

PERFIS ADIMENSIONAIS UTILIZANDO INFORMAÇÕES CONTIDA NO PUNTO DE INFLEXÃO NA RESERVA BIOLÓGICA DO JARÚ – RO

Di Angelo Matos Pinheiro¹, Cléo Quaresma Dias-Junior², Leonardo Deane de Abreu Sá³, e Antônio Ocimar Manzi⁴

¹Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, INPA/UEA

²Departamento de Física, IFPA

³Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE

⁴Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, INPE

Resumo

A maioria dos vórtices turbulentos que povoam a interface floresta-atmosfera apresenta escalas de comprimento da ordem da altura do dossel. Esses vórtices são os principais responsáveis por trocas turbulentas entre o interior do dossel e a região acima da floresta. Posto isso, recorreu-se aos perfis verticais do vento, obtidos por 10 anemômetros instalados dentro e acima do dossel florestal do sítio experimental Rebio-Jarú, na floresta amazônica. Uma função polinomial de terceiro grau foi desenvolvida com o objetivo de se obter um melhor ajuste ao perfil do vento e, conseqüentemente, estimar a altura do ponto de inflexão do perfil vertical do vento (z_i), uma escala de comprimento associada ao cisalhamento do vento (L_s), e a velocidade do vento na altura z_i . Essas escalas de comprimento e velocidade foram usadas para a obtenção de melhores ajustes para os perfis adimensionais do vento e de momentos estatísticos da turbulência. Foram comparado três modelos de perfis adimensionais utilizando velocidade de fricção, a velocidade do vento em z_i e a velocidade do vento na altura do dossel. Observou-se que os perfis adimensionais que utilizam as informações da velocidade e do cisalhamento em z_i forneceram suporte para a elaboração de parametrizações mais realistas dos processos de troca turbulenta que ocorrem tanto na interface floresta-atmosfera quanto no interior do dossel.

Palavras-chave: Perfis adimensionais; Ponto de inflexão do perfil vertical do vento; Turbulência, Floresta Amazônica.

Abstract

Most turbulent vortices that populate the forest-atmosphere interface have canopy height length scales. These vortices are mainly responsible for turbulent exchanges between inside and above canopy region. Thus, we used the vertical wind profiles obtained by 10 anemometers installed inside and above the forest canopy of the Rebio-Jarú experimental site, in the Amazon Rainforest. A third degree polynomial function was developed to better fit the wind profile and therefore estimate the inflection point height of the vertical wind profile (z_i), a length scale associated with wind shear (L_s), and the wind speed at height z_i . These length and velocity scales were used to obtain better fits for the dimensional wind profiles and turbulence statistical moments. Three dimensionless profile models were compared using friction velocity, wind velocity in z_i and wind velocity at canopy height. It was observed that the dimensionless profiles using the velocity and shear calculated at z_i provided support for the elaboration of more realistic parameterization of the turbulent exchange processes that occur both at the forest-atmosphere interface and inside the canopy.

Keywords: Dimensionless Profiles; Inflection point height of the vertical wind profile; Turbulence, Amazon Rainforest.

1 Introdução

O estudo dos processos de trocas turbulentas na interface floresta-atmosfera se reveste de maiores complexidades quando comparado aos processos observados acima de superfícies lisas (HÖGSTRÖM e BERGSTRÖM, 1996; RAUPACH et al., 1996; FINNINGAN, 2000; ZAHN, 2016; DIAS-JUNIOR et al., 2019). Um dos fatores associados a essa maior complexidade é a presença

de uma subcamada rugosa acima do dossel florestal, e as especificidades da turbulência abaixo, dentro e acima dela (SHUTTLEWORTH et al. 1985; BOSVELD et al., 1999; MAHRT et al., 2000).

Os principais processos aerodinâmicos presentes dentro de uma subcamada rugosa são (RAUPACH et al., 1996; FINNIGAN, 2000; DIAS-JUNIOR et al., 2013): um perfil logarítmico padrão da velocidade do vento, acima do dossel, característico da subcamada inercial; na interface floresta-atmosfera, logo acima da altura média da copa, existe um grande cisalhamento do vento que induz o surgimento de um ponto de inflexão (PI) no perfil de velocidade do vento; há vórtices coerentes com escalas de comprimento da ordem da altura do dossel.

