ESTUDO DO COEFICIENTE DE TRANSFERÊNCIA DO VAPOR DE ÁGUA SOBRE CULTURA DE FEIJÃO

JERONIMO GARCIA VILLANUEVA

Orientador: Prof. Dr. KLAUS REICHARDT

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia, Área de Concentração: Agrometeorologia.

PIRACICABA

Estado de São Paulo - Brasil

Novembro - 1987

G216e García Vellanueva, Jerónimo
 Estudo do coeficiente de transferência do va-
por de água sobre cultura de feijão. Piracicaba, 1987.

58p. ilustr.

Diss. (Mestre) - ESALQ
Bibliografia

1. Feijão - Balanço de energia. 2. Feijão
Evapotranspiração. I. Escola Superior de Agricultura
Luiz de Queiroz, Piracicaba.

CDD 635.652

ESTUDO DO COEFICIENTE DE TRANSFERÊNCIA DO CAPOR DE ÁGUA
SOBRE CULTURA DE FEIJÃO

JERÔNIMO GARCIA VILLANUEVA

Aprovado em: 17/03/1988

Comissão Julgadora:

Prof. Dr. Klaus Reichardt

ESALQ/USP

Prof. Dr. Nilson Augusto Villa Nova

ESALQ/USP

Dr. Jefferson Mortati

CENA/USP

Prof. Dr. Klaus Reichardt
Orientador

OFEREÇO:

A Deus que me encaminhou pela
senda da antecipação e pela exatidão
das minhas ações.

DEDICO:

Aos meus pais ANTONIO GARCIA M.
e MARTHA VILLANUEVA L.,
Irmãos e Irmãs.

AGRADECIMENTOS

- Ao Dr. Kalus Reichardt, pelo apoio, incentivos; pela amizade e excelente orientação.
- Ao Convênio UNA/BIRF, pelo apoio financeiro.
- Ao Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi, pela colaboração e apoio.
- Ao Prof. Dr. Nilson Augusto Villa Nova pelas sugestões mais oportunas.
- Ao Prof. Dr. Luiz Roberto Angeloci pelas sugestões.
- Ao Prof. Dr. Epaminondas S.B. Ferraz, pela colaboração e apoio.
- Ao Prof. Dr. Armando Bergamin Filho, do Departamento de Fitopatologia (ESALQ/USP), pela colaboração com equipamento meteorológico.
- Ao Prof. Dr. Carlos Ometto pela amizade e colaboração.
- A Antonio José Leite Ferraz pela colaboração.
- A Ivan José Moretti pela amizade e colaboração na parte instrumental.
- À Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo por haver me acolhido no Curso de Pós-Graduação de Agrometeorologia.
- A todos os funcionários do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP, que direta ou indiretamente contribuíram para minha formação.

ÍNDICE

Página

LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
RESUMO	ix
SUMMARY	xi
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO DE LITERATURA	03
2.1. Transferência vertical na atmosfera	03
2.2. Camada limite	04
2.3. Coeficientes de intercâmbio e transferência de propriedades	05
2.4. Formas de perfis do vento	08
2.5. Número de Richardson	09
2.6. Coeficiente de transferência vertical do vapor de água (Dv)	10
2.7. Fluxo do vapor de água segundo o método ae- rodinâmico	11
2.8. Fluxo do vapor de água segundo o método de Balanço de Energia	13
2.9. Fluxo do vapor de água segundo o método de Penman	14
3. MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1. Material	17
3.1.1. Características das condições expe- rimentais	17
3.1.1.1. Local e solo	17
3.1.1.2. Cultura e condições de ob- servação	17

	Página
3.1.2. Instrumental	18
3.1.2.1. Radiômetro líquido	18
3.1.2.2. Placas medidoras do fluxo de calor no solo	18
3.1.2.3. Psicrômetros	18
3.1.2.4. Anemômetros	19
3.2. Métodos	19
3.2.1. Psicrometria	19
3.2.1.1. Construção e calibração ...	20
3.2.1.2. Determinação da umidade do ar	21
3.2.2. Método de Balanço de Energia	23
3.2.2.1. Razão de Bowen	23
3.2.2.2. Energia de evapotranspira- ção (LE)	24
3.2.2.3. Energia de aquecimento do ar (H)	24
3.2.3. Método Aerodinâmico	24
3.2.3.1. Estabilidade atmosférica ..	24
3.2.3.2. Número de Richardson (Ri) .	25
3.2.3.3. Função de estabilidade (ϕ). .	26
3.2.3.4. Energia de evapotranspiração (LE)	27
3.2.3.5. Energia de aquecimento do ar (H)	28
3.2.4. Coeficiente de transferência do va- por de água (Dv)	30
3.2.4.1. Quantificação	30
3.2.4.2. Relações empíricas para es- timativa de Dv	32
3.2.4.2.1. Relações lineares simples	33
3.2.4.2.2. Relações lineares múlti- plas	33

3.2. . Tratamento dos dados do vento	34
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
4.1. Evapotranspiração	36
4.2. Coeficiente de transferência Dv	42
4.3. Relações empíricas para estimativa de Dv ..	46
4.3.1. Relações lineares simples	46
4.3.2. Relações lineares múltiplas	49
5. CONCLUSÕES	52
6. LITERATURA CITADA	54
7. APÊNDICE	

LISTA DE TABELAS

TABELA Nº

Página

01	Totais diárias de radiação líquida R_n $\frac{\text{Cal.}}{\text{cm}^2\text{dia}}$, fluxo do calor no solo G $\frac{\text{Cal.}}{\text{cm}^2\text{dia}}$ e vento médio (m/s) a 40 100 e 200 cm de altura.....	40
02	Valores diários de evapotranspiração LE (mm/dia), calor sensível $H \frac{\text{Cal.}}{\text{cm}^2\text{dia}}$ e valores médios diários do coeficien te de transferência D_v (cm/s).....	41
03	Quadro de análise de variância para método de Balanço de Energia na cama- da 20 - 80 cm	48
04	Quadro de análise de variância para método de Balanço de Energia na cama- da 20 - 140 cm	48
05	Quadro de análise de variância para método aerodinâmico na camada 20-80cm	48
06	Relações empíricas para estimativa do coeficiente de transferência do vapor de água D_v	50

LISTA DE FIGURAS

FIGURA Nº		Página
01	Variação horária do número de Richard- son Ri e evapotranspiração LE $\frac{\text{Cal.}}{\text{cm}^2 \text{ min}}$ obtidos com método de Balanço de Ener- gia e método Aerodinâmico (a); (b) con- tinuação de (a)	37
02	Variação horária do coeficiente de transferência do vapor de água (Dv) obtidos com dados experimentais e esti- mados com método aerodinâmico (a); (b) e (c) continuação de (a)	43
03	Valores médios diários do coeficien- te de transferência do vapor de água (Dv) obtidos com dados experimentais e estimados, com método Balanço de Ener- gia (a), e método Aerodinâmico (b) ...	51

ESTUDO DO COEFICIENTE DE TRANSFERÊNCIA DO VAPOR
DE ÁGUA SOBRE CULTURA DE FEIJÃO

Autor: Jerônimo García Villanueva

Orientador: Prof. Dr. Klaus Reichardt

RESUMO

Desenvolveu-se um estudo experimental para quantificar o coeficiente de transferência vertical do vapor de água sobre cultura de feijoeiro, e pesquisar algumas relações empíricas para sua estimativa.

O coeficiente de transferência vertical foi avaliado usando dados experimentais da variação vertical de umidade (Δe) e dados de evapotranspiração (LE) obtidos por método de Balanço de Energia e o método aerodinâmico. Para o estabelecimento das relações empíricas foram ensaiadas correlações lineares simples entre os valores horários de D_v e vento a dois metros acima da superfície; assim como correlações lineares múltiplas entre D_v médio e dados de umidade relativa; temperatura, temperatura máxima e mínima do posto meteorológico.

Os resultados indicaram que os valores do coeficiente de transferência do vapor obtidos por método aerodinâmico foram maiores que os de método de balanço de energia; mas os valores nos dois casos estiveram dentro daqueles que

podem dar-se na natureza. As correlações lineares simples resultaram ser altamente significativas nos dois métodos, embora comparando ambos os valores de F_c e dos coeficientes de correlação (γ) indicaram que o método aerodinâmico foi o melhor. A equação correspondente à camada 20 - 80 cm foi:

$$Dv = 2,582 + 1,238 V$$

$$Dv = 2,069 + 2,455 V$$

para o método de balanço de energia e método aerodinâmico, respectivamente.

As correlações lineares múltiplas foram mais adequadas quando ensaiadas com temperatura (T), umidade relativa (UR) e amplitude térmica diurna (AT) como variáveis independentes e foram significativas a 90% de segurança, no caso do método aerodinâmico, com a equação seguinte:

$$DV = 30,622 + 0,045 T - 0,157 UR - 0,998 AT$$

VAPOR TRANSFER COEFFICIENT DETERMINATION ABOVE BEAN
CANOPY AND HIS RELATIONSHIPS WITH OTHER METEOROLOGICAL DATA

Author: Jerónimo García V.

Adviser: Prof. Dr. Klaus Reichardt

SUMMARY

The hourly gradient of vapor pressure (Δe) and evapotranspiration rate quantified by energy budget and aerodynamic methods was used to quantify the vertical vapor transfer coefficient (D_v) above a bean canopy during 23 days.

Values of D_v were used to determine simple linear relationships with wind velocity at a height of 2m. Multiple linear relationships with other meteorological data, were also studied.

