INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS

DISSERTAÇÃO

UM ESTUDO DOS PERFIS DE VENTO SOB CONDIÇÕES DE ATMOSFERA QUASI-NEUTRA E ESTÁVEL, SOBRE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME

SUBMETIDA POR

Vicente de Paula Silva Filho

Em cumprimento parcial dos requesitos exigidos para obtenção do título de mestre em meteorologia

1988

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS

AUTORIZAÇÃO PARA PUBLICAÇÃO
AUTHORIZATION FOR PUBLICATION

PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS

MICROMETEOROLOGIA
AMAZÔNIA
PERFIS VERTICAIS

AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY

Marco Antonio Raupp
Diretor Geral

AUTOR RESPONSAVEL
RESPONSIBLE AUTHOR

Vicente de P. Silva Filho

DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION

- [ ] INTERNA / INTERNAL
- [x] EXTERNA / EXTERNAL
- [ ] RESTRITA / RESTRICTED

REVISADA POR / REVISED BY

Jesus Marden dos Santos

CDU/UDC

551.551(811.3)

DATA / DATE

Setembro 1988

PUBLICAÇÃO Nº
PUBLICATION NO

INPE-4694-RPE/575

ORIGEM
ORIGIN

LPA

PROJETO
PROJECT

MICRA

Nº DE PAG.
NO OF PAGES

103

ULTIMA PAG.
LAST PAGE

D.2

VERSÃO
VERSION

Nº DE MAPAS
NO OF MAPS

TÍTULO/TITLE

UM ESTUDO DOS PERFIS DE VENTO SOB CONDIÇÕES DE ATMOSFERA QUASE NEUTRA E ESTÁVEL, SOBRE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME

AUTORES/AUTHORSHIP

Vicente de Paula Silva Filho

RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES

Perfis de vento e temperatura potencial, coletados na Amazônia Central sob condições de atmosfera quase-neutra e estável, são analisados. O comprimento de rugosidade (z_0) e o deslocamento do plano zero (d), obtidos através do método de Robinson, apresentaram os valores 1,38m e 32,73m, respectivamente. Medidas simultâneas de fluxos de momentum e perfis de vento permitiram o cálculo do valor da constante de von-Kármán (k=0,38). Foi encontrada similaridade entre os perfis de vento e temperatura, sob condições de quase-neutralidade. A curvatura dos perfis foi analisada através dos números de Deacon. A relação entre βu e Ri mostra uma queda no valor de βu para um aumento de Ri sob condições de moderada estabilidade, correspondendo a uma variação na razão Kh/Km. A forma log-linear permanece válida relativamente até alto grau de estabilidade. Desvios desta lei ocorrem, para o caso da Reserva Ducke, a aproximadamente 41m do solo. A constante de proporcionalidade na equação log-linear foi de aproximadamente 2,6, o que implica um Ri crítico de 0,38. A freqüência de Brunt-Väisälä foi calculada, e os resultados concordaram com valores experimentais obtidos anteriormente.

OBSERVAÇÕES / REMARKS

Este relatório essencialmente contém os resultados obtidos durante os trabalhos de pesquisa de mestrado do autor.

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. Y. Viswanadham

Presidente/Orientador

Dr. Jesus Marden dos Santos

Orientador

Dr. Romísio Geraldo Bouhid André

Membro da Banca
-convidado-

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

Membro da Banca

Candidato: Vicente de Paula Silva Filho

São José dos Campos, 28 de janeiro de 1988

Vida e Morte...
Palavras que encerram tudo.

À minha cara metade
(Dalva Lucia Brasileiro Silva)

∴

AGRADEÇO

Aos Drs. Jesus Marden dos Santos e Luiz Carlos Baldicero Molion, o grande apoio e incentivo dedicados nas horas difíceis.

Ao Dr. Yelisetty Viswanadham a brilhante orientação.

Aos colegas de trabalho, principalmente ao Antônio Ocimar Manzi e Leonardo Deane de Abreu Sá, que de uma forma ou de outra contribuíram para o enriquecimento deste trabalho.

$\therefore$

ABSTRACT

Wind and potential temperature profiles, collected in the Central Amazon under quasi-neutral and inversion atmospheric conditions, are analyzed. The roughness length (z_o) and the zero plane displacement (d), determined using the iterative procedure of Robinson, were 1.38m and 32.73m, respectively. Simultaneous measurements of the momentum fluxes and wind profiles allowed the determination of the von-Kármán constant (k=0,38). The same similarity was found between wind and temperature profiles under quasi-neutral conditions. The curvature of profiles was analysed using the Deacon numbers. The βu as a function of Ri shows a very rapid deviation from the neutral profiles for only sligthly diabatic cases, corresponding to a fairly large variation of the ratio Kh/Km. The log-linear form remains valid up to quite high degree of stability. Deviations from this form occur from aproximately 41m height above ground in the Ducke Reserve case. The constant in the log-linear equation is found to have a value of 2.6, implying a critical Ri of 0.38. The Brunt-Väisälä frequency was calculated and the results agrred well with previous experimental values.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS xiii
LISTA DE TABELAS xv
LISTA DE SÍMBOLOS xvii

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO..... 1

CAPÍTULO 2 - REVISÃO DE LITERATURA..... 3

CAPÍTULO 3 - TEORIA BÁSICA..... 9

CAPÍTULO 4 - O EXPERIMENTO..... 23

4.1 - Aspectos climatológicos 23
4.2 - Sítio experimental e dados utilizados..... 26
4.3 - O sistema de intercâmbio de termômetros 29
4.4 - Definição dos critérios de estabilidade..... 32
4.5 - Uniformização dos dados 32

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO..... 35

5.1 - Os parâmetros z_o e d..... 35
5.2 - A constante de von-Kármán..... 45
5.3 - Similaridade e curvatura nos perfis..... 50
5.4 - O perfil log-linear..... 56
5.5 - Ondas de gravidade na camada estável..... 62

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES..... 65

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 69

APÊNDICE A - O MÉTODO DE ROBINSON

APÊNDICE B - ALGUNS PERFIS COM CONDIÇÕES ESPECIAIS DE CURVATURA

APÊNDICE C - VALORES DE ϕm PARA ALGUNS PERFIS COM RESPECTIVOS PARÂMETROS DE ESTABILIDADE, SIMILARIDADE E FREQÜÊNCIA DE BRUNT-VÄISÄLÄ

APÊNDICE D - A INFLUÊNCIA DO VAPOR D'ÁGUA NA CLASSIFICAÇÃO DOS PERFIS UTILIZADOS NO CÁLCULO DOS PARÂMETROS z_o E d

∴

LISTA DE FIGURAS

Pág.

4.1 - Localização da reserva Ducke (RD) e da estação do INEMET em Manaus (IN)..... 27

4.2 - Diagrama esquemático do sistema de intercâmbio de termômetros (Thermometer Interchange Sistem - TIS), desenvolvido pelo Institute of Hydrology, Wallingford, U.K..... 31

5.1 - Alguns perfis de vento sob condições de estabilidade quase-neutra, referentes à terceira e à quarta campanhas..... 37

5.2 - Variação de z_o e d como função da velocidade do vento segundo Tani (1960)..... 41

5.3 - Variação de z_o e d com a velocidade de vento para (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanhas juntas 43

5.4 - Variação de z_o e d com Ri para (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanhas juntas..... 44

5.5 - Variação da "constante" de von-Kármán em função de $D(=z_o+d)$ para as duas campanhas, usando os 5 ou 6 níveis mais altos 46

5.6 - Efeito causado pelos erros das medidas de u* nos cálculos da constante de von-Kármán..... 47

5.7 - Relações entre a "constante" de von-Kármán e o número e o número de Reynolds..... 49

5.8 - Relação entre os valores do índice P e os Ri para: (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanahs juntas 52

5.9 - Relações encontradas entre βu e Ri para a reserva Ducke... 54

5.10 - Alguns perfis que mostram os desvios da lei log-linear para a terceira campanha de coleta de dados..... 60

5.11 - Alguns perfis que mostram os desvios da lei log-linear para a quarta campanha de coleta de dados..... 61

LISTA DE TABELAS

Pág.

4.1 - Normal climatológica para Manaus (1912 - 1942)..... 25

5.1 - Valores de d, z_o e $\bar{v}$ usando diferentes combinações entre os níveis onde foram coletados os dados..... 38

5.2 - Valores de k citados por outros autores no período de 1932 a 1986..... 45

5.3 - Valores de k calculados com método proposto por Kondo e Sato (1982)..... 49

5.4 - Porcentagem de ocorrência de P nas duas campanhas..... 51

5.5 - Valores de α_m e Ric publicados por outros autores..... 58

∴

LISTA DE SÍMBOLOS

c_p	- calor específico do ar à pressão constante	$J\ kg^{-1}K$
d	- nível de deslocamento do plano zero do escoamento	m
D	- soma entre d e z_o	m
g	- aceleração da gravidade	$m\ s^{-2}$
h	- altura média da vegetação na floresta	m
H	- fluxo de calor sensível	$W\ m^{-2}$
k	- constante de von Kármán	-
Km, Kh	- coeficientes de difusividade turbulenta para momentum e calor	$m^2 s^{-1}$
ℓ	- comprimento de mistura	m
L	- escala de comprimento (Monin e Obukhov)	m
N	- freqüência de Brunt-Väisälä	s^{-1}
p	- pressão do ar	$N\ m^{-2}$
P	- índice de similaridade proposto por McVehil	-
P'	- expoente no perfil exponencial	-
Re	- número de Reynolds	-
R_f	- número de Richardson para fluxo	-
Ri	- número de Richardson para gradiente	-
Ric	- número crítico de Richardson	-
u	- velocidade média do vento	$m\ s^{-1}$
u', v', w'	- flutuações do escoamento (direções x, y e z respectivamente)	$m\ s^{-1}$
u*	- velocidade de fricção	$m\ s^{-1}$
U	- velocidade média do vento nos níveis mais altos	$m\ s^{-1}$
V*	- razão entre u* e k no método de Robinson	$m\ s^{-1}$

z	- altura do nível em questão	m
z_o	- parâmetro de rugosidade da superfície	m
$\alpha(\alpha_m, \alpha_h)$	- constante empírica nas Equações 3.18 e 3.19 (m - para momentum e h - para calor)	-
$\beta(\beta_u, \beta_\Theta)$	- número de Deacon (u - para velocidade do vento e Θ para temperatura potencial)	-
ζ	- parâmetro adimensional (= z/L)	-
Θ'	- flutuação na temperatura potencial	K
Θ	- temperatura potencial	K
Θ^*	- escala de temperatura (Monin e Obukhov)	K
ν	- viscosidade cinemática do fluído	$m^2 s^{-1}$
ρ	- densidade do ar	$kg\ m^{-3}$
τ	- tensão de cisalhamento	$kg\ m^{-1} s^{-2}$
τ_o	- valor da tensão de cisalhamento à superfície	$kg\ m^{-1} s^{-2}$
ϕm, ϕh	- funções adimensionais para momentum e calor	-

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O conhecimento básico da camada limite atmosférica é essencial para o entendimento dos processos de larga escala. Para obter conclusões a respeito desta camada, precisa-se compreender o funcionamento de sua estrutura turbulenta. As interações entre os fenômenos atmosféricos de grande escala e os de escala menor (notadamente os fluxos turbulentos de momentum e calor através da camada limite) são importantes para a previsão do tempo e para os estudos de variações climáticas. Ao incluir os efeitos desses processos de escala de subgrade em modelos de circulação geral, faz-se necessário parametrizá-los, isto é, expressá-los em termos dos parâmetros de grande escala.

A turbulência e os fluxos verticais de momentum, de calor sensível e de vapor d'água são de considerável importância na modelagem da camada limite atmosférica. Muitos autores têm tentado desenvolver teorias para explicar os fenômenos de transporte que acontecem na baixa troposfera; a teoria resultante destes estudos vem sendo testada na prática, mas quase sempre para superfícies lisas ou pouco rugosas. Um dos possíveis resultados da teoria já desenvolvida é a parametrização, a qual precisa ser testada para regiões com superfícies de maior rugosidade. A Floresta Amazônica, devido à sua estrutura e às suas dimensões, pode ser considerada como a mais importante entre as florestas tropicais do globo; entretanto, parametrizações que considerem as diversas características estruturais por ela apresentada não têm ainda sido feitas com a freqüência que seria desejável.

O estudo do comportamento das funções adimensionais que relacionam os perfis verticais de vento, temperatura e vapor d'água como função do seu grau de estabilidade, contitui-se um importante tópico relativo à parametrização da camada limite superficial. Sabe-se que, em condições de estabilidade, estas funções comportam-se de modo log-linear

dentro da camada atmosférica logo acima de d. As equações que representam estas funções não havia sido desenvolvidas dentro das condições em que agora se estudo, sendo o seu comportamento, particularmente, analisado para os instantes em que a atmosfera se apresentava estável. Existem indícios experimentais de que a um determinado valor de estabilidade a lei log-linear deixa de ser observada, passando as funções adimensionais a obedecerem formas desconhecidas.

O objetivo principal deste trabalho é testar a validade da lei log-linear nos perfis em que a atmosfera se apresentou estável para as condições existentes na Floresta de Terra Firme da Reserva Florestal Ducke. Este aspecto do comportamento das funções adimensionais é analisado para o caso do fluxo vertical de momentum. Para a obtenção dos resultados, faz-se a parametrização das condições de contorno inferior sobre a floresta, tendo os valores de z_o, d e k sido calculados e analisados. Estuda-se a similaridade entre os perfis de vento e temperatura, além dos perfis de suas curvaturas. Faz-se uma análise da freqüência de Brünt-Väisälä para um breve estudo do comportamento das ondas de gravidade ali atuantes. Sabe-se que a partir de um certo grau de estabilidade, a turbulência gerada por forças de flutuação é suprimida, quando outros tipos de fenômenos (ex: ondas de gravidade) passam a dominar o escoamento.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DE LITERATURA

Os processos de troca turbulenta na camada limite superficial têm sido estudados desde há muito tempo. Pela sua importância, estes estudos ocupam uma posição de destaque nas ciências atmosféricas. Os primeiros resultados foram mostrados pelas pesquisas de Rossby e Montgomery (1935), Prandtl (1952) e outros. Na década de 50, o desenvolvimento foi caracterizado por um rápido progresso nas técnicas de medidas e na teoria básica. As análises baseadas na teoria de Monin e Obukhov (1954), e nas relações dadas pela fórmula de KEYPS, em conjunto com medidas diretas de fluxo, constituiram-se em um importante conjunto teórico e de dados para as pesquisas mais recentes.

Um dos principais fatores ligados à geração de turbulência dentro de um fluido em movimento é o contato com uma superfície que imponha uma ação contrária através da tensão de cisalhamento. A intensidade da turbulência gerada, devido a este contato, é proporcional à velocidade de deslocamento do fluido e ao tamanho dos elementos de rugosidade da superfície sobre a qual o processo se realiza. A turbulência assim gerada é conhecida como turbulência mecânica. É possível caracterizar a rugosidade da superfície e os seus efeitos no escoamento do fluido, conhecendo o campo de velocidade do vento acima desta. As superfícies envolvidas nos estudos micrometeorológicos são, geralmente, horizontais. Desta forma, informações sobre o perfil vertical do vento seriam suficientes para a determinação das características de rugosidade e da forma geral deste perfil. Vários autores tentaram verificar, na prática, e validade dos perfis teóricos do vento. Sheppard (1958) propôs o estudo do vento através de um perfil logarítmico, Swinbank (1960 e 1964) tentou modelar o perfil vertical e concluiu que este teria uma forma exponencial. Testando a lei de potência para uma região tropical costeira, Hsu (1982) desaconselhou seu uso por ter encontrado valores para P (expoente considerado nesta lei) muito diferentes de 1/7. Dos três tipos de perfis

citados, o perfil logarítmico é o mais comumente considerado, sendo válido apenas para instantes em que as condições de estabilidade da atmosfera são neutras.

Em cada uma destas leis, estão implícitos a presença do parâmetro de rugosidade aerodinâmica da superfície (z_o) e o deslocamento do plano zero (d), parâmetros básicos para os estudos que envolvem as trocas de energia, de momentum e de massa entre a superfície e a atmosfera. Assim, muitos autores têm tentado determinar seu valor e detectar variações sistemáticas com outros parâmetros. Robinson (1962) e Stearns (1970) propuseram métodos apenas interativos para a determinação de z_o e d, enquanto Molion e Moore (1983) usaram o princípio da conservação de massa, num método interativo, para a estimativa destes valores quando a vegetação era de porte alto. Jackson e Carrol (1978) calcularam e analisaram os parâmetros de rugosidade sobre uma superfície de gelo (pólo sul geográfico) e detectaram variações até três ordens de magnitude para um intervalo de 120 graus na direção do vento, as quais foram também detectadas por Panofsky (1984) que analisou a variação de z_o e encontrou, para ventos de sul e leste, o dobro do valor encontrado para ventos de oeste. Kondo e Yamazawa (1986), estudando uma superfície não-homogênea, concluíram que o valor de z_o seria proporcional ao tamanho dos seus elementos de rugosidade. Aplicando o método proposto por Marunich em 1971 (Tajchman, 1981) a dados coletados na terceira campanha do experimento micrometeorológico da Amazônia, Manzi (1987) encontrou o valor de 28m para d. Uma comunicação pessoal deste último autor explica que, para obtenção deste resultado, o valor de 0,05m foi usado para representar a rugosidade na camada próxima à superfície, como considerado no método de Molion e Moore (1983), e, considerando um valor menor para esta rugosidade (0,001m), obteve-se o resultado d = 31m.

Além dos parâmetros z_o e d, o valor da constante de von-Kármán (k) tem sido motivo de muitos estudos, existindo controvérsias a respeito do seu real valor. Sheppard (1947) tentou mostrar a correspondência entre o valor experimental de k (0,46) e o encontrado em laboratório (k = 0,40). Priestley (1959), analisando os dados de perfis obtidos

por Deacon et alii (1956), concluiu que o melhor valor para k seria 0,4; no entanto Büsinger et alii (1971), usando dados de fluxos e de perfil, coletados sobre uma plantação de trigo localizada no estado de Kansas (E.U.A.), chegaram à conclusão de que o valor mais representativo seria 0,35. Por outro lado, Plate (1971) evidenciava a existência de valores de k entre 0,2 e 0,8. A análise realizada por Plate não demonstrou uma dependência sistemática de k com o número de Reynolds ou com a rugosidade da superfície, o que indica que 0,40 seria o melhor valor. Experimentos em túneis de vento sugerem que o valor desta constante seja 0,4 (Büsinger, 1973). Kondo e Sato (1982) concluíram que este seria de 0,39 com um desvio padrão de 7%. A variabilidade nos valores encontrados para k foi atribuída por Högström (1985) a erros de medidas. Este ressaltou que valores para k de 0,35 a 0,45 têm sido publicados e sugeriu que seu valor usual seja 0,4 ± 0,01. Além dos diferentes valores atribuídos à constante k pelos diferentes autores, é possível que um novo e diferente valor seja encontrado quando ele for determinado para condições em que a superfície é muito rugosa e os processos de transferência turbulenta são mais complexos, como é o caso de florestas. Sendo este valor o principal fator para a parametrização da transferência turbulenta na camada limite atmosférica, seu conhecimento se torna necessário.

Monin e Obukhov (1954) tentaram estender a validade dos perfis logarítmicos para qualquer condição de estabilidade e se propuseram a considerar o perfil log-linear. Uma razoável concordância entre a estrutura log-linear e os perfis observados foi encontrada por McVehil (1964) para os números de Richardson (Ri) não muito elevados, enquanto para valores de Ri relativamente altos, Webb (1970) concluiu que esta representaria, de forma satisfatória, as condições observadas. Büsinger et alii (1971) determinaram que a camada limite estável teria uma estrutura de temperatura e vento tão simples que poderia ser representada por variações lineares de gradientes não-dimensionais com o parâmetro de estabilidade (ζ). As leis de potência, logarítmica e log-linear foram pesquisadas por Karlsson (1986) para uma superfície heterogênea, de acordo com a direção do vento e a classe de estabilidade. Foi verifica

do que estas leis poderiam ser aplicadas, observando-se porém que a lei de potência apresentaria um melhor resultado. Nos instantes em que a atmosfera se apresente em condições de estabilidade, sendo os fluxos constantes, deve haver um nível onde acontece a transição entre o escoamento turbulento e o laminar. Nestas condições, a estabilidade atmosférica aumenta com a altura e a um determinado valor de Ri (Ric), ou de ζ, a turbulência é suprimida dando lugar a outros tipos de fenômenos. A lei log-linear seria válida dentro do intervalo onde Ri estivesse entre zero e Ric. Tem sido sugerido independentemente por Büsinger (1966) e Pandolfo (1966) que, para propósitos práticos, o valor de Ri para perfis sob condições de moderada estabilidade seja igual ao de ζ. Lumley e Panofsky (1964) sugeriram que a lei log-linear seria válida para perfis onde ζ fosse menor que 0,3 e acrescentaram que, acima deste valor, a relação entre ϕm e ζ não seria simples. O valor de Ric pode ser obtido em função da constante de proporcionalidade da lei log-linear para o fluxo de momentum. Determinando-a, Webb (1970) concluiu que Ric seria $\cong$ 0,2, enquanto Gibson e Launder (1978) chegaram a um valor de 0,25, sugerindo que as flutuações da componente vertical no escoamento diminuiram com o aumento da estabilidade até que este valor fosse atingido. Desvios da lei log-linear foram encontrados por Korrel et alii (1982) quando ζ atingiu aproximadamente o valor 0,8. Analisando os dados referentes às condições de atmosfera estável no experimento de Wangara, Skibin e Büsinger (1985) observaram que a porção inferior dos perfis obedecia à lei log-linear e que os desvios aconteciam nos níveis onde ζ estivesse entre 5 e 15, indicando a que altura do solo estaria acontecendo a transição entre o escoamento turbulento e o laminar. A conclusão comum destes estudos é que, com os valores dos parâmetros encontrados convenientemente, a lei log-linear pode de fato gerar perfis que não diferem significativamente dos perfis observados, e que deve realmente existir um nível acima do qual ela deixa de existir.

