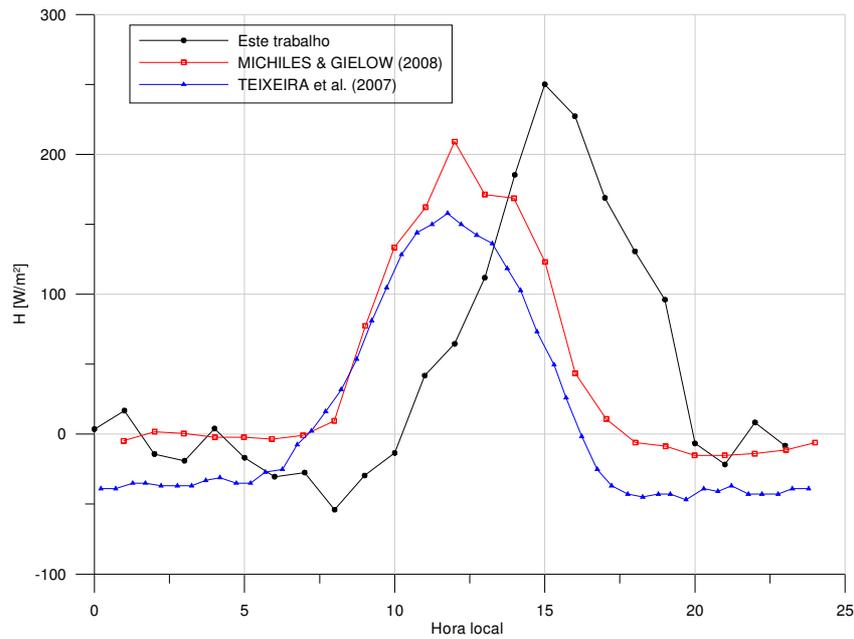
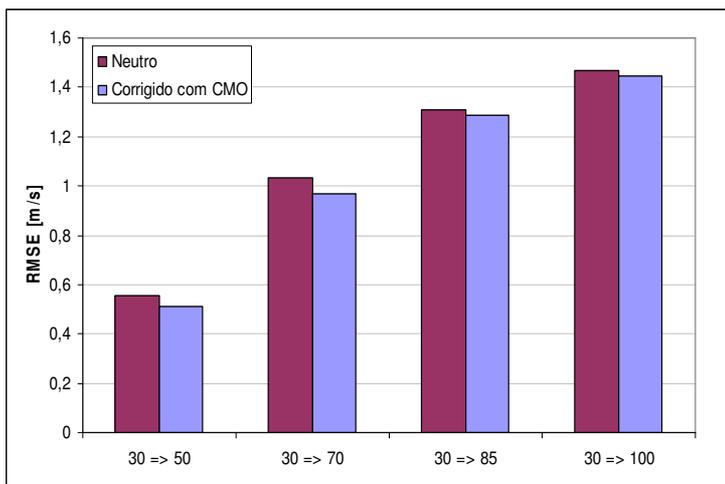
FIGURA 3 – Gráfico de Fluxo de Calor Sensível $[W/m^2]$ em função da hora local para o dia 07 de fevereiro de 2009.

FIGURA 4 – RMSE das velocidades extrapoladas com perfil Neutro e Correção com CMO para diferentes alturas.

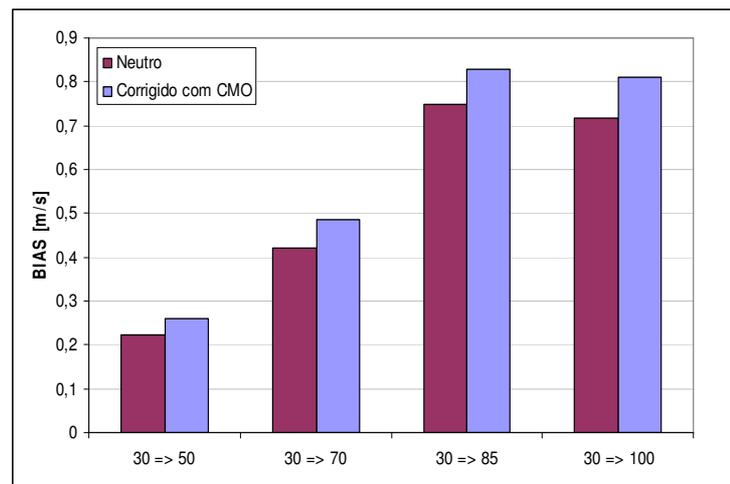


FIGURA 5 – BIAS das velocidades extrapoladas com perfil Neutro e Correção com CMO para diferentes alturas.

