

DETERMINAÇÃO DA CONSTANTE DE von-KÁRMÁN A PARTIR DE DADOS COLETADOS NA AMAZÔNIA

VICENTE DE PAULA SILVA FILHO, YELISETTY VISWANADHAM & JESUS MARDEN DOS SANTOS

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12201-970 São José dos Campos, SP, Brasil

RESUMO

O parâmetro constante de von-Kármán (k) tem importância fundamental em estudos de mecânica dos fluidos e ciências aplicadas. A literatura especializada apresenta discussões controversas referentes a valores de k variado desde 0,2 até 0,8. Neste trabalho o valor de k é estimado a partir dos dados coletados em uma floresta virgem de Terra Firme na Amazônia, a qual é parte integrante da Reserva Florestal Duck (2°57'S; 59°57'W), localizada próximo a Manaus, Amazonas. Valores de k são obtidos usando-se dados de velocidade de fricção (u_*) e velocidade do vento em perfil, para condições de quase-neutralidade, coletados simultaneamente. Como resultado tem-se $k = 0,38$, com um desvio padrão de 0,17, valor para o qual convergem os publicados na literatura. Observa-se que os erros devidos às estimativas de z_0 (comprimento da rugosidade) e d (deslocamento do plano zero) são responsáveis por cerca de 90% do erro total, enquanto cerca de apenas 10% deste erro é decorrente das estimativas dos valores de u_* . Uma possível diminuição de k com o aumento do número de Reynolds, não foi detectada para este caso.

ABSTRACT

The von-Kármán constant (k) has fundamental importance in the studies of fluid mechanics and applied sciences. A number of controversial discussions is found in the literature concerning to k value ranging from 0.2 to 0.8. This work presents a study of k based on data sets collected at a site of Terra Firme forest located inside of the Duck Reserve area (2°57'S; 59°57'W), near Manaus-AM, Brazil. Values of k are obtained from simultaneous measurements of friction velocity u_* and quasi-neutral wind profiles. A mean value of $k = 0.38$ (with a standard deviation of 0.17) is obtained. This value compares well with most published in the literature. It is observed that the errors in the roughness parameter (z_0) and zero-plane displacement (d) are responsible for approximately 90% of total error. The remaining 10% are due to errors possibly embedded in u_* . The decrease of k with increase of the Reynolds number is not noticed from the present data sets.

1. INTRODUÇÃO

A parametrização dos processos turbulentos da camada limite superficial da atmosfera, permite uma significativa melhora nos resultados obtidos em modelagem numérica, tanto de meso quanto de grande escala. A constante dimensional de von-Kármán (k), é de importância fundamental nos estudos de parametrização e modelagem. Alguns autores tem procurado determinar o valor de k com precisão de centésimos, e como os resultados obtidos por estes autores apresentam uma grande

dispersão entre si (valores variando desde 0,2 até 0,81 (Plate, 1971)), a precisão procurada torna-se controversa. Uma breve revisão na literatura, mostra Sheppard (1947) tentando encontrar uma correspondência entre o valor de k determinado na atmosfera (0,46) e aquele encontrado em laboratório por Nikuradse em 1932 e 1933, ($k = 0,40$). Priestley (1959), analisando os dados de perfis de vento obtidos por Deacon et al. (1956), concluiu que o melhor valor para k seria 0,40; no entanto, Businger et alii (1971), usando dados coletados sobre uma plantação de trigo, chegaram à conclusão que 0,35 seria um valor mais re-

representativo. Experimentos em túneis de vento sugerem que o valor desta constante seja 0,40 (Businger, 1973). Atualmente, a exemplo de Kondo & Sato (1982), Hogstrom (1985) e outros, há uma tendência a utilizar-se valores próximos a 0,38 para representar k .

Como visto, ainda não se possui um valor exato para a constante k . Considerando que a Amazônia por sua arquitetura e por ocupar uma vasta área do continente sul-americano, é considerada como uma das mais importantes florestas tropicais do globo (Collins & Attenborough, 1990), faz-se necessário o conhecimento do valor de k , para que os estudos meteorológicos envolvendo esta floresta sejam feitos com maior propriedade.