O fato de existir um ponto de inflexão no perfil vertical de velocidade do vento acrescenta novas instabilidades hidrodinâmicas ao escoamento turbulento (comparativamente àquele verificado acima de superfícies lisas), dificultando a caracterização do escoamento nos termos da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (ZAHN et al., 2016).

O surgimento de PIs no perfil de vento acima da floresta Amazônica, na reserva biológica do Jarú (Rebio-Jarú), em Rondônia, foram investigados por Sá e Pachêco (2006) que constataram que a altura do PI (z_i) varia durante o dia e que esta constitui um parâmetro de escala importante na obtenção de relações gerais para o perfil do vento acima e dentro do dossel. Eles propuseram uma nova relação para o perfil vertical da velocidade do vento acima e no interior da floresta amazônica. Sua análise teve como aspecto crucial a posição do PI e a velocidade do vento na altura de sua ocorrência, bem como uma escala de comprimento associada ao cisalhamento vertical do vento na altura média da copa florestal.

O trabalho de Dias-Júnior et al. (2013) mostrou que os valores de z_i variam ao longo do dia, sendo máximos na transição dia-noite e noite-dia e mínimos em torno do meio dia. Além disso, eles mostraram que essa variação nos valores de z_i podem trazer como consequência uma variação na escala temporal de ocorrência das estruturas coerentes (ECs) no campo térmico, fenômeno importante aos fluxos turbulentos de calor sensível (PAW U et al., 1992). Já Dias-Júnior et al. (2017) observaram que diferentes regimes de turbulência, na camada limite noturna amazônica, estiveram associados a diferentes valores de z_i , de cisalhamento do vento e com escalas de ocorrência das ECs.

Neste trabalho usou-se algumas escalas associadas à presença de uma subcamada rugosa, tais como a altura do ponto de inflexão, a velocidade e o cisalhamento do vento em z_i . Notou-se que essas escalas são mais adequadas para a obtenção de perfis adimensionais de momentos estatísticos da turbulência acima de floresta, comparados aos perfis que usam a velocidade de fricção e o comprimento de Obukhov como escalas de adimensionalização.

2 Material e Métodos

2.1 Sítio Experimental e Dados

A Reserva Biológica do Jarú (Rebio-Jarú) está localizada no Município de Ji-Paraná-RO. Na reserva predomina uma floresta tropical em uma área de aproximadamente 268.150 hectares, com altura média da copa de 35 m, e com algumas espécies atingindo até 45 m de altura (MCWILLIAM et al., 1996). O índice de área foliar é de aproximadamente 4,6 (WRIGHT et al., 1996). Na Rebio-Jarú foi instalada uma torre de alumínio de 60 m de altura a qual foi provida de instrumentos micrometeorológicos para a medição do balanço de radiação, fluxos turbulentos de *momentum*, calor latente e sensível, fluxo de calor no solo, perfis de velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa, além de medida de precipitação no topo da torre. Na maior parte da campanha intensiva os dados de resposta rápida foram medidos a 16 Hz, enquanto que os de resposta lenta foram medidos a 0,1 Hz (Dias-Júnior et al., 2013). Os instrumentos e período de dados utilizados neste trabalho estão discriminados na Tabela 1.

Tabela 1 – Instrumentação da torre na reserva Rebio-Jarú, período utilizado e taxa de amostragem dos dados

Taxa de Amostragem (Hz)	Período	Alturas (m)	Instrumentos
-------------------------	---------	-------------	--------------

0,1	Dias julianos 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 55, 56, 57 e 58, do ano de 1999.	14.30, 25.65, 32.8, 37.8, 40.25, 42.9, 47.7, 50.55, 55, 58	Anemômetro de copo (Low Power A100L2, Vector InstrumentsInc.)
16	Dias julianos 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 55, 56, 57 e 58, do ano de 1999.	45	Anemômetro sônico 3-D (CSAT3, Campbell Scientific Inc.)

Para verificar a qualidade dos dados de turbulência e para realizar análises subsequentes, foi implementado o procedimento de detecção e remoção de picos isolados nas séries temporais, assim como tendência linear, de acordo com a metodologia de Vickers e Mahrt (1997). Efetuamos médias de 30 min nos dados, com base na hora local, e foram considerados apenas os dados pertencentes ao período diurno (de 08h às 17h, hora local). Os perfis que apresentaram um erro de ajuste do polinômio de terceira ordem maior que 3% foram excluídos, assim como aqueles perfis em que a altura do ponto de inflexão foi menor que 33 m.