Although the simples linear correlations, for both methods, were significant at 99% significancy level, the aerodynamic method was better than the energy budget method; the established relationships were:

$$D_v = 2.582 + 1.238 V \quad \text{and}$$

$$D_v = 2.069 + 2.455 V$$

respectively, for energy budget and aerodynamic method.

On the other hand, the multiple linear correlations were significant at 90% of significancy level,

only for aerodynamic method, and the regression equation was:

$$Dv = 30.622 + 0.045 T - 0.157 UR - 0.998 AT$$

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da perda de água por evapotranspiração de campos de cultura ou de diferentes superfícies naturais é de grande importância e necessário quando existe a necessidade de irrigação. Até agora têm sido desenvolvidos muitos métodos para sua estimativa; na maioria dos casos, a precisão dos resultados obtidos é boa quando aplicados em regiões com condições climáticas semelhantes às quais onde foram elaborados. Entre métodos de uso mais generalizado, temos o método de Penman, o método aerodinâmico e o método de balanço de energia. O método de Penman é um dos mais completos; ele tem dois termos, o termo de energia e o termo aerodinâmico, sendo que o segundo precisa ser ajustado antes de ser utilizado. Existem muitos trabalhos sobre o termo aerodinâmico, a maioria deles são estudos de correlação com dados de evaporímetro Piche. OMETTO (1981) estabeleceu para Piracicaba o termo aerodinâmico como sendo 28% da evaporação do Piche. GARCIA (1984a) determina relações do termo aerodinâmico com radiação líquida e amplitude térmica diurna. A precisão destas relações obtidas estão na estreita dependência da expressão usada para estima-

tiva do termo aerodinâmico e como é bem conhecido ela é função da velocidade do vento, além do déficit de saturação do ar. Em localidades onde o fator altitude predomina, as equações usadas para sua estimativa não dão resultados bons (GARCIA, 1984b). Há portanto a necessidade de serem feitos estudos experimentais para determinar equações de relação entre o vento e o coeficiente de transferência vertical do vapor de água (D_v) para estabelecer um termo aerodinâmico correto para cada localidade.

O presente trabalho tem, portanto, o objetivo de desenvolver uma metodologia para determinar o coeficiente de transferência vertical do vapor de água sobre uma cultura e pesquisar equações empíricas para sua estimativa.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. TRANSFERÊNCIA VERTICAL NA ATMOSFERA

Os processos de transferência vertical entre a superfície da Terra e atmosfera se dão a nível molecular e por turbulência atmosférica. A transferência molecular é uma consequência direta da agitação molecular (velocidade média das moléculas de ar 485 m/s) a qual na presença de um gradiente vertical de uma certa propriedade gera uma troca constante de moléculas entre camadas horizontais adjacentes, produzindo transferência de momento, calor ou difusão de massa (MONTEITH, 1973). As transferências por turbulência são de natureza muito complexa; as porções do fluido ou parcelas do ar transferem momento e outras propriedades de uma camada a outra. O vento, nas proximidades de obstáculos, como é o caso nas proximidades do solo é altamente turbulento. O fluxo deste vento é de natureza complexa, é caracterizado pela existência de grande número de movimentos secundários transversais ao fluxo principal horizontal, produzindo uma incessante mistura do ar; é um fluxo altamente rotacional, mas seus

vórtices não têm estruturas comuns (SUTTON, 1953; HALTINER, 1957).

Os processos de transferência moleculares são de grande importância na camada limite laminar, próxima ao solo, como nas superfícies das folhas ou outras superfícies com "rugosidades" menores. O transporte turbulento é devido ao fluxo rotacional do vento e é importante na camada limite turbulenta situada acima da laminar. Na camada limite laminar os processos de transferência molecular podem ser estimados utilizando os coeficientes de difusão médios, dados pela expressão:

$$\frac{D(T)}{D(0^{\circ}\text{C})} = \frac{k(T)}{k(0^{\circ}\text{C})} = \frac{v(T)}{v(0^{\circ}\text{C})} = (1 + 0,007 T), T \text{ em } ^{\circ}\text{C}$$

onde o coeficiente de difusão de vapor de água à zero graus centígrados, $D(0^{\circ}\text{C})$ é igual a $0,212 \text{ cm}^2/\text{s}$ do calor sensível $k(0^{\circ}\text{C})$ é igual a $0,189 \text{ cm}^2/\text{s}$ e o coeficiente de difusão molecular de momento ou coeficiente de viscosidade cinemática a zero graus $v(0^{\circ}\text{C})$ é igual a $0,133 \text{ cm}^2/\text{s}$ (MONTEITH, 1973).

2.2. CAMADA LIMITE

É uma zona na qual a velocidade horizontal de um fluxo sobre obstáculos aumenta com a altura, ou seja, é função da altura (Z). Existem dois tipos de camada limite,

a laminar e a turbulenta. Quando as linhas de corrente do fluxo são praticamente paralelas tem-se a camada limite laminar.

Nesta camada as trocas de momento e outras propriedades realizam-se por processos moleculares. A espessura desta camada é muito variável. Quando tratar-se de superfícies lisas ou de pequena rugosidade, a camada limite começa sendo laminar e é nestes casos que ela tem maior espessura; ao aumentar, o fluxo converte-se em fluxo turbulento, destruindo-se a camada limite laminar, dando lugar à camada limite turbulenta onde o movimento é muito desordenado sem padrões definidos.

2.3. COEFICIENTES DE INTERCÂMBIO E TRANSFERÊNCIA DE PROPRIEDADES

Segundo SCHMIDT (SUTTON, 1953) a transferência de qualquer uma das propriedades conservativas pode ser expressa em termos de coeficientes virtuais (de viscosidade, condutividade, difusividade) denominados como coeficientes de intercâmbio. Sendo E uma propriedade conservativa em transferência por unidade de volume, em um fluxo horizontal turbulento, o transporte vertical ou fluxo vertical médio (F) da propriedade de E , por unidade de área e tempo é dada pela equação:

$$F = - \left(k \frac{d\bar{E}}{dz} + \rho \overline{E'W'} \right)$$

na qual o produto das flutuações da propriedade E e da velocidade W designado por $\overline{E'W'}$ é conhecido. Segundo a hipótese dos coeficientes de intercâmbio o movimento turbulento pode ser tratado de acordo com a teoria cinética dos gases, onde a transferência de qualquer propriedade conservativa pode ser expressa por meio de coeficientes virtuais de viscosidade, condutividade, difusividade, multiplicados por gradientes do valor médio da propriedade em transferência. Assim, denominando A o coeficiente virtual, a equação do fluxo médio da propriedade E , fica:

$$F = - \frac{d\bar{E}}{dz} (k + A)$$

e a transferência vertical molecular e turbulenta do momento, considerando $\bar{E} = \bar{u}$, $k = \rho v$, $A = \rho K_m$ e $F = \tau$, fica:

$$\tau = \rho \frac{d\bar{u}}{dz} (v + K_m)$$

onde v é o coeficiente de transferência molecular (viscosidade cinemática) em cm^2/s . Para o caso do calor sensível, considerando $\bar{E} = \bar{\theta}$ (temperatura potencial), $k = C_p \rho kh$, $A = \rho C_p K_h$ e $F = H$, fica na forma:

$$H = - \rho C_p \frac{d\bar{\theta}}{dz} (kh + K_h)$$

sendo kh o coeficiente de difusão molecular de calor ou difusividade térmica (cm^2/s). De maneira semelhante para caso

de transferência vertical de massa de vapor de água, a propriedade conservativa a ser usada é a unidade específica ($E = \bar{q}$), o coeficiente de intercâmbio $A = \rho K_v$ e o coeficiente de transferência molecular $k = \rho k_v$, então:

$$E = - \rho \frac{d\bar{q}}{dz} (k_v + K_v)$$

sendo K_m , K_h e K_v , respectivamente, o coeficiente de difusividade turbulenta para momento, para calor e vapor de água (cm^2/s) (SUTTON, 1953; HALTINER, 1957; MONTEITH, 1973).

A aplicabilidade destas equações está condicionada ao conhecimento dos coeficientes de difusividade turbulenta de cada propriedade. Podemos dizer que existem três formas de tratar este problema: (1) Considerar que os coeficientes de difusividade turbulenta são iguais aos de uma atmosfera de estabilidade neutra; (2) considerar os coeficientes de difusividade para calor e vapor diferentes do K_m , que é o caso mais geral ou caso de atmosfera instável e (3) determinar o coeficiente de transferência de vapor de água (D_v) e de calor (D_h) mediante trabalhos experimentais.

SVERDRUP (HALTINER, 1957), indica que nas proximidades da superfície, quando a turbulência é determinada pela natureza da superfície, isto é, turbulência forçada ou mecânica, os coeficientes de difusividade turbulenta são iguais entre si. Isto não acontece, porém, quando predomina turbulência de convecção livre na qual, segundo MONTEITH (1973) o coeficiente de difusividade turbulenta de calor (K_h) é maior

do que do vapor de água (K_v). Assim quando $K_m = K_h = K_v$, o problema estará resolvido com a determinação de K_m , o que se consegue recorrendo ao perfil logaritmico do vento, que tem validade só para condições de atmosfera quase neutra, ou seja, quando não existem forças ascencionais ou turbulência térmica.

Na maioria dos casos, na proximidade da superfície, durante um dia com vento fraco, a convecção livre predomina sobre a convecção forçada, mas em geral os dois processos coexistem durante o dia, o que é chamado de convecção misturada. Nestas situações a presença da convecção livre serve para amplificar os "eddies" ou rodamosinhos da convecção forçada gerados pelo vento cortante vertical $\frac{\partial u}{\partial z}$, amplificando ou intensificando grandemente os processos de transferência vertical.