A revisão exposta mostra que o assunto abordado, emobra fundamentalmente em bases teóricas, apresenta-se polêmico em diversos pontos; além disto, existem poucos resultados referntes a estudos onde

a grande rugosidade da superfície seja uma de suas condições. Entende-se que a aplicação da teoria às condições existentes na Floresta Amazônica não seja muito fácil; entretanto, acreditando na possibilidade de obter bons resultados com seu uso, procurou-se testá-la verificando o comportamento das diversas variáveis envolvidas.

CAPÍTULO 3

TEORIA BÁSICA

As partículas que escoam mais próximas a uma superfície são mais afetadas por esta, a qual atua como um freio desacelerando-as. A viscosidade do fluido propaga a desaceleração para as partículas mais afastadas, de tal forma que a velocidade ao longo do escoamento aumenta a uma razão direta da sua distância. O escoamento é dito laminar quando o gradiente de velocidade, por ser pequeno, permite que as partículas se desloquem ordenadamente, umas sobre as outras, em forma de camadas paralelas e equidistantes da superfície em contato. Aumentando-se a velocidade, o gradiente aumentará e atingirá um valor tal que o padrão descrito acima desaparecerá e o deslocamento das partículas se tornará caótico, sendo praticamente impossível prever onde cada partícula estará em instantes posteriores. Este tipo de escoamento, conhecido como turbulento, é caracterizado por possibilitar uma mistura generalizada dos elementos que constituem o fluido.

Na teoria cinética dos gases, a expressão que apresenta a viscosidade cinemática envolve o produto entre o livre caminho médio e a velocidade molecular média, sendo ambos independentes da posição no campo do escoamento. A analogia entre o escoamento molecular e o escoamento turbulento pode ser feita através da introdução do comprimento de mistura, análogo ao livre caminho médio molecular, porém variável dentro do campo do escoamento. Em um sistema de coordenadas euleriano, suponha-se que, como resultado da desordem geral, um "turbilhão" (pequeno e discreto volume do fluido em movimento) escape de um nível original z e carregue, cruzando o fluxo, as propriedades de momentum deste nível para um novo nível $z+\ell$, onde o volume se mistura novamente com o escoamento médio. A absorção do turbilhão pelo movimento no novo nível gera uma flutuação u' na velocidade, dada por:

$$u' = \bar{u}(z+\ell) - \bar{u}(z) \cong \ell(d\bar{u}/dz). \tag{3.1}$$

Como, em geral, as três componentes da flutuação são de mesma natureza e magnitude, expressões similares, que diferem quando muito numericamente, mantêm-se para v' e w'. A hipótese do comprimento de mistura é que a quantidade ℓ é o único comprimento que caracteriza a intensidade local da mistura turbulenta em qualquer nível, mas que, diferente do livre caminho médio molecular, é função principalmente da posição e da velocidade média. A tensão de cisalhamento τ, proporcional ao valor médio do produto $u'w'$, é representada neste sistema pela equação:

$$\tau = -\rho\overline{u'w'} = \ell^2(d\overline{u}/dz)|d\overline{u}/dz| \quad , \tag{3.2}$$

onde ρ é a densidade do fluido. A separação do gradiente vertical de velocidade é necessária para a manutenção do seu sinal em τ.

A velocidade de fricção é definida pela relação:

$$u^{*2} = |\tau_o/\rho| = |\overline{u'w'}| \tag{3.3}$$

onde τ_o é o valor da tensão de cisalhamento na superfície.

Para determinar o perfil de velocidade do vento em condições de turbulência totalmente desenvolvida, considera-se o movimento médio bidimensional e estacionário, próximo a uma superfície plana e rígida, e supõe-se que u seja função apenas de z. Os efeitos gravitacionais são excluídos quando o gradiente vertical se aproxima da razão de decréscimo adiabático da temperatura com a altura. Tomando o eixo x, do sistema de coordenadas, paralelo e no sentido do vento médio, $\overline{v} = \overline{w} = 0$ em toda a camada, e desprezando a Força de Coriólis, as equações do movimento médio reduzem-se à simples equação:

$$\partial\tau/\partial z = \partial\overline{p}/\partial x \quad , \tag{3.4}$$

onde $\partial\bar{p}/\partial x$ é o gradiente de pressão na direção do vento médio. Em uma camada rasa, $\partial p/\partial x$ pode ser considerado constante com a altura, assim a Equação 3.4 em sua forma integrada torna-se em:

$$\tau = \tau_o + z(\partial\bar{p}/\partial x) \ . \tag{3.5}$$

Para valores de z não muito grandes, é possível desprezar o segundo termo da Equação 3.5, quando comparado com o valor do primeiro termo, ja que a mudança de pressão na direção do vento médio é pequena. Assim, $\tau = \tau_o$ em toda a camada, e a velocidade de fricção u^* é também invariável com a altura nesta camada. Supondo que ℓ, em qualquer ponto, é determinado pela distância da superfície e por propriedades físicas do fluido, a razão adimensional do vento (u/u^*) pode ser expressa como função do comprimento de mistura (ℓ), da altura (z), da tensão superficial (τ), da viscosidade cinemática (ν) e da densidade do fluido (ρ), ou seja:

$$\bar{u}/u^* = f(\ell, z, \tau_o, \nu, \rho) \ ,$$

para uma equação adimensional

$$\bar{u}/u^* = f(\ell/z, u^*z/\nu) \ .$$

A Equação 3.2 pode ser tomada na seguinte forma:

$$\ell^2(d\bar{u}/dz)^2 = \tau_o/\rho = \text{constante} \ ,$$

ou

$$(1/u^*)(d\bar{u}/dz) = 1/\ell \ , \tag{3.6}$$

que é a equação diferencial do perfil de velocidade média na camada limite superficial. Usando o conceito intuitivo de que a escala de mistura é proporcional à distância da superfície limitante, pode-se tomar $\ell = kz$ e assim:

$$(1/u^*)\ (d\bar{u}/dz) = 1/(kz) \quad , \tag{3.7}$$

que na forma integrada torna-se

$$\bar{u}/u^* = (1/k)\ln z + \text{constante}. \tag{3.8}$$

Esta constante pode ser substituída por $-(1/k)\ln z_o$, onde z_o é o pequeno valor de z para o qual a Equação 3.8 indica uma velocidade do vento nula. Assim:

$$\bar{u}/u^* = (1/k)\ln(z/z_o) \ . \tag{3.9}$$

O parâmetro z_o representa a condição de contorno inferior e depende da rugosidade aerodinâmica da superfície sobre a qual as medidas de velocidade do vento foram tomadas. Desta forma, z_o é chamado de comprimento de rugosidade ou parâmetro de rugosidade da superfície. Seu valor é uma ordem de magnitude menor que a altura física dos elementos de rugosidade da superfície. Para os mesmos valores de velocidade do vento, quanto maior for a rugosidade da superfície (maior z_o) maior será o valor de u*, assim a efetividade da transferência turbulenta está diretamente relacionada com o grau de rugosidade aerodinâmico da superfície, especificado por seu z_o.

O escoamento na camada limite turbulenta sobre uma comunidade de plantas, de altura uniforme (h), comporta-se como se existisse uma superfície sólida a uma certa altura (d) da superfície real. Esta altura é chamada nível de deslocamento do plano zero do escoamento. De fato, o tamanho médio dos turbilhões sobre a vegetação é proporcional à distância acima de d e não da superfície real. Assim, $\ell = k(z-d)$, então:

$$d\bar{u}/dz = u^*/(k(z-d)) \tag{3.10}$$

e

$$\bar{u}/u^* = (1/k)\ln(z-d)/z_o). \qquad (3.11)$$

Estas equações são válidas apenas para alturas onde z seja maior ou igual a d.

Na prática o parâmetro d é encontrado pela análise dos gráficos que contêm os valores de u(z) contra os de ln(z-D), onde $D = d + z_o$ é um valor menor que h. Usando perfis que representam apenas condições de estabilidade neutras, o valor D que proporcionar um alinhamento dos pontos será o valor procurado. O valor de z_o correspondente poderá ser encontrado prolongando a reta até sua interceptação com o eixo de ln(z-D). Atualmente, através de métodos interativos, obtêm-se os valores destes parâmetros de forma rápida e precisa. O valor de z_o especifica a efetividade de uma comunidade de plantas em absorver momentum, enquanto o parâmetro d pode ser cosiderado um indicador do nível médio, onde o momentum é absorvido.

Os fluxos na camada limite atmosférica estão diretamente ligados às condições de estabilidade em que esta camada se encontra. Richardson (1920) sugeriu que a estabilidade atmosférica poderia ser quantificada através de um parâmetro que relacionasse a taxa de produção de energia térmica turbulenta com a taxa de produção de energia através do cisalhamento do vento. Com esta finalidade, o número de Richardson de fluxo (R_f) foi assim definido:

$$R_f = -gH/(c_p\rho\Theta u^{*2}(\partial u/\partial z)), \qquad (3.12)$$

onde g é a aceleração da gravidade, c_p é o calor específico do ar à pressão constante, Θ é a temperatura potencial e H é o fluxo de calor sensível. Os fluxos de momentum e de calor sensível em uma camada atmosférica são dados por:

$$\tau = \rho Km\partial u/\partial z \ ,$$

$$H = \rho c_p Kh\partial\Theta/\partial z \ , \qquad (3.13)$$

onde Km e Kh são os coeficientes de difusividade turbulenta para momentum e calor sensível, respectivamente. Substituindo as Equações 3.8 e 3.13 na Equação 3.12 e rearranjando os termos, R_f toma a seguinte forma:

$$R_f = (g/\Theta)(Kh/Km)(\partial\Theta/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2 \qquad (3.14)$$

Normalmente, em estudos mais genéricos de micrometeorologia, considera-se que os perfis de vento e temperatura são similares, e impõe-se que Kh = Km. Assim R_f torna-se mais simplificado e passa a chamar-se número de Richardson de gradiente (Ri), que é dado por:

$$Ri = (g/\Theta)(\partial\Theta/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2 \qquad (3.15)$$

Os dois números de Richardson, basicamente, possuem o mesmo significado, sendo a única diferença entre eles o fato de que a Equação 3.12 indica a estabilidade para um ponto dentro do fluido, enquanto a Equação 3.15 representa a estabilidade em uma camada dentro do fluido.

Visando estudar a estabilidade na camada limite, Monin e Obukhov (1954) propuseram um parâmetro que, a exemplo do R_f, relaciona a taxa de produção de energia térmica turbulenta com a taxa de produção de energia através do cisalhamento do vento, dado por:

$$L = -(u^{*3}\Theta\rho c_p)/(kgH) \ . \qquad (3.16)$$

O parâmetro L possui dimensões de comprimento e para uma camada onde os fluxos verticais são constantes L também é constante. Entretanto, a estabilidade dentro da camada varia com a altura e, para efeito de comparação com R_f, Ri ou outros, este precisa ser adimensionalisado. Assim um novo parâmetro foi definido:

$$\zeta = z/L \ , \qquad (3.17)$$

onde ζ é um parâmetro adimensional que representa o grau de estabilidade em um determinado nível, acima do nível de deslocamento do plano zero, na camada atmosférica em estudo.

Para o caso de vegetação de porte alto, ζ assume a seguinte forma:

$$\zeta = (z-d)/L \ , \qquad (3.17a)$$

podendo, assim representar a estabilidade em camadas acima de florestas.

O valor da umidade específica do ar logo acima do dossel da floresta, no sítio experimental da Reserva Ducke, encontra-se próximo a 17 g/kg. Apesar de reconhecer a importância deste fato nos processos de interação entre a floresta e a atmosfera, considerou-se que a utilização desta variável teria pouca importância e serviria apenas para estabelecer a classificação dos perfis sob condições de quase-neutralidade.

O teor de vapor d'água na camada de ar considerada contribui para que as condições de instabilidade sejam atingidas mais rapidamente; ou seja, um perfil que estivesse sob condições de quase-neutralidade (com a estabilidade determinada sem consideração do vapor d'água) na realidade poderia apresentar-se instável. Este efeito, entretanto, não causou muita diferença entre os perfis selecionados, dentro do intervalo de quase-neutralidade que se considerou, como pode ser visto no Apêndice D. Além disto, os gradientes verticais de umidade, na área experimental, são muito pequenos e da ordem de $0{,}01 g.kg^{-1}.m^{-1}$. As diferenças de umidade específica com esta magnitude estão próximas dos limites de resolução dos sensores. Apesar do importante papel que representa o vapor d'água sobre os mecanismos que movimentam a camada da atmosfera logo acima da floresta, ele não foi considerado para efeitos de cálculo, visto que não causaria uma diferença significante nos resultados.

O perfil logarítmico do vento, como visto antes, é válido apenas para os períodos em que a camada da atmosfera, em estudo, estiver sob condições de estabilidade neutra. Monin e Obukhov (1954) estenderam sua validade para os períodos em que esta camada, não necessariamente, estivesse sob condições de estabilidade neutra, criando a lei

log-linear para o perfil de vento. Esta lei expressa a influência da estratificação térmica no perfil logarítmico. De acordo esses autores, existe uma relação universal, entre $\phi m = (kz/u^*)(\partial u/\partial z)$ e ζ. Para pequenos valores de ζ (no caso de condições neutras), ϕm assumiria o valor unitário e o perfil seria o lagarítmico. Para grandes valores de ζ, ϕm seria proporcional ao próprio ζ. Foi sugerido, então, que os termos lineares da expansão de ϕm em série de potências seriam suficientes para representar as relações entre ϕm e ζ, tanto para o caso estável quanto para o caso instável. Assim:

$$\phi m = 1 + \alpha_m \zeta \ . \tag{3.18}$$

Do mesmo modo, $\phi h = -(kz/\Theta^*)(\partial\Theta/\partial z)$ teria também uma relação com ζ que obedeceria aos mesmos princípios impostos à ϕm, assim:

$$\phi h = 1 + \alpha_h \zeta \ , \tag{3.19}$$

onde $\Theta^* = H/(\rho c_p u^*)$ é a escala universal de temperatura proposta por Monin e Obukhov (1954).

A relação entre ζ e Ri pode ser obtida usando as Equações 3.15, 3.18 e 3.19, assim:

$$Ri = -(gkzH(1 + \alpha_h\zeta))/(\Theta\rho c_p u^{*3}(1 + \alpha_m\zeta))$$

Se os perfis forem similares, $\alpha_m = \alpha_h$ e,

$$Ri = -((gkH)/(u^{*3}\Theta\rho c_p)(z/(1 + \alpha\zeta)) \ ,$$

ou

$$Ri = \zeta/(1 + \alpha\zeta) \ . \tag{3.20}$$

Quando $\zeta \to \infty$, a Equação 3.20 toma a forma:

$$Ri = 1/\alpha \ . \tag{3.21}$$

O limite máximo de Ri é conhecido como número de Richardson crítico (Ric) e representa o limite de validade das Equações 3.18 e 3.19. Acima deste limite, as relações entre $\emptyset m$ e $\emptyset h$ com ζ não são conhecidas. Integrando a Equação 3.18 de z_o a z, o perfil de vento log-linear é obtido:

$$u(z) = (u^*/k)(\ln(z/z_o) + \alpha_m(z - z_o)/L). \tag{3.22}$$

Finalmente para superfícies cobertas com vegetação alta, o perfil log-linear para o vento toma a forma:

$$u(z) = (u^*/k)(\ln((z - d)/z_o) + \alpha_m(z - D)/L). \tag{3.23}$$

Presumivelmente, os gradientes próximos ao limite imposto pela Equação 3.21 não poderiam persistir indefinidamente como função do aumento de ζ. Além disto, com a turbulência muito enfraquecida, outros processos tais como ondas de gravidade, ventos catabáticos ou qualquer impulso de meso-escala podem surgir, fazendo com que os perfis se desviem de sua forma log-linear. Uma indicação do tipo de processo que estiver presente no escoamento pode ser obtida através do cálculo da freqüência de Brunt-Väisälä. Basicamente, esta indica com qual freqüência as parcelas de ar oscilam, sob forças de flutuabilidade, dentro da camada em estudo, sendo dada por:

$$N^2 = (g/\overline{\Theta})(\partial\Theta/\partial z) \ . \tag{3.24}$$

A força de flutuação relacionada com N é do tipo restauradora, e as ondas geradas pela sua atuação são conhecidas por ondas de gravidade.

Numa camada atmosférica, onde os fluxos são constantes, o valor de ζ deve aumentar com a altura (em condições de estabilidade); logo, pode-se esperar que exista um nível onde Ri atinja o seu valor

crítico, o que indica que ali o perfil deve desviar-se de sua forma log-linear. O nível onde isto acontece pode ser detectado com auxílio da Equação 3.23. Sejam dois níveis diferentes, z_1 e z_2 quaisquer, a diferença entre $u(z_2)$ e (z_1) é dada por:

$$u(z_2)-u(z_1)=(u^*/k)(\ln((z_2-D)/(z_1-D))+\alpha_m(z_2-z_1)/L). \qquad (3.25)$$

Dividindo-se ambos os membros da Equação 3.25 por $\ln((z_2 - D)/(z_1 - D))$, tem-se:

$$y = (u^*/k)(1 + (\alpha_m/L)x) \ , \qquad (3.26)$$

onde $y=(u(z_2)-u(z_1))/\ln((z_2-D)/(z_1-D))$ e $x=(z_2-z_1)/\ln((z_2-D)/(z_1-D))$. Esta equação pode receber os dados dos perfis de vento, possibilitando a representação da variação de seus valores, como função da altura, em gráficos lineares. A porção log-linear e os níveis em que acontecem os desvios desta lei aparecem neste tipo de gráfico.

A similaridade entre os perfis é muito importante nos estudos de fluxo de energia da camada limite. Quando estes são similares, conclusões a respeito de um deles podem ser tiradas a partir do conhecimento da estrutura do outro. Se os perfis de temperatura e vento na camada limite superficial não forem similares, a razão Kh/Km pode variar com a altura, sendo que cada subcamada se comportará de forma diferente tornando praticamente impossível seu estudo. Para detectar de forma simples o grau de similaridade entre os perfis de vento e temperatura, McVehill (1964) sugeriu um índice que envolve apenas quatro medidas destas duas variáveis, tomadas duas a duas no perfil vertical, tendo sido definido como se segue:

$$P = (\Delta u/\Delta\Theta)_2/(\Delta u/\Delta\Theta)_1 \ ; \qquad (3.27)$$

os subscritos 2 e 1 referem-se às camadas mais alta e mais baixa, respectivamente, onde os dados foram coletados. Os perfis serão similares

quando P = 1. Supondo que os fluxos verticais de calor e momentum sejam constantes, quando P for menor que 1, Kh/Km deverá diminuir com a altura e quando P for maior que 1 o contrário acontecerá.

Um outro índice, que além de auxiliar a quantificação da estabilidade do perfil, contribui também para a determinação do grau de similaridade entre os perfis, foi proposto por Deacon (1949). Ele partiu do princípio de que o cisalhamento vertical do vento, na camada superficial diabática, poderia ser representado da seguinte forma:

$$\partial u/\partial z = az^{-\beta} \tag{3.28}$$

com β maior que 1 para Ri menor que 0 (condições de instabilidade), $\beta = 1$ para Ri = 0 (condições de neutralidade) e β menor que 1 para Ri maior que 0 (condições de estabilidade). O termo "a" é dado por $u^*/k(z_o)^{1-\beta}$. O parâmetro numérico β é agora chamado número de Deacon.

Algumas características importantes dos perfis podem ser indicadas por sua derivada de segunda ordem. Sabe-se que a mudança na curvatura do perfil e a mudança na variação média do perfil (gradiente de vento ou cisalhamento) decorrem do aquecimento através da interface que une os dois meios. A fórmula matemática mais simples que expressa a curvatura do perfil é o parâmetro β. Este pode ser conseguido através da diferenciação da Equação 3.28, se $\partial\beta/\partial z$ for suficientemente pequeno para ser desprezado. O número de Deacon para o perfil de vento (βu) é então:

$$\beta u = -(z + z_o)(\partial^2 u/\partial z^2)/(\partial u/\partial z). \tag{3.29}$$

Uma relação semelhante à Equação 3.29 pode ser definida para o perfil de temperatura. Assim, o número de Deacon para o perfil de temperatura ($\beta\theta$) toma a forma:

$$\beta\theta = -(z + z_o)(\partial^2/\partial z^2)/(\partial\theta/\partial z) . \tag{3.30}$$

Dois casos especiais de interesse ocorrem quando os números de Deacon são iguais à unidade ou a zero. O primeiro caso indica que o perfil é estritamente logarítmico e o segundo que é estritamente linear (como função da altura).

