

Estudo observacional da variabilidade do cisalhamento vertical do vento aplicado ao levantamento de potencial eólico no semiárido nordestino

André Rodrigues Gonçalves,¹ Fernando Ramos Martins,² Gilberto Fisch,³ Enio Bueno Pereira²

¹ Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC/INPE

E-mail: <andre.rodrigues@cptec.inpe.br>

² Centro de Ciência do Sistema Terrestre – CCST/INPE

³ Instituto de Aeronáutica e Espaço – IAE/CTA

Abstract. The installed wind power capacity is increasing worldwide in the recent years. Since it is a relatively new energy source, highly variable in space and time, one of the main challenges imposed to meteorology consist in predict its variability in order to optimize its utilization. In Brazil, where the wind power is becoming a feasible energy source mainly in the northeast, studies concerning wind vertical profiles may have a significant contribution to this sector, due to lack of observed wind data for higher levels, compatible to wind generators. The purpose of this work is to analyze the variability of observed wind vertical profiles for a wind tower in northeastern semi-arid, correlating it to stability conditions of the Surface Boundary Layer, to surface roughness and to wind intensity, both for the rainy and dry season. The results indicated that strong winds presented a predominant effect over wind shear, while stability effects showed just a slight influence, thus wind shear can be estimated roughly based on observed wind speed in a lower level. Calculating the wind power density at 50m above ground adopting this approximation, the mean absolute error was about 7% of the observed power density available.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica, Estudo Observacional, Previsão de Vento, Perfil Vertical, Energia Eólica.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas tem-se observado uma inserção crescente da geração eólio-elétrica na matriz energética mundial. Embora com certa defasagem, nos últimos anos o Brasil vem experimentando um forte crescimento no setor eólico, impulsionado principalmente pelo Programa de Incentivo às Fontes Alternativas de Energia – PROINFA do governo federal, onde projeções futuras indicam que esta representará 1% da capacidade elétrica instalada até 2012, segundo dados do Balanço Energético Nacional (BEN 2008)

A energia eólica apresenta grande variabilidade temporal e espacial, sendo que um dos grandes desafios impostos à meteorologia consiste em prever a variabilidade da potência eólica disponível -de modo a otimizar o seu aproveitamento. Neste sentido, estudos sobre os perfis verticais de vento podem ter uma grande contribuição a este setor, dada a carência de dados observacionais de vento em níveis próximos dos aerogeradores. Cabe ressaltar que os erros na previsão de vento têm impacto amplificado sobre a densidade de potência (D_p), já que esta é função do cubo da velocidade (U), conforme indica a Eq. 1.1, (Burton *et al.* 2001)

$$D_p = \frac{1}{2} \rho U^3 \quad (1.1)$$

Onde ρ é a densidade do ar em kg/m^3 e U é a velocidade do vento em m/s .

A Camada Limite Atmosférica (CLA) compreende a porção inferior da nossa atmosfera onde os efeitos da superfície são sentidos em uma escala de tempo de até uma hora (Stull, 1988). Em seu interior, pode-se definir a Camada Limite Superficial (CLS) caracterizada pelo forte gradiente vertical de vento, umidade e temperatura. Esta possui fluxos verticais aproximadamente constantes, onde o efeito da fricção com a superfície e a presença de obstáculos exerce maior influência sobre o escoamento. De maneira geral, seu perfil de velocidade pode ser aproximado por uma função logarítmica conforme descrito pela Equação 1.2, ou através de um ajuste exponencial pela Equação 1.3. Estes ajustes variam ao longo do dia em função de alterações no escoamento e nos fluxos.

$$U(z) = \frac{u^*}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1.2)$$

$$\frac{U(z_r)}{U(z)} = \left(\frac{z_r}{z}\right)^\alpha \quad (1.3)$$

Onde u^* é a velocidade de fricção, k a constante de Von Karman ($k = 0,4$), z a altura do solo, z_r é uma altura de referência e α o expoente do ajuste.

O comprimento de rugosidade z_0 é uma medida da turbulência gerada pelos elementos de superfície e está relacionado à capacidade da mesma em absorver momentum. É proporcional, mas geralmente inferior à altura dos elementos de rugosidade, e não deve variar com a velocidade ou direção do vento (Stull, 1988).

Nos modelos de previsão numérica de tempo o perfil logarítmico é geralmente adotado incluindo-se as correções devido à estabilidade propostas pela teoria da similaridade de Monin e Obhukov (1954). O intuito desta teoria seria determinar os perfis verticais para qualquer local e qualquer condição da camada superficial a partir dos fluxos de superfície; no entanto, verificou-se que esta apresenta erros grandes para ventos fracos ou alta rugosidade superficial, sendo portanto não-universal (Focken, 2006).