Neste trabalho, procurou-se obter um valor para k , usando dados coletados sobre uma floresta de Terra Firme da Amazônia. Para tanto, a validade do perfil logarítmico acima do dossel sobre a floresta foi assumida. O valor de k é obtido através da equação logarítmica para o perfil do vento quando os valores de fluxo de momentum, dos parâmetros de rugosidade e de velocidade do vento, com suas respectivas alturas, são conhecidos. Entende-se que estudos mais complexos, envolvendo metodologias mais sofisticadas tais como o uso da equação da energia cinética turbulenta (Stull, 1988) e simulações em túneis de vento, poderiam eventualmente fornecer um valor mais preciso para k ; entretanto, optou-se por uma metodologia simples que permitisse o uso de dados já coletados e, observando-se os possíveis problemas decorrentes do seu uso, fornecesse resultados que fossem adequados à estudos micrometeorológicos e de modelagem numérica.

2. METODOLOGIA

Sabe-se que quando o regime de vento sobre uma superfície lisa, em uma camada limite superficial horizontalmente homogênea encontra-se sob condições de quase-neutralidade, a forma do perfil vertical do vento médio pode ser assumida como logarítmica. Os resultados reportados por Thompson (1978), Tajchman (1981), Raupach & Thom (1981), Grant & Masson (1990) e ainda Viswanadham et alii (1990) mostram que, quando modificado pela introdução do deslocamento do plano zero (d), a validade do perfil logarítmico pode ser expandida para superfícies de alta rugosidade, tais como florestas. O deslocamento do plano zero é entendido como sendo aquele nível onde uma superfície teórica deve ser colocada, visando a validar a lei logarítmica dentro da sub-camada inercial em condições de neutralidade. A equação do perfil logarítmico, válida sob condições de quase-neutralidade, quando usada para representar o escoamento sobre vegetação de porte alto, assume a seguinte forma (Raupach & Thom, 1981):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0}$$

onde z é a altura acima da superfície, $u(z)$ é a velocidade média do vento no nível z , z_0 é o parâmetro de rugosidade da superfície e u_* é a velocidade de fricção.

A utilização de dados de fluxo de momentum e de perfis de vento médio sob as condições descritas acima, possibilitam a obtenção do valor de k (Kondo & Sato, 1982; Pruitt et alii, 1973). O método iterativo proposto por Robinson (1962) (aqui indicado por método de Robinson) foi inicialmente idealizado para a determinação dos valores de z_0 e d . Uma vez conhecidos, estes valores podem, conjuntamente com os de u_* , ser aplicados à perfis de vento sob condições de estabilidade quase-neutra para a determinação do valor de k . Usando os dados obtidos nos vários níveis do perfil de vento e valores de z_0 e d previamente determinados, o método de Robinson permite obter um valor constante V que representa a razão entre u_* e k ($V = u_*/k$). Com os valores de V obtidos através deste método e os de u_* , através do método de covariâncias pelo uso de um anemômetro sônico (Shuttleworth et alii, 1988), pode-se determinar $k = u_*/V$. Depois de algumas manipulações e considerações algébricas na equação logarítmica para o perfil do vento, chega-se a equações que permitem a obtenção dos valores de $D (=z_0+d)$, V e z_0 (Robinson, 1962). Sendo u_* constante para cada perfil individualmente, V também o será, já que k é constante para qualquer situação. V é calculado usando-se todos os valores de velocidade do vento para cada perfil médio (Robinson, 1962) e pode ser obtido desde que o número de níveis no perfil seja maior ou igual a 3. k então é obtido a partir dos valores de V e u_* .

Como se sabe, a lei logarítmica para o perfil de vento só é válida quando as condições de estabilidade são de neutralidade. O grau de estabilidade nos perfis pode ser obtido através do número de Richardson (Ri) (Stull, 1988). Quando a condição de estabilidade neutra ocorre, o número de Richardson assume um valor nulo ($Ri = 0$). $Ri > 0$, indica condição de equilíbrio estável e $Ri < 0$ indica condição de instabilidade.