O fluxo de momentum na camada limite planetária é normalmente dirigido para baixo, entretanto, o fluxo de calor, pode ser dirigido para cima ou para baixo, e seu sentido pode ser indicado pelo valor de $\beta\theta$. Este é maior que 1 quando há aquecimento da superfície e é menor que 1 quando há resfriamento.

Em condições diabáticas, o número de Richardson varia com a altura. Esta variação pode ser detectada com o auxílio das relações entre β e Ri, que são dadas por:

$$(z + z_o)\ (\partial Ri/\partial z)/Ri = 2\beta u - \beta\theta. \tag{3.31}$$

Vários casos da Equação 3.31 são de interesse. Dela pode-se ver que Ri é:

1) estritamente linear com z quando

$$2\beta u - \beta\theta = 1, \tag{3.32a}$$

2) independente da altura quando

$$2\beta u = \beta\theta, \tag{3.32b}$$

3) inversamente proporcional ao cisalhamento do vendo quando

$$\beta u = \beta\theta. \tag{3.32c}$$

O caso da Equação 3.32c envolve a consideração de similaridade que é especialmente importante e frequentemente usada em micrometeorologia.

A teoria básica apresentada é testada usando o acervo de dados coletados no Experimento Micrometeorológico da Amazônia, com ênfase nos processos de interação que ocorrem na atmosfera em condições de estabilidade.

CAPÍTULO 4

O EXPERIMENTO

Em função do convênio firmado entre o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e o Institute of Hydrology (IH) do Natural Environment Research Council (NERC), Reino Unido, foi executado na reserva florestal Ducke o Experimento Micrometeorológico da Amazônia. Durante este experimento - agosto de 1983 a maio de 1985 - foram coletados dados referentes a períodos secos (agosto, setembro e outubro) e a períodos úmidos (março, abril e maio), com o objetivo de conhecer e quantificar os processos de interação entre a floresta e a atmosfera.

4.1 - ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS

A região Amazônica, bacia do rio Amazonas, compreende uma área aproximada de 6.300.000 km^2 (Molion, 1976). Estando localizada entre os paralelos 5^oN e 15^oS e os meridianos 50° e 75^oW, esta região é caracterizada pela presença de uma densa floresta tropical chuvosa, que pode ser subdividida basicamente em duas classes: 1) Mata de Igapó ou floresta inundável e 2) Floresta de "Terra Firme" que compreende as áreas florestadas não-inundáveis. A Tabela 4.1 apresenta os dados das normais climatológicas referentes ao período compreendido entre 1912 e 1942, sendo composta por valores de pressão, temperatura, precipitação, evaporação, nebulosidade, horas de brilho solar, vento e outros parâmetros meteorológicos para Manaus - AM (Ratisbona, 1976). Nota-se que a maioria das variáveis meteorológicas variam muito pouco ao longo do ano. Por outro lado, aquelas que respondem diretamente à nebulosidade (tais como brilho solar, precipitação e evaporação) são as que apresentam maior variabilidade. A temperatura média mensal apresenta variação de 1^oC a 2^oC ao longo do ano. Ao longo do dia, a amplitude térmica pode representar variação até 15^oC na temperatura (Marques et alii, 1980). A evapotranspiração potencial é bastante elevada, Marques et alii (1980) estimaram sua média na ordem de 1.200mm/ano. Segundo Molion (1985) esta

representaria em média 48% do total precipitado. Nuvens convectivas com fortes precipitações são características sobre a Amazônia. Grande parcela da energia entregue à atmosfera pela superfície provém da liberação de calor latente durante a formação destas nuvens. Apesar do conteúdo de vapor d'água ser elevado durante o ano todo, o regime de chuvas caracteriza dois períodos distintos, um seco, centrado no mês de agosto com uma média de 37,6mm, e outro úmido, centrado no mês de março com uma média de 269,2mm. A média anual de precipitação é de 1995,6mm. Segundo Marques et alii (1980), esta chega, em alguns lugares, a atingir até 4.500mm. A velocidade média do vento é baixa ($\cong$ 1,6m/s), prevalecendo a direção este ou calmaria, durante todo o ano. Ventos de sul, com certa predominância, são observados apenas nos meses de setembro e outubro.

A estabilidade das variáveis meteorológicas na região Amazônica é algumas vezes quebrada por uma queda acentuada na temperatura, popularmente conhecida pelo nome de "friagem", que persiste por vários dias. Durante a friagem, temperaturas mínimas absolutas, tais como 1,2^{o}C (Cuiabá), 0,8^{o}C (Corumbá) e 7,3^{o}C (Sena madureira), têm sido registradas (Ratisbona, 1976).

TABELA 4.1

NORMAL CLIMATOLÓGICA PARA MANAUS (1912 - 1942)

LOCALIZAÇÃO: LAT. 3° 08'S, LONG. 60° 01'W, ELEVAÇÃO - 48m

MÊS	PRESSÃO (mb)	TEMPERATURA (°C)				PRESSÃO PARCIAL DE VAPOR (mb)	PRECIPITAÇÃO (mm)	
		MÉDIA MENSAL	AMPLIT. MÉDIA MENSAL	EXTREMAS			MÉDIA	MAX. EM 24 H
				MAX.	MIN.			
JAN.	1005,2	26,2	7,4	37,4	20,4	28,5	265,5	96,4
FEV.	1005,5	26,2	7,4	37,6	20,0	28,6	246,6	101,9
MAR.	1005,4	26,4	7,2	36,1	19,4	29,1	296,2	128,5
ABR.	1005,6	26,2	7,0	34,6	20,2	28,9	266,9	121,3
MAI.	1006,3	26,3	7,2	35,0	20,0	28,8	193,9	103,1
JUN.	1007,3	26,6	7,7	35,0	19,0	28,3	100,3	74,0
JUL.	1007,7	26,8	8,5	35,2	17,6	27,6	63,7	68,8
AGO.	1006,6	27,5	9,4	36,7	19,2	27,6	37,6	50,6
SET.	1006,1	27,9	9,5	37,2	20,0	28,4	59,6	51,8
OUT.	1005,4	27,8	9,1	37,8	20,2	28,8	124,4	92,0
NOV.	1004,2	27,6	8,7	37,2	20,2	29,1	151,6	99,7
DEZ.	1004,8	26,8	8,0	38,6	19,6	29,0	216,3	85,2
ANUAL	1005,8	26,9	8,1	38,6	17,6	28,6	1995,6	128,5

(continua)

Tabela 4.1 - Conclusão.

MÊS	EVAP. MÉDIA (mm)	NÚMERO DE DIAS COM				NEBULOSIDADE MÉDIA (DECIM)	HORAS DE BRILHO SOLAR (h)	VENTO	
		PREC. 0,1mm	TEM PEST.	NEV.	GRANIZO			DIREÇÃO	VEL. (m/s)
JAN.	48,0	20	4	2	1	7,1	125,5	C-E	1,5
FEV.	43,9	19	3	1	0	7,3	108,4	C-E	1,7
MAR.	48,1	21	4	1	0	7,3	122,6	C-E	1,7
ABR.	42,3	20	5	1	0	7,2	124,6	C-E	1,4
MAI.	48,7	18	3	1	1	6,8	160,6	C-E	1,6
JUN.	58,3	12	4	2	2	6,2	202,5	C-E	1,6
JUL.	76,7	8	3	2	4	5,7	238,2	C-E	1,6
AGO.	93,9	6	4	2	4	5,7	259,0	C-E	1,8
SET.	91,9	8	5	2	4	6,1	225,0	C-E-S	1,8
OUT.	86,6	11	7	1	3	6,6	208,1	C-E-S	1,7
NOV.	73,5	12	7	2	3	6,7	187,7	C-E	1,7
DEZ.	60,6	16	6	2	3	7,0	162,8	C-E	1,7
ANUAL	772,5	171	55	19	25	6,6	2125,0	C-E	1,6

FONTE: Ratisbona (1976).

4.2 - SÍTIO EXPERIMENTAL E DADOS UTILIZADOS

O sítio experimental (lat. 2°57'S; long. 59°57'W), considerado representativo da Floresta de "Terra Firme", está localizado na Reserva Florestal Ducke (R.D.), distante 25km à NE da cidade de Manaus - AM. A Figura 4.1 (Ribeiro and Adis, 1984) mostra sua localização com relação à cidade de Manaus e aos rios Solimões-Amazonas e Negro. Nesta figura, pode ser identificada a localização da estação do INEMET (Instituto Nacional de Meteorologia), local onde foram coletados os dados usados por Ratisbona (1976) para a determinação das normais climatológicas. O relevo apresenta ondulações suaves e condições de "pista" com, no mínimo, 5km de extensão em qualquer das direções. A altura média da copa das árvores é de 35m, e algumas chegam a atingir até 50m de altura. Esta diferença entre as alturas das árvores faz com que os ele

mentos de rugosidade sejam bastante pronunciados. A densidade do dossel é alta, formando uma estrutura com compacta concentração de folhas, as quais impedem que os raios solares atinjam diretamente o solo e o conservam úmido durante todo o ano. Shuttleworth et alii (1984) indicaram que, em média, apenas aproximadamente 1,2% da radiação solar consegue atingir a superfície do solo abaixo da floresta.

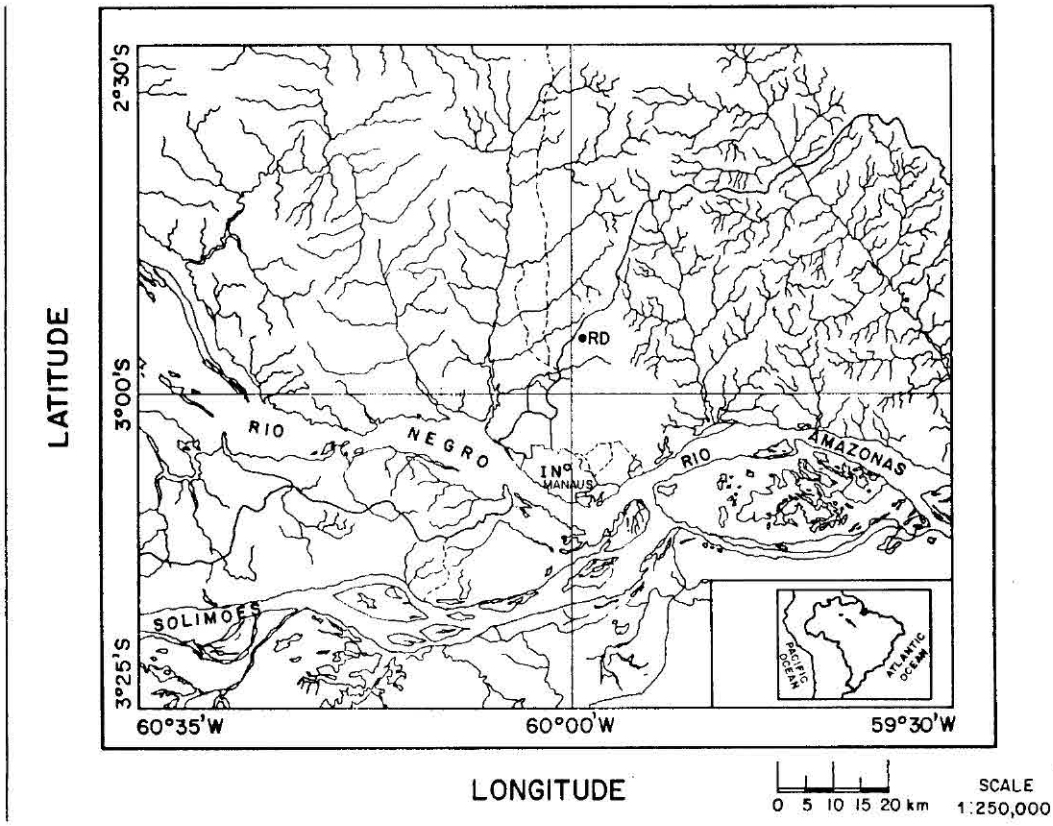

Fig. 4.1 - Localização da reserva Ducke (RD) e da estação do INEMET em Manaus (IN).

Para obtenção dos dados, foi erguida uma torre com 45m de altura, a qual proporciona uma relação altura/pista de aproximadamente 1/500. Os dados de temperatura, umidade e velocidade do vento foram coletados nos níveis 1,45; 13,45; 22,45 e 30,51 localizados dentro da floresta e nos quatro níveis imediatamente acima do dossel a saber: 35,69; 39,33; 41,03 e 44,66m. O vento foi medido em doze níveis, estes constituem-se nos mesmos onde foram coletados os dados de temperatura,

além de mais outros quatro, que são: 2,90; 37,52; 42,82 e 48,69m. As medidas de temperatura e umidade foram feitas com psicrômetros (descritos por Gash and Stewart, 1975), usando termômetros de cristal de quartzo, modelo DY-2850 da Hewlett Packard com precisão de 0,02°C, acoplados ao sistema de intercâmbio de termômetros, descritos na Seção 4.3 (McNeil and Shuttleworth, 1975). As medidas de velocidade do vento foram feitas com anemômetros de concha, modelo Sheppard modificado (Stewart and Thom, 1973), com sensores de célula fotoelétrica e calibrados para velocidades de vento entre 0,7 a 12,0 m/s. Medidas de fluxo (momentum, calor sensível e vapor d'água) foram feitas com um protótipo de anemômetro sônico do IH, denominado Hydra, o qual foi instalado sobre um mastro no topo da torre, a 48m do solo. Este protótipo é composto por um anemômetro sônico vertical (Shuttleworth et alii, 1982), um higrômetro de absorção no infravermelho com banda única em 2,7 μm (Moore, 1983), um termopar com diâmetro de 50 μm e dois anemômetros de hélice modelo Gill, montados ortogonalmente no plano horizontal. Os dados do Hydra foram coletados a cada hora e o restante dos dados a cada vinte minutos, sendo armazenados em disquetes com o auxílio do sistema de aquisição de dados. Os erros contidos nos dados obtidos pelo Hydra foram da ordem de 2% a 7% para os três tipos de fluxo medidos (Moore, 1986). Duas estações automáticas, produzidas sob licença pelo Didcot Instrument Co Ltda, acopladas a sistemas de captação de energia solar foram montadas no topo da torre, a 46m do solo, para monitoramento contínuo das condições de tempo no experimento. Estas eram constituídas por sensores de temperatura, umidade, radiação solar incidente, saldo de radiação, direção e velocidade do vento e precipitação. Os dados, neste caso, referem-se a médias horárias.

As conclusões, mostradas no Capítulo 6, foram conseguidas a partir dos dados obtidos durante as terceira e quarta campanhas de trabalhos na Reserva Ducke. Estas foram planejadas para estações seca e úmida, respectivamente. A coleta de dados na terceira campanha estendeu-se desde 17 de julho a 31 de agosto de 1984, enquanto o período de coletas da quarta campanha foi de 15 de março a 15 de maio de 1985.

4.3 - O SISTEMA DE INTERCÂMBIO DE TERMÔMETROS

Considerando que os erros induzidos pelos sensores são constantes com a variação da temperatura e da umidade, um sistema que puder medir com o mesmo sensor, a diferentes alturas, parâmetros como temepratura e outros pode fornecer gradientes verticais médios destes parâmetros isentos de erros sistemáticos. Na prática, esta consideração nem sempre é verdadeira, mas uma significante melhora é obtida nos resultados. Com o objetivo de evitar este tipo de erro, as medidas dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica acima do dossel foram feitas com o sistema de intercâmbio de termômetros (Figura 4.2). Este mecanismo é controlado pelo sistema de aquisição de dados.

Os oito pares de sensores usados neste sistema, consistiram em termômetros secos e úmidos montados em abrigos psicrométricos sujeito a uma ventilação um pouco maior que 5 m/s. Um conjunto de trilhos verticais, com 10m de comprimento, foram alinhados paralelamente a um dos lados da torre (direção este). Os psicrômetros, ligados dois a dois às extremidades de barras verticais com 5,3m de comprimento, foram posicionados de forma a deslisarem entre cada dois dos cinco trilhos. Uma corrente uniu, em pares, as barras verticais que continham os psicrômetros, formando dois conjuntos (duas barras na direita e duas na esquerda). Dois motores movimentavam os psicrômetros de cada um dos conjuntos de intercâmbio para cima e para baixo, alternadamente, através de duas camadas com 3,64m de espessura. A permutação entre os sensores era feita a cada 10 minutos por ambos os motores, porém com 5 minutos de defasagem. Depois de um intercâmbio, que gasta aproximadamente meio minuto, os termômetros eram acomodados para entrarem em equilíbrio com o ambiente por 4,5 minutos e, após isto, usados para fazer medidas nesta posição nos próximos 5 minutos, enquanto o outro conjunto era acionado para o próximo intercâmbio e acomodação. Desta forma, os dois conjuntos forneceram medidas diferenciais de temperatura e umidade para as duas camadas com uma defasagem relativa de 5 minutos. No curso de uma hora, um ciclo completo de "intercâmbio" era executado três vezes.

Com estes dois conjuntos foi possível obter dados referentes a quatro níveis acima do dossel. A cada intervalo de vinte minutos, cada psicrômetro coletava dados em dois níveis (porção inferior ou superior no sistema de intercâmbio de termômetros). Assim, os dados referentes ao nível de 44,66m foram obtidos pelos quatro psicrômetros que também coletaram os dados no nível 41,03m. O mesmo aconteceu entre os níveis de 39,33 e 35,69m. Cada um dos quatro psicrômetro coletou dados durante o período de 5 minutos para o mesmo nível e a média destes foi considerada para o perfil final (média de 20 minutos).

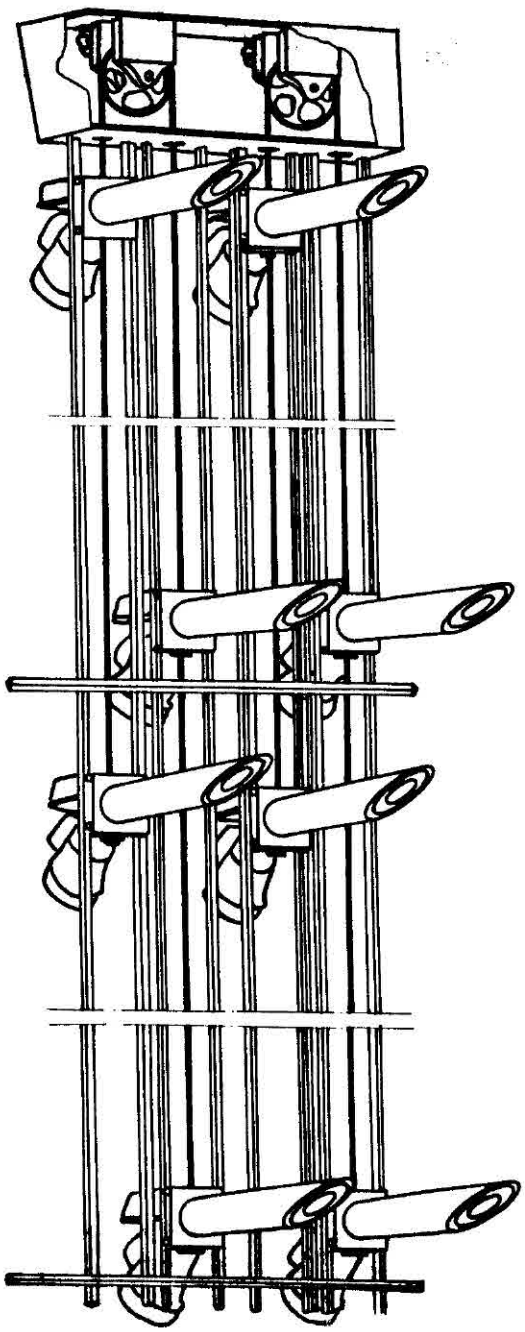

Fig. 4.2 - Diagrama esquemático do sistema de intercâmbio de termômetros (Thermometer Interchange Sistem - TIS), desenvolvido pelo Institute of Hydrology, Wallingford, U.K.

4.4 - DEFINIÇÃO DOS CRITÉRIOS DE ESTABILIDADE

Os perfis foram classificados de acordo com o grau de estabilidade e, para tanto, o número de Richardson (Ri) foi usado. Dois valores de Ri foram calculados para duas camadas imediatamente acima do dossel, usando o método de diferenças finitas. Os valores de temperatura e velocidade do vento coletados nos níveis 35,69 e 39,33m foram usados para o cálculo de Ri_1 (inferior), enquanto para o cálculo de Ri_2 (superior) foram usados os dados coletados nos níveis 41,03 e 44,66m. A média aritmética entre estes dois valores determinou a estabilidade de toda a camada. Um perfil só foi considerado instável quando os dois valores de Ri foram menores que -0,001. Para que os dois valores de Ri pudessem ser considerados quase-neutros, eles deveriam estar entre -0,03 e 0,03. Só quando os dois valores de Ri estavam entre 0,001 e 0,04 é que os perfis foram considerados estáveis. Os perfis com valores de Ri_1 e Ri_2 fora destes intervalos ou em intervalos diferentes foram descartados.

4.5 - UNIFORMIZAÇÃO DOS DADOS

Os dados, em geral, foram coletados a cada vinte minutos, i.é., os dados de velocidade do vento representam, para cada nível, uma média de vinte minutos, os de temperatura, entretanto, representam a média da temperatura para valores coletados a cada minuto durante cinco dos vinte minutos, o mesmo acontecendo com os dados de umidade. Por outro lado, os dados de Hydra referem-se a médias horárias. Assim, para uniformização dos dados, fez-se necessário o cálculo das médias horárias para os dados dos perfis. Durante um mesmo período, podiam existir intervalos de vinte minutos em que, por um motivo qualquer, os dados deixaram de ser coletados. Logo, para o cálculo da média horária, considerou-se como válidos os períodos de uma hora em que tivesse coleta de dados por apenas um ou dois intervalos de vinte minutos. Quando apenas um destes intervalos existiu, este representou a média horária. Quando mais de um destes intervalos existiram, a média entre eles representou a média horária.