2.2 – Métodos

2.2.1- Parâmetro clássico da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov

A Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) tem sido uma das mais bem-sucedidas tentativas de representar os fenômenos da Camada Limite Superficial (CLS) mediante relações universais. No entanto, as hipóteses de similaridade assumem que o escoamento é horizontalmente homogêneo, quase estacionário, e que os fluxos turbulentos de calor e *momentum* são constantes com a altura na CLS (Thom et al., 1975). Para superfícies que apresentam o elemento de rugosidade com altura considerável, tal como a floresta amazônica, algumas variações da teoria foram necessárias, porém, mesmo com tais adaptações, é provavelmente inadequada (ZAHN et al., 2016; CHOR et al., 2017; DIAS-JUNIOR et al., 2019), razão pela qual outros parâmetros são procurados para definir escalas características de comprimento e velocidade em tais condições.

Neste trabalho usa-se a velocidade de fricção u_* , parâmetro clássico da TSMO, em perfis adimensionais como comparativo, definido na forma abaixo.

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/2} \quad (1)$$

onde $(\overline{u'w'})$ e $(\overline{v'w'})$ são os fluxos cinemáticos de *momentum*.

2.2.2 Informações contida no Ponto de inflexão no perfil do vento (PI)

Consideremos um fluido em um recipiente onde uma parte tem uma velocidade v_0 , e outra parte tem uma velocidade $v_0 + \Delta v$, na interface desses dois escoamentos haverá atrito definido como cisalhamento. De forma análoga, um perfil de vento próximo de um dossel irá desenvolver esses dois escoamentos com velocidades diferentes, e inevitavelmente se desenvolverá um ponto de inflexão nesse perfil. Escoamentos deste tipo são instáveis, e vários pesquisadores (por exemplo, ACTON, 1976) observaram que perturbações levam ao desenvolvimento de padrões repetitivos de vórtices, conhecidos como ECs (Raupach et al., 1996).

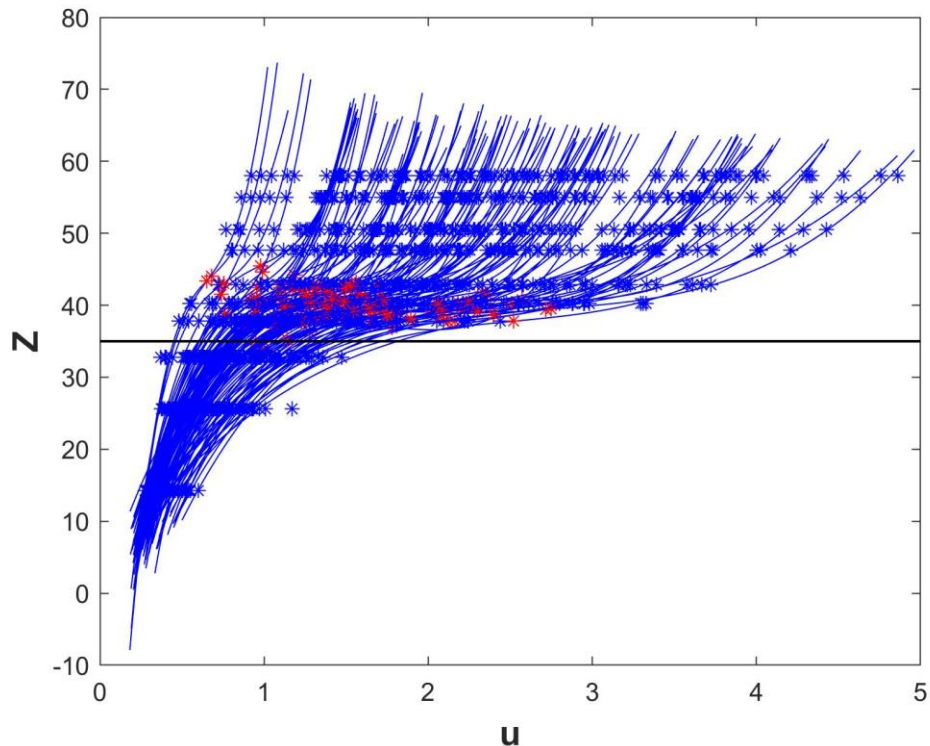


Figura 1 – Perfis verticais da velocidade do vento na Reserva Biológica do Jarú. As linhas contínuas azuis correspondem ao ajuste polinomial de terceira ordem para os perfis verticais do vento. O asterisco vermelho mostra a altura do ponto de inflexão. A linha contínua de cor preta é a altura média do dossel florestal.