3. SÍTIO EXPERIMENTAL E DADOS UTILIZADOS

O sítio experimental (2°57'S; 59°57'W), considerado representativo da floresta de Terra Firme de Amazônia, está localizado na Reserva Florestal Duck, distante 25 km a NE da cidade de Manaus, AM, Brasil. O relevo apresenta ondulações suaves e a floresta mostra-se homogênea por, no mínimo, 5 km em qualquer das direções. A altura média das árvores é de 35 m, sendo que algumas atingem 50 m. Para a obtenção dos dados, utilizou-se uma torre com 45 m de altura representando uma relação de fetch menor que 1/500. Além disso, foi erguido um mastro no topo da torre que elevou o nível mais alto para 48,69 m acima do solo. Os dados de temperatura poten-

cial foram coletados com o auxílio de um sistema de intercâmbio de termômetros - TIS, descrito por McNeill et alii (1975), nos níveis 35,69; 39,33; 41,03 e 44,66 m; níveis estes usados para o cálculo dos valores de Ri . No TIS foram usados sensores de cristal de quartzo com precisão de $0,01^{\circ}\text{C}$ (os detalhes a respeito destes sensores, calibração, exposição e performance podem ser obtidos em Gash & Stewart (1975)). Os dados de vento, foram coletados em três outros níveis, além daqueles onde coletou-se os dados de temperatura, que são: 37,52; 42,28 e 48,69 m. As medidas da velocidade do vento foram feitas com anemômetros de concha, modelo Sheppard modificado (Stewart & Thom, 1973), calibrados para velocidades de vento entre 0,7 e 12 m/s; este modelo de anemômetro, permite uma precisão de até 0,1 cm/sec. As medidas do fluxo de momentum foram obtidas com um protótipo de anemômetro sônico (denominado Hydra) do Institute of Hydrology do Reino Unido, instalado 13 m acima do nível médio do dossel (48 m acima do nível do solo) (Shuttleworth et alii, 1982). Segundo Moore (1986) os valores de u_* , medidos diretamente com o protótipo de Hydra usado no experimento em questão, podiam apresentar erros de até 10%. Os valores de z_0 e d utilizados, foram aqueles publicados por Silva Filho (1988) isto é, $z_0 = 1,38$ m e $d = 32,73$ m.

A condição de estabilidade neutra ($Ri = 0$) é impossível de ser obtida na prática; normalmente o que se faz para contornar este problema é assumir um intervalo de quase-neutralidade que pode ser considerado dentro do limite de erros cometidos durante a coleta e processamento dos dados e que seja pequeno o suficiente para garantir que apenas os perfis com a forma logarítmica sejam escolhidos. Em seu trabalho, Priestley (1959) considerou que Ri entre $-0,02$ e $0,03$, satisfaria esta condição. Visando minimizar erros através da diminuição do desvio padrão encontrado, e considerando estatisticamente permissível (uma vez que foram encontrados 116 casos), a condição de quase-neutralidade com Ri entre $-0,015$ e $0,015$ foi assumida.

Os perfis de vento foram medidos a cada vinte minutos e os de fluxo de momentum a cada hora. Para compatibilização do conjunto de dados, calculou-se médias horárias dos perfis de vento e temperatura. Para cada perfil médio horário, foram calculados dois valores de Ri . Estes valores foram obtidos usando-se os níveis do TIS, tomados dois a dois (35,69-39,33 m e 41,03-44,66 m), o que corresponde a duas camadas distintas. Um perfil foi considerado sob condições de quase-neutralidade quando ambos os valores de Ri encontravam-se dentro do intervalo estabelecido.

Os resultados apresentados referem-se a duas campanhas de coleta de dados realizadas entre 17 de julho e 31 de agosto de 1984 (3^a campanha - período seco) e entre 15 de março e 15 de maio de 1985 (4^a campanha - período úmido).

4. RESULTADOS

Os resultados de Raupach et alii (1980) e Viswanatham et alii (1990) permitem concluir que para a Floresta Amazônica, a lei logarítmica pode ser aplicada acima dos 35 m de altura. Desta forma, apenas os níveis de vento medidos acima do dossel foram utilizados.