O sistema de coleta de dados dos perfis e o Hydra são completamente independentes; assim, não foram raros os períodos em que apenas um dos dois sistemas esteve funcionando. Um novo arquivo com os dados compatibilizados (dados referentes aos mesmos períodos de coleta) foi feito e usado para o restante dos cálculos. Este arquivo contém, basicamente, dados referentes a períodos sem chuva, já que com chuva o Hydra não funcionava.

$\therefore$

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 - OS PARÂMETROS z_o E d

Os primeiros resultados encontrados referem-se às condições de contorno apresentadas pela floresta através dos parâmetros z_o e d do perfil logarítmico. Estes parâmetros foram conseguidos usando o método interativo proposto por Robinson (1962), que utiliza três ou mais níveis do perfil de vento, conforme mostra o Apêndice A. Os valores usados em cada nível, nos perfis considerados, referem-se ao valor médio da velocidade do vento correspondente a intervalos de vinte minutos com $|Ri| \leq 0,03$ (condições de quase-neutralidade). Para melhor clareza na explanação, os sete níveis superiores foram numerados. O nível mais alto, onde z = 48,49m, denominou-se nível 1. O seguinte, de cima para baixo (z = 44,66m), nível 2, e assim sucessivamente até o 7º nível onde z = 35,69m,

Os perfis de vento em muitos sítios experimentais com vegetação alta geralmente consideram níveis dentro e acima do dossel. Para aplicação do método de Robinson, os dados coletados no interior do dossel não devem ser usados, sob pena de gerarem resultados que não refletem as verdadeiras condições de contorno existentes na interface entre a floresta e a camada da atmosfera livre de vegetação. Quando os elementos de rugosidade da vegetação são pronunciados, a separação entre o dossel e a camada de ar acima é muito irregular, formando uma zona de transição entre estes dois ambientes. Alguns níveis do perfil de vento podem estar situados dentro desta zona de transição, condição esta que dificulta a escolha dos níveis que devem fornecer os dados a serem aplicados ao método. O perfil do vento sobre uma vegetação alta apresenta um ponto de inflexão que corresponde à transição entre as duas regiões de escoamento, dentro e acima do dossel. O nível correspondente ao ponto de inflexão depende das condições de contorno inferior que são desconhecidas. É possível determinar esta altura conhecendo a equação da curva que representa

o perfil de vento. Na equação que melhor representou a curva, utilizaram-se os dados obtidos entre os níveis de 1 a 7 para cada perfil coletado na Reserva Ducke. Sendo esta equação do terceiro grau, a sua derivada segunda quando igualada a zero fornece a localização do ponto de inflexão. Para ilustrar este aspecto dos perfis de vento, os pontos de inflexão referentes a 5 deles (para cada campanha) foram calculados e mostrados na Figura 5.1. Na escolha dos perfis, procurou-se a representatividade das velocidades de vento que ocorrem com maior freqüência sobre a Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke. Nota-se nesta figura que o ponto de inflexão sofre variações com a altura. Verificou-se que, dependendo do caso, os 4 ou 5 níveis mais altos estavam acima do ponto em que o perfil passava a ser logarítmico e que a zona de transição situava-se entre os níveis 4 e 6, quando os perfis mudavam de forma.

Visando testar a aplicação do método, analisou-se a sua estabilidade usando várias combinações entre os níveis acima de 35m. A primeira combinação foi feita tomando sequencialmente, quatro a quatro, os níveis de cima para baixo, o que permitiu 4 combinações diferentes, ou seja, em cada caso foram usados os níveis: (1, 2, 3 e 4), (2, 3, 4 e 5), (3, 4, 5 e 6) e (4, 5, 6 e 7). Os resultados são mostrados na Tabela 5.1a para as duas campanhas. O outro tipo de combinações é idêntico ao anterior, diferindo apenas quanto ao número de níveis considerados. Neste caso, foram usados 5 níveis que permitiram 3 combinações e seus resultados são mostrados na Tabela 5.1b. No último tipo de combinações, foram usados os 4, 5, 6 e 7 níveis mais altos. A Tabela 5.1c contém os resultados obtidos.

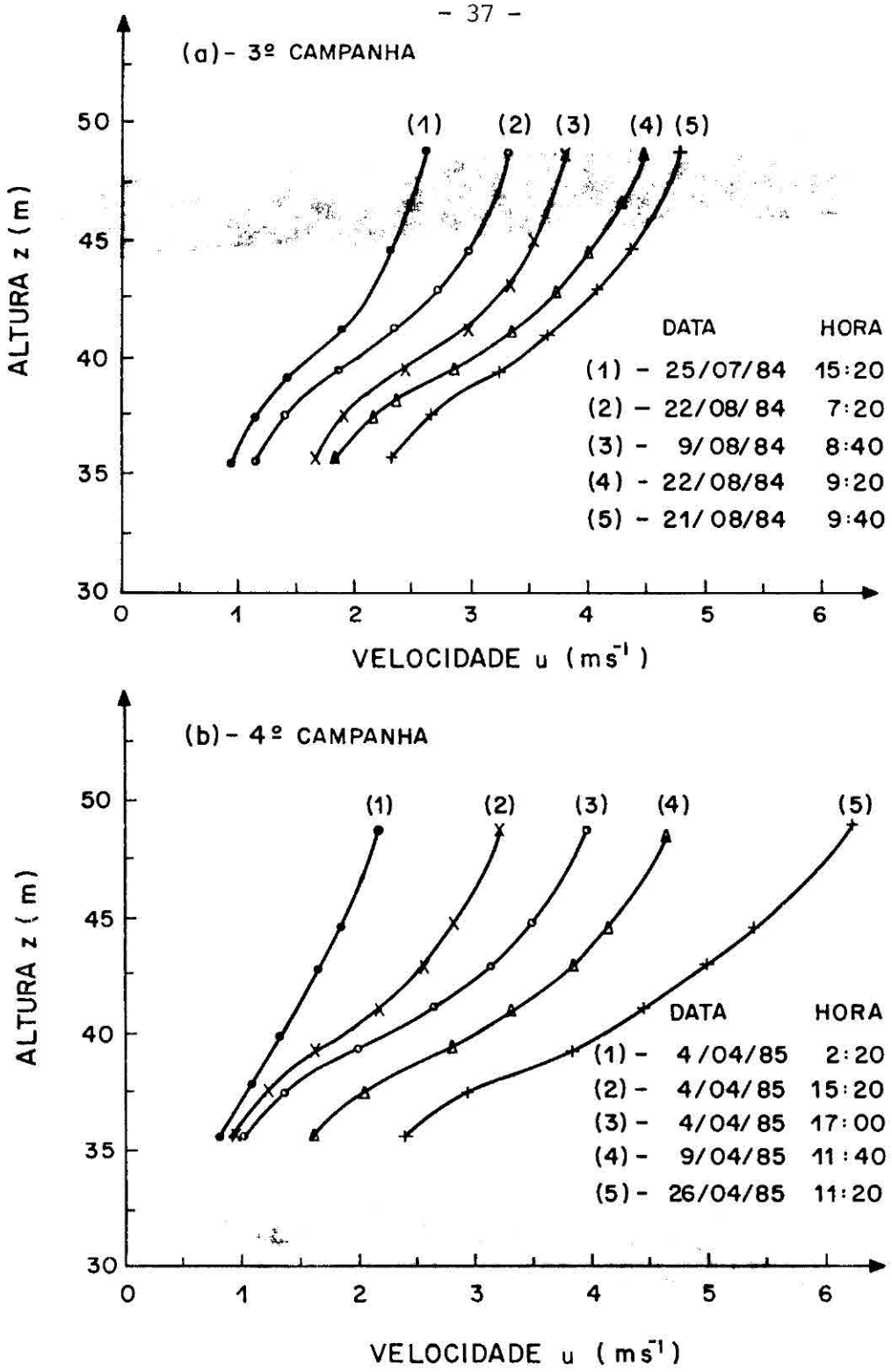

Fig. 5.1 - Alguns perfis de vento sob condições de estabilidade quase-neutra, referentes à terceira e à quarta campanhas.

TABELA 5.1

VALORES DE d, z_o E $\bar{v}$ USANDO DIFERENTES COMBINAÇÕES ENTRE OS NÍVEIS ONDE FORAM COLETADOS OS DADOS

(a) - 4 NÍVEIS CONSECUTIVOS								
	NÍVEIS USADOS (m)	d (m)	σ_d (m)	z_o (m)	σz_o (m)	$\bar{v}$ (m/s)	σ_v (m/s)	N
3a. CAMPANHA	1 a 4	37,25	2,10	0,18	0,29	2,97	0,58	131
	2 a 5	35,65	4,08	0,59	1,20	2,53	0,49	178
	3 a 6	28,41	5,60	2,66	2,42	2,25	0,49	148
	4 a 7	23,73	7,16	3,47	2,73	2,15	0,53	23
4a. CAMPANHA	1 a 4	37,25	1,84	0,31	0,34	2,83	0,69	400
	2 a 5	31,85	4,42	1,75	1,72	2,55	0,66	340
	3 a 6	25,76	5,98	4,00	2,66	2,25	0,70	292
	4 a 7	26,87	7,47	2,72	3,35	1,77	0,60	197
(b) - 5 NÍVEIS CONSECUTIVOS								
	NÍVEIS USADOS (m)	d (m)	σ_d (m)	z_o (m)	σz_o (m)	$\bar{v}$ (m/s)	σ_v (m/s)	N
3a. CAMPANHA	1 a 5	34,20	5,21	0,92	1,68	2,69	0,53	207
	2 a 6	28,83	5,46	2,34	2,17	2,38	0,49	222
	3 a 7	18,24	9,06	6,24	4,04	2,10	0,49	41
4a. CAMPANHA	1 a 5	32,03	5,10	1,60	1,70	2,70	0,75	434
	2 a 6	26,36	6,64	3,80	2,90	2,37	0,60	367
	3 a 7	19,68	9,34	5,88	4,38	1,96	0,92	155

(continua)

Tabela 5.1 - Conclusão

(c) - OS NÍVEIS CONSECUTIVOS MAIS ALTOS								
	NÍVEIS USADOS (m)	d (m)	σ_d (m)	z_o (m)	σz_o (m)	$\bar{v}$ (m/s)	σ_v (m/s)	N
	1 a 4	37,75	2,01	0,19	0,29	2,97	0,58	131
3a.	1 a 5	34,20	5,21	0,92	1,68	2,69	0,53	207
CAMPANHA	1 a 6	29,16	7,15	2,23	2,65	2,53	0,51	233
	1 a 7	19,95	9,48	5,62	4,24	2,37	0,42	231
	1 a 4	37,25	1,84	0,31	0,34	2,83	0,69	400
4a.	1 a 5	32,03	5,10	1,60	2,64	2,70	0,75	435
CAMPANHA	1 a 6	28,39	6,38	2,77	2,46	2,49	0,64	444
	1 a 7	20,63	7,54	5,81	3,54	2,32	0,73	468

O método de Robinson proporciona uma convergência dos valores de z_o e d que permite uma melhor aproximação do perfil à forma logarítmica. Quando o perfil não se apresenta próximo a esta forma, a convergência não acontece. As Tabelas 5.1(a, b e c) apresenta o número de perfis convergentes em cada situação. É importante observar que foram encontrados 282 perfis quase-neutros ($|Ri| \leq 0,03$) na 3a. campanha e 844 perfis na 4a. campanha. Os números de perfis com a forma logarítmica (ou aproximadamente logarítmicos) diminui quando o nível de cima é substituído pelo mais próximo abaixo (Tabela 5.1a e b). Por outro lado, este número aumenta quando um nível inferior é adicionado (Tabela 5.1c) ao perfil. Pode-se então concluir que os níveis inferiores apresentam um número maior de pontos afastados da forma logarítmica, o que impede uma maior convergência, indicando que o grau de turbulência existente nesta camada é tanto maior quanto mais próximo se estiver do dossel. A Tabela 5.1c mostra que, com o uso de um número maior de pontos em cada perfil, estes aproximam-se da forma logarítmica e um maior número deles apresenta convergência. Os valores de z_o e d, conseqüentemente, variam em função da combinação de níveis utilizada.

Apesar do ponto de inflexão situar-se, em alguns perfis, acima do nível 5, como pode ser visto na Figura 5.1, estes perfis não estão muito fora da curva logarítmica e podem contribuir para que um resultado mais significativo seja encontrado. Assim, considerou-se que os resultados obtidos através do uso destes níveis são os que melhor representam as condições de contorno inferior de escoamento sobre a floresta na Reserva Ducke. Um novo arquivo contendo os valores de z_o e d, calculado para cada perfil das duas campanhas, foi gerado pelo uso dos cinco níveis mais altos e os resultados (z_o = 1,38 com um desvio padrão de ± 1,72 e d = 32,73m com um desvio padrão de ± 5,23m) foram considerados como os que melhor representariam sas condições de contorno sobre a Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke.

As distribuições de freqüência dos resultados obtidos para z_o e d não foram normais. A curva de freqüência dos valores de z_o apresentou uma assimetria positiva, enquanto a de d apresentou uma assimetria negativa. Os valores modais obtidos nas duas amostras foram: $\hat{z}_o$ = 0,78m e $\hat{d}$ = 35,15m. Embora a distribuição de freqüência destes parâmetros não tenha sido normal, os desvios padrões por eles apresentados dá uma boa idéia da dispersão dos resultados encontrados.

Como visto anteriormente, os elementos de rugosidade no sítio experimental são bastante pronunciados. A complexidade das condições estruturais e dinâmicas encontradas no dossel florestal são tais que uma pequena variação na direção do vento deve causar uma grande variação nos resultados obtidos, tanto para z_o quanto para d. Como os dados de direção de vento foram coletados apenas de hora em hora e os dos perfis a cada 20 minutos, não foi possível analisar a variação de z_o e d como função da direção do vento. Acredita-se que esta variação deva ser responsável por grande parte dos desvios padrões apresentados por z_o e d.

Sobre uma comunidade de plantas, os valores de z_o e d variam em função da velocidade do vento. Esta variação é função da rigidez da vegetação. A Figura 5.2 foi publicada por Tani (1960) e mos

tra as relações entre os valores de d, z_o e a altura da vegetação como função da velocidade do vento. Estes resultados foram obtidos através de experimentos em campos de arroz, tendo o valor de d oscilado entre 50 e 90cm e o de z_o entre 3 e 18cm para uma variação de 0 a 10m/s na velocidade do vento observado a 1,5m do solo. Esta mesma figura tem sido publicada por vários autores (Inoue, 1963; Takeda, 1966). Nela podem ser identificados 3 estágios da evolução de z_o e d como função da velocidade do vento. No primeiro estágio, que vai de zero até A, a velocidade do vento aumenta sem interferir na estrutura da vegetação e o fluxo penetra por entre os elementos de rugosidade. Isto faz com que o valor de z_o aumente e o nível de deslocamento do plano zero varie para baixo. A partir de A (segundo estágio), a turbulência gerada afeta o escoamento deslocando o nível do plano zero para cima, suavisando a superfície e diminuindo o valor de z_o. Este efeito é intensificado até que o valor B seja atingido. A partir dai (terceiro estágio), a vegetação verga-se cedendo à tensão imposta pelo vento. Isto determina um deslocamento do plano zero para baixo, provocando maior rugosidade.

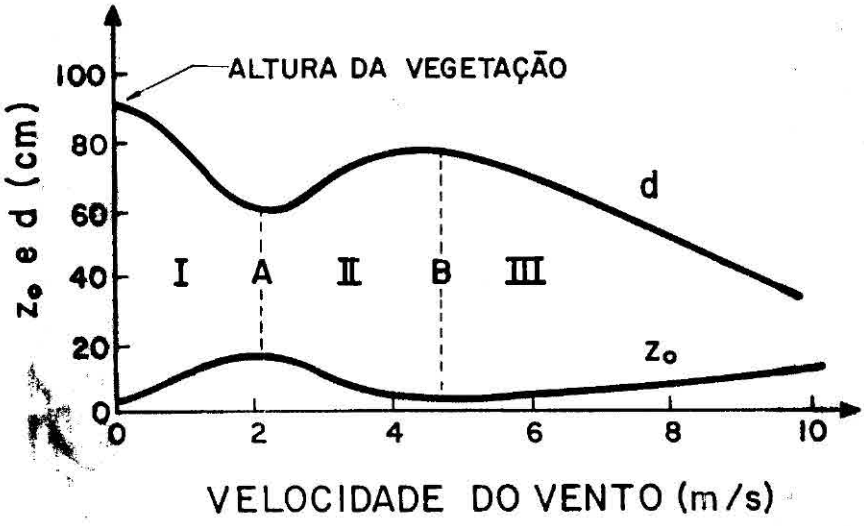

Fig. 5.2 - Variação de z_o e d como função da velocidade do vento segundo Taní (1960).

A Figura 5.3 mostra a variação de z_o e d como função da velocidade do vento (média dos 5 níveis mais altos) para as duas campanhas separadas e em conjunto. Limitações nos sensores impediram que os valores mais baixos de velocidade fossem coletados, por outro lado, a velocidade do vento sobre a floresta na Reserva Ducke é raramente alta; assim, o efeito causado por apenas um pequeno intervalo de velocidade do vento pode ser analisado. Dentro deste intervalo, os valores de z_o e d para a terceira campanha (Figura 5.3a) parece comportar-se como nos primeiro e segundo estágios da Figura 5.2. Percebe-se que a velocidade do vento aumenta, o que indica uma penetração do fluxo por entre os elementos de rugosidade, sem interferir na estrura da vegetação. Isto acontece até que $u \cong 2,4m/s$ seja atingido, quando se inicia o processo de interação entre o fluxo e os elementos da cobertura vegetal, o que proporciona o surgimento da turbulência que diminui a rugosidade e eleva o plano zero. O comportamento destes parâmetros para a quarta campanha parece representar os segundo e terceiro estágios. Na Figura 5.3b, percebe-se um aumento no valor de d e um decréscimo no valor de z_o até que o valor $u \cong 3,5m/s$ seja atingido, o que indica o início do processo onde a vegetação cede à pressão imposta pelo vento. Assim, o tipo de estrutura apresentado na Figura 5.2 é válida também para o caso da Floresta de Terra Firme, da Reserva Ducke.

Estudando os valores de z_o e d, foi gerada a Figura 5.4 que mostra a variação destes parâmetros, como função de Ri, dentro do pequeno intervalo de quase-neutralidade considerado. O padrão apresentado na Figura 5.4a e b não é muito típico, indicando a inexistência de variações sistemáticas de z_o e d com a estabilidade. Entretanto, quando os resultados obtidos nas duas campanhas são tratados em conjunto, pode-se perceber uma tendência de queda no valor de d e de aumento no valor de z_o como função da maior estabilidade. Esta tendência seria explicada pela diminuição da turbulência que provocaria um efeito contrário no mostrado no segundo estágio da Figura 5.2.

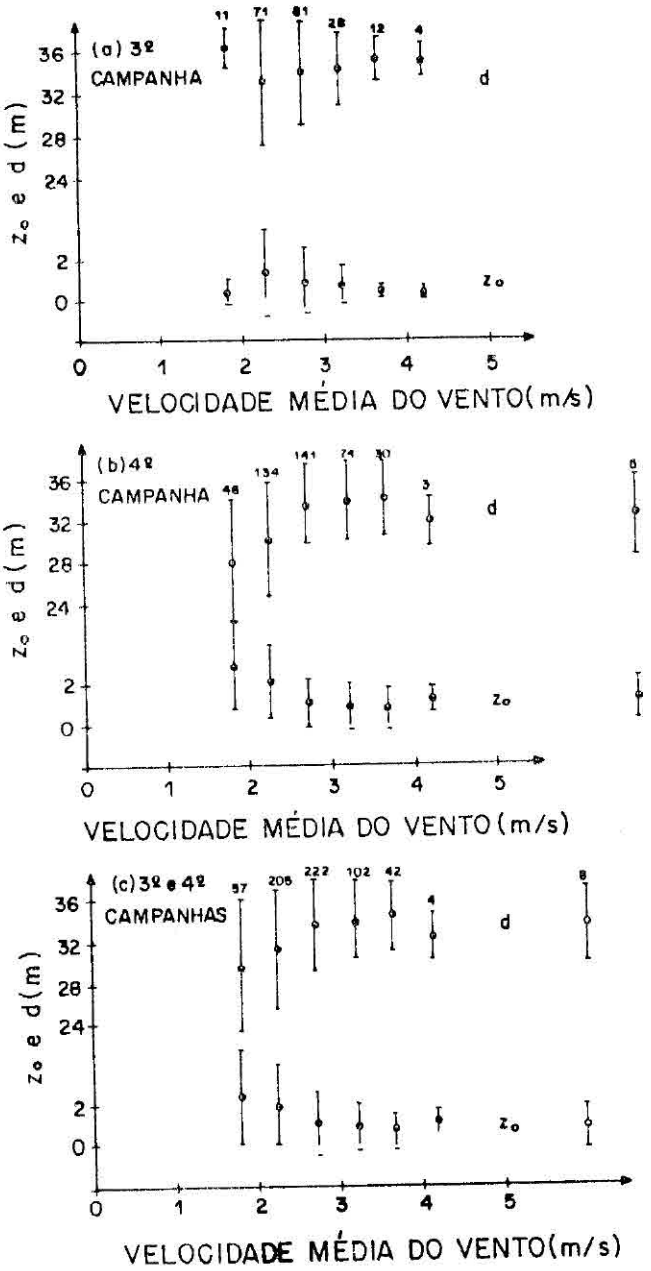

Fig. 5.3 - Variação de z_o e d com a velocidade do vento para (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanhas juntas.