Em ambientes que apresentam o elemento de rugosidade suficientemente elevados, como é o caso da Reserva Biológica do Jarú, o perfil do vento apresentará o aspecto em forma de S. Dessa forma, uma função polinomial de terceiro grau foi desenvolvida para as medidas disponíveis do perfil do vento e um melhor ajuste foi realizado (THOMAS e FOKEN, 2007; DIAS-JÚNIOR et al., 2013). Na Fig. 1 pode-se ver todos os perfis analisados no presente estudo e seus respectivos polinômios, sendo a linha contínua de cor preta a altura média do dossel florestal.

Uma vez determinada a função de melhor ajuste, foi calculada sua derivada de segunda ordem, e foi determinada a velocidade do vento em PI (u_i), no nível em que a derivada igualou a zero. De posse dessa informação é possível determinar a altura do ponto de inflexão (z_i), que está em vermelho na Fig. 1.

Outro parâmetro usado nesse trabalho foi a escala de comprimento associado ao cisalhamento do vento na altura z_i . De acordo com Raupach et al. (1996), toda camada onde ocorre um cisalhamento do vento apresenta uma espessura característica (L_s). Isto é definido abaixo:

$$L_s = \frac{u_i}{du/dz} \quad (4)$$

onde u_i é a velocidade média no PI do vento, e du/dz o gradiente vertical da velocidade do vento médio. A nossa metodologia para calcular essa escala é similar ao realizado por Marshall et al. (2002).

3 Resultados e Discussão

Na Fig. 2 são mostrados os perfis adimensionais da velocidade do vento. Na Fig. 2a as alturas z foram normalizadas por z_i e L_s e a velocidade do vento (u) foi normalizada por u_i . Já na Fig. 2b z e u foram normalizados por h (altura do dossel) e u_h (velocidade do vento no topo do dossel), respectivamente. É possível notar que as figuras apresentam o mesmo comportamento quanto à forma, porém observa-se uma dispersão consideravelmente maior na Fig. 2b.