Para cada intervalo de uma hora obteve-se um valor de k . Foram encontrados 116 intervalos de uma hora onde as condições de quase-neutralidade exigidas eram satisfeitas. O valor médio encontrado para a constante de von-Kármán foi 0,38. A dispersão dos valores obtidos, pode ser avaliada através do desvio padrão que apresentou um valor de 0,17. Como pode ser visto, o desvio padrão encontrado foi relativamente alto; fato este provavelmente provocado por uma série de fatores a serem abordados no item 4.1 abaixo. Por outro lado, analisando valores de k publicados na literatura, observa-se que o valor encontrado neste trabalho, parece ocupar uma posição para a qual os outros convergem. Alguns destes valores são mostrados na Tabela 1.

4.1 Alguns erros envolvidos no processo

O escoamento sobre uma superfície rugosa é influenciado por suas características geométricas e térmicas, não só pela difusão gerada devido à turbulência provocada pelos elementos de rugosidade, mas também pela distribuição espacial de fontes e sumidouros de calor e vapor d'água. Mesmo que a superfície em questão obedeça um certo grau de homogeneidade, é possível que, quando coletados em pontos diferentes, os valores do fluxo não sejam os mesmos, o que seria refletido diretamente nos valores medidos de u_* . Quanto a z_0 e d , Panofsky (1984) observou que o valor de z_0 aumenta com o aumento na altura onde os dados de velocidade do vento são coletados. Por outro lado, Hicks et alii (1979) indicaram que d pode variar ao longo do dia, localizando-se próximo do topo do dossel da floresta ao amanhecer (quando o sol está próximo do horizonte), e aproximando-se significativamente da superfície do solo com o aumento da penetração da insolação no dossel. Erros na determinação de d podem também ser causados por ondulações do dossel devido à possíveis variações no vento a montante, condições estas que podem ser dependentes da direção do vento e da estrutura da superfície. Imprecisões nas medidas dos perfis de vento, utilizadas para definir as condições de quase-neutralidade sobre a floresta, constitui outra fonte de possíveis erros nos cálculos de z_0 e d . Nesta metodologia, o valor de k é sensível aos erros que possam ser cometidos na determinação dos valores de z_0 e d , e/ou durante a obtenção de u_* .

Valores de z_0 , d e V foram calculados através do método de Robinson para cada um dos 116 perfis, visando a verificação do efeito de sua variação sobre o valor de

k. Estes valores foram plotados na Figura 1 que mostra a relação encontrada entre k e $D (= z_0 + d)$, para cada uma das campanhas, quando os dados obtidos nos 5 e 6 níveis mais altos no perfil são analisados separadamente para cada uma das campanhas. Nota-se que o aumento no valor de k é proporcional ao aumento no valor de D e que a razão deste aumento torna-se elevada quando D se aproxima dos valores 37,52 e 39,33 m. Isto indica que, em termos percentuais, os erros sobre o valor de k seriam maiores no caso em que as estimativas de D fossem para valores maiores que o real. A análise individual dos valores de z_0 e d mostrou que o aumento de D deve-se a um aumento em d e, como previsto por Tajchman (1981), sempre que d aumentava, z_0 diminuía. Quando o valor de D se aproxima, por baixo, da altura do nível mais baixo do perfil usado em cada caso, z_0 tende a se anular forçando uma queda brusca no valor de V e um conseqüente aumento no valor de k. A diferença observada entre os resultados das duas campanhas decorre do fato de que o cisalhamento do vento foi menor (em média) na 3ª que na 4ª campanha, induzindo a que menores valores de k fossem obtidos nesta última, quando considerado o mesmo número de níveis.