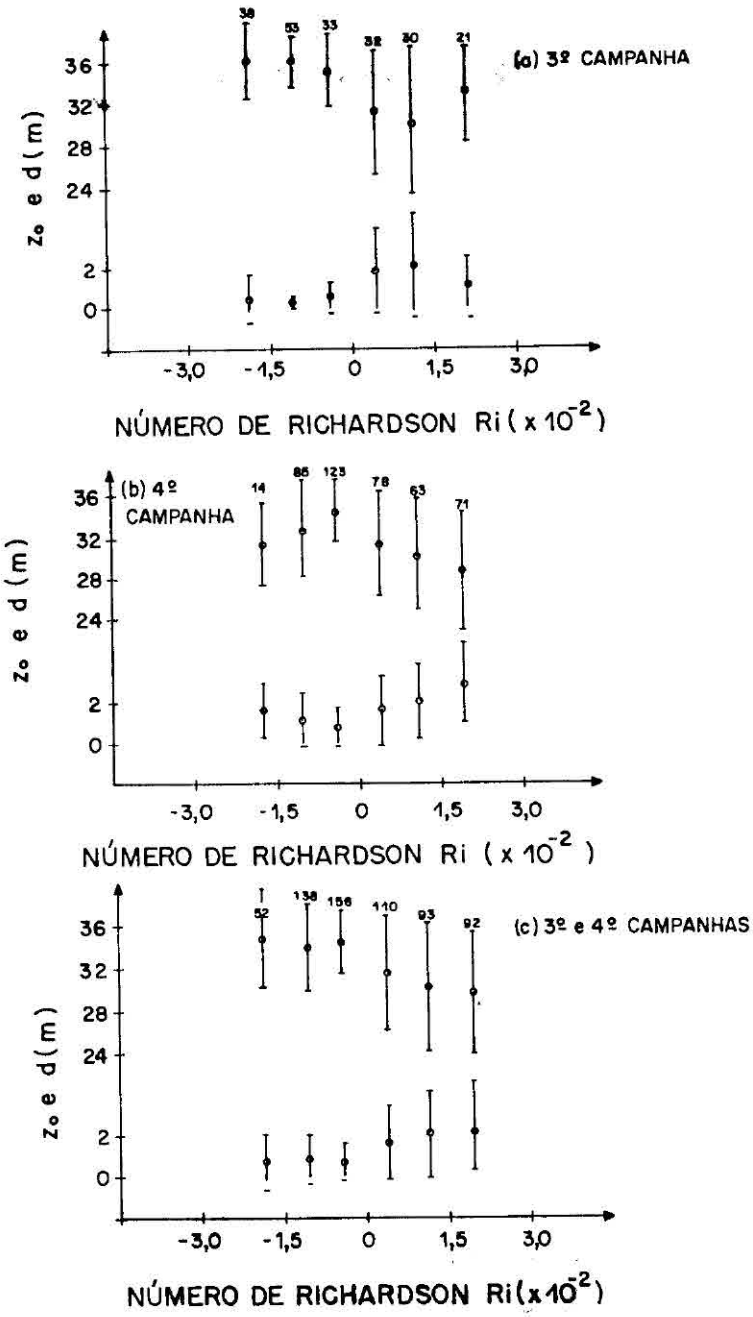

Fig. 5.4 - Variação de z_o e d com Ri para (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanhas juntas.

5.2 - A CONSTANTE DE VON-KÁRMÁN

O método de Robinson permite obter um valor (V*), constante para cada perfil, equivalente a u*/k. Para o seu cálculo, usaram-se os cinco níveis mais altos de perfis sob condições de quase-neutralidade com $|Ri| \leq 0,015$. O intervalo considerado como de quase neutralidade foi reduzido para que se pudesse obter uma maior segurança nos resultados. Os valores de u* foram obtidos pelo Hydra e os de k = u*/V* foram calculados, para cada perfil, através das médias horárias, usando z_o e d obtidos anteriormente. O valor médio encontrado foi de 0,38 (com um desvio padrão de ± 0,17), equivalentes aos citados na literatura especializada, conforme se especifica na Tabela 5.2.

TABELA 5.2

VALORES DE k CITADOS POR OUTROS AUTORES NO PERÍODO DE 1932 A 1986

AUTOR	k
Nikuradse (1932)	0,40
Sheppard (1947)	0,46
Deacon et alii (1956)	0,40
Priestley (1959)	0,40
Büsinger et alii (1971)	0,35
Plate (1971)	0,40
Büsinger (1973)	0,40
Kondo e Sato (1982)	0,39
Högström (1985)	0,40
Telford e Büsinger (1986)	
Ano	0,36
Verão	0,38
Inverno	0,35

A Figura 5.5 mostra a relação encontrada entre o valor de k e o valor de D para as duas campanhas. Os valores correspondentes a D foram calculados considerando a velocidade do vento, observada nos 5 ou 6 níveis mais altos. Nota-se que o valor de k aumenta em função de D e que a razão de aumento torna-se elevada quando D se aproxima dos valores 37,52 e 39,33m quando usados 5 ou 6 níveis, respectivamente. É importante observar que d aumenta quando z_o diminui e a soma (D) aumenta. A recíproca é verdadeira e quando D se aproxima do valor da altura do nível mais baixo, como citado acima, z_o tende a se anular forçando uma queda brusca no valor de V* e um conseqüente aumento no valor de k. Uma diferença pode ser notada entre os resultados das duas campanhas. Os valores da terceira campanha foram sempre maiores que os valores obtidos na quarta campanha, considerando-se o mesmo número de níveis. Esta diferença pode ser atribuída ao cisalhamento do vento que foi maior na quarta campanha que na terceira.

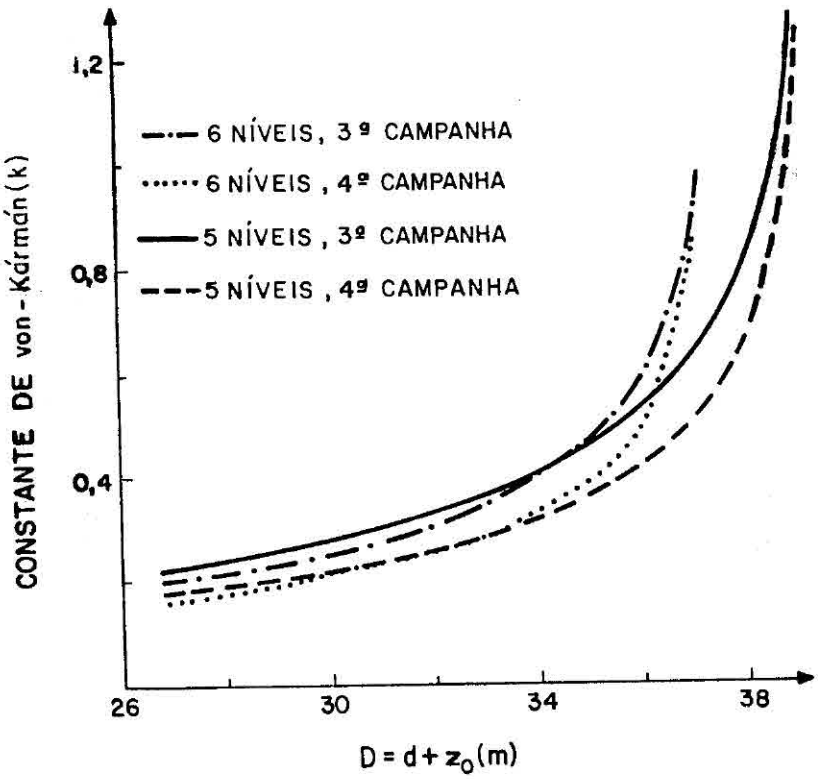

Fig =z_o+d) altos.

Segundo Moore (1986) os valores de u*, medidos diretamente pelo Hydra, apresentaram, para o caso da Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke, erros de no máximo 7% do seu valor. Para calcular o efeito deste erro, 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 ao valor medido de u* e aos valores médios de k calculados. A resposta a estas imposições é analisada através da Figura 5.6, que permite mostrar uma variação em k da mesma magnitude daquela imposta à u*. Isto significa que existe uma possibilidade de erros desta ordem no valor calculado para a constante.

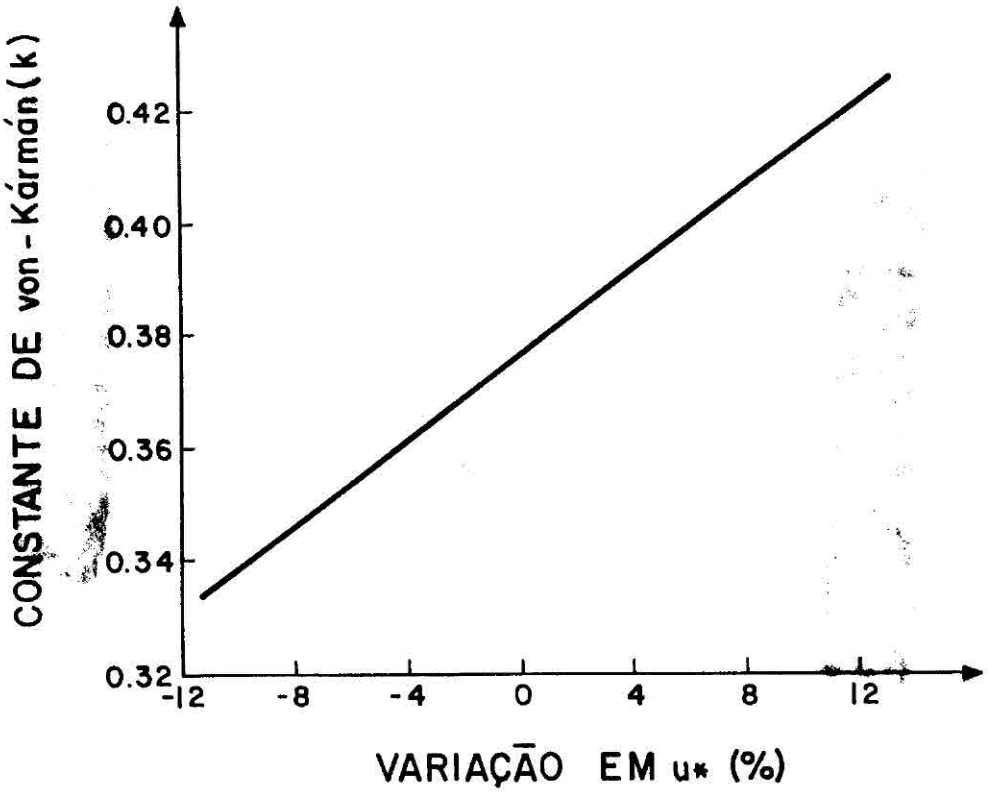

Fig. 5.6 - Efeito causado pelos erros das medidas de u* nos cálculos da constante de von-Kármán.

Vários autores (Tennekes, 1968; Kondo e Sato, 1982; Högström, 1985) tentaram detectar variações sistemáticas no valor da constante de von-Kármán com diferentes parâmetros. Para verificar a

existência de uma possível variação de k com o número de Reynolds, calculou-se Re para cada perfil médio horário com $|Ri| \leq 0,015$, da seguinte forma: $Re = U(z-D)/\nu$, onde U é a velocidade média do vento nos 5 níveis mais altos, (z-D) é a altura média calculada geometricamente após a subtração de D do ponto considerado e ν é a viscosidade cinemática do ar. Em condições normais, a atmosfera apresenta valores de Re com ordens de grandeza que variam entre 10^4 e 10^8. Durante as duas campanhas na Reserva Ducke, foram encontrados valores de Re que variaram entre 10^6 e 2×10^6, e a maior freqüência situou-se próximo a $Re = 1,6 \times 10^6$. A Figura 5.7 mostra a relação encontrada entre k e Re. O desvio padrão é representado pelas barras verticais, e os números (acima das barras) representam a freqüência do intervalo de clase considerado. O ponto de maior ocorrência é aquele de máximo valor de k. É muito difícil concluir, a partir desta figura, se existe qualquer tipo de variação brusca no valor de k como função de Re; entretanto, pode-se observar uma diminuição de k tanto para valores menores quanto para valores maiores de Re, a partir do ponto de maior ocorrência. Högström (1985) indica a possibilidade de k diminuir com o aumento de Re. Apesar desta tendência ser observada na Figura 5.7, precisa-se considerar que o valor mostrado em $Re \cong 215,3 \times 10^4$ refere-se à média de apenas 3 pontos. Para obter resultados mais concretos referentes à variação desta "constante" com Re, seria necessário um conjunto com mais dados de perfis e fluxos, medidos simultâneamente, que abrangessem um intervalo maior de valores para Re e florestas com estruturas diferentes.

Para o cálculo do valor da constante de von-kármán, Kondo e Sato (1982) usaram formas diferentes. Chamaram método 1 (um) a forma derivada do perfil logarítmico de vento, onde $k = u^*/(z(du/dz))$. Este foi usado para efeito de comparação com os resultados obtidos através do método de Robinson (1962), e, para tanto, os cinco níveis mais altos dos perfis $|Ri| \leq 0,015$ foram usados. Os valores de du/dz e de k foram calculados para cada dois níveis consecutivos através de diferenças finitas, e os resultados são apresentados na Tabela 5.3.

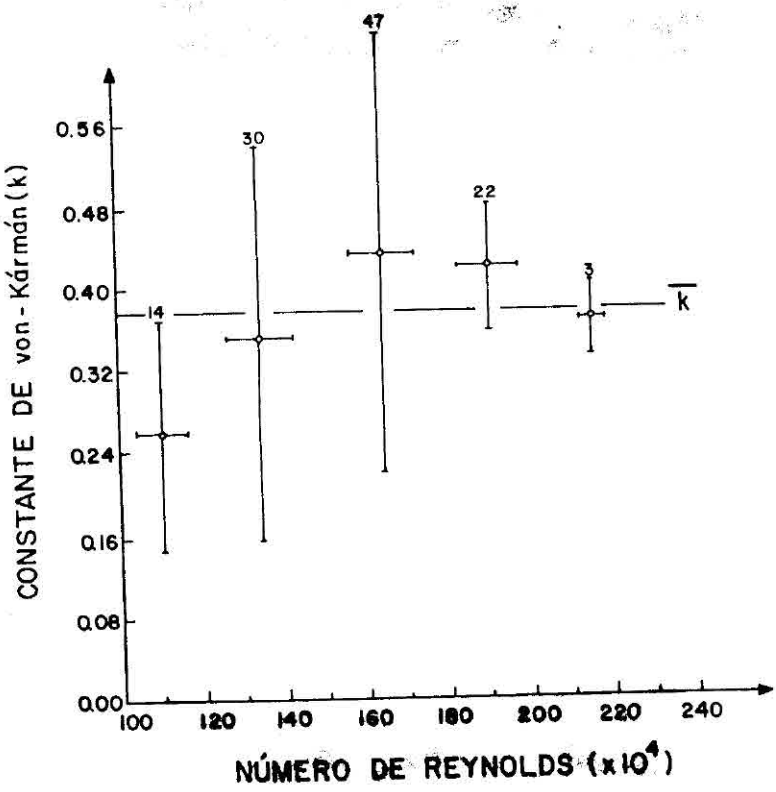

Fig. 5.7 - Relações entre a "constante" de von-Kármán e o número de Reynolds.

TABELA 5.3

VALORES DE k CALCULADOS COM O MÉTODO PROPOSTO POR KONDO E SATO (1982)

CAMPANHA	i	1	2	3	4
TERCEIRA	ki	0,41	0,27	-	0,48
16 PERFIS	σ_{ki}	0,12	0,09	-	0,14
QUARTA	ki	0,38	0,30	0,39	0,37
71 PERFIS	σ_{ki}	0,14	0,10	0,14	0,14

O uso de dois níveis consecutivos na aplicação deste método permitiu o cálculo de 4 valores diferentes para k, em função da combinação de níveis usada. Desta forma, k1 é o valor de k referente ao nível situado na altura média geométrica, entre os níveis 4 e 5. Do mesmo modo, k2 situa-se entre os níveis 3 e 4 e assim sucessivamente. Pode-se observar pela Tabela 5.3 que, a exemplo dos resultados obtidos através do método de Robinson, houve uma tendência para a ocorrência de valores de k maiores na terceira campanha que na quarta.

Os valores encontrados por este método são, em média, apenas um pouco menores que aqueles encontrados através do método de Robinson. Como pode ser visto, os valores publicados na literatura são, em média, apenas um pouco maiores que os agora apresentados, e k =0,38, obtido pelo método de Robinson, é um bom valor para ser usado nos trabalhos que envolvem estudos sobre a Floresta de Terra Firme na Amazônia.

5.3 - SIMILARIDADE E CURVATURA NOS PERFIS

A Equação 3.27 representa a definição do índice de similaridade (P) proposto por McVehil (1964). Para uma camada de pequena espessura, P toma a seguinte forma:

$$P = \frac{(\partial u/\partial \Theta)_1}{(\partial u/\partial \Theta)_2} ,$$

onde os subscritos representam as posições inferior (1) e superior (2) da camada. Usando as Equações 3.13, a seguinte expressão fornece o valor de P:

$$P = \frac{(\tau/H)(Kh/Km)_1}{(\tau/H)(Kh/Km)_2} .$$

Se os fluxos forem constantes na vertical, $P > 1$ implica um aumento na razão Kh/Km com a altura. Para $P < 1$ tem-se um decréscimo nesta razão, e quando $P = 1$ a razão permanece constante com z.

O índice foi calculado para cada perfil com os dados de temperatura e velocidade do vento referentes aos quatro níveis onde se localizou o sistema de intercâmbio de termômetros (níveis 2, 4, 5 e 7). A Tabela 5.4 fornece a porcentagem de ocorrência, nas duas campanhas.

TABELA 5.4

PORCENTAGEM DE OCORRÊNCIA DE P NAS DUAS CAMPANHAS

INTERV. DE P	Kh/Km (% DE OCORRÊNCIA)	
	3a. CAMP.	4a. CAMP.
$P > 1$	78,7	75,9
$P < 1$	11,2	12,8
$P \cong 1$	10,1	11,3

Percebe-se que apenas 10,1% (terceira campanha) e 11,3% (quarta campanha) dos dados observados indicaram condições de similaridade (Kh/Km constante com a altura).

Quando a atmosfera se encontra em situação próxima à neutralidade, o gradiente vertical de temepratura é pequeno e importante na determinação de P. Considerando duas camadas da atmosfera, horizontais e em níveis diferentes, sob condições de instabilidade, o gradiente vertical de temperatura na camada de cima é maior que o da camada de baixo, proporcionando valores pequenos para P. No caso do ar levemente estável, o gradiente de temperatura maior é o da camada de baixo, o que fornece um valor de $P > 1$. Estando o ar em condições afastadas daquelas de neutralidade, o efeito do cisalhamento do vento torna-se mais significativo e os valores de P passam a ser o resultado da combinação entre os gradientes de vento e de temperatura. As relações entre os valore de P e Ri são mostradas na Figura 5.8. Na letra (a) desta figura encontram-se os resultados da terceira campanha, enquanto na

letra (b) os da quarta campanha. Na letra (c) procurou-se representar o conjunto deles.

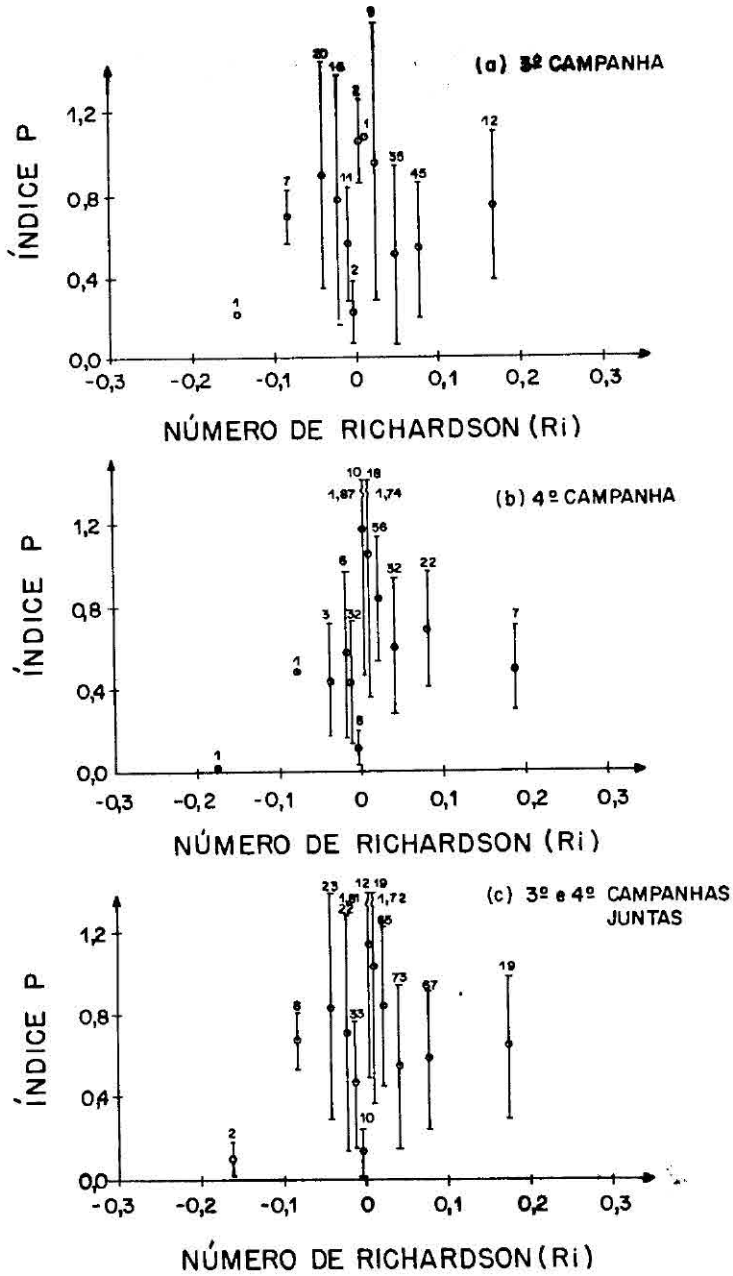

Fig. 5.8 - Relação entre os valores do índice P eos de Ri para: (a) terceira, (b) quarta e (c) terceira e quarta campanhas juntas.