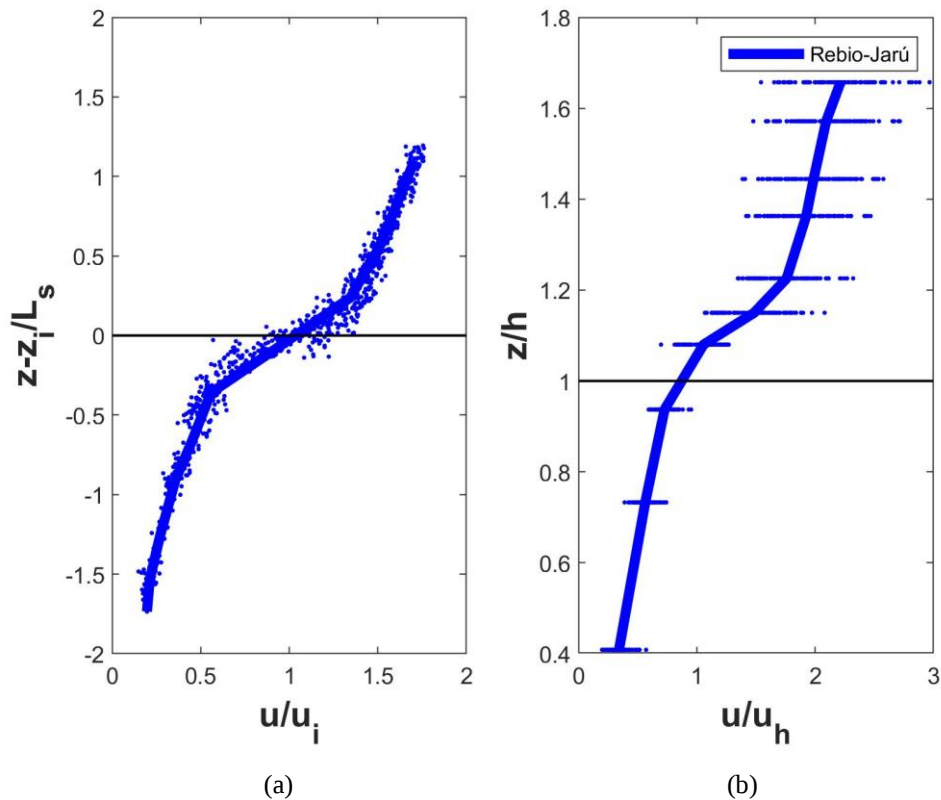


Figura 2 – Perfil adimensional da velocidade do vento médio. (a) Usou-se a altura do ponto de inflexão (z_i) e a escala de comprimento associada ao cisalhamento do vento (L_s) para a normalização de z , e usou-se a velocidade do vento na altura z_i (u_i) para a normalização de u . (b) z e u foram normalizados pela escala de comprimento associada com a altura do dossel (h) e com a velocidade do vento em h (u_h), respectivamente. A linha horizontal contínua de cor preta indica a altura média do dossel

Raupach et al. (1989) e Brown e Roshko (1974) sugeriram que os perfis de velocidade deveriam ser normalizados por z_i em vez da altura média do dossel florestal (h), com velocidades expressadas com a razão u/u_i (conforme mostrado na Fig. 2a). De acordo com eles, as escalas z_i e u_i já carregam consigo informações relacionadas a copas de alturas variáveis, e topografias complexas, dentre outras.

Outro trabalho que merece atenção é o de Marshall et al. (2002), onde foi usado dados de túnel de vento para escoamentos acima de três dosséis florestais com rugosidades significativamente diferentes. Eles observaram que as escalas z_i , L_s e u_i eram as mais apropriadas para a obtenção de perfis adimensionais universais.

Elaborou-se a Fig. 3, onde são mostrados os perfis adimensionais: do desvio padrão da velocidade horizontal do vento (σ_u) o qual é normalizado por u_* (Fig. 3a) similar ao realizado por Marshall et (2002); a Fig. 3b normalizado por u_i é o perfil adimensional proposto por este trabalho, e até onde se sabe é a primeira vez que esse ajuste é proposto; e finalmente u_h (Fig. 3c), proposto por Sá e Pacheco (2006). É possível observar que os três perfis revelam uma semelhança visual quanto a forma do perfil. Contudo a dispersão é consideravelmente menor nas Figs. 3b e 3c.