2.4. FORMAS DOS PERFIS DO VENTO

Em um processo de plena convecção forçada, a estrutura dos "eddies" gerados pelo vento cortante, não são afetados por amplificações ou destruições significativas e pode-se considerar que a camada limite está em estabilidade neutra e o perfil do vento é do tipo logaritmico. Em condições instáveis ou de gradiente, os movimentos verticais são amplificados pelo empuxo ("bouyancy") com um aumento que é inversamente proporcional ao vento cortante existente; nelas as flutua-

ções da velocidade vertical (w') é maior que a flutuação da velocidade horizontal (u'). No caso de atmosfera estável ocorre o processo inverso e a equação geral do perfil do vento é da forma:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{k (z-d)} \phi_m$$

onde ϕ_m é a função da estabilidade (MONTEITH, 1973; BAILEY, 1980) ou termo de correção adiabática que é um termo adicional, tendo seu valor igual a 1 em atmosfera neutra, maior que 1 em atmosfera estável e menor de 1 em condições instáveis.

2.5. NÚMERO DE RICHARDSON (Ri)

A utilização do perfil logaritmico de vento para a estimativa do coeficiente de difusividade turbulenta de momento (K_m), implica no conhecimento prévio das condições em que foram feitas as medições, se em atmosfera neutra, ou se só houve movimento turbulento forçado. O número de Richardson permite reconhecer se o fluxo foi turbulento forçado ou de convecção livre. O Ri é um parâmetro adimensional e, assumindo que os coeficientes de difusividade turbulenta de calor e de momento sejam iguais, ele representa a taxa de produção de energia térmica turbulenta em relação a taxa de produção de energia turbulenta através do cisalhamento do vento, ou seja, expressa a razão entre os regimes de turbulência livre e

forçada, ou ainda o quociente entre forças convectivas e forças mecânicas (ROSENBERG, 1974; ANDRE, 1981). O Ri é positivo sob condições de inversão (estabilidade) quando a turbulência tende a desaparecer, e é negativo em condições instáveis, quando a turbulência tende a aumentar. Em condições de atmosfera neutra, Ri é igual a zero (CHANG, 1974; ROSENBERG, 1974). De acordo com TANNER (1963) e YAMAMOTO (1975), o Ri é função da altura em que é determinado, assim como não existe um Ri crítico (máximo).

2.6. COEFICIENTE DE TRANSFERÊNCIA VERTICAL DE VAPOR DE ÁGUA (D_v)

Segundo SELLERS (1967) e BUDYKO (1956) este coeficiente é um termo que resulta da integração da equação de fluxo vertical médio do vapor de água da superfície evaporante ($z_0 = 0$) até outro nível z que geralmente é 2 m acima do solo, ou seja:

$$E_0 = \rho D_v (q_0 - q_z) = \frac{\rho \epsilon_p D_v}{P} (e_0 - e_z), \text{ onde}$$

$D_v = \left(\int_0^z \frac{1}{k_v + K_v} dz \right)^{-1}$ é coeficiente de transferência vertical do vapor de água (cm/s). Estes

autores indicam que este coeficiente é uma função da velocidade horizontal do vento, na forma de uma relação linear: $D_v = a + bu$. Neste caso o transporte vertical do vapor de

água de superfícies aquáticas ou superfícies bem irrigadas é igual a $E_0 = \rho(a + bu)(q_0 - q_z)$ ou $E_0 = \frac{\epsilon \rho}{p} \cdot (a + bu)(e_0 - e_z)$. Além disso afirma-se que o coeficiente D_v tem uma variação muito pequena na camada de um ou dois metros acima da superfície do solo.

2.7. FLUXO DO VAPOR DE ÁGUA SEGUNDO O MÉTODO AERODINÂMICO

Thornthwaite e Holzman (CHANG, 1974; OMETTO, 1981) desenvolveram este método para a estimativa da evapotranspiração sobre vegetações de porte baixo. Nestas a evapotranspiração (E) é função direta das umidade específica q_2 , q_1 e do vento u_2 , u_1 nos níveis z_2 e z_1 respectivamente. Além disso, ela é afetada na forma inversa pelo logaritmo natural das alturas z_2 e z_1 : $(\ln z_2/z_1)^2$. PASKILL (1950) adaptou o método para culturas de maior porte, introduzindo o parâmetro de deslocamento zero (d) o qual é um nível de altura na qual começa o transporte turbulento. A estimativa do fluxo do vapor de água e do fluxo de calor sensível por este método, exige a utilização de técnicas micrometeorológicas e assim requer, simultaneamente, perfis de velocidade do vento, perfis de temperatura e perfis de umidade do ar, todos eles medidos em alturas idênticas. A dedução deste método baseia-se no princípio ou hipótese da similaridade (CHANG, 1974; THOM, 1975) na qual os coeficientes de difusividade tur

bulenta K_m , K_v e K_h são considerados iguais e, nestas condições, espera-se que os perfis de umidade, de temperatura e de vento sejam similares nas camadas próximas à superfície do solo. Isto porém só ocorre em condições de atmosfera neutra. Em atmosfera moderadamente instável, na altura de dois metros, K_h pode ser até duas vezes maior que K_m e esta diferença tende a aumentar com altura acima do solo e com o grau de instabilidade. O inverso ocorre em condições de atmosfera estável.

RIDER (1954), na análise de 50 perfis apresenta que $\frac{K_h}{K_v} = 1,14$; $\frac{K_h}{K_m} = 1,48$ e $\frac{K}{K_m} = 1,23$. Testes exaustivos deste método no lago Hefner produziram resultados não satisfatórios (CHANG, 1974). PRUIT (1963) também mostrou que os resultados obtidos por este método apresentaram grandes diferenças dos obtidos com lisímetros. Todos estes resultados indicam que a hipótese da similaridade só deve ser aplicada para condições de atmosfera neutra.

DEACON et alii (1958) indicaram que este método fornece bons resultados para cultura de porte baixo, sob certas condições, mas para culturas como trigo, cana-de-açúcar, etc. não deve ser aplicado devido ao fato de ser culturas de porte alto. A equação de PASKILL (1950) permite melhores estimativas com este método, em comparação à equação de Thornthwaite-Holzman. Outra dificuldade para o caso de cultivos de porte alto é a determinação dos níveis adequados para a instalação dos instrumentos. Se as leituras forem

realizadas muito próximo à superfície, elas não serão representativas, uma vez que a superfície sempre é irregular; por outro lado, se as leituras forem feitas às alturas consideráveis, as diferenças entre os coeficientes de difusividade turbulenta de vapor de água e momento podem ser muito grandes.

2.8. FLUXO DE VAPOR DE ÁGUA SEGUNDO O MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA

O método que utiliza a razão de BOWEN para cálculo dos fluxos de vapor de água e calor sensível é chamado como método de balanço de energia (VILLA NOVA, 1973) e também é conhecido por outros como método da razão de BOWEN (MONTHEIT, 1973; THOM, 1975). Este método baseia-se no princípio de conservação de energia e é derivado da equação de balanço de energia. Para o caso do fluxo de vapor de água, sua expressividade é: $E = (R_n - G)/L(1+\beta)$. Para utilização deste método precisa-se fazer medições da radiação líquida (R_n), do fluxo do calor do solo (G), como também da temperatura e da umidade do ar em dois níveis. Estes últimos com a finalidade de estimar a razão de BOWEN (β). A razão de BOWEN é a relação entre o fluxo turbulento de calor sensível (H) e o fluxo de vapor de água (E), dada pela equação $\beta = \gamma \frac{K_h}{K_v} \cdot \frac{(T_o - T_l)}{(e_o - e_l)}$. Da mesma forma como no método aerodinâmico, é utilizada a hipótese de similaridade, assumindo a igualdade entre os coeficientes de difusividade K_h e K_v . O método de balanço de energia é menos sensível às incorreções devidas aos coeficientes

de difusividade turbulenta em comparação à equação de Thornthwaite-Holzman (CHANG, 1974). Quanto à razão de BOWEN é pequena, o erro na sua determinação terá efeitos pequenos na estimativa da evapotranspiração. TANNER (1960) tem mostrado que ele falha só para valores menores que -0,5. Para culturas bem irrigadas a razão de BOWEN, durante o dia, é geralmente de 0,1, quando a evapotranspiração é alta. À noite, ao nascer e pôr do sol, quando a evapotranspiração aproxima-se ao valor do fluxo de calor sensível, podem ocorrer grandes erros na estimativa da evapotranspiração.

2.9. FLUXO DE VAPOR DE ÁGUA SEGUNDO O MÉTODO DE PENMAN

Este método é uma combinação do método de balanço de energia com o método aerodinâmico, conseguindo desta forma eliminar a necessidade de realizar medições a nível de superfície (THOM, 1955; CHANG, 1974; THORNTWAITE, 1965). Sua equação original tem a forma:

$$LE_O = \left[\frac{\Delta}{\gamma} (R_n - G) + f(u) (e_s - e) \right] \left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right)^{-1}$$

onde: R_n é a radiação líquida; G , fluxo de calor no solo; γ , constante psicrométrica; Δ , inclinação da curva de saturação; $(e_s - e)$ defice de saturação; $f(u)$, função de vento.