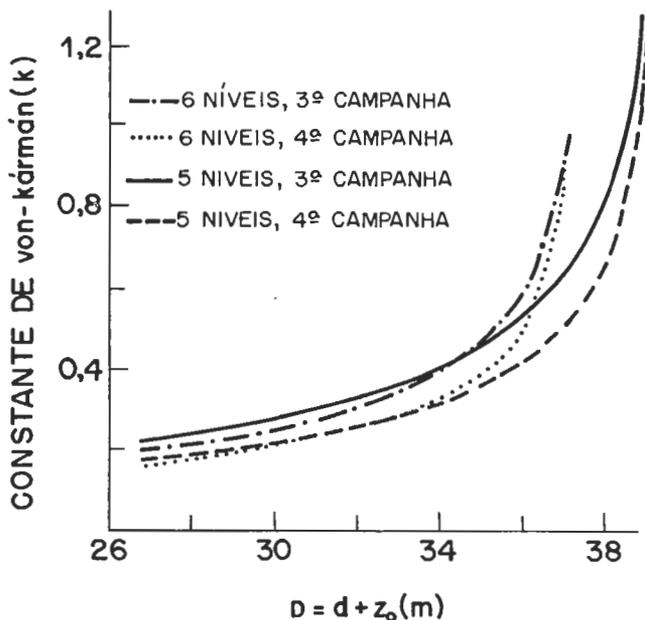


Figura 1. Variação da "constante" de von-Kármán em função de D.

Para calcular o efeito dos erros cometidos em u_* nos valores de k, foram considerados os mesmos perfis e níveis usados no cálculo do valor médio de k. Variações que implicassem em erros de 0 a 10% foram impostas aos valores medidos de u_* e os valores médios de k fo-

ram então calculados. A resposta a estas imposições pode ser observada na Figura 2, indicando uma variação linear de k com u_* , e permitindo concluir que qualquer erro cometido em u_* reflete-se com o mesmo percentual, no valor calculado para k.

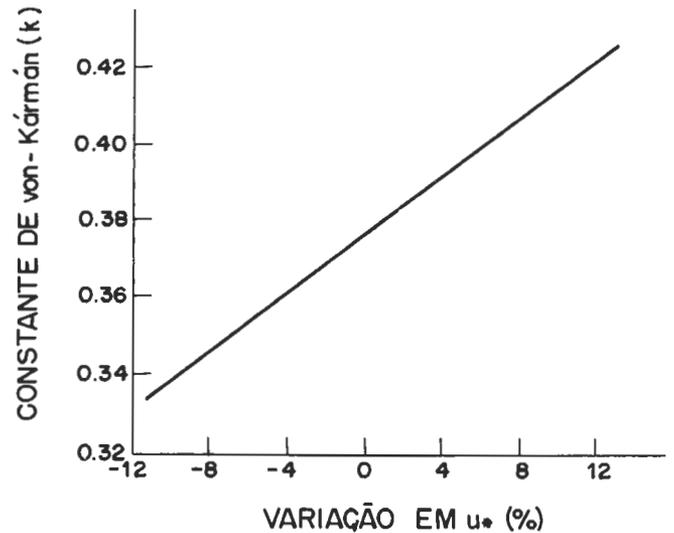


Figura 2. Efeito dos possíveis erros de u_* em k.

4.2 O número de Reynolds

Vários autores (Hogstrom, 1985; Kondo & Sato, 1982; Tennekes, 1968) tentaram detectar variações sistemáticas em k, como função de diferentes parâmetros. Para verificar a existência de uma possível variação de k com o número de Reynolds ($Re = U(z-d)/\nu$), o seu valor foi calculado para cada perfil médio horário, sendo U a velocidade média do vento nos 5 níveis mais altos, (z-d) a altura média obtida por média geométrica e ν a viscosidade cinemática do ar. Em condições normais, a atmosfera apresenta valores de Re variando entre 10^4 e 10^8 . Para as duas campanhas citadas, encontraram-se valores de Re entre 10^6 e 2×10^6 , com a maior frequência próxima a $Re = 1,6 \times 10^6$. A Figura 3 mostra a relação encontrada entre k e Re . O desvio padrão é apresentado pelas barras verticais e os números acima das barras representam a quantidade de dados usada. Como pode ser observado, os valores encontrados para k apresentam-se crescentes até próximo ao ponto onde $k = 1,6 \times 10^6$; depois deste ponto a situação se inverte e uma leve queda no valor de k é registrada. Embora afirmando que seus resultados não eram definitivos, utilizando dados experimentais e a teoria de segunda ordem para escoamento turbulento em tubulações, Tennekes (1968) sugeriu que k varia, como função de Re , de acordo com a seguinte equação: $k^{-1} = 2,95 - 4,4 * Re^{-1/3}$. Quando observada em detalhe, verifica-se que esta equação indica um decréscimo de k