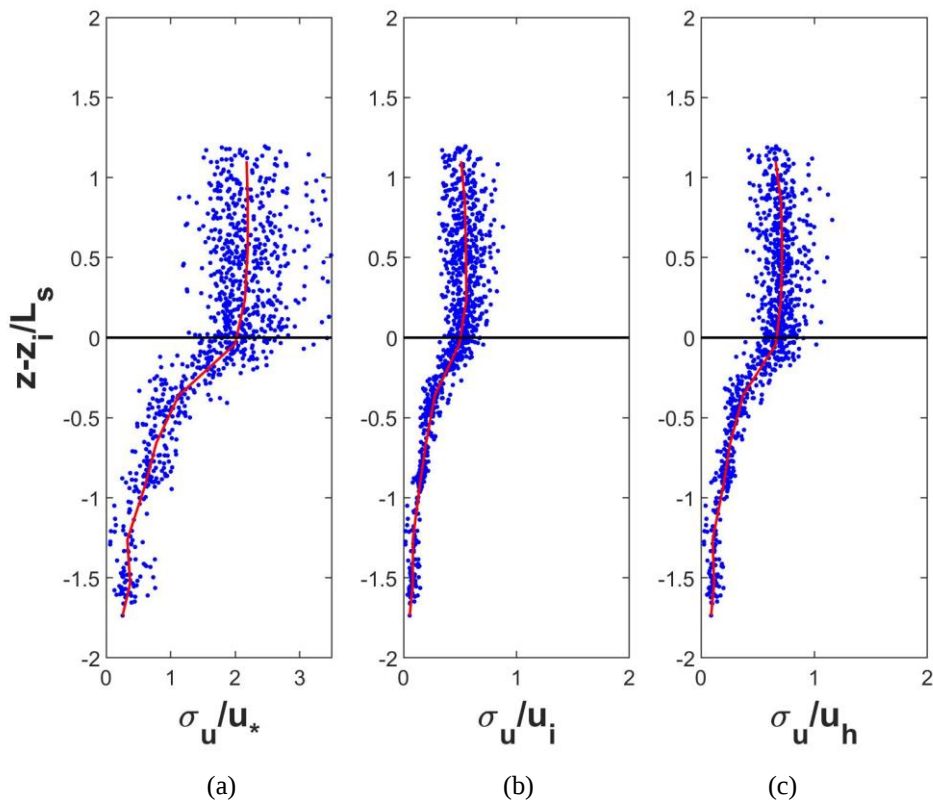


Figura 3 – Perfil adimensional do desvio padrão da velocidade média do vento (σ_u). (a) Usou-se a altura do ponto de inflexão (z_i) e a escala de comprimento associada ao cisalhamento do vento (L_s) para a normalização de z , e usou-se a velocidade de fricção u_* para a normalização de σ_u . (b) Similar a Fig. 3a, mas agora σ_u está normalizado por u_i . (c) Similar a Fig. 3a, mas agora σ_u está normalizado por u_h .

Em posse desses perfis, buscou-se então uma função f , polinomial de terceira ordem, que relacionam-se os eixos verticais e horizontais com os melhores valores para os estimadores coeficiente de determinação (R^2) e raiz do quadrado médio do erro (RQME), conforme mostrado na Tabela 2.

Tabela 2 – Funções polinomiais de terceira ordem de melhor ajustes da Fig. 3, e seus respectivos estimadores: coeficiente de determinação (R^2) e raiz do quadrado médio do erro (RQME).

Figura	Função f	R^2 (%) (Ruim - 0 Ótimo - 1)	RQME (Ótimo - 0 Ruim - Maior que 1)
3(a)	$-0.4769 \left(\frac{\sigma_u}{u_*}\right)^3 - 0.5381 \left(\frac{\sigma_u}{u_*}\right)^2 + 1.3 \left(\frac{\sigma_u}{u_*}\right) + 1.853$	0,72	0,41
3(b)	$-0.1351 \left(\frac{\sigma_u}{u_i}\right)^3 - 0.1553 \left(\frac{\sigma_u}{u_i}\right)^2 + 0.3376 \left(\frac{\sigma_u}{u_i}\right) + 0.4698$	0,76	0,09
3(c)	$-0.1712 \left(\frac{\sigma_u}{u_h}\right)^3 - 0.2044 \left(\frac{\sigma_u}{u_h}\right)^2 + 0.4259 \left(\frac{\sigma_u}{u_h}\right) + 0.6161$	0,78	0,11

Embora o coeficiente de determinação não seja o mais indicado para este tipo de análise, pois não se trata de uma regressão linear, pode-se observar que, os perfis mostrados nas Figs 3b

e 3c apresentam os melhores valores, pois quanto maior o valor de R^2 , melhor é o ajuste da função à amostra. Quando se observam os valores do segundo estimador (RMSE), as diferenças aumentam, porém, agora os melhores resultados estiveram associados as escalas usadas na Fig 3b.

A Fig. 4 mostra o ajuste loglinear utilizando-se dados medidos dentro da copa. Para obter as relações gerais, procurou-se estabelecer uma relação entre as velocidades médias do vento, adimensionalizadas, u/u_i , e funções de $-(z - z_i)/L_s$. Então, admitiu-se que u_i é uma escala característica da velocidade do vento dentro da copa e que $-(z - z_i)/L_s$ é um valor correspondente a uma profundidade adimensional dentro da copa. Após testes para estabelecer a função f que permitisse o melhor ajuste para $u/u_i = f[-(z - z_i)/L_s]$, chegou-se ao seguinte resultado:

$$u/u_i = - 4.014 \log \left[\frac{z - z_i}{L_s} \right] + 1.288 \quad (5)$$

além disso, encontrou-se $R^2 = 0,90$ e o RMSE = 0.2 para este ajuste.