A equação tem dois termos, um chamado de termo energia $(R_n - G)$ e outro de termo aerodinâmico $E_a f(u) (e_s - e)$. O termo aerodinâmico é geralmente pequeno em comparação ao termo de energia mas tem variações muito grandes (STANHILL, 1962). $f(u)$ é uma função da velocidade do vento, determinada empiricamente me

diante observações da evaporação (E_o) em superfícies de água livre, correlacionadas com a velocidade do vento (u). Sua equação original para superfícies aquáticas foi $0,35(1+u/100)$ mas que, com os resultados de estudos feitos no lago Hefner, foi modificada para $0,35 (0,5 + u/100)$, PENMAN (1956).

O uso deste método de estimativa da evapotranspiração necessita de observações de temperatura, umidade do ar a nível do abrigo meteorológico, vento a dois metros acima do solo, da radiação líquida e fluxo do calor do solo. Na maioria dos casos surgem problemas com o termo aerodinâmico (E_a) em consequência de seu envolvimento com a equação empírica da velocidade do vento. Desta forma foram feitos muitos estudos deste termo, existindo hoje em dia diferentes equações para sua estimativa. Também foram encontradas boas relações com dados de evaporímetro piche (P_i), amplitude térmica diurna, etc, como pode ser visto a seguir:

$$E_a = 0,1118 + 0,1469E - \text{segundo STANHILL (1982)}$$

$$E_a = 0,28 P_i \quad \text{OMETTO (1981)}$$

$$E_a = (0,26 + 0,26 C_t u) (e_s - e) \text{ OLDEMAN \& FRERRE (1982)}$$

$$E_a = (0,35 + 0,0035 u) (e_s - e) \text{ COCHEME \& FRANQUIN (1967)}$$

Segundo GILBERT & VAN BAVEL (1954) a equação de Penman não produz estimativas a nível diário; geralmente a boa precisão se dá para períodos maiores que 5 dias. VILLA NOVA (1973) apresenta uma equação modificada de Penman para estimativa da evapotranspiração a nível horário, na qual o termo aerodinâmico é estimado em função de dados meteorológicos me-

dados no posto meteorológico padrão. A equação é a seguinte:

$$E_a = (469,4 \bar{u} \cdot \Delta e) \left[\bar{T} (174 q + 287) \left[\text{Ln} \left(\frac{z - d}{z_0} \right) \right]^2 \right]^{-1}$$

onde $\bar{u}$ é velocidade do vento, média horária, à altura $z = 10$ m expressa em cm/s; Δe é o déficit de saturação, média horária, medida no abrigo; $\bar{T}$ é a temperatura do ar, média horária, medida no abrigo ($^{\circ}\text{K}$); q é a unidade específica do ar $\frac{\text{g.vapor de água}}{\text{g ar úmido}}$; d é o plano de deslocamento zero e z_0 é a rugosidade da superfície (cm). O autor indica que a equação modificada só é aplicável a condições de evaporação potencial.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. MATERIAL

3.1.1. Características das condições experimentais

3.1.1.1. Local e solo

O experimento foi conduzido na área experimental do Departamento de Física e Meteorologia da Escola Supérios de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba-SP (22°43'S, 47°38'W e altitude 576m); o ensaio ocupou uma extensão de 20 x 30 m. O solo da área foi classificado como Terra Roxa Estruturada, série Luiz de Queiroz (RANZANI et alii, 1966).

3.1.1.2. Cultura e condições de observação

O experimento foi conduzido em cultura de feijão (*Phaseolus vulgaris*). O plantio, em linhas, foi realizado em 13/03/87. O solo foi mantido sempre em condições de água disponível próxima à capacidade de campo. Começaram-se as observações após 15 dias (27/03/87). A cobertura e a altura da cultura teve muita variação até a etapa do início da floração (17/04/87), estágio no qual a altura mé

dia alcançada foi de 35 cm. Após a etapa de plena floração, a cobertura e crescimento da cultura permaneceu quase constante, sendo em média de 40 cm.

3.1.2. Instrumental

3.1.2.1. Radiômetro Líquido

Foi utilizado um radiômetro líquido inflável, tipo Funk, marca Middleton, com constante $28,173 \text{ mv/cal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$. Instalou-se sobre um tripé a uma altura de 40 cm do topo da cultura.

3.1.2.2. Placas medidoras de fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo foi medido com duas placas de constante igual a $16,80 \text{ mV/cal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, instaladas a aproximadamente 1,5 cm de profundidade, uma no solo com cobertura e outra no solo sem cobertura, na entrelinha.

3.1.2.3. Psicrômetros

Foi utilizado um conjunto de 6 psicrômetros com sensores de termistores de diâmetro de 8 mm por 1,5 mm de espessura. Foram instalados a 0, 10, 20, 40, 80 e 142 cm acima da superfície do solo, montados em suportes de tubo de PVC branco de 21 mm de diâmetro, no qual os sensores estiveram protegidos da radiação solar direta. Como não havia sistema de ventilação, os sensores correspondentes aos bulbos úmidos

foram molhados 15 minutos antes de cada leitura. As leituras da resistência da cada termistor foram feitas utilizando ohmimetro de um multimedidor eletrônico digital MIC-2200A e com um potenciômetro foram feitas as leituras do radiômetro e das placas de fluxo de calor no solo.

3.1.2.4. Anemômetros

Foram utilizados anemômetros tipo caneca, marca Fuess montados sobre um mastro, a 40, 100 e 160 cm, acoplados, cada um deles, a um registrador elétrico, no qual registrou-se as velocidades acumuladas de cada 100 m para os níveis de 40 e 100 cm e as velocidades acumuladas cada 500m para o nível de 160 cm. O vento a 2 m foi registrado com um anemômetro marca Clima L.N. 4.3900.10. Os dados de umidade e temperatura do ar, radiação líquida e fluxo do calor no solo foram obtidos cada hora, desde 8:00 horas até 17:00 horas, durante 28 dias.

3.2. MÉTODOS

3.2.1. Psicrometria

Para medir o gradiente de umidade nas diferentes camadas do ar foram construídos psicrômetros de termistores. Sua construção e calibração realizou-se no laboratório do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP.

3.2.1.1. Construção e calibração

Empregaram-se termistores caracterizados no mercado como termistores de 170 a 180 ohms de resistência (temperatura ambiente de 20°C). Formaram-se dois conjuntos de circuitos em paralelo com 6 termistores cada, os quais foram dispostos em um tubo de PVC branco (21 mm de diâmetro) de 1,50 m de comprimento, com os sensores colocados aos níveis nos quais foram utilizados. A calibração consistiu em fazer leituras simultâneas da temperatura da água com o termistor (valor em ohms) e com um termômetro de mercúrio com escala em décimos de grau celsius (0 a 50°C). A temperatura da água foi variada de 2°C até 49°C e fizeram-se 35 leituras com cada termistor. Com o conjunto de pares de dados de temperatura e de resistência se buscou as constantes das equações teóricas seguintes:

$$R = A e^{B/T} \quad (1)$$

$$R = A e^{T/B} \quad (2)$$

cujas formas linearizadas são:

$$T = 1/(a + b \ln R) \quad (3)$$

$$T = a + b \ln R \quad (4)$$

A título de ilustração mostramos a seguir o

coeficiente de correlação e o erro relativo médio (Er) para dois termistores:

Termistor	Erro médio (Er) %		Coef. correlação (r)	
	Eq. 3	Eq. 4	Eq. 3	Eq. 4
1	0,046	0,072	-0,9999	-0,9998
2	0,0949	0,0967	-0,9997	-0,9997

O quadro mostra que a equação (3) tem maior precisão que a (4), mas as diferenças não são significativas, podendo-se afirmar que ambas equações são muito boas. Por esta razão optou-se pela equação (2) na forma (4) para a determinação das temperaturas. Estabeleceram-se para cada termistor sua própria equação, 12 no total. Na calibração dos 12 termistores achou-se um erro máximo de 0,141% e um erro mínimo de 0,069% e o erro médio dos 12 termistores foi de 0,11%.

3.2.1.2. Determinação de umidade do ar

Com a leitura dos termistores e aplicação da equação (4) foram obtidas as temperaturas de bulbo seco (T) e de bulbo úmido (T_h), com as quais determinaram-se as pressões de vapor de água (e) utilizando a equação psicrométrica:

$$e = e_{sh} - \frac{C_p P}{\epsilon L} (T - T_h) \quad (5)$$

onde P é a pressão atmosférica médias dos meses de abril e maio, igual a 955.52 mb; C_p é o calor específico do ar seco à pressão constante, igual a 0,24 cal/g^oK; e_{sh} , pressão de saturação à temperatura do bulbo úmido (mb); ϵ é uma constante igual a 0,622; L é o calor latente de mudança de fase de água líquida para o vapor, dada pela equação:

$$L = (597,3 - 0,56 T) \text{ cal/g} \quad (6)$$

na qual T é a temperatura de bulbo seco em °C. Como $C_p/\epsilon L$ é chamado constante psicrométrica e considerando que durante o experimento a temperatura mais alta ocorrida foi de 36°C e a mais baixa de 12°C, vemos que a constante psicrométrica oscilou entre 0,639 a 0,624.