com R_0 . Por outro lado, a maioria dos dados apresentados na Figura 3 mostram k aumentando com R_0 . Esta contradição indica que a detecção da variação de k com R_0 , baseada no conjunto de dados utilizado, não pode ser obtida através deste método. Acredita-se entretanto que com o auxílio de conjuntos maiores de dados de perfis de vento e fluxos de momentum, medidos simultaneamente e abrangendo intervalos maiores de valores de R_0 e florestas com estruturas diferentes, este tipo de análise possa ser executado com maior êxito.

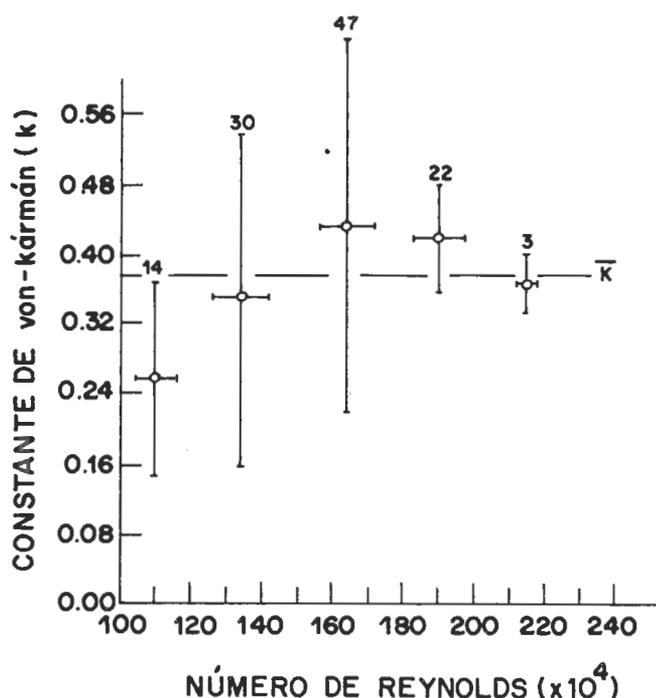


Figura 3. Relações obtidas entre k e R_0 .

4.3 Comparação com outra metodologia

Para efeito de comparação com os resultados obtidos através do método de Robinson (1962), utilizou-se o método 1 de Kondo & Sato (1982). Neste método, o perfil logarítmico do vento é considerado através da equação: $k = u_* / (z \partial u / \partial z)$. Para tanto, usou-se apenas os cinco níveis mais altos de cada perfil, onde foram calculados os valores de $\partial u / \partial z$ e de k para cada dois níveis consecutivos através de diferenças finitas. Os resultados são apresentados na Tabela 2.

O uso de dois níveis consecutivos para k , em face à combinação de níveis, para cada perfil. Desta forma, k_1 é o valor de k referente ao nível situado na altura média geométrica, entre os níveis 4 e 5 (considerando os níveis, de cima para baixo, em seqüência de 1 a 5). Do modo similar, k_2 situa-se entre os níveis 3 e 4 e assim sucessivamente. Os resultados (Tabela 2) apresentam uma média ponderada de $k = 0,37$ e desvio padrão igual a 0,13 que

são em média menores mas compatíveis e muito próximos ao determinado pelo método de Robinson, destacando-se as mesmas tendências em seus valores. A 3ª campanha apresentou, em média, um cisalhamento no vento menor que a 4ª campanha, o que resultou em valores de k menores nesta última. Assim, apesar dos valores publicados na literatura serem, em média, maiores, e aqueles obtidos através do método 1 de Kondo & Sato serem menores que os obtidos através do método de Robinson, pode-se considerar o valor encontrado ($k = 0,38$) aceitável para os estudos a que se aplica e que pode também ser utilizado em trabalhos envolvendo florestas inclusive a de Terra Firme da Amazônia.