A análise desta figura pode ser feita separando-se cada um dos 3 casos em duas partes: uma contendo os perfis onde a atmosfera esteve instável e a outra com os perfis onde a atmosfera se apresentou estável. Pode-se ver que, para valores de Ri < -0,05, o índice P apresentou valores muito pequenos, o que indica uma queda brusca na razão Kh/Km com altura. Este efeito era atenuando, através do aumento de P, quando a instabilidade diminuia. Próximo à neutralidade, a tendência de crescimento observada em P transformava-se em rápida queda e este voltava a indicar decréscimos com a altura na razão Kh/Km. Para condições estáveis (aproximadamente neutras), P apresentou valores maiores que a unidade e continuou caindo, até que Ri ≅ 0,05 era atingido, quando então voltava a aumentar como função do aumento da estabilidade.

Um baixo valor de P indica que a razão Kh/Km na camada superior é menor que a da camada inferior e mostra uma maior transferência de calor na camada de baixo do que na camada de cima, quando o fluxo de momentum é constante. Para um transporte de calor constante, quando P é pequeno, o fluxo de momentum é maior na camada superior que na inferior. As barras verticais na Figura 5.8 mostram um desvio padrão elevado. Isto acontece quando existem mudanças bruscas nos coeficientes de transporte. O efeito da superfície (floresta) na flutuação do campo de pressão da camada limtie atmosférica é a razão mais provável para indicar as oscilações nos coeficientes de transporte, como mostraram Gibson e Launder (1978) e Viswanadham et alii (1987).

A análise dos dados indica que a maior probabilidade de encontrar perfis similares, no caso da Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke, ocorre quando a atmosfera se apresenta moderadamente estável. Para outras condições de estabilidade, é muito pequena a possibilidade de encontrar perfis similares (Figura 5.8 e Apêndice B).

Uma análise da curvatura nos perfis de vento foi feita com o número de Deacon (βu)(Equação 3.29), calculado para cada perfil usando 3 a 3, consecutivamente, os 7 níveis mais altos. Foi possível obter até 5 valores de βu para cada perfil. Os resultados são apresenta

dos na Figura 5.9 que mostra a relação de βu com o número de Richardson. A curva desta figura foi proposta por Viswanadham (1982), que a deduziu a partir da modelagem feita por Büsinger (1971). Como pode ser observado, a grande maioria dos perfis encontrava-se sob condições de moderada estabilidade ($-0,10 \leq Ri \leq 0,10$) e apresentava grandes variações, conforme determina o desvio padrão. A tendência geral mostra a ocorrência de valores maiores que a unidade para perfis com valores negativos de Ri, o que indica condições de isntabilidade, e de valores menores que a unidade para perfis com valores de Ri positivos, o que indica condições de estabilidade. Na transição entre os dois regimes, quando a atmosfera esteve sob condições de neutralidade, houve sempre uma tendência à ocorrência de um valor próximo à unidade.

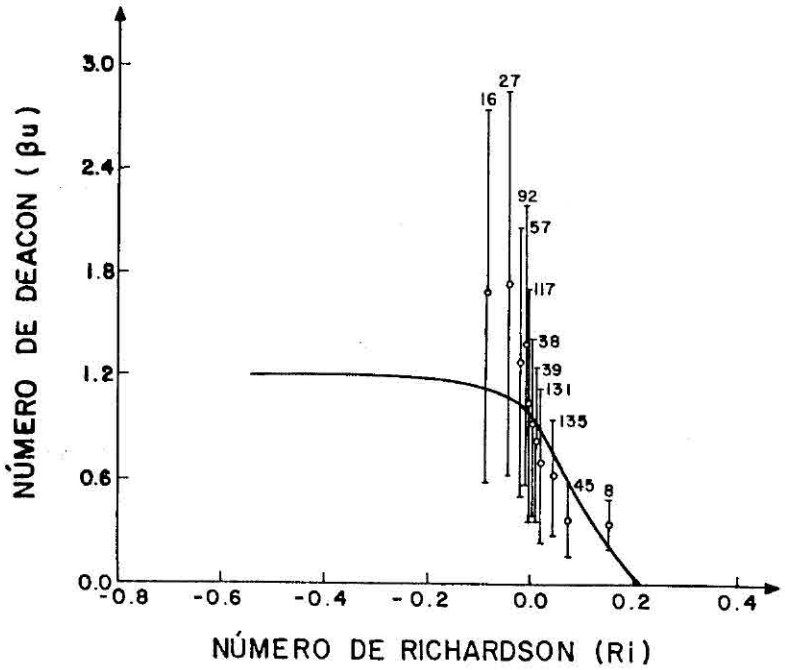

Fig. 5.9 - Relações encontradas entre βu e Ri para a Reserva Ducke. A linha cheia representa a curva proposta por Viswanadham (1982).

Nos níveis situados acima do dossel, foi possível coletar dados de temperatura referentes apenas àqueles do sistema de intercâmbio de termômetros. Estes dados foram usados para o cálculo de βθ e,

para efeito de comparação, novos valores de βu foram calculados usando os dados de vento referentes aos mesmos níveis. A Equação 3.31 mostra a variação logarítmica do número de Richardson com a altura, na camada limite. Esta variação passa a ser constante se os valores individuais de βu e de $\beta\Theta$ forem conhecidos, ou se uma relação especial enre eles for assumida. Sendo os perfis similares, i.é., $\beta u = \beta\Theta$ (Equação 3.32c), a variação de Ri depende de um valor específico do β, por exemplo, se $\beta u = \beta\Theta = 1$, Ri varia linearmente com a altura (Equaçao 3.32a). Alguns casos especiais da Equação 3.31, para o conjunto de dados obtidos na Reserva Ducke, são mostrados no Apêndice B. Neste podem ser encontrados casos onde $2\beta u - \beta\Theta \cong 1$ (Equação 3.32a), o que mostra a ocorrência de perfis com valores de Ri variando linearmente como função da altura. Os casos referentes ás Equações 3.32b e c reforçam a indicação da possibilidade de existência de perfis similares dentro da camada imediatamente acima do dossel. A condutividade e viscosidade moleculares podem manter baixos fluxos de calor e de momentum constantes com a altura. Isto torna lineares os perfis de vento e temperatura na camada limite superficial. O perfil linear tem curvatura zero e, de acordo com a definição, $\beta u = \beta\Theta = 0$. Os valores de $\beta u \cong \beta\Theta \cong 0$ encontrados (Apêndice B) mostram que este caso também é passível de ocorrência sobre o dossel na Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke.

Os valores apresentados no Apêndice B podem ser considerados típicos das condições reais na porção inferior da camada limite acima do dossel na floresta. Alguns valores negativos para $\beta\Theta$ podem ser encontrados. Matematicamente, a mudança no sinal de $\beta\Theta$ com a altura indica um ponto de inflexão no perfil de $\Theta(z)$, o que sifgnifica uma inversão no sentido do fluxo de calor naquele ponto . A inversão no fluxo ocorre quando existem fontes ou sumidouros de calor nas camadas entre os níveis do perfil. Analisando a curvatura em perfis subseqüentes, pode-se verificar que a presença destas fontes (ou sumidouros) de calor são momentâneas e que, quando ocorrem, viajam por entre os níveis do perfil desaparecendo em seguida.

A análise das relações entre βu, $\beta\Theta$ e Ri são muito importantes para o exame das diferenças entre as funções de estrutura propostas.

5.4 - O PERFIL LOG-LINEAR

Os perfis verticais, sob condições de atmosfera neutra, podem apresentar a forma logarítmica na camada mais baixa da troposfera. De acordo com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, em condições diabáticas os perfis sofrem desvios e podem ser expressos na forma log-linear. A Equação 3.23 representa um perfil log-linear, que é a forma mais geral do perfil de vento. Sob condições de neutralidade, a escala de comprimento de Monin-Obukhov (L) tende ao infinito e a porção linear da expressão do perfil se anula. A forma log-linear é válida apenas para perfis onde $Ri \leq Ric$. O grau de estabilidade no perfil é melhor quantificado, para atmosfera estável, quando é usado o parâmetro ζ (=z/L). Sendo os fluxos constantes com a altura, L é constante e ζ aumenta com z, i.é., a estabilidade aumenta com a altura. A um determinado nível, o valor Ric pode ser atingido, fazendo com que o perfil se desvie da forma log-linear. Estudos aprofundados da validade desta lei ainda não foram feitos para camadas de atmosfera localizadas sobre superfícies com grande rugosidade. Fez-se uma análise dos perfis que indicaram condições de estabilidade, para a camada de atmosfera logo acima da floresta na Reserva Ducke, através do cálculo da constante de proporcionalidade α na Equação 3.23. Calculou-se o valor de L para cada um dos perfis, usando os valores u*, H e Θ fornecidos pelo Hydra. O valor de ζ foi determinado através da Equação 3.17 para a altura média entre os níveis 5 e 7, que são os mesmos níveis usados para o cálculo de α_m. Quando usados todos os perfis da terceira e quarta campanhas, os resultados mostraram um valor de 2,6 com desvio padrão de 1,3 para α_m. Usando a Equação 3.31 obteve-se um valor numérico para Ric = 0,38. Verifica-se na Equação 3.23 que a determinação de α_m é extremamente sensível à variação de qualquer um de seus componentes. Uma incorreção na determinação de d provoca um erro nos valores de z (acima de D). Swinbank (1964) mostrou que, para L = 100m, z_1 = 2m e z_2 = 1m, $\partial\alpha_m/\partial d$ = 0,5cm,

e que com os mesmos valores de L, z_1, e z_2, para uma variação de apenas 0,01 no valor de k, α_m varia de 1,0, o que enfatiza os problemas causados pela escolha de valores errados para esta constante. Apesar da importância e da necessidade de certos cuidados experimentais, este tipo de erro é presumivelmente aleatório e, no caso do experimento na Reserva Ducke, é necessário considerar os desvios padrões encontrados na análise de z_o, d e k, pois certamente constituem fontes de erros para o cálculo dos valores de α_m em cada perfil.

É importante observar que os perfís usados para o cálculo de α_m apresentaram pequenos valores de Ri. Estando o perfil próximo às condições de neutralidade, o desvio da forma logarítmica não é tão acentuado, o que dificulta ainda mais a determinação do valor da constante α_m. O resultado encontrado pode ser considerado bom, quando comparado com os existentes na literatura. Alguns valores de α_m e de Ric, publicados por outro autores, são mostrados na Tabela 5.4. É importante observar também que nenhum deles foi obtido com dados coletados sobre florestas. Os valores de Ric, em parênteses nesta tabela, foram calculados a partir de α_m. Pode-se verificar que as variações, tanto de α_m quanto de Ric, são muito grandes. Verifica-se, também, que o valor de Ric calculado para o caso da Reserva Ducke com o uso de α_m encontra-se entre os valores mostrados na Tabela 5.5.

Os valores de α_m, referentes a alguns perfis das duas campanhas, são apresentados no Apêndice C. O valor médio de α_m(=2,6), obtido para as condições encontradas sobre a Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke, está assoicado a um desvio padrão que mostra a variabilidade, provavelmente, causada pelos processos físicos envolvidos nos mecanismos de trocas turbulentas sobre a floresta, sendo estes mais complexos do que sobre superfícies lisas. Isto indica a necessidade de um estudo mais completo, a ser feito com os dados de fluxos tomados em diferentes níveis.

TABELA 5.5

VALORES DE α_m E Ric PUBLICADOS POR OUTROS AUTORES

AUTOR	α_m	Ric
Deacon (1949)*	-	0,15
Rider e Robinson (1951)*	-	0,40
Monin e Obukhov (1954)	0,60	(1,67)
Ellison(1957)*	-	0,15
Davis (1957)*	-	0,15
Townsend (1958)*	-	0,08
Lyons et alii (1964)*	-	0,18
Swinbank (1964)	0,58	(1,72)
McVehil (1964)	7,00	0,14
Crawford (1965)*	-	0,05
Webb (1970)	5,20	0,20
Büsinger et alii (1971)	4,70	0,21
Manzi (1987)	-	0,10

Os valores com asteriscos foram publicados por Oke (1970).

Para analisar os desvios da lei log-linear, Webb (1970) sugeriu o cálculo de duas variáveis, x e y (Equação 3.26), pertencentes a um conjunto formado por pares de valores para cada perfil que, quando dispostos em gráficos lineares, indicariam em que nível estaria ocorrendo os desvios da lei log-linear. Esta metodologia é aplicada para o caso da Reserva Ducke, usando os dados referentes aos 7 níveis mais altos. Alguns resultados são mostrados na Figura 5.10 como exemplo. Cada um dos pontos mostrados nos diversos gráficos desta figura ocupa um lugar fixo no espaço, dentro do perfil vertical, localizado a uma altura equivalente à média geométrica das alturas de dois níveis consecutivos.

Um padrão geral pode ser observado em todos os perfis apresentados. Os três ou quatro pontos mais baixos no perfil representam a porção da camada em estudo que obedece a forma log-linear, podendo-se observar um desvio a partir daí. O desvio geralmente acontece entre o terceiro e o quinto ponto, tendo a maior freqüência ocorrido aproximadamente a 41m acima do solo. Acima do ponto onde ocorre o desvio, torna-se difícil a detecção de uma forma genérica, a exemplo da lei log-linear, que possa representar os perfis.

Sendo os fluxos constantes, o desvio da lei log-linear deve ocorrer em um nível mais baixo para um grau de estabilidade maior, em uma mesma camada. Quando os fluxos variam com a altura, torna-se difícil a observância de valores menores para o nível onde ocorre o desvio da lei como função de maior valor para α_m. Os perfis na Figura 5.10 foram ordenados em função do grau de estabilidade ζ, tomado no nível onde $z = 2,86$m (acima de D). Seria de esperar que o nível onde ocorre o desvio da lei log-linear, apresentasse valor menor com o aumento de ζ, entretanto este comportamento não foi observado, o que indica a possibilidade de que, pelo menos em alguns perfis, os fluxos tenham variado com a altura.

Os dados de fluxos foram medidos em apenas um nível, o que dificultou o trabalho que poderia ser simplificado se estas medidas tivessem sido feitas em diferentes níveis. Apesar disto, bons resultados referentes à física dos processos de transporte de momentum sobre o dossel na Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke foram obtidos.

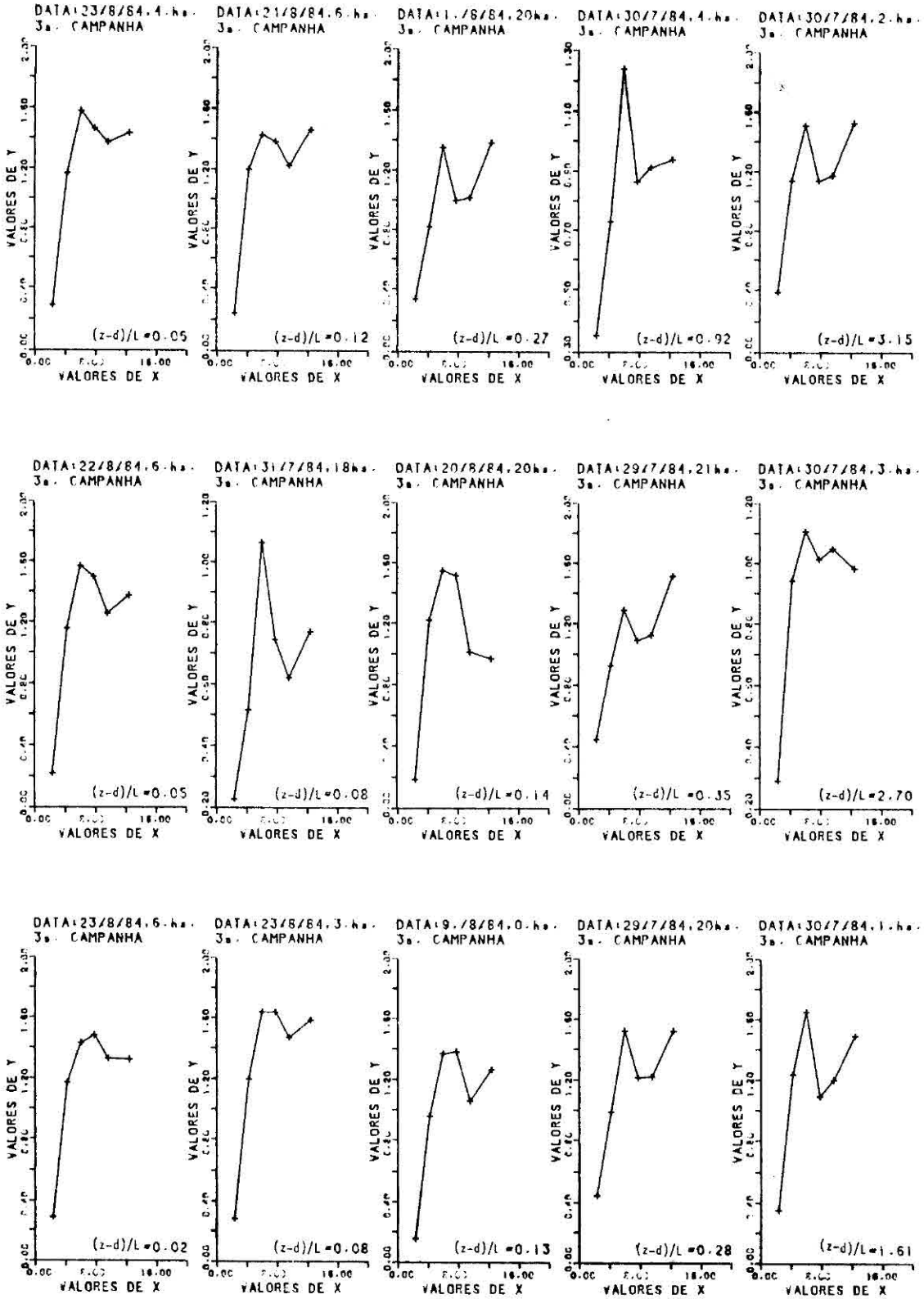

Fig. 5.10 - Alguns perfis que mostram os desvios da lei log-linear para a terceira campanha de coleta de dados.

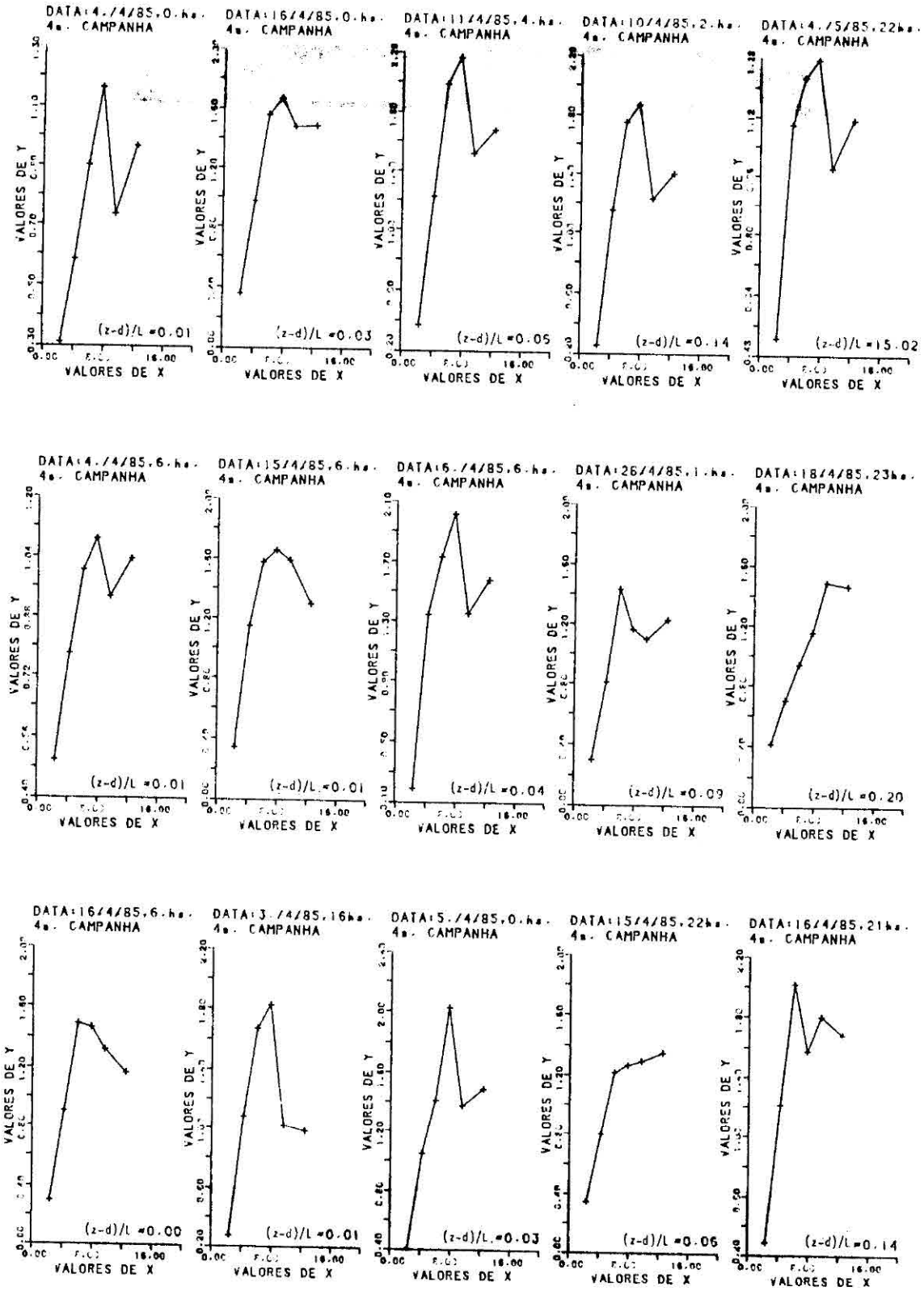

Fig. 5.11 - Alguns perfis que mostram os desvios da lei log-linear para a quarta campanha de coleta de dados.