Para calcular a pressão de saturação (e_{sh}) primeiramente foram comparados os valores obtidos com a equação de TETENS, com a deduzida por GARCIA (1984) mediante a integração da equação de CLAUSIUS-CLAPEYRON e com a equação utilizada na elaboração da tabela de pressão de saturação sobre água líquida em Smithsonian Meteorological Tables. Usando-se temperaturas entre 10°C e 40°C encontrou-se que a equação de TETENS apresentou valores mais baixos e os mais altos corresponderam à equação mostrada no Smithsonian Meteorological Tables, mas como esta equação é muito complexa, adotou-se a segunda equação, que foi a seguinte

$$e_s = A \cdot T^b \cdot e^{c/T} \quad (7)$$

onde:

$$\begin{aligned} A &= 9,4216 \times 10^{23} \\ b &= -5,07712 \end{aligned}$$

$c = -6801,2693$

e = base dos logaritmos naturais

T = temperatura em $^{\circ}\text{K}$

3.2.2. Método de balanço de energia

3.2.2.1. Razão de Bowen

Sua equação original é da forma:

$$\beta = \gamma \frac{K_h}{K_v} \frac{(T_1 - T_2)}{(e_1 - e_2)} \quad (8)$$

sendo $\gamma = C_p P / \epsilon L$, a constante psicrométrica; K_h e K_v o coeficiente de difusividade turbulenta de calor e vapor de água, respectivamente; $(T_1 - T_2)$ e $(e_1 - e_2)$ são, respectivamente, gradiente de temperatura e umidade do ar na camada $\Delta z = z_2 - z_1$. A razão de BOWEN para atmosfera neutra carece do termo K_h/K_v por que nestes casos estes coeficientes tem valores iguais, então:

$$\beta = \gamma \frac{(T_1 - T_2)}{(e_1 - e_2)} \quad (9)$$

No presente trabalho, durante o período diurno, não foi encontrada condição de neutralidade, pelo menos nas horas de leitura, no que se refere à atmosfera livre, isto é, na camada $\Delta = 142 - 20$ cm acima do solo. Apesar desta situação K_h diferente de K_v , foi decidido usar o método de balanço de energia, pelo fato de afirmar-se que o método é pouco sensível às incorreções devidas aos coeficientes de difusividade turbulenta (CHANG, 1974). Usando a equação psicrométrica para e_1 e e_2 subs-

tituindo na equação (9) (VILLA NOVA, 1973), chega-se a:

$$\beta = 1 / \left[\frac{\Delta T_h}{\Delta T} \cdot \left(\frac{1}{\gamma} \cdot \frac{\Delta e_{sh}}{\Delta T_h} + 1 \right) - 1 \right] \quad (10)$$

sendo ΔT = gradiente de temperatura do ar na camada em consi
deração; ΔT_h gradiente de temperatura do bulbo úmido na cama
da em consideração; Δe_{sh} = gradiente de pressão de satura-
 ção do bulbo molhado, também na camada em consideração;
 $\gamma = CpP/\epsilon L \left(\frac{m_b}{\phi K} \right)$, constante psicrométrica. Esta equação (10)
 é a utilizada neste trabalho.

3.2.2.2. Energia de evapotranspiração (LE)

Para sua quantificação foi utilizada a expres
são:

$$LE = (R_n - G) / (1 + \beta) \quad (11)$$

2.2.2.3. Energia de aquecimento do ar (H)

Ela foi calculada com a equação:

$$H = \beta \cdot LE \quad (12)$$

3.2.3. Método aerodinâmico

3.2.3.1. Estabilidade atmosférica

Pelo fato do método aerodinâmico não dar bons
 resultados em consideração ao princípio da similaridade (PRUITT,

1963; RIDER, 1954), no presente caso utilizou-se equações com termos de correção adiabática. Para isso foi necessário analisar a estabilidade da atmosfera na camada em consideração; isto foi feito comparando o gradiente térmico vertical (GT) com o gradiente adiabático seco (AG), onde:

$$GT = \frac{T_1 - T_2}{z_2 - z_1} \left(\frac{^\circ K}{cm} \right) \quad (13)$$

sendo $T_1 - T_2$ a variação térmica entre z_1 e z_2 , sendo $z_1 = 20$ cm e $z_2 = 142$ cm (ambos acima do solo). Para gradiente adiabático seco utilizou-se $AG = 0,0001^\circ K/cm$. A comparação dos gradientes podem dar os seguintes casos:

- a) $GT = AG$, condição de neutralidade
- b) $GT > AG$, condição de atmosfera instável
- c) $GT < AG$, condição de atmosfera estável.

3.2.3.2. Número de Richardson (Ri)

Ele é um parâmetro adimensional que expressa a razão entre a turbulência livre e a turbulência forçada, ou seja, razão entre forças convectivas térmicas e forças mecânicas de cisalhamento do vento. Além da estabilidade atmosférica, ele permite determinar o tipo de turbulência (PRIESTLEY, 1955), assim para $0 > Ri > -0,02$ predomina turbulência forçada, para $Ri < -0,03$ predomina a turbulência livre, correspondendo ao regime de transição valores entre $-0,02$ e $-0,03$.

A equação utilizada é:

$$Ri = \frac{g \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} + AG \right)}{\bar{T} \left(\frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2} \quad (14)$$

sendo: $g = 980 \text{ cm/s}^2$

$AG = 0,0001^\circ\text{K/cm}$

$\bar{T}$ = temperatura absoluta ($^\circ\text{K}$) média da camada Δz

Δz = camada do ar entre 20 e 142 cm acima do solo

Δu = variação de velocidade do vento (cm/s) na camada em consideração

3.2.3.3. Função de Estabilidade (ϕ)

Os termos de correção adiabática para os coeficientes de difusividade turbulenta de momento (K_m), de vapor de água (K_v) e de calor (K_h) são ϕ_m , ϕ_v e ϕ_h respectivamente. Seus valores em condições de neutralidade são iguais a 1; para condições de instabilidade, menores que 1 e maiores que 1 para caso de condições estáveis (BAILEY & DAVIES, 1981; THOM, 1975).

As funções de estabilidade para troca de momento (ϕ_m), para vapor de água (ϕ_v) e para calor (ϕ_h), podem ser expressos como função do número de Richardson (BAILEY, 1981; THOM, 1975; WEBB, 1970; MUNN, 1966 e LUMLEY, 1964), na seguinte forma:

$$\text{para condições estáveis: } \phi_v = \phi_h = \phi_m = (1 - 5Ri)^{-1} \quad (15)$$

para condições instáveis: $\phi_v = \phi_h = \phi_m^2 = (1 - 16Ri)^{-1/2}$ (16)
e no caso de neutralidade: $\phi_v = \phi_h = \phi_m = 1$

3.2.3.4. Energia de evapotranspiração (LE)

Para sua estimativa segundo o método aerodinâmico foi utilizada a equação:

$$LE = - \left(\frac{\rho C_p}{\gamma} \right) \frac{K^2}{\phi_m \phi_v} \cdot \frac{\Delta e \cdot \Delta u}{\left(\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \right)^2} \quad (17)$$

onde: ρ é a densidade do ar dada por

$$\rho = \frac{P - e}{R_d \cdot T} \left(\frac{g}{cm^3} \right) \quad (18)$$

sendo P a pressão atmosférica (mb); e a pressão de vapor atual; T a temperatura do ar ($^{\circ}K$) e R_d a constante específica do ar seco tendo os valores de:

$$R_d = 2,8704 \times 10^3 \frac{mb \cdot cm^3}{g \cdot ^{\circ}K}$$

$$R_d = 68,67 \times 10^{-3} \frac{cal}{g \cdot ^{\circ}K}$$

$$R_d = 2,1533 \times 10^3 \frac{mmHg \cdot cm^3}{g \cdot ^{\circ}K}$$

$C_p = 0,24 \left(\frac{cal}{g \cdot ^{\circ}K} \right)$, calor específico do ar seco a pressão constante.

$$\gamma = \frac{C_p P}{\epsilon L} \left(\frac{\text{mb}}{^\circ\text{K}} \right), \quad \text{é a constante psicrométrica.}$$

$K = 0,4$, constante de Von Karman.

ϕ_m e ϕ_v , respectivamente, função de estabilidade para troca turbulenta de momento e de vapor de água.

Δe = variação vertical da umidade do ar (mb) entre os níveis z_1 e z_2 .

Δu = variação vertical da velocidade do vento (m/s) na camada $z_2 - z_1$.

Considerando os valores das constantes e a equação (18) e efetuando as conversões a equação (17) fica como:

$$LE = -2,18 \times 10^{-4} \left(\frac{P - e}{T} \right) \frac{L}{\phi_m \phi_v} \frac{\Delta e \cdot \Delta u}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1} \right)^2} \left(\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min}} \right) \quad (19)$$

onde L é o calor latente de mudança de estado de água líquido a vapor e seu valor está dado pela equação (6); $(P - e)$ e Δe devem ser dados em mb e T temperatura média ($^\circ\text{K}$) da camada do ar em consideração.

3.2.3.5. Energia de aquecimento do ar (H)

Para a estimativa do fluxo vertical da energia de aquecimento do ar ou calor sensível, segundo este método, foi utilizada a equação:

$$H = \frac{\rho C_p K^2}{\phi_m \phi_h} \frac{\Delta \theta \cdot \Delta u}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad (20)$$

onde: ρ = densidade do ar seco (g/cm^3)

C_p = calor específico a pressão constante do ar seco

K = constante de Von Karman

ϕ_m e ϕ_h = função de estabilidade de troca turbulenta de momento e de calor sensível.