5.0 - CONCLUSÕES

Conclui-se que a utilização do CMO realmente diminui os erros nas velocidades calculadas pelo perfil logarítmico. No entanto, a metodologia necessita de dados de mais de um dia para sua validação e necessita também de mais estudos e aperfeiçoamentos. No entanto, o objetivo de obter um cálculo mais preciso do perfil de velocidade do vento levando em consideração o CMO, utilizando apenas medições de temperatura em uma altura foi alcançado.

6.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- (1) BEZERRA, B.G., DA SILVA, B., FERREIRA, N.J., 2008, Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM – Landsat 5, Revista Brasileira de Agrometeorologia, vol. 23, no. 3, pp. 305-317.
- (2) CHEHBOUNI, A., HOEDJES, J.C.B., RODRIGUEZ, J.C., WATTS, C.J., GARATUZA, J., JACOB, F., KERR, Y.H., 2008, Using remotely sensed data to estimate area-averaged daily surface fluxes over a semi-arid mixed agricultural land, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 148, pp. 330-342.
- (3) CLEUGH, H.A., DUNIN, F.X., 1995, Modelling sensible heat fluxes from a wheat canopy: an evaluation of the resistance energy balance model, Journal of Hidrology, vol. 164, pp. 127-152.
- (4) KALMA, J.D., JUPP, D.L.B., 1990, Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 51, pp. 223-246.
- (5) LANGE, M. & FOCKEN, U., 2005, Physical Approach to Short –Term Wind Power Prediction, Springer, Holanda.
- (6) LANGE, B., LARSEN, S., HOJSTRUP, J., BARTHELMIE, R., 2004, The influence of thermal effects on the wind speed profile of the coastal marine boundary layer, Boundary-Layer Meteorology, vol. 112, number 3, pp. 587-617.
- (7) MA, Y., MENENTI, M., TSUKAMOTO, O., ISHIKAWA, H., WANG, J., GAO, Q., 2004, Remote sensing parametrization of regional land surface heat fluxes over arid area in northwestern China, Journal of Arid Environment, vol. 57, pp. 117-133.
- (8) MICHILES, A.A. dos S. e GIELOW, R., 2008, Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 149, pp. 462-476.
- (9) ORTEGA-FARIAS, S.O., CUENCA, R.H., EK, M., 1996, Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 81, pp. 131-143.
- (10) PAULSON, C.A., 1970, The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric layer, Journal of Applied Meteorology, vol. 9, pp. 857-861.
- (11) STRACK, M., 1996, Analyse and Extrapolation des Windprofils am 130-Meter-Messmast des DEWI, Studienarbeit, University of Oldenburg,.
- (12) TEIXEIRA, A.H. de C., BASTIAANSSEN, W.G.M., AHMAD, M.D., BOS, M.G., 2009, Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 149, pp. 462-476.
- (13) TEIXEIRA, A.H. de C., BASTIAANSSEN, W.G.M. e BASSOI, L.H., 2007, Crop water parameters of irrigated wine and table grapes to support water productivity analysis in the São Francisco river basin, Brazil, Agricultural Water Management vol. 94, pp. 31 – 42.
- (14) TIMMERMANS, W.J., KUSTAS, W.P., ANDERSON, M.C., FRENCH, A.N., 2007, An intercomparison of the Surface Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes, Remote Sensing of Environment, vol. 108, pp. 369-384.
- (15) ZHAN, X., KUSTAS, W.P. e HUMES, K.S., 1996, An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature, Remote Sensing of Environment, vol. 58, pp. 242-256.