5.5 - ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA ESTÁVEL

Uma discussão qualitativa da seqüência de eventos que ocorrem quando a camada limite muda de condições instáveis para está veis pode ajudar a entender as complexidades nela existentes. No final da tarde em dias de céu coberto, os fluxos de calor mudam o seu sentido e a porção mais baixa da camada limite torna-se estável. Pouco antes do momento da inversão dos fluxos, toda a camada ainda permanece com movi mentos turbulentos, pois continua a existir produção de energia e célu las convectivas. O aumento da estabilidade na atmosfera proporciona um decréscimo na turbulência, que tende a cessar quando o valor de Ric é atingido. Quando a atmosfera se encontra sob condições de estabilida de em que Ri supera Ric, os fenômenos turbulentos tendem a desaparecer e outros, tais como ondas de gravidade, podem ocorrer. Ondas de gravi dade com amplitudes suficientemente grandes provocam instabilidade con vectiva e turbulência intermitente. Para examinar estes fenômenos na camada estável sobre a mata, os valores de freqüência de ondas de gravi dade foram calculados (freqüência de Brunt-Väisälä).

Uma das razões para o constraste entre os mecanismos fí sicos que ocorrem na camada limite, sob diferentes condições de estabi lidade, relaciona-se com o fato de que quando a freqüência de Brunt-Väisälä (N) fornece um valor real, a atmosfera apresenta-se estável e quando este valor e imaginário, a camada apresenta-se em condições de instabi lidade. O valor de N está relacionado com a força de flutuação de cada parcela considerada na camada de ar próxima à superfície e determina o período de tempo que elas gastariam, na ausência de outras forças, para completar um ciclo de oscilação. O período de oscilação é proporcional ao grau de estabilidade em que a atmosfera se encontra. Sob condições de instabilidade, N indica que a parcela tenderá a desviar-se e afas tar-se indefinidamente de sua posição original. Quando as condições são de estabilidade, N aumenta com o aumento da estabilidade e o período se torna cada vez menor. Thorpe (1973), fazendo uma revisão de experi mentos de laboratório para o estudo da turbulência em fluidos estavel mente estratificados, publicou valores típicos de N para camadas na at

mosfera e no oceano. Para o oceano o valor de N seria aproximadamente $7,8x10^{-2}s^{-1}$ e para a atmosfera, $N \cong 1,4 \times 10^{-2}s^{-1}$. Valores de N, referentes a alguns perfis das duas campanhas, são apresentados no Apêndice C. O valor médio encontrado para o caso da Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke foi de $N = 2,8 \times 10^{-2}s^{-1}$, com desvio padrão de $0,7 \times 10^{-2}$ em ambas as campanhas. Isto significa que uma parcela de ar deslocando-se verticalmente, sob condições de estabilidade, sobre o dossel da floresta, gastaria em média, 0,5min para executar um ciclo de oscilação, na ausência de outras forças. Este é aproximadamente o período da onda de gravidade que ocorre com maior freqüência. Este resutlado é o dobro daquele publicado por Thorpe (1973) para uma camada na atmosfera e mostra que fenômenos, tais como os indicados acima, ocorrem com maior intensidade na camada acima do dossel da floresta na Reserva Ducke. A detecção da ocorrência destes valores de N pode ser considerada como uma sugestão para a continuidade destes estudos, principalmente através da medida de espectros da freqüência da turbulência que ocorre nesta região.

∴

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

O estudo desenvolvido envolve aspectos da camada limite superficial sobre o dossel na Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke. O mais importante deles refere-se ao comportamento dos perfis de vento sob condições de atmosfera estável. Os resultados expostos permitem as seguintes conclusões.

1) Existe uma zona de transição no perfil de vento que é a interface entre as duas regiões de escoamento, dentro e acima do dossel. A aplicação do método de Robinson (1962) a perfis de vento, coletados em sítios com vegetação alta, está sujeita a uma análise prévia para a estimativa da altura onde se encontra o ponto de inflexão. Este método perde resolução quando os níveis de coleta localizam-se muito próximos ao dossel e ganha quando um número maior de níveis é usado. Apesar da grande variabilidade, os valores de z_o = 1,38m e d = 32,73m podem representar, de forma genérica, as condições de contorno sobre a Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke. A variabilidade encontrada em z_o e d deve ter sido causada pela variação na direção do vento e pela complexidade das condições dinâmicas e estruturais da Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke. A variação na velocidade do vento determina uma variação em z_o e d com o mesmo padrão apresentado por Tani (1960), Inoue (1963) e Takeda (1966). Dentro do pequeno intervalo de quase-neutralidade considerado, z_o mostrou uma leve tendência a aumentar e d a diminuir, com o aumento da estabilidade.

2) O estudo do valor de k pode facilmente ser feito, quando se dispõe de dados de u*, através do uso do método interativo proposto por Robinson (1962). A determinação do valor de k é muito sensível à estimativa das condições de contorno inferior da camada

onde se estuda (z_o e d). A quarta campanha apresentou, em média, um cisalhamento no vento maior que na terceira campanha; isto induziu a que os valores de k encontrados fossem maiores na terceira que na quarta campanha. Qualquer erro cometido na obtenção de u* afeta, da mesma forma, o valor de k encontrado. Não foram encontradas dependências sistemáticas de k com Re, embora uma tendência para um valor máximo de k($\cong$ 0,43) tenha ocorrido em Re = 1,6 x 10^6. O método proposto por Kondo e Sato (1982) mostrou, em média, uma valor de k inferior àquele obtido pelo método de Robinson. O valor de k = 0,38, obtido pelo método de Robinson, situa-se entre aqueles citados por outros autores e pode ser usado em trabalhos que envolvem estudos sobre a Floresta de Terra Firme na Amazônia.

3) O índice de similaridade P foi menor que 1 em aproximadamente 77% dos casos, o que implica que a razão Kh/Km aumenta com a altura nesta mesma proporção. O efeito da superfície na flutuação do campo de pressão da camada limite atmosférica é a razão mais provável para indicar as oscilações nos coeficientes de transporte. Apenas 10% dos perfis coletados podem ser considerados similares, sendo encontrados com maior facilidade quando a atmosfera se apresenta moderadamente estável.

4) A predominância dos valores de βu é, como prevê a teoria, de valores maiores que 1 quando a atmosfera se apresenta instável e menores que 1 para atmosfera estável, passando pela unidade em caso de neutralidade. A análise das relações entre βu e $\beta\theta$ mostrou ser possível a ocorrência de perfis com Ri variando linearmente na vertical, reforçou a possibilidade da existência de perfis similares e revelou a ocorrência de instantes em que baixos fluxos são mantidos apenas por condutividade e viscosidade moleculares. Alguns perfis de temperatura apresentaram mudança no sinal de $\beta\theta$, o que indica a possiblidade da existência de fontes e sumidouros de calor entre os níveis do perfil (de menos para mais em caso de fonte e de mais para menos em caso de sumidouro).

5) A determinação de α_m na Equação 3.23 é extremamente sensível à variação de qualquer um de seus componentes. O valor que melhor representa a teoria para as condições de estabilidade encontradas sobre a Floresta de Terra Firme na Reserva Ducke é α_m =2,6 o que indica um valor crítico para Ri de 0,38. Os processos físicos envolvidos nos mecanismos de trocas turbulentas sobre a Floresta devem ser os responsáveis pela variabilidade encontrada nos valores de α_m. Os desvios da lei log-linear foram encontrados aproximadamente a 41m do solo. A variação da altura onde os desvios ocorrem não mostrou ser proporcional ao grau de estabilidade, isto indica que, pelo menos em alguns perfis, os fluxos variaram com a vertical.

6) O valor predominante da freqüência de Brunt-Väisälä na Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke foi de 2,8 x 10^{-2}, o que indica que, uma parcela de ar, se deslocando verticalmente sob condições de estabilidade, gasta em média meio minuto para completar um ciclo de oscilação. Este valor demonstrou ser o dobro daquele publicado por Thorpe (1973) para uma camada na atmosfera e indicou que houve, no caso da Reserva Ducke, maior estabilidade do que se esperaria.

Com base nos resultados encontrados, as seguintes sugestões podem ser feitas:

- Para estudar com profundidade o tipo de problema abordado, são necessárias medidas simultâneas de perfis de vento, temperatura e de perfis de fluxos.

- O estabelecimento do valor da constante de von-Kármán deve ser feito usando informações espectrais da turbulência para comparação com o resultado apresentado.

- Sob condições de estabilidade, os processos tornam-se muito lentos e o regime nem sempre é estacionário; neste caso, com o aumento de ζ, a transferência radiativa de calor torna-se cada vez mais importante. Esta transferência não é incluída na teoria de Monin-Obukhov e depende da quantidade de umidade no sítio experimental. Nestas condições, o estudo dos processos radiativos torna-se muito importante e precisa ser feito.

- O estudo do espectro de turbulência na Floresta de Terra Firme é de grande importância para o entendimento dos mecanismos envolvidos nas camadas estavelmente estratificadas da atmosfera, onde oscilações do tipo de ondas de gravidade e outras podem ocorrer. Instrumentos de resposta rápida devem ser usados, nas próximas campanhas, para a determinação destes espectros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BÜSINGER, J.A. Turbulent transfer in the atmosferic surface layer. cap. 2 em Workshop on Micrometeorology, American Meteorological Society, 392 p., 1973.

_____ Transfer of heat and momentum in the atmosphere boundary layer. In: RAND CORPORATION. Artic. Heat budget and atmosphere circulation. Santa Monica, Ca, 1966.

BÜSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C.; ISUMI, Y.; BRADLEY, E.F. Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer. Jour. Atms. Sci., 28(2)181-189, 1971.

CRAWFORD, T.V. Moisture transfer in free and forced convection. Quart. J. Roy. Met. Soc., 91:18-27, 1965.

DAVIS, F.K. Study of time height variations of micrometeorological factors during radiation fog. Pub. Climat., Johns Hopkins Univ., 10:1-37, 1957.

DEACON, E.L. Vertical diffusion in lowest layers of the atmosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc., 75:89-103, 1949.

DEACON, E.L.; SHEPPARD, P.A.; WEBB, E.K. Wind profiles over the sea and the drag at the sea surface. Australian Jour. of Physics, 9: 511-541, 1956.

ELLISON, T.H. Turbulent transport of heat and momentum from an infinite rough plane. J. Fluid Mech., 2:456-466, 1957.

GASH, J.H.C.; STEWART, J.B. The average surface resitence of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. Bound.-Layer Meteor., 8:453-464, 1975.

GIBSON, M.M.; LAUNDER, B.E. Ground effects on pressure fluctuations in the atmospheric boundary layer. J. Fluid Mech., 86:491-511, 1978.

HOGSTRÖM, U. Von-Kármán's constant in atmospheric boundary layer flow: Reevaluated. Jour. Atm. Sci., 42:263-270, 1985.

HSU, S.A. Determination of power-law wind profile experiment on a tropical coast. Jour. Appl. Met., 21:1187-1190, 1982.

INOUE, E. On the turbulent structure of airflow within crop canopies. Jour. Met. Soc. Japan, 41:317-326, 1963.

JACSON, B.S.; CARROLL, J.J. Aerodynamic roughness as a function of wind direction over asymmetric surface elements. Bound.-Layer Meteor., 14:323-330, 1978.

KARLSSON, S. The aplicability of wind profile formulas to an urban-rural interface site. Bound.-Layer Meteor., 34:333-355, 1986.

KONDO, J.; SATO, T. The determination of the von-Kármán constant. Jour. Meteor. Soc. Japan, 60:461-470, 1982

KONDO, J.; YAMAZAWA, H. Aerodinamic roughness over an inhomogenius ground surface. Bound.-Layer Meteor., 35:331-348, 1986.

KORRELL, A.; PANOFSKY, H.A.; ROSSI, R.J. Wind profiles at the Boulder tower. Bound.-Layer Meteor., 22:295-312, 1982.

LUMLEY, J.L.; PANOFSKY, H.A. The structure of atmospheric turbulence. Intersciences Publishers, London, 239 p., 1964.

LYONS, R.; PANOFSKY, H.A.; WOLLASTON, S. The critical Richardson number and its implication for forecast problems. Jour. Appl. Meteor., 3:136-142, 1964.

MANZI, A.O. Aspectos aerodinâmicos de uma floresta Amazônica. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1987 (INPE-4445-TDL/313).

MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J.M. A divergência do campo do fluxo de calor e as chuvas na região Amazônica. Acta Amazônica, 10: 133-140, 1980.

MARUNICH, S.V. Kharakteristiki turbulentnosti v'usloviyakh lesa po gradientnym i strukturnym wablyudeniyam. Trudy GGI., 198:154-165, 1971.

McNEIL, D.D.; SHUTTLEWORTH, W.J. Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. Bound.-Layer Meteor., 9:297-313, 1975.

McVEHIL, G.E. Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification. Quart. J. Roy. Met. Soc., 90:136-146, 1964.

MOLION, L.C.B. A interação floresta-clima. Ciência Hoje, 17:3, 1985.

_____ A climatonomic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of the deforestation effects. São José dos Campos, INPE, 1976 (INPE-923-TPT/035).

MOLION, L.C.B.; MOORE, C.J. Estimating the zero-plane displacement for tall vegetation using a mass conservation method. Bound.-Layer Meteor., 26:115-125, 1983.

MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M. Basic relationship of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. Akad. Nauk. SSSR Trud. Geophisical Institute, 24(151):163-187, 1954.

MOORE, C.J. Frequency response for eddy correlation systems. Bound.-Layer. Meteor., 37:17-36, 1986.

_____ On the calibration and temperature behavior of single beam infrared hygrometer. Bound.-Layer Meteor., 25:245-269, 1983.

NIKURADSE, J. Gesetzmässigkeiten der turbulenten strömug in glatten Rohren. Forschungsheft Verein Deutscher Ingenieure, 356, 1932.

OKE, T.R. Turbulent transport near the ground in stable conditions. Jour. Appl. Meteor., 9:778-786, 1970.

PANDOLFO, J.P. Wind and temperature profiles for constant flux boundary-layers in lapse conditions with a variable eddy conductivity to eddy viscosity ratio. Journ. Atmos. Sci., 32:495-502, 1966.

PANOFSKY, H.A. Vertical variation of rougness length at the Boulder Atmospheric Observatory. Bound.-Layer Meteor., 28:305-308, 1984.

PLATE, E.J. Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers. Oak Ridge, TN, U.S. Atomic Comission, USAEC Division of Technical Information Extension, 1971.

PRANDTL, L. Essentials of fluid dinamics. London, Blackie, 1952.

PRIESTLEY; C.H.B. Turbulent transfer in the lower atmosphere. The University of Chicago Press. 1959. 130 p.

PATISBONA, L.R. The climate of Brazil. In: SCHWERDTFEGER, W., ed. Climates of Central and South America. Amsterdam, Elsevier, 1976. p. 219-293. (Word Survey of Climatology, 12).

RIBEIRO, M.N.G.; ADIS, J. Local raifall variability - A potential bias for bioecological studies in the central Amazon. Acta Amazônica, 14:159-174, 1984.

RICHARDSON, L.F. The supply of energy from and to atmospheric eddies. Proceedings of the Royal Society, 97:354-373, 1920.

RIDER, N.E.; ROBINSON, G.D. A study of the transfer of heat and water vapour above a surface of short grass. Quart. J. Roy. Met. Soc., 77:375-401, 1951.

ROBINSON, M.S. Computing wind profiles parameters. Jour. of Atmos. Sci., 19:189-190, 1962.

ROSSBY; C.G.; MONTGOMERY, R. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. Pap. Phys. Oceanogr. Met., 3(3), 1985.

SHEPPARD, P.A. Transfer across the earth's surface and through the air above. Quart. J. Roy. Met. Soc., 84(361):205-224, 1958.

_____ The aerodynamic drag of the earth's surface and the value of Kármán's constant in the lower atmosphere. Proc. Roy. Soc., London, A, 188:208-222, 1947.

SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.A.; MOORE, C.J.; ROBERTS, J.; MARQUES FILHO, A.O.; FISH, G.; 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. Observation of radiation exange above and below Amazonian forest. Quart. J. R. Met. Soc., 110:1163-1169, 1984.

SHUTTLEWORTH, W.J.; McNEIL, D.D.; MOORE, C.J. A switched continuous-wave sonic anemometer for measuring surface heat fluxes. Bound.-Layer Meteor., 23:425-448, 1982.

SKIBIN, D.; BÜSINGER, J.A. The vertical extent of the log-linear wind profile under stable stratification. Atmos. Environment, 19:27-30, 1985.

STEARNS, C.R. Determining surface roughness and displacement height. Bound.-Layer Meteor., 1:102-111, 1970.

STEWART, J.B.; THOM, A.S. Energy budgets in pine forest. Quart. J. Roy. Met. Soc., 99:154-170, 1973.

SWINBANK, W.C. A comparison between predictions of dimensional analysis for the constant flux layer and observations in unstable conditions. Quart. J. Roy. Met. Soc., 94:460-476, 1968.

_____ The exponential wind profile. Quart. J. Roy. Met. Soc., 90:119-135, 1964.

_____ Wind profile in thermally stratified flow. Nature, 186:463-464, 1960.

TAJCHMAN, S. Comments on measuring turbulent exchange within and above forest canopy. Bulletin of American Meteor. Soc., 62:1550-1559, 1981.

TANI, N. The wind on cultivated field. Jour. Agr. Met., 16:89-93, 1960.

TAKEDA, K. On roughness length and zero-plane displacement in the wind profile of the lowest air layer. Jour. Meteor. Soc. Japan, 44:101-107, 1966.

TELFORD, J.W.; BÜSINGER, J.A. Comments on von-Kármán's constant in Atmospheric Boundary Layer Flow: Reevaluated. Jour. of Atmos. Sci., 43:2127-2130, 1986.

TENNEKES, H. Outline of a second-order theory of turbulent pipe flow. AIAA Journal, 6:1735-1740, 1968.

THORPE, S.A. Turbulence in stable stratifield fluids: A review of laboratory experiments. Bound.-Layer Meteor., 5:95-119, 1973.

TOWNSEND, A.A. The effects of radiative transfer on turbulent flow of a stratifield fluid. Jour. Fluid. Mech., 4:361-375, 1958.

VISWANADHAN, Y. Examination of the empirical flux profiles models in the atmospheric surface boundary layer. Bound.-Layer Meteor., 22:61-77, 1982.

VISWANADHAN, Y.; SÁ, L.D.A.; SILVA FILHO, V.P.; MANZI, A.O. Ratios of eddy transfer coefficients over the Amazon Forest. Forest Hydrology and Watershed Management, Proc. Vancouver Symposium, IAHS-Publ. 167:365-373, 1987.

WEBB, E.K. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J. Roy. Met. Soc., 96:67-90, 1970.

APÊNDICE A

O MÉTODO DE ROBINSON

Os parâmetros de rugosidade podem ser calculados de forma rápida e precisa através de métodos que fazem uso do computador. O método proposto por Robinson (1962) considera o perfil logarítmico (Equação 3.11) e fornece resultados satisfatórios. Assim, para condições de neutralidade, tem-se:

$$u(z) = (u^*/k)\ln(z - d)/z_o; \qquad (A.1)$$

neste caso o valor $D = - d - z_o$ será usado. O termo u^*/k será substituído por V^*, assim:

$$u_i = V^*\ln(z_i + D)/z_o), \qquad (A.2)$$

onde i deve variar de 1 até N e N é o número de níveis no perfil. Os valores de V^*, D e z_o podem ser calculados usando três ou mais valores da velocidade do vento em um perfil.