Δu = variação de velocidade do vento entre os níveis z_2 e z_1 (m/s)

$\Delta \theta$ = variação de temperatura potencial entre os níveis z_2 e z_1 ($^{\circ}\text{K}$)

A variação ($\Delta \theta$) da temperatura potencial entre os níveis z_1 e z_2 é dada por:

$$\Delta \theta = (T_1 - T_2) \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,288} \quad (21)$$

levando em conta que a pressão atmosférica média para abril e maio em Piracicaba é igual a 955.52 mb a expressão se transforma em:

$$\Delta \theta = 1,0132 (T_1 - T_2) \quad (22)$$

Considerando as equações (18) e (22) e substituindo os valores das constantes em (20) obtemos:

$$H = 8,133 \times 10^{-2} \left(\frac{P-e}{T} \right) \frac{1}{\phi_m \phi_h} \frac{(T_1 - T_2) (u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2} \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min}} \quad (23)$$

onde: T = temperatura absoluta média ($^{\circ}\text{K}$) entre os níveis z_1 e z_2 .

$(T_1 - T_2)$ e $(u_2 - u_1)$ são, respectivamente, as variações térmica e de velocidade do vento entre os níveis z_1 e z_2 .

P e ' e ' são pressão atmosférica média do local e pressão de vapor de água, respectivamente.

No presente estudo os dados de temperatura (T), umidade (e) foram dos níveis de 20 e 80 cm, isto é, $z_2 = 80$ cm e $z_1 = 20$ cm mas os ventos u_1 e u_2 foram de níveis de 40 e 100 cm respectivamente.

3.2.4. Coeficiente de transferência de vapor de água (D_v)

3.2.4.1. Quantificação

Considerando o fluxo vertical médio da energia de evapotranspiração de uma superfície de água ou superfície bem irrigada dado por:

$$LE_0 = -\left(\frac{\rho C_p}{\gamma}\right) \frac{de}{dz} (k_v + K_v) \quad (24)$$

e integrando esta equação desde a superfície evaporante ($z_1=0$) até outro nível (z_2), que geralmente é 2 m acima da superfície, temos:

$$LE_0 = \left(\frac{\rho C_p}{\gamma}\right) (e_0 - e_z) \left(\int_0^z \frac{1}{k_v + K_v} dz \right)^{-1}$$

e fazendo que

$$D_v = \left(\int_0^z \frac{1}{k_v + K_v} dz \right)^{-1}$$

então:

$$LE_o = \left(\frac{\rho C_p}{\gamma} \right) D_v (e_o - e_z) \quad (25)$$

Segundo SELLERS (1967) e BUDYKO (1956), a equação (25) permite determinar o coeficiente de transferência de vapor de água (D_v), sendo necessário para isso medir a evaporação de superfícies aquáticas ou bem irrigadas.

Considerando a equação (18), a constante psicrométrica $\gamma = C_p P / \epsilon L$ e substituindo as demais constantes, obtemos de (25):

$$D_v = 77,104 \frac{T \cdot LE_o}{L(e_o - e_z)} \left(\frac{\text{cm}}{\text{s}} \right) \quad (26)$$

onde T = temperatura média do ar da camada em consideração ($^{\circ}\text{K}$)

LE_o = evapotranspiração de uma superfície bem irrigada ou evaporação de uma superfície de água ($\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$).

L = calor latente de evaporação (cal/g) dada pela equação (6).

$(e_o - e_z)$ = variação vertical da umidade do ar (mb), entre a superfície e o nível z .

Neste estudo as variações Δz utilizadas no método de balanço de energia foram para as camadas:

- a) 40 - 80 cm
- b) 20 - 80
- c) 20 - 142 cm
- d) 40 - 142 cm
- e) 10 - 142 cm
- f) 0 - 142 cm

Para o método aerodinâmico foram ensaiadas as camadas de:

- a) 20 cm - 80 cm
- b) 40 cm - 142 cm

Todas estas camadas foram ensaiadas, porque, neste trabalho, tínhamos uma camada evapotranspirante e não uma superfície evaporante. Além disso a evapotranspiração (LE) não fôï sô calculada para uma superfície bem irrigada, mas também foi para caso mais geral, incluindo todos os casos.

3.2.4.2. Relações empíricas para estimativas de D_v

Procuraram-se dois tipos de relações empíricas: a) relação linear simples com a velocidade do vento a dois metros de altura, e b) relação linear múltipla com dados de abrigo meteorológico.

3.2.4.2.1. Relação linear simples

Foi ensaiada a relação linear sugerida por SELLERS (1967) dada pela equação

$$Dv = a + bu \quad (27)$$

utilizando-se a velocidade do vento medida a 2 m de altura. O interesse é obter uma equação geral representativa para o período total de experimento. O procedimento seguido foi o de buscar as relações para as observações diárias e seleccionar aqueles onde o teste estatístico fosse significativo. Nos dias seleccionados fazer a homogeneização dos dados por simples inspeção, isto é, comparando o conjunto de pares de dados Dv e V do dia, prescindir daqueles onde valores pequenos do Dv estiver associados a vento intenso ou vice-versa. Finalmente correlacionar todo o conjunto de dados.

3.2.4.2.2. Relações lineares múltiplas

Como nem sempre se possui dados de vento, é necessário estabelecer equações empíricas que o relacionem a dados que mais frequentemente são medidos nos postos meteorológicos, tais como temperatura, temperatura máxima, temperatura mínima, umidade relativa, etc. Procurou-se relações com três variáveis independentes da forma:

$$Dv = a + b_1X_1 + b_2X_2 + b_3X_3 \quad (28)$$

nos seguintes casos:

$$a) \quad Dv = a + b_1 T + b_2 T_m + b_3 \Delta T$$

$$b) \quad Dv = a + b_1 T + b_2 T_n + b_3 \Delta T$$

$$c) \quad Dv = a + b_1 T + b_2 RU + b_3 \Delta T$$

sendo T a temperatura do ar; T_m a temperatura mínima; ΔT a diferença entre temperatura máxima e mínima; T_n a temperatura máxima e RU a umidade relativa. Os dados de temperatura, umidade relativa e Dv foram dados médios para o dia.

3.2.5. Tratamento dos dados de vento

Devido à algumas irregularidades no registro do vento nos níveis de 40, 100 e 160 cm, alguns dados correspondentes às leituras no início e final do dia foram perdidas.

Para solucionar tal problema e conseguir uma série de dados de vento mais completa, os dados de 10 observações, foram estimados.

Para isto considerou-se que a relação entre o vento a 2 m de altura e os outros níveis inferiores é dada pela expressão:

$$U_z = U_h \left(\frac{z}{h} \right)^a \quad (29)$$

onde: U_z = velocidade do vento a nível desejado (z).

U_h = velocidade do vento a 2 m de altura (h).

a = uma constante.

Para usar a equação (29), nos dias com dados perdidos, foi necessário determinar, previamente, o valor da constante a ; o qual foi realizada mediante uma regressão linear simples entre $\text{Ln}U_z$ e $\text{Ln}U_h$, expressa como:

$$\text{Ln}U_z = b_0 + b_1 \text{Ln}U_h \quad (30)$$

onde o termo b_0 inclui a constante a na forma da seguinte expressão:

$$a = b_0 / \text{Ln} (z/h) \quad (31)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Este elemento é um dos parâmetros muito importantes na quantificação do coeficiente de transferência do vapor de água, sendo um dos componentes que indiretamente afeta as magnitudes das constantes 'a' e 'b' na equação empírica entre D_v e vento. Os alcances ou as limitações de qualquer equação empírica a ser deduzida utilizando D_v , é função direta dos elementos que lhe deram origem; razão pela qual é necessário discutir previamente os parâmetros que afetam seu valor. Como é conhecido, além do gradiente da pressão de vapor, LE é um elemento decisivo em sua quantificação; a diferença deste LE com Δe é que o Δe é medido experimentalmente e LE é uma variável estimada. Daí a razão que precisar-se ter mais cuidado com sua medida.

No presente trabalho, LE foi estimado por dois métodos, o balanço de energia e o aerodinâmico. As estimativas foram feitas para cada hora de observação resultando 10 estimativas por dia, com um total de 23 dias para método de ba-

Figura 1a. Variação horária do número de Richardson Ri (—), e evapotranspiração LE (Ly/min) obtidos com método de balanço de energia (---) e mét. aerodinâmico (-.-.-), na camada 20-80 cm.

Figura 1b. Variação horária de número de Richardson Ri (—), e evapotranspiração LE (Ly/min) obtidos com mét. balanço de energia ($\dashdot$) e mét. aerodinâmico (---), na camada 20 - 80 cm.

lanço de energia (M.B.E.) e 19 dias para o método aerodinâmico (M.A.). Para a presente análise foram tomados 10 dias entre todos, que são apresentados em forma gráfica nas Figuras 1a e 1b; as quais mostram a variação horária do número de Richardson Ri , evapotranspiração LE tanto para M.B.E. como para M.A., para a camada 20 - 80 cm. A Tabela 1 apresenta os dados diários de radiação líquida R_n , fluxo de calor no solo G e vento médio a 40, 100 e 200 cm de altura. Na Tabela 2 podem ser observados os valores obtidos para evapotranspiração LE, calor sensível H e os valores médios diários do coeficiente de transferência D_v .

A análise das Figuras 1a e 1b, para o caso de LE, indica que na maioria dos casos a evapotranspiração correspondente ao M.A. é sempre maior daqueles correspondentes ao M.B.E. A diferença é maior nos dias com vento intenso, como pode ser visto no dia 12/04/87. Segundo a Tabela 1 verifica-se que este foi um dos dias com vento mais intenso e, ainda, segundo a Tabela 2, verifica-se que LE do M.B.E. foi 46% de LE do M.A. Similar efeito no M.A. exerce a variação vertical da umidade do ar (Δe) nos dias 15, 16, 17 e 19 de abril (Figura 1b). Os aumentos súbitos de LE são devidos aos valores altos de Δe . A diferença mais marcante entre os dois métodos ocorre nos dias frios, com nuvens e com vento intenso. Estas situações predominam nos últimos dias da observação, que pode-se verificar pelo sinal do fluxo de calor sensível H , onde houve diferenças de 100%. Podemos dizer que o M.A. superesti

TABELA 1 Totais diários de Radiação Líquida R_n (cal/cm².dia), Fluxo do calor no solo G (cal/cm².dia) e vento médio V (m/s) a 40, 100 e 200cm de altura.