Este estudo se propõe a analisar a variabilidade dos perfis verticais de vento observados para uma torre anemométrica no semi-árido Nordeste, correlacionando-a às condições de estabilidade da camada limite superficial, às variações na rugosidade e intensidade do vento, comparando os resultados entre a estação seca e chuvosa.

2. DADOS E METODOLOGIA

Foram utilizados neste estudo dados anemométricos da torre do projeto SONDA localizada no município de São João do Cariri – PB. Esta torre se localiza na região do semiárido nordestino, a uma altitude de 718 m, sobre o planalto da Borborema. Sua vegetação característica é a caatinga e o regime de precipitação é bem definido, concentrado nos meses de maio a junho.

Esta torre está equipada com sensores de temperatura, velocidade e direção do vento nos níveis de 25 m e 50 m, armazenando médias a cada 10 minutos. O período de dados utilizado é referente ao ano de 2006, onde os meses secos avaliados foram outubro e novembro e os chuvosos abril e, maio. Todos os dados haviam sido previamente qualificados de acordo com a metodologia implementada pelo projeto SONDA, seguindo instruções da Organização Meteorológica Mundial.



Figura 2.1 - Vista para o quadrante SE da torre de São João do Cariri - PB.

Fonte: SONDA <<http://sonda.cptec.inpe.br>>

A metodologia adotada consistiu no ajuste do perfil vertical pela Eq. 1.2 e Eq.1.3 para intervalos de 10 minutos utilizando-se os níveis de 25 m e 50 m. Determinou-se assim os valores dos parâmetros de cisalhamento u^* , Z_0 e α para os perfis de vento de cada amostra. Através de um processo iterativo foram desconsiderados os ajustes ruins associados a baixa velocidade do vento e forte estratificação, fixando-se assim o valor de Z_0 , o qual deve ser constante em uma mesma direção. Foram então recalculados os valores de u^* para este Z_0 definido empiricamente.

Foi efetuado também o cálculo de alguns parâmetros de estabilidade atmosférica dentre eles o gradiente de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$) pela Eq. 2.1, o quadrado frequência de Brunt-Vaisala (N^2) pela Eq. 2.2, e o número de Richardson (Ri), pela Eq. 2.5 conforme formulação proposta por Golder (1972).

$$\partial\theta/\partial z = (\theta_2 - \theta_1)/(Z_2 - Z_1) \quad (2.1)$$

$$N^2 = (g/\theta) \cdot \partial\theta/\partial z \quad (2.2)$$

$$Ri = (g/T) \cdot [(\partial\theta/\partial z)/U^2] \cdot \bar{Z}^2 \quad (2.2)$$

Para caracterizar melhor os regimes de escoamento foi feita a separação entre os períodos diurno e noturno. Foram avaliadas as distribuições de frequência de ocorrência dos parâmetros de estabilidade e de cisalhamento e investigadas as dispersões entre a velocidade de fricção u^* , os parâmetros de estabilidade e a velocidade do escoamento. Foi estabelecida uma metodologia para a extrapolação vertical dos dados de vento, a qual foi testada para um mês desconhecido seco (maio) e outro chuvoso (outubro), determinando-se os erros nas estimativas de vento e na densidade de potência para um nível mais elevado.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os ajustes dos perfis verticais mostraram uma grande dispersão para os valores de rugosidade em função das condições de estabilidade e velocidade do vento. Foi observado que em condições muito estáveis ou ventos muito fracos este ajuste é inadequado. Eliminando-se condições extremamente estáveis e instáveis, ou limitando-se os ajustes para intensidades de vento superiores a 6 m/s no nível de 50 m, converge-se a um valor comum para a rugosidade. Este valor obtido foi de 0,14 m para novembro e 0,17 m para abril, o que está de acordo com o encontrado na literatura para o tipo de vegetação (Stull, 1988). A diferença entre os valores se justifica pela maior área foliar da vegetação nos meses chuvosos, no caso abril. A análise da direção dos ventos mostrou uma frequência superior a 90% para o quadrante SE; além disso, a distribuição de Z_0 se mostrou equilibrada em função da direção, admitindo-se portanto a adoção de uma rugosidade constante para o conjunto de dados.