O desenvolvimento que se segue torna-se simplificado com o uso da notação vetorial. Um vetor, neste caso, será apenas um conjunto de N elementos, e o produto escalar entre dois vetores A e C será dado por:

$$A.C \equiv \sum_{i=1}^{N} (a_i c_i)$$

Assim, define-se para um mesmo perfil:

$$W = \{\ln z_o, \ln z_o, \ldots, \ln z_o\},$$
$$X = \{\ln(z_1 + D), \ln(z_2 + D), \ldots, \ln(z_N + D)\},$$
$$V = \{u_1, u_2, \ldots, u_N\},$$
$$B = \{(z_1 + D)^{-1}, (z_2 + D)^{-1}, \ldots, (z_N + D)^{-1}\},$$

e a Equação A.2 torna-se:

$$V = V^*(X - W) \ . \tag{A.3}$$

Um vetor de erros E pode ser determinado:

$$E = V - V^*(X - W) \tag{A.4}$$

logo,

$$\sum_{i=1}^{N} e_i^2 = E.E = V.V - 2V^*V.(X - W) + V^{*2}(X - W). \tag{A.5}$$

A condição de que o valor resultante da Equação A.5 seja mínimo é que suas derivadas parciais com relação a V*, D e z_o sejam nulas. Lembrando que:

$$\partial(E.E)/\partial z_o = (1/z_o)(\partial(E.E)/\partial \ln z_o) \ ,$$

tem-se

$$\partial(E.E)/\partial z_o = (1/z_o)(2NV^*V.I - 2NV^{*2}(X - W).I) = 0 \tag{A.6}$$

ou

$$V.I = V^*(X - W).I, \tag{A.7}$$

onde $I = \{1/N, 1/N, \ldots, 1/N\}$

supondo que $X_a = \{X.I, X.I, \ldots, X.I\}$; aplicando uma convenção similar para V_a e B_a (vetores das médias), podem-se escrever os vetores dos valores ajustados de V, X e B como:

$$v = V - V_a \ ,$$
$$x = X - X_a \ , \qquad (A.8)$$
$$b = B - B_a \ .$$

Usando a Equação A.3 tem-se:

$$W \equiv W_a = X_a - (1/V^*)V \ , \qquad (A.9)$$

então da Equação A.4 obtêm-se:

$$E = (V - V_a) - V^*(X - X_a) = v - V^*x \qquad (A.10)$$

e

$$E.E = v.v - 2V^{*2} v.x + V^*x.x \qquad (A.11)$$

como:

$$\partial E.E/\partial V^* = 0, \ V^* = (v.x)/(x.x) \qquad (A.12)$$

e

$$E.E = v.v - (v.x)^2/(x.x) \ . \qquad (A.13)$$

Aplicando a condição final de que $(\partial E.E/\partial D)$ seja nula e considerando que v.x nunca o será, pode-se concluir que:

$$g(D) \equiv (v.x)(x.b) - (x.x)(v.b) = 0 \qquad (A.14)$$

O termo g(D) na Equação A.14 é função de apenas uma incógnita, D. Esta pode ser encontrada através de técnicas convencionais de interação. O método da secante assume uma rápida convergência, sendo normalmente adotado para a determinação desta incógnita. Sempre deve existir, de uma forma ou de outra, um ponto para o qual as sucessi

vas interações dirigem a convergência. Para melhor eficiência na computação, pode-se considerar apenas os perfis para os quais, antes da décima interação, a diferença entre o valor atual de D e o anterior seja menor que 0,0001. Depois da determinação de D, os valores de V* e z_o podem ser encontrados usando as Equações A.12 e A.9, respectivamente. Os valores de d são obtidos subtraindo z_o de D. Os valores finais para D e z_o deverão ser aqueles referentes às médias dos resultados fornecidos pelos perfis que obtiverem boa convergência.

APÊNDICE B

ALGUNS PERFIS COM CONDIÇÕES ESPECIAIS DE CURVATURA

3ª campanha

RESULTADOS COM $2\beta_u - \beta_e = 1$.

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.	Ri_m	P	β_u	β_e
	1	28	7	84	7	-0.1180	0.7390	0.6988	0.4393
	2	1	8	84	19	0.0440	0.4630	0.2720	-0.3843
	3	10	8	84	10	-0.0210	0.4320	0.3751	-0.3357
	4	21	8	84	7	-0.0100	0.3220	0.0633	-0.8513
	5	21	8	84	9	-0.0060	0.4210	0.2416	-0.4889
	6	21	8	84	10	-0.0100	0.4290	0.2557	-0.4767
	7	21	8	84	13	-0.0080	0.3600	0.1586	-0.7047
	8	22	8	84	8	-0.0120	0.5160	0.3827	-0.1885
	9	22	8	84	10	-0.0190	0.4800	0.4520	-0.1728
	10	22	8	84	23	0.0440	0.4230	0.2923	-0.4409
	11	23	8	84	1	0.0370	0.4230	0.3317	-0.4096
	12	23	8	84	2	0.0400	0.4810	0.2976	-0.3359
	13	23	8	84	10	-0.0260	0.5330	0.4999	-0.0233
	14	23	8	84	17	0.0600	0.4120	0.2828	-0.4629
	15	23	8	84	18	0.0650	0.4670	0.2962	-0.3569
	16	23	8	84	19	0.0430	0.5530	0.4407	-0.0596
	17	23	8	84	22	0.0600	0.5240	0.5174	-0.0232
	18	23	8	84	23	0.0730	0.5400	0.5402	0.0254
	19	24	8	84	3	0.0490	0.4560	0.2299	-0.4474
	20	25	8	84	7	-0.0800	0.6530	0.5558	0.1629
	21	25	8	84	10	-0.0320	0.5530	0.4492	-0.0613

RESULTADOS COM $2\beta_u = \beta_e$

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	29	7	84	16	0.0760	1.0590	0.0415	0.0894
	2	29	7	84	17	0.0640	1.0940	0.0448	0.1170
	3	30	7	84	11	-0.0340	1.9160	0.4153	0.8511
	4	1	8	84	0	0.0860	1.1300	0.1392	0.2434
	5	9	8	84	1	0.0780	1.2870	0.2385	0.4529
	6	20	8	84	16	0.0100	1.0840	0.1285	0.2054
	7	21	8	84	1	0.1320	1.2380	0.2336	0.4123
	8	23	8	84	4	0.0280	1.0990	0.1646	0.2434
	9	24	8	84	7	0.0070	1.3020	0.2310	0.4467

RESULTADOS COM $\beta_u = \beta_e$

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	28	7	84	4	0.2980	0.9730	0.1370	0.1108
	2	29	7	84	16	0.0760	1.0590	0.0415	0.0894
	3	29	7	84	17	0.0640	1.0940	0.0448	0.1170
	4	31	7	84	21	0.0650	0.9250	0.4120	0.3467
	5	31	7	84	23	0.0530	1.0410	0.3696	0.4116
	6	1	8	84	18	0.0630	0.9400	0.2526	0.1945
	7	9	8	84	9	0.0010	0.8170	0.3923	0.3525
	8	10	8	84	22	0.1090	0.9020	0.0167	-0.0680
	9	15	8	84	11	-0.0460	0.9810	0.4749	0.4755
	10	15	8	84	12	-0.0710	0.9290	0.4702	0.4027
	11	20	8	84	14	-0.0500	0.9890	0.3662	0.3391
	12	20	8	84	16	0.0100	1.0840	0.1285	0.2054
	13	20	8	84	18	0.2100	0.9080	0.2816	0.1980
	14	21	8	84	14	-0.0100	1.0920	0.1903	0.2532
	15	21	8	84	17	0.1060	1.0270	0.1806	0.2159
	16	22	8	84	3	0.2020	0.9220	0.2799	0.2138
	17	22	8	84	12	-0.0170	0.9240	0.4131	0.3525
	18	23	8	84	3	0.0280	0.9970	0.0963	0.0048
	19	23	8	84	4	0.0280	1.0990	0.1646	0.2434

RESULTADOS COM $\beta_u = \beta_e = 0$.

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	29	7	84	16	0.0760	1.0590	0.0415	0.0894
	2	10	8	84	22	0.1090	0.9020	0.0167	-0.0680
	3	20	8	84	21	0.0440	0.8900	0.0421	-0.0642
	4	23	8	84	3	0.0280	0.8970	0.0963	0.0048

4ª campanha

RESULTADOS COM $2\beta_u - \beta_e = 1$.

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.	Ri_m	P	β_u	β_e
	1	6	4	85	15	-0.0090	0.4640	0.3253	-0.3060
	2	14	4	85	19	0.0430	0.2600	0.0484	-0.9899
	3	15	4	85	12	-0.0080	0.5040	0.3260	-0.2979
	4	15	4	85	18	0.0220	0.4840	0.3634	-0.2438
	5	19	4	85	23	0.0530	0.5050	0.3876	-0.2014
	6	24	4	85	1	0.0490	0.4790	0.4700	-0.1583
	7	24	4	85	10	0.0210	0.3590	0.1299	-0.7123
	8	25	4	85	10	-0.0160	0.4780	0.3192	-0.3149
	9	27	4	85	20	0.0270	0.4920	0.3380	-0.2652
	10	27	4	85	22	0.0300	0.4170	0.2348	-0.4947
	11	28	4	85	16	0.0940	0.8310	0.7959	0.6619
	12	28	4	85	18	0.2270	0.5630	0.5935	0.1243
	13	5	5	85	2	0.0670	0.3630	0.1156	-0.7255
	14	5	5	85	7	-0.0150	0.2870	0.0427	-0.9397

RESULTADOS COM $2\beta_u = \beta_e$

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	10	4	85	18	0.0860	1.2510	0.1715	0.3592
	2	10	4	85	22	0.0250	1.1720	0.1988	0.3353
	3	11	4	85	0	0.0180	1.0510	0.0691	0.1061
	4	18	4	85	5	0.0180	1.1830	0.0895	0.2304

RESULTADOS COM $\beta_u = \beta_e$

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	3	4	85	17	0.0630	1.0210	0.2151	0.2336
	2	3	4	85	18	0.0770	0.9930	0.1921	0.1812
	3	3	4	85	20	0.0190	0.9450	0.0986	0.0536
	4	4	4	85	6	0.0070	0.9880	0.4447	0.4138
	5	5	4	85	1	0.0180	0.9340	0.0845	0.0159
	6	6	4	85	13	-0.0090	1.1170	0.3717	0.4668
	7	6	4	85	19	0.0370	0.8910	0.3964	0.3027
	8	6	4	85	21	0.0310	0.9880	0.1377	0.1286
	9	9	4	85	17	0.0100	1.0150	0.1510	0.1921
	10	10	4	85	8	0.0070	1.0140	0.2238	0.2398
	11	10	4	85	11	-0.0230	1.0380	0.2965	0.3267
	12	10	4	85	19	0.0460	0.9040	0.0490	-0.0371
	13	10	4	85	23	0.0300	0.9490	0.2075	0.1618
	14	11	4	85	0	0.0180	1.0510	0.0691	0.1061
	15	11	4	85	17	0.0930	0.9330	0.0774	0.0123
	16	11	4	85	18	0.0560	0.9960	0.1777	0.1757
	17	14	4	85	18	0.0610	1.1120	0.3672	0.4541
	18	15	4	85	11	-0.0110	1.1070	0.2387	0.3267
	19	15	4	85	14	-0.0190	1.1010	0.4001	0.4746
	20	15	4	85	22	0.0270	0.9440	0.1124	0.0632
	21	15	4	85	23	0.0230	0.9030	0.0377	-0.0449
	22	16	4	85	18	0.0280	0.8970	0.0799	-0.0178
	23	17	4	85	0	0.0260	0.9300	0.1026	0.0403
	24	17	4	85	2	0.0210	0.9470	0.0810	0.0224
	25	18	4	85	3	0.0210	0.9870	0.2208	0.2035
	26	27	4	85	17	0.0650	0.9370	0.1284	0.0637
	27	28	4	85	11	0.1770	0.8740	0.6208	0.5337
	28	28	4	85	15	0.0800	1.0070	0.7773	0.7568
	29	8	5	85	15	0.0390	1.0710	0.4658	0.5337

RESULTADOS COM $\beta_u = \beta_e = 0$.

N.	SEQ.	DIA	MES	ANO	HORA.				
	1	3	4	85	20	0.0190	0.9450	0.0986	0.0536
	2	5	4	85	1	0.0180	0.9340	0.0845	0.0159
	3	10	4	85	2	0.0100	0.8540	0.0369	-0.0667
	4	10	4	85	19	0.0460	0.9040	0.0490	-0.0371
	5	11	4	85	17	0.0930	0.9330	0.0774	0.0123
	6	15	4	85	23	0.0230	0.9030	0.0377	-0.0449
	7	16	4	85	18	0.0280	0.8970	0.0799	-0.0178
	8	17	4	85	2	0.0210	0.9470	0.0810	0.0224

APÊNDICE C

VALORES DE Øm PARA ALGUNS PERFIS COM RESPECTIVOS PARÂMETROS DE ESTABILIDADE, SIMILARIDADE E FREQÜÊNCIA DE BRUNT-VÄISÄLÄ

	Dia	Mes	Ano	Hora	Seq.	Ri_1	P	z/L	Øm	α_m	$N(10^{-2}s^{-1})$	L(m)
3ª campanha	1	8	84	21	1	0.036	0.799	0.295	1.267	0.903	2.510	9.684
	20	8	84	21	2	0.048	0.890	0.134	1.112	0.837	3.297	21.351
	20	8	84	20	3	0.050	0.445	0.144	1.983	6.818	2.434	19.847
	1	8	84	19	4	0.065	0.463	0.289	1.362	1.251	2.436	9.882
	1	8	84	20	5	0.066	0.398	0.274	1.295	1.075	2.264	10.438
	25	8	84	0	6	0.069	0.245	0.239	1.393	1.646	2.138	11.971
	22	8	84	1	7	0.070	0.235	0.289	1.284	0.983	1.798	9.903
	29	7	84	20	8	0.072	0.574	0.281	1.523	1.858	3.490	10.166
	24	8	84	3	9	0.073	0.456	0.188	1.158	0.837	3.061	15.177
	31	7	84	21	10	0.082	0.925	0.178	1.275	1.545	3.576	16.048
	29	7	84	22	11	0.090	0.533	0.518	1.809	1.562	3.196	5.518
	24	8	84	23	12	0.093	0.175	0.729	2.515	2.078	1.985	3.922
	24	8	84	2	13	0.094	0.250	0.316	1.633	2.005	2.545	9.063
	8	8	84	21	14	0.098	0.592	0.170	1.228	1.344	3.370	16.870
	27	7	84	21	15	0.099	0.648	0.798	2.856	2.328	3.564	3.586
	21	8	84	23	16	0.113	0.183	2.295	3.702	1.173	2.156	1.246
	29	7	84	21	17	0.115	0.393	0.354	1.695	1.965	3.426	8.085
	29	7	84	19	18	0.125	0.261	0.159	1.263	1.654	2.916	17.959
	21	8	84	20	19	0.133	0.173	0.589	2.322	2.244	2.351	4.853
	29	7	84	23	20	0.135	0.178	0.411	2.131	2.750	2.541	6.956
	30	7	84	1	21	0.135	0.099	1.613	4.783	2.345	1.987	1.773
	30	7	84	2	22	0.136	0.130	3.153	5.845	1.536	2.243	0.907
	30	7	84	0	23	0.165	0.066	2.303	4.670	1.593	1.720	1.242
	30	7	84	4	24	0.197	0.232	0.923	3.487	2.696	2.747	3.099
	30	7	84	3	25	0.227	0.199	2.703	4.673	1.359	3.041	1.058
	28	7	84	4	26	0.324	0.973	0.927	2.156	1.247	5.169	3.085
4ª campanha	10	4	85	2	1	0.010	0.954	0.141	1.286	2.021	1.775	20.233
	10	4	85	5	2	0.014	0.791	0.284	2.344	4.735	1.753	10.077
	10	4	85	22	3	0.026	1.172	0.115	1.242	2.108	3.584	24.911
	28	4	85	0	4	0.028	0.583	0.076	1.098	1.289	2.061	37.450
	28	4	85	2	5	0.029	0.798	0.106	1.113	1.067	2.018	26.936
	27	4	85	23	6	0.030	0.598	0.185	1.362	1.954	1.993	15.439
	14	4	85	22	7	0.032	0.672	0.133	1.108	0.810	2.867	21.507
	14	4	85	21	8	0.032	0.703	0.138	1.230	1.669	3.105	20.712
	16	4	85	21	9	0.033	0.604	0.143	1.227	1.587	2.776	19.956
	6	4	85	21	10	0.033	0.988	0.158	1.496	3.146	3.929	18.124
	10	4	85	21	11	0.034	0.567	0.147	1.259	1.758	2.800	19.412
	10	4	85	23	12	0.035	0.949	0.090	1.199	2.207	3.745	31.797
	18	4	85	1	13	0.037	0.725	0.097	1.127	1.301	2.786	29.354
	18	4	85	21	14	0.039	0.773	0.224	1.433	1.933	2.878	12.760
	3	4	85	19	15	0.040	0.639	0.218	1.501	2.298	2.165	13.116
	14	4	85	20	16	0.040	0.562	0.261	1.580	2.224	2.940	10.960
	27	4	85	20	17	0.041	0.492	0.106	1.152	1.433	2.101	26.935
	22	4	85	0	18	0.046	0.777	0.117	1.406	3.454	2.667	24.347
	6	4	85	19	19	0.047	0.891	0.126	1.700	5.560	4.091	22.716
	18	4	85	23	20	0.048	0.757	0.201	1.314	1.560	3.049	14.225
	10	4	85	19	21	0.050	0.904	0.313	2.206	3.854	3.790	9.140
	18	4	85	0	22	0.054	0.653	0.114	1.097	0.847	3.078	25.017
	24	4	85	0	23	0.061	0.542	0.146	1.324	2.217	2.783	19.586
	19	4	85	21	24	0.062	0.191	0.188	1.483	2.572	1.745	15.235
	14	4	85	19	25	0.069	0.260	0.279	1.775	2.778	2.348	10.248
	24	4	85	1	26	0.077	0.479	0.129	1.395	3.064	2.802	22.170
	24	4	85	5	27	0.077	0.344	0.204	1.794	2.796	2.348	10.069
	10	4	85	18	28	0.084	1.251	0.142	1.929	6.527	5.238	20.099
	24	4	85	2	29	0.094	0.318	0.261	2.090	4.172	2.601	10.945
	27	4	85	19	30	0.110	0.403	0.171	1.330	1.927	2.715	16.707
	19	4	85	18	31	0.126	0.258	0.157	2.110	7.078	2.733	18.239
	28	4	85	18	32	0.358	0.563	0.079	1.357	4.507	3.545	36.125

APÊNDICE D

A INFLUÊNCIA DO VAPOR D'ÁGUA NA CLASSIFICAÇÃO DOS PERFIS UTILIZADOS NO CÁLCULO DOS PARÂMETROS z_o e d

O vapor d'água é reponsável por considerável parcela dos fluxos de calor, quando se considera a interação floresta atmosfera na Amazônia.

Apesar do efeito que o vapor d'água pode exercer sobre uma parcela do ar, no sentido de determinar condições de estabilidade, este efeito pode ser considerado limitado e dependente do teor de H_2O quando se atinge condições próximas às de saturação.

Na Amazônia, a temperatura e o teor de umidade do ar são normalmente altos. Durante as campanhas de coleta de dados na Reserva Ducke, foram encontrados valores de umidade específica (q) em torno de 17 g/kg. Tais valores de umidade contribuem para que o ar se torne levemente mais instável do que se estivesse seco. Ao classificar os perfis de acordo com o seu grau de estabilidade, pode-se considerar que o efeito do vapor d'água nos cálculos de z_o e d para o caso da Floresta de Terra Firme da Reserva Ducke é muito pequeno. Este fato foi constatado através do cálculo do número de Richardson (Ri), com e sem a influência do vapor d'água, para todos os perfis disponíveis. O valor de Ri pode ser obtido através da Equação 4.1. O efeito causado pelo vapor d'água no grau de estabilidade do perfil pode ser incluído em Ri através do uso da temperatura potêncial virtual (Θ_v). A relação entre Θ e Θ_v é a seguinte:

$$\Theta_v = \Theta(1+(w/\varepsilon))/(1+w),$$

onde $w \cong q$ é a razão de mistura e $\varepsilon(\cong 0,622)$ é a razão entre o peso molecular da água e do ar seco.

Os perfis que apresentaram valores de Ri entre -0,03 e 0,03 (calculados sem o uso dos dados de vapor d'água) foram considerados sob condições de quase-neutralidade. Um novo número de Richardson, agora com o uso de Θ_v, foi calculado para cada um destes perfis e apenas 9,5% deles apresentaram valores fora do intervalo de quase-neutralidade considerado. Apenas 3,3% destes novos valores de Ri mostraram-se maiores que 0,04 ou menores que -0,04. A análise destes 3,3% mostrou que a maioria apresentou problemas referentes aos dados de umidade, o que indica que, se os dados de umidade estivessem corretos, eles poderiam apresentar valores dentro do intervalo de quase-neutralidade considerado.

Os 9,5% de perfis que apresentaram valores "discrepantes" foram descartados e novos valores de z_o e d foram calculados usando o restante dos perfis quase-neutros. Os resultados encontrados não apresentaram nenhuma diferença significativa quando comparados àqueles obtidos anteriormente. Pode-se concluir que a exclusão do vapor d'água não influenciou significativamente a classificação dos perfis.