Data	R_n	G	V_{40}	V_{100}	V_{200}
Abril					
6	281.3	14.66	-	-	1.82
7	359.9	22.38	0.72	1.16	1.72
8	267.2	15.61	0.67	1.30	2.08
12	307.5	14.09	0.76	1.54	2.33
13	387.1	20.34	0.30	0.95	1.30
14	254.2	10.68	0.94	1.67	2.17
15	341.8	21.59	0.32	0.95	1.38
16	333.5	24.63	0.36	1.02	1.71
17	322.2	26.77	0.33	0.79	1.35
18	345.4	26.41	0.26	0.66	1.22
19	332.0	26.05	0.49	1.27	1.89
20	120.1	-2.14	1.13	1.87	2.78
25	247.0	19.21	-	-	3.19
26	301.1	16.46	0.86	1.82	2.66
27	249.6	18.63	0.76	2.11	3.78
Maio					
2	151.2	11.30	-	-	1.57
3	295.6	13.54	-	-	1.56
7	171.6	9.84	0.30	1.20	2.42
8	134.5	1.32	0.92	2.45	3.69
10	211.9	9.34	1.33	2.32	3.48
13	295.3	18.68	0.35	1.19	1.92
14	219.7	11.07	0.62	1.84	2.75
28	50.87	4.52	0.15	0.66	1.09

TABELA 2 Valores diários de evapotranspiração LE(mm/dia), calor sensível H(cal/cm².dia) e valores média diária do coeficiente de transferência Dv(cm/s)

Data	Método de balanço de energia						Mét. Aerodinâmico		
	Camada 20-80cm.			Camada 20-142cm.			Camada 20 - 80cm.		
	LE	H	Dv	LE	H	Dv	LE	H	Dv
Abril									
6	3.56	53.84	8.38	3.82	37.16	6.86	-	-	-
7	4.17	88.62	6.40	4.10	122.3	6.99	4.13	81.31	4.96
8	3.55	39.85	5.06	3.34	56.60	5.79	4.89	48.85	6.93
12	4.51	3.69	3.69	4.51	25.24	3.66	9.71	54.60	6.65
13	6.64	-39.9	3.86	4.90	-20.3	8.38	5.28	35.48	5.52
14	4.07	0.280	5.50	3.98	4.44	4.91	4.96	-7.02	6.37
15	4.92	26.54	4.42	4.87	29.18	4.07	6.49	42.96	5.86
16	4.52	38.62	5.21	4.24	63.21	5.84	6.26	54.90	6.41
17	4.24	42.47	3.82	4.25	40.01	3.33	7.40	33.66	6.04
18	4.69	39.04	4.10	4.86	53.54	2.19	6.04	61.80	4.85
19	4.48	38.24	4.61	4.40	43.88	3.95	7.52	69.30	7.45
20	1.76	16.98	4.36	1.91	11.81	3.95	2.64	30.06	6.37
25	3.55	15.99	3.57	3.50	19.11	3.00	-	-	-
26	4.69	4.61	5.70	4.54	12.67	4.62	7.49	10.74	7.85
27	3.56	18.25	5.04	3.49	23.80	3.93	8.38	15.84	10.8
Maior									
2	2.65	-18.1	3.37	2.54	-11.3	3.16	-	-	-
3	5.08	-21.2	7.31	4.75	-3.69	6.06	-	-	-
7	3.10	-23.0	5.49	3.08	-17.8	4.87	5.08	-52.9	8.35
8	3.14	-54.3	9.23	3.08	-54.1	6.66	5.93	-95.9	12.3
10	3.01	22.74	3.86	2.99	25.31	3.44	6.56	34.02	8.95
13	3.99	38.24	6.08	3.31	30.69	4.85	6.57	46.98	8.69
14	3.56	-3.73	6.10	3.55	-3.12	3.78	5.33	-20.3	10.12
28	0.54	14.07	3.31	0.74	1.76	2.76	0.97	19.14	3.99

ma valores de LE. É óbvio que cada um dos métodos tem suas limitações. É assim que no M.B.E. considerou-se o princípio da similaridade e no M.A. a função estabilidade (ϕ).

No que se refere ao princípio da similaridade, este mostrou-se válido aproximadamente em 90% dos dias analisados e, em média, em 60% das horas de observação. Isto pode ser observado nas Figuras 1a e 1b, analisando o número de Richardson. Observa-se nelas que houve maior número de horas com Ri entre 0 e -3×10^{-2} , o que é um argumento bom para afirmar que as estimativas do M.B.E. foram as mais adequadas.

Os dois métodos fracassaram em situações de adevção de ar mais úmido, nas quais $\Delta e = e_1 - e_2$, era negativo; dando valores muito elevados no M.B.E. e valores negativos no M.A. Esta situação observa-se em 13 de abril às 13:00 horas.

4.2. COEFICIENTE DE TRANSFERÊNCIA DV

Na Tabela 2 apresentam-se os valores médios de D_v para as camadas 20 - 80 cm e 20 - 142 cm no M.B.E. e para as camadas 20 - 80 cm no M.A. As camadas apresentadas são aquelas nas quais foram encontradas correlações significativas entre D_v e V em um maior número de dias. Os valores horários oscilaram entre 0,4 e 17 cm/s no M.B.E. e entre 0,1 a 17 cm/s no M.A. Como no caso da evapotranspiração, em geral, maiores valores foram obtidos no M.A. A oscilação horária de D_v do M.A. pode ser observada nas Figuras 2a, 2b e 2c.

Figura 2a. Variação horária do coeficiente de transferência do vapor de água (D_v) obtido com dados experimentais (—) e estimados (---) com método aerodinâmico.

Figura 2b. Variação horária do coeficiente de transferência do vapor de água (D_v) obtido com dados experimentais (—•—) e estimados (---) com método aerodinâmico.

Figura 2c. Variação horária do coeficiente de transferência do vapor de água (D_v) obtido com dados experimentais (—•—) e estimadas (---) com método aerodinâmico.

Pelo fato de ter-se considerado uma camada situada a 20 cm da superfície, pode-se desprezar a componente molecular no processo de transferência vertical. Ainda, considerando que K_v é independente da altura z nesta camada de 60 cm, seu valor pode ser dado por:

$$K_v = D_v \Delta z = 60 D_v$$

e de acordo com os valores extremos de D_v indicados previamente, vemos que K_v oscilou entre 6 e $1.020 \text{ cm}^2/\text{s}$, que são valores razoáveis e se admitirmos que $K_v = K_h$, estes valores estão dentro daqueles determinados por VILLA NOVA (1973) que apresenta valores de K_h oscilando entre 220 e $1.550 \text{ cm}^2/\text{s}$, em cujo caso a camada de 30 cm ⁵ditou-se 50 cm acima da superfície com cultura de arroz. Observa-se, nos dois casos, usando metodologias distintas, conseguiu-se valores de coeficientes de difusividade turbulenta K_v que estão nas mesmas ordens de grandeza, fato que indica dois dados de D_v obtidos no referido trabalho, estar dentro de variações que podem ocorrer na prática.

4.3. RELAÇÕES EMPÍRICAS PARA ESTIMATIVA DE D_v

4.3.1. Relação linear simples

Com os dados de D_v e de vento V registrados a 2 m de altura procurou-se relações entre eles para cada dia de observação, fazendo uso da equação (27). Para o M.B.E., encontrou-se correlações significativas em 13 dias para camada

20 - 80 cm e em 15 dias para a camada 20 - 142 cm. Para o M.A. 17 dias forneceram correlações significativas. Após realizar a análise de consistência dos dados nos dias em que as correlações foram significativas, fez-se a análise de correlação geral para todos os dias. Os resultados obtidos encontram-se nas Tabelas 3 e 4 para o M.B.E e na Tabela 5 para o M.A. Observa-se que no M.B.E. os testes foram altamente significativos para as duas camadas consideradas. Mas analisando as magnitudes do coeficiente de correlação e de F calculado (F_c), vemos que os melhores resultados foram os correspondentes à camada 20 - 80 cm. Da mesma forma o resultado estatístico correspondente ao M.A. foi altamente significativo, com um coeficiente de correlação (0,76) e F_c muito maiores que no outro método. Por outro lado, analisando os erros relativos médios (ER), aparentemente as equações do M.B.E. são as melhores, com um erro aproximado de 54% em ambos os casos, contra 55% do M.A. Mesmo assim, a magnitude dos três erros é muito alta o que nos obriga a analisar sua variabilidade dentro da amostra utilizada. Tal análise foi realizada comparando os D_v quantificados com dados experimentais e os estimados com a equação empírica estabelecida, que para o caso do M.A. apresentou maior erro. Isto é apresentado nas Figuras 2a, 2b e 2c. Da observação destas figuras, podemos afirmar que a equação obtida é de boa precisão e que o valor alto do erro é consequência de que, em certos dias, na primeira ou última horas do dia, ocorrem superestimativas. Isto pode ser observado nos horários 20, 29, 47, 56, 83 e 93. São estes valores os

TABELA 3: Quadro da análise da variância para M. B. E. (20-80cm.)