Após recalculado o valor de u^* , sua relação com os parâmetros de estabilidade demonstrou que este é afetado mais por condições estáveis do que instáveis, sendo que o número de Richardson caracterizou ainda a tendência à condição neutra com o aumento da turbulência mecânica, conforme Figura 3.1. Já a dispersão de u^* em função da velocidade a 25m mostrou um ajuste excelente, indicando ser a velocidade do vento o preditor predominante para o cisalhamento do vento conforme Figura 3.2. A estabilidade tem uma influência pequena e apenas para ventos fracos, uma vez que ventos mais intensos tendem a neutralizar a CLS devido à turbulência mecânica, conforme já observado por Roballo & Fisch (2008). A análise para o expoente α leva à conclusões similares, ressaltando-se que α mostra pouca variação para condições instáveis e que sua dispersão com a velocidade não apresenta um ajuste adequado. Este procedimento foi executado para um mês seco (novembro/06) e um chuvoso (abril/06). As principais diferenças observadas para o mês chuvoso foram a menor intensidade do vento e maior dispersão da direção e dos parâmetros de estabilidade.

O ajuste de uma curva à dispersão entre u^* e a velocidade a 25 m permitiu que fosse feita uma extrapolação para outros meses até então desconhecidos, no caso maio e outubro de 2006. A partir daí pôde-se prever a velocidade do vento no nível de 50 m e conseqüentemente a densidade de potência pela Eq. 1.1. Os erros obtidos para a intensidade do vento no mês de outubro foram VIÉS: -0,011 m/s; RMSE: 0,27 m/s; e para a densidade de potência, MAE 14 W/m² (7,6% da potência disponível observada). Em ambos períodos o coeficiente de correlação foi superior a 0,95. Já o erros obtidos para a intensidade do vento no mês de Maio foram VIÉS: -0,17m/s; RMSE: 0,41 m/s; e para a densidade de potência, MAE: 9,1 W/m² (12,1% da potência disponível observada)

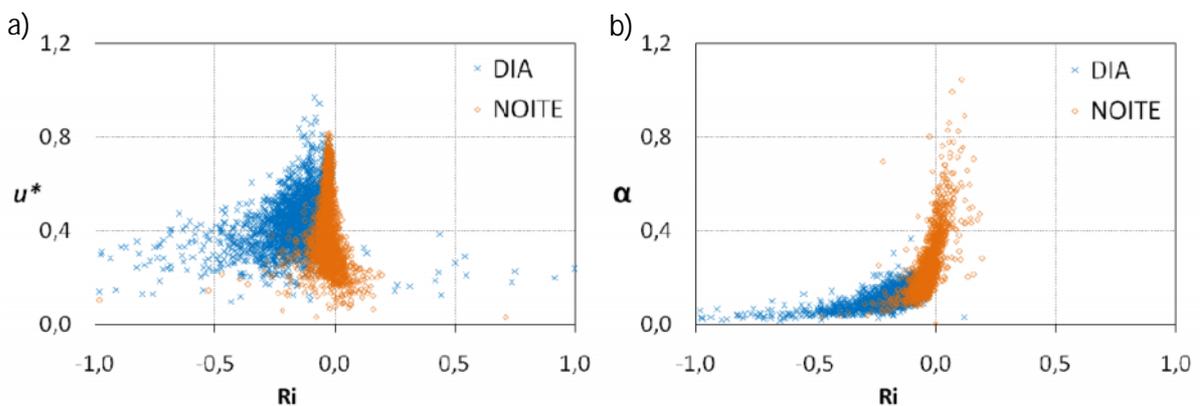


Figura 3.1 – Dispersão entre os parâmetros de cisalhamento a) u^* e b) α e o número de Richardson para Novembro/2006.