5. CONCLUSÕES

A metodologia aplicada apresentou-se como uma boa opção para determinação do valor da constante de von-Kármán, já que permitiu o seu cálculo sem que houvesse maiores complicações. A grande facilidade proporcionada por esta metodologia reside no fato de que, para se obter o valor de k , são necessários apenas os valores de fluxo de momentum e perfis verticais de velocidade do vento e temperatura; sendo os valores de z_0 e d obtidos com o método de Robinson, a partir dos perfis de vento.

O valor encontrado ($k = 0,38$), compara-se bem com aqueles já publicados na literatura; seu grande desvio padrão está associado aos erros cometidos na obtenção dos valores de u , u_* , z_0 e d .

Os resultados encontrados através do uso do método proposto por Kondo & Sato (1982) (método 2), além de proporcionarem um resultado bem próximo ao obtido através do método de Robinson, o que aumenta o seu valor, mostram também que o conjunto de dados utilizados possui um alto grau de consistência. O resultado proporcionado pelo método de Robinson tornar-se-ia mais confiável entretanto, se os erros envolvidos na determinação de u , u_* , z_0 e d fossem menores. Os erros cometidos nos valores de z_0 e d , afetam exponencialmente o resultado; já os erros cometidos na obtenção de u_* afetam linearmente o valor encontrado para k .

Embora uma tendência para um valor máximo tenha ocorrido em $R_0 = 1,6 \times 10^6$, não foram encontradas dependências sistemáticas de k com R_0 .

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a colaboração do Dr. J. Shuttleworth e demais membros da equipe do Institute

of Hydrology (RU) co-realizadora do experimento; agradecem igualmente ao Dr. L.C.B. Molion e demais membros da equipe do INPE, ao Sr. A.O. Marques Filho e demais membros da equipe do INPA, ao Sr. M.R. Carbral da EMBRAPA - Manaus, ao Dr. S.R. Patel da UFPB e ao