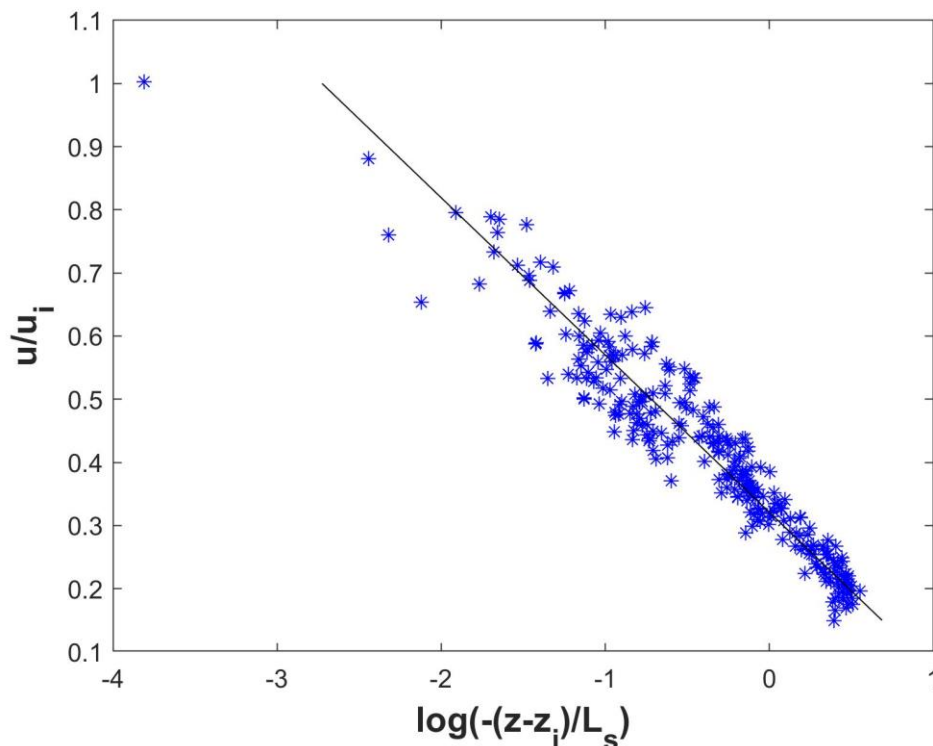


Figura 4 – Ajuste loglinear dos dados adimensionais de velocidade média do vento dentro da copa em função de uma profundidade adimensional. A linha contínua é o ajuste loglinear e o asterisco é a velocidade média do vento adimensional.

Podemos afirmar que há uma relação geral para os perfis adimensionais de velocidade do vento dentro da copa da floresta Amazônica em Rondônia e que a informação contida no ponto de inflexão do perfil vertical de velocidade, desempenha um papel chave.

Os resultados acima sugerem que as informações contidas no ponto de inflexão no perfil vertical do vento, obtidas para adimensionalizar os perfis verticais de velocidade média do vento dentro da copa, assim como acima dela, podem ser usadas para elaborar perfis adimensionais universais de velocidade do vento.

4 Conclusão

Foi apresentada uma relação de similaridade para os perfis de velocidade média do vento acima e dentro da copa da Floresta Amazônica na Reserva Biológica do Jarú em Rondônia. Para isto foram investigados vários parâmetros característicos de comprimento e de velocidade associados à rugosidade da floresta para adimensionalizar os perfis acima e dentro da copa. Foi demonstrado que parâmetros de escala que apresentam apenas informações contidas no ponto de inflexão do perfil vertical de velocidade média do vento são suficientes para exprimir a velocidade média do vento acima e dentro da copa florestal, assim como outros momentos estatísticos.

Mais estudos em outros sítios devem ser realizados para verificar o grau de generalidade da relação de similaridade para o perfil vertical adimensionalizado de velocidade média do vento encontrada para os dados da Reserva Biológica do Jarú, em Rondônia. Pesquisas devem ser efetuadas no sentido de verificar se os parâmetros de escala que proporcionaram relações gerais para os perfis de velocidade de vento dentro e imediatamente acima da floresta também são úteis para obter relações gerais para outros momentos estatísticos associados à velocidade de vento e outras grandezas micrometeorológicas.

Estudos devem determinar até que altura acima da floresta são válidas as relações adimensionais que se mostraram adequadas próximo e dentro da copa florestal.

Referências Bibliográficas

Acton, E. **The Modelling of Large Eddies in a Two-Dimensional Shear Layer**, J. Fluid. Mech. 76, 561–592, 1976.

Bosveld, F. C.; Holtslag, A. A. M.; Van Den Hurk, B. J. J. M. **Nighttime convection in the interior of a dense douglas fir forest**, Boundary-Layer Meteorology, v. 93, p.171-195, 1999.

Brown, G. L. and Roshko, A. **On Density Effects and Large Structures in Turbulent Mixing Layers**, J. Fluid. Mech. 64, 775–816, 1974.

Chor, T. L.; Dias, N. L.; Araújo, A.; Wolff, S.; Zahn, E.; Manzi, A. O.; Trebs, I.; Sá, M. O.; Teixeira, P. R.; Sörge, M. **Flux-variance and flux-gradient relationships in the roughnesssublayer over the Amazon forest**. Agricultural and Forest Meteorology, 239, 213–222, 2017.