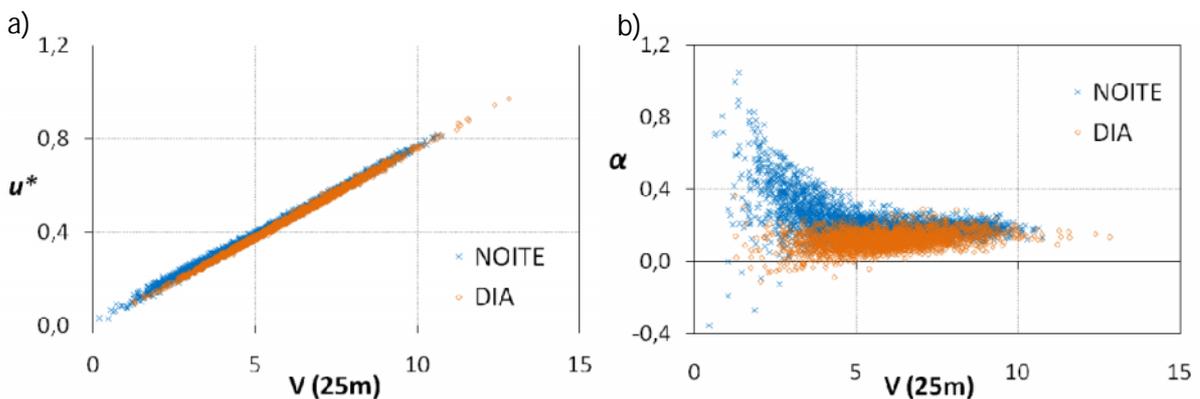


Figura 3.2 – Dispersão entre os parâmetros de cisalhamento a) u^* e b) α , e a velocidade observada a 25m para Novembro/2006.

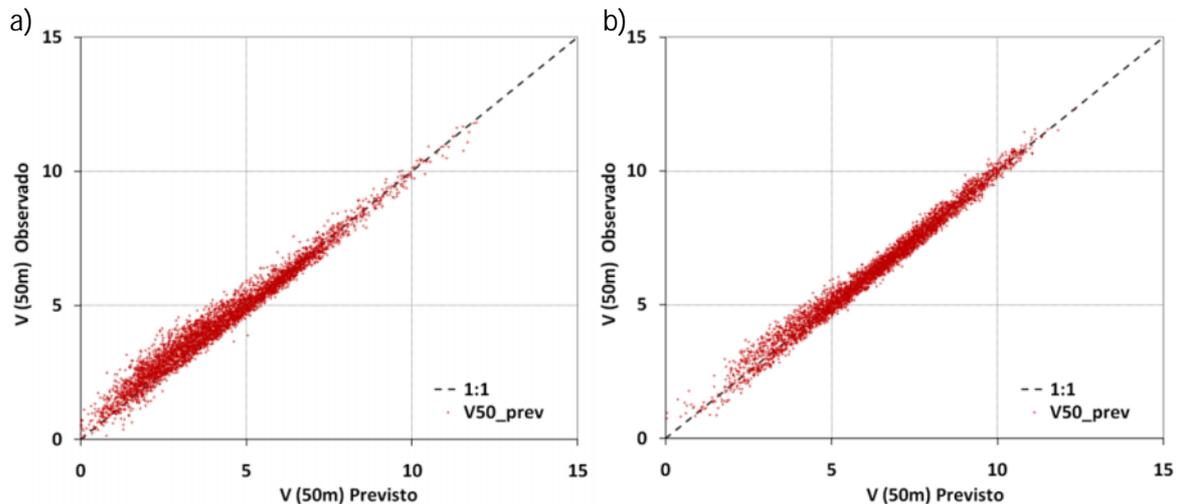


Figura 3.3 – Dispersão entre as velocidades prevista e observada a 50m para a) Maio e b) Outubro.

4. CONCLUSÃO

Os resultados deste estudo mostraram ser possível a extrapolação dos dados anemométricos observacionais para níveis mais elevados com uma precisão adequada a um levantamento de potencial eólico preliminar. O ajuste pelo perfil logarítmico se mostrou adequado, no entanto este ajuste é degradado por ventos fracos, alta rugosidade ou atmosfera muito estável. A velocidade de fricção mostrou uma forte dependência com a velocidade do vento e pouca com a estabilidade atmosférica. Mais estudos estão sendo efetuados para se investigar o comportamento deste ajuste em outras localidades do Nordeste de modo a se avaliar a efetividade desta metodologia para o restante do território.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEN 2010 - **Balanco Energético Nacional 2010** – Ano base 2009: Resultados Preliminares. Rio de Janeiro, EPE, 2010. Disponível em: <<http://ben.epe.gov.br/>> acessado em 25/05/10.
- BURTON, T. SHARPE, D., JENKINS, N., BOSSANYI, E. **Wind Energy Handbook**, John Willey & Sons, 2001, 617 p.
- GOLDER, D. Relations among stability parameters in the surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v.3, p. 47-58, 1972.
- MONIN, A. S., OBHUKOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. **Trudy Geofiz**, inst. AN SSSR, v. 24, n. 151, p. 163-187, 1954
- FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory, **Boundary-Layer Meteorology**, vol.119, p. 431-447, 2006.
- ROBALLO, S. T., FISCH, G. Escoamento atmosférico no centro de Lançamento de Alcântara: Parte I-Aspectos Observacionais. **Rev. Bras. de Meteor.**, v.23, n.4, p.510-519, 2008.
- SONDA - Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais. Disponível em: <<http://sonda.cptec.inpe.br/>> acessado em 25/05/10.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988.