Sr. L.F. Aguiar da FUA, que fizeram parte da equipe brasileira do experimento. Agradecem também à diretoria do INPE pelo apoio na realização do trabalho; ao Dr. R. Gielow e à Msc. Regina Celia dos Santos, pela revisão do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BUSINGER, J.A., 1973. Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. Workshop on Micrometeorology, Cap. 2, American Meteorological Society, 392 p.
- BUSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C.; ISUME, Y. & BRADLEY, E.F., 1971. Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**(2): 181-189.
- COLLINS, M. & ATTENBOROUGH, D., 1990. The last rain forests. Oxford University Press, New York.
- DEACON, E.L.; SHEPPARD, P.A. & WEBB, E.K., 1956. Wind profiles over the sea and the drag at the sea surface. *Australian J. Physics*, **9**: 511-541.
- GASH, J.H.C. & STEWART, J.B., 1975. The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. *Bound. Layer Meteor.*, **8**: 453-464.
- GRANT, A.L.M. & MASSON, P.J., 1990. Observation of boundary-layer structure over complex terrain. *Quart. J.R. Meteorol. Soc.*, **116**: 159-186.
- HICKS, B.B.; HESS, G.D. & WESELY, M.L., 1979. Analysis of flux-profile relationships above tall vegetation: an alternative view. *Quart. J.R. Meteorol. Soc.*, **105**: 1074-1077.
- HOGSTROM, U., 1985. von-Kármán's constant in atmospheric boundary layer flow: reevaluated. *J. Atmos. Sci.*, **42**: 263-270.
- KONDO, J. & SATO, T., 1982. The determination of the von-Kármán constant. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**: 461-470.
- McNEILL, D.D. & SHUTTLEWORTH, J.W., 1975. Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. *Bound. Layer Meteor.*, **9**: 297-313.
- MOORE, C.J., 1986. Frequency response for eddy correlation systems. *Bound. Layer Meteor.*, **37**: 17-36.
- NIKURADSE, J., 1932. *Forschungsh. Ver. Dtsch. Ing.* No. 356.
- NIKURADSE, J., 1933. *Forschungsh. Ver. Dtsch. Ing.* No. 361.
- PANOFSKY, H.A., 1984. Vertical variation of roughness length at the Boulder Atmospheric Observatory. *Bound. Layer Meteor.*, **28**: 305-308.
- PLATE, E.J., 1971. Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers. Oak Ridge, TN, U.S. Atomic Commission, USAEC Division of Technical Information Extension.
- PRIESTLEY, C.H.B., 1959. Turbulent transfer in the lower atmosphere. The University of Chicago Press, 130 p.
- PRUITT, W.O.; MORGAN, D.L. & LOURENCE, F.J., 1973. Momentum and mass transfers in the surface boundary layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **99**: 370-386.
- RAUPACH, M.R. & THOM, A.S., 1981. Turbulence in and above plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **13**: 97-129.
- RAUPACH, M.R.; THOM, A.S. & EDWARDS, I., 1980. A wind-tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces. *Bound. Layer Meteor.*, **18**: 373-397.
- ROBINSON, M.S., 1962. Computing wind profiles parameters. *J. Atmos. Sci.*, **19**: 189-190.
- SHEPPARD, P.A., 1947. The aerodynamic drag of the earth's surface and the value of Kármán's constant in the lower atmosphere. *Proc. Roy. Soc.*, **A188**: 208-222.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; McNEILL, D.D.; MOORE, C.J. & WALLACE, J.W., 1988. An integrated micrometeorological system for evaporation measurement. *Agr. Forest Meteor.*, **43**: 295-317.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; McNEILL, D.D. & MOORE, C.J., 1982. A switched continuous wave sonic anemometer for measuring surface heat fluxes. *Bound. Layer Meteor.*, **23**: 425-448.
- SILVA FILHO, V.P., 1988. Um estudo dos perfis de vento sob condições de atmosfera quase neutra e estável, sobre uma floresta de Terra Firme. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, 144 p.
- STEWART, J.B. & THOM, A.S., 1973. Energy budgets in pine forest. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **99**: 154-170.
- STULL, R.B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Boston.
- TAJCHMAN, S.J., 1981. Comments on measuring turbulent exchange within and above forest canopy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **64**: 97-129.
- TELFORD, J.W. & BUSINGER, J.A., 1986. Comments on von-Kármán's constant in atmospheric boundary layer flow: reevaluated. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 2127-2130.
- TENNEKES, H., 1968. Outline of a second-order theory of turbulent pipe flow. *AIAA Journal*, **6**: 1735-1740.
- THOMPSON, R.S., 1978. Note on aerodynamic roughness length for complex terrain. *J. Appl. Meteorol.*, **17**: 1402-1403.
- VISWANADHAM, Y.; MOLION, L.C.B.; MANZI, A.O.; SÁ, L.D.A.; SILVA FILHO, V.P.; ANDRÉ, R.G.B.; NOUGUEIRA, J.H.L. & SANTOS, R.C., 1990. Micrometeorological measurements in Amazon Forest during GTE/ABLE 2A mission. *J. Geophys. Res.*, **95**: 13669-13682.

Tabela 1. Alguns valores de k publicados na literatura.

Autor	k	Autor	k
Sheppard (1947)	0,46	Kondo & Sato (1982)	0,39
Deacon et al. (1956)	0,40	Hogstrom (1985)	0,40
Priestley (1959)	0,40	Telford & Businger (1986)	-
Businger et al. (1971)	0,35	Anual	0,36
Plate (1971)	0,40	Verão	0,38
Businger (1973)	0,40	Inverno	0,35

Tabela 2. Valores de k calculados pelo método 1 de Kondo & Sato (1982).

Combinação de níveis (i)	3ª Campanha (16 perfis)				4ª Campanha (71 perfis)			
	1	2	3	4	1	2	3	4
k_i	0,41	-	-	0,48	0,38	0,30	0,39	0,37
σ_i	0,12	-	-	0,14	0,14	0,10	0,14	0,14