Dias-Júnior, C. Q.; Sá, L. D. A.; Pachêco, V. B.; Souza, C. M de. **Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the Amazon forest**. Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics (ISSN: 0167-6105). v. 115: 1-8, doi: 10.1016/j.jweia.2012.12.019, 2013.

Dias-Júnior, C. Q.; Sá, L. D.; Marques Filho, E. P.; Santana, R. A.; Mauder, M.; Manzi, A. O. **Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the Amazon forest**. Agricultural and forest meteorology, 233, 122-132, 2017.

Dias-Júnior, C. Q. et al. **Is there a classical inertial sublayer over the Amazon forest?**. Geophysical Research Letters, v. 46, n. 10, p. 5614-5622, 2019.

Finnigan, J. **Turbulence in plant canopies**. Annual review of fluid mechanics, 32(1), 519-571, 2000.

Högström, U.; Bergström, H. **Organized turbulence in the near-neutral atmospheric surface layer**. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 53, n. 17, p. 2452-2464, Sep. 1996.

Mahrt, L.; Lee, X.; Black, A.; Neumann, H.; Staebler, R. M. **Nocturnal mixing in a forest subcanopy**. Agricultural and Forest Meteorology, v. 101, p. 67-78, 2000.

Marshall, B.J.; Wood, C.J.; Gardiner, B.A.; Belcher, B.E. **Conditional sampling of forest canopy gusts**. Boundary-Layer Meteorol. 102, 225-251, 2002.

McWilliam, A. L. C.; Cabral, O. M. R.; Gomes, B. M.; Esteves, J. L.; Roberts, J. **Forest and pasture leaf-gas exchange in south-east Amazonia**. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. eds. Amazonia deforestation and climate. Chichester: John Wiley. p. 265-285, 1996.

Paw U, K.T.; Brunet, Y.; Collineau, S.; Shaw, R.H.; Maitani, T.; Qiu, J.; Hipps, L. **On coherent structures in turbulence within and above agricultural plant canopies**. Agric. For. Meteorol., 61: 55-68, 1992.

Raupach, M. R.; Finnigan, J. J.; Brunet, Y. **Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy**. Boundary-Layer Meteorology, v. 78, n. 3-4, p. 351-382, Mar. 1996.

Raupach, M. R.; Finnigan, J. J.; Brunet, Y. **Coherent eddies in vegetation canopies**, In: Fourth Australasian Conference on Heat and Mass Transfer. Chistchurch, New Zeland, p. 75-90, 1989.

Sá, L. D. A.; Pachêco, V.B. **Wind Velocity Above and Inside Amazonian Rain Forest in Rondônia**. Braz. J. Meteorol. 21, 50-58, 2006.

Shuttleworth, J. W.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C. J.; Roberts, J.; Marques Filho, A. O.; Fisch, G. F.; Silva Filho, V. P.; Ribeiro, M. N. G.; Molion, L. C. B.; Sá, L. D. A.; Nobre, C. A.; Cabral, O. M. R.; Patel S. R.; Moraes, J. C. **Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest**. Weather, v. 40, n. 4, p.102-108, 1985.

Thomas, C.; Foken, T. **Flux contribution of coherent structures and its implications for the exchange of energy and matter in a tall spruce canopy**. Boundary-Layer Meteorology, 123(2), 317-337, 2007.

Thom, A. S.; Stewart, J. B.; Oliver H. R.; Gash, J. H. C. **Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.101, n. 427, p. 93-105, Jan. 1975.

Vickers, D.; Mahrt, L. **Fetch Limited Drag Coefficients**. Boundary-Layer Meteorology, 85, 1: 53-79, October, 1997.

Wright, J. R.; Nobre, C. A.; Tornasella, J.; Rocha, H. R. da; Robert, J. M.; Vertamatti, E.; Culf, A. D.; Alvalá, R. C. dos S.; Ubarana, V. N. **Towards a GCM parameterization for Amazônia**. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L., eds. Amazonia deforestation and climate. Chichester: John Wiley, p. 473-504, 1996.

Zahn, E.; Dias, N. L.; Araújo, A.; Sá, L. D. A.; Sörge, M.; Trebs, I.; Wolff, S.; Manzi, A. O. **Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of na Amazonian forest**. Atmos. Chem. Phys., 16, 11349–11366, 2016.