Fonte	SC	GL	CM	F	RR
Regressão	191.1112	1	191.1112	41.604***	.2607
Erro	542.0438	118	4.5936		
Total	733.155	119			

*** :Signif. ao nível .99 ** :Signif. ao nível .95

$$Y = 2.582 + 1.238X \quad r = .5106 \quad Fc = 41.604*** \quad ER(\%) = 54.76$$

TABELA 4: Quadro da análise da variância para M. B. E. (20-142cm.)

Fonte	SC	GL	CM	F	RR
Regressão	118.1906	1	118.1906	21.561***	.1491
Erro	674.2549	123	5.4817		
Total	792.4455	124			

*** :Signif. ao nível .99 ** :Signif. ao nível .95

$$Y = 2.568 + .947X \quad r = .3862 \quad Fc = 21.561*** \quad ER(\%) = 53.86$$

TABELA 5: Quadro da análise da variância para M. A. (20 - 80cm.)

Fonte	SC	GL	CM	F	RR
Regressão	1182.4935	1	1182.4935	205.83***	.5736
Erro	878.9861	153	5.745		
Total	2061.4796	154			

*** :Signif. ao nível .99 ** :Signif. ao nível .95

$$Y = 2.069 + 2.455X \quad r = .7574 \quad Fc = 205.83*** \quad ER(\%) = 54.96$$

que contribuem para valores altos do erro relativo médio. Ainda podemos dizer que o valor alto do erro é resultado de superestimativa, por realizar-se o quociente de números muito pequenos.

4.3.2. Relações lineares múltiplas

Com valores médios diários de D_v ensaiaram-se correlações múltiplas, de acordo com a equação (28). Tanto no M.B.E. como no M.A., as variáveis independentes foram temperatura (T), temperatura mínima (T_m), temperatura máxima (T_M), amplitude térmica diurna (ΔT) e a umidade relativa (UR), todos dados do abrigo meteorológico. Apresentam-se, na Tabela 6, só os resultados que foram significativos ou aqueles onde o F_c estivesse próximo ao F crítico, representado por $F(90\%; 3, 11) = 2,61$ no caso do M.B.E. e $F(90\%, 3, 9) = 2,81$ no caso do M.A.

Observa-se na tabela mencionada, que o M.B.E. não houve equações que foram significativas; de todos os casos ensaiados, o modelo que teve como variáveis independentes T , UR e ΔT , foi o melhor e com o F_c próximo a F crítico ou tabular. O mesmo modelo no caso de M.A. resultou significativo. A comparação dos valores quantificados com dados experimentais com os estimados, que pode observar na Figura 3, indicam que as estimativas não diferem em demasia dos originais.

TABELA 6 Relações empíricas múltiplas para estimativa do coeficiente de transferência do vapor de água D_v

Método de balanço de energia:

Equação planteado $D_v = a + b_1T + b_2UR + b_3AT$

Eq. encontrada $Y = 0,9356 + 0,1926X_1 + 0,0332X_2 - 0,2053X_3$

Parâmetros estatísticos $F_c = 2,1$ $R^2 = 0,36$ $Er(\%) = 18,6$

$F(90\%; 3, 12) = 2,61$

Método aerodinâmico:

1.- $D_v = a + b_1T + b_2T_M + b_3AT$

$Y = 10,09 - 6,004X_1 + 0,303X_2 - 0,929X_3$

$F_c = 2,64$ $R^2 = 0,47$ $Er(\%) = 21,3$

$F(90\%; 3, 9) = 2,81$

2.- $D_v = a + b_1T + b_2UR + b_3AT$

$Y = 30,622 + 0,0452T - 0,1573UR - 0,9978AT$

$F_c = 3,71*$ $R^2 = 0,55$ $Er(\%) = 17,7$

$F(90\%; 3, 9) = 2,81$

Figura 3. Valores médios diários do coeficiente de transferência do vapor de água (D_v) obtidos com dados experimentais (---) e estimados (—) com método de balanço de energia (a) e método aerodinâmico (b).

5. CONCLUSÕES

A interpretação e discussão dos resultados conduzem às seguintes conclusões:

1. Na estimativa da evapotranspiração, os valores obtidos com M.B.E. foram menores que os do M.A.; essas diferenças em dias frios, com céu coberto e vento forte é bem marcada, onde o LE do M.B.E. pode ser até 100% menor do que do M.A.

2. Os valores dos coeficientes de transferência vertical do vapor de água (D_v) quantificados estiveram dentro dos limites de 0,4 - 17 cm/s. Aquelas correspondentes a M.A. foram maiores dos M.B.E., mas as diferenças foram pequenas.

3. As relações empíricas, lineares simples, entre D_v e o vento V , foram altamente significativas para os dois métodos; mas os valores de F_c e γ indicaram maior grau de associação do vento com D_v correspondente ao método aerodinâmico.

4. As relações empíricas, lineares múltiplas, foram melhores quando feitas com temperatura (T), umidade relativa (UR) e a amplitude térmica diurna (AT), como variáveis independentes; mas estatisticamente só foram significativas no caso do M.A.

6. LITERATURA CITADA

- ANDRÉ, R.G.B., 1981. Um estudo dos transportes verticais de momentum, calor sensível e vapor d'água sobre superfície vegetada nos trópicos. São José dos Campos, INPE / CNPq, 112p. (Tese de Doutorado).
- BAILEY, W.G. e J.A. DAVIES, 1981. The effect of uncertainty in aerodynamic resistance on evaporation estimates from the combination models. Boundary-Layer Meteorology, 20: 187-199.
- BUDYKO, M.I., 1956. Teplovoi balans Zemnoi poverkhnosti, Leningrad, Gidrometeorologicheskoe izdatel' stvo; Translated as the Heat Balance of the Earth's Surface by Nina Stepanova. U.S. Weather Bureau, Dept. of Commerce, 1958.
- CHANG, J.H., 1974. Climate and agriculture. Aldine Publishing Company/Chicago.
- COCHENE e FRANQUIN, 1967. A study of agrometeorology of the semiarid area south of the Sahara in West Africa.
- DEACON, E.L.; C.H.B. PRIESTLY e W.C. SWINBANK, 1958. Evaporation and water balance. In: Climatology. UNESCO. p.9-34.

- FRITSCHEN, L.J. e GAY, L.W. Environmental instrumentation. New York, Springer-Verlag, 1979. 215p.
- GARCIA, V.J. 1984a. Estimación del termino aero dinamico de la evapotrasnpiracion. (Aceito para sua publicação na revista - Anales Científicos UNA).
- GARCIA, V.J., 1984b. Fundamento teórico de la ecuación de evapotranspiración potencial de Penamn. Cuadernos de Física y Meteorología. Vol. IX, nº 22.
- GILBERT, M.J. e C.H.M. VAN BAVEL, 1954. A simple field method for measuring maximum evapotrasnpiration. Transaction. American Geophysical Union, 35: 937-42.
- HALTINER, G.M., 1957. Dynamical and physical meteorology. New York, McGraw-Hill Book Co.
- LUMLEY, J.L. e H.A. PANOFSKY, 1964. The stricture of atmospheric turbulence. New York, John Wiley.
- MONTHEITH, J.L., 1973. Principles of environmental physics. London, Edward Arnold. 241p.
- MUNN, R.E., 1966. Descriptive micrometeorology. New York, Academic Press.
- OLDEMAN, L. e FRERRE, M., 1982. A study of agroclimatology of humid tropics of South East Asia. WMO Technical Note, nº 179.
- OMETTO (J.C., 1981. Bioclimatologia vegetal. São Paulo, Agronômica Ceres Ltda. 425p.

- PASQUILL, J.C., 1950. Some further consideration of the measurement and indirect evaluation of natural evapotranspiration. Quarterly Journal, Royal Meteorological Society, 76: 287-301.
- PENMAN, H.L., 1956. Estimating evaporation; Transaction. American Geophysical Union, 37:43-50.
- PRIESTLEY, C.H.B., 1955. Free and forced convection in the atmosphere near the ground. Quarterly Journal, Royal Meteorology Society, 81: 139-43.
- PRUIT, W.O., 1963. Application of several energy balance and aerodynamic evaporation equations under a wide range of stability. Davis, University of California.
- RANZANI, G.O.; O. FREIRE; T. KINJO, 1966. Carta do solo do município de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ/USP.
- RIDER, N.E., Eddy diffusion of momentum, water vapor, and heat near ground. Philosophical Transaction, Royal Society Series A, 246: 481-501.
- ROSENBERG, N.J., 1974. Microclimate: the biological environment. New York, John Wiley Sons. 315p.
- SELLERS, W.D., 1967. Physical climatology. Chicago, University of Chicago Press. 272p.
- SMITHONIAN, I.P., 1984. Smithsonian meteorological tables. Washington, Smithsonian Institution Press.
- STANHILL, G., 1962. The use of Piche evaporimeter in the calculation of evapotranspiration. Quarterly Journal, Royal Meteorological Society, 88: 80-2.

- SUTTON, O., 1953. Micrometeorology. McGraw-Hill Book Company. New York.
- TANNER, C.B., 1960. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. Proceedings. Soil Science Society of America, 24: 1-9.
- TANNER, C.B., 1963. Energy relations in plant community, Environment control of plant growth. New York, Academic Press.
- THOM, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: MONTEITH, J.L. Vegetation and the atmosphere. London, Academic Press, p.57-109.
- THONTHWAITE, C.W., 1965. The loss of water to the air. Meteorological Monographs. University of London, London.
- VILLA NOVA, N.A., 1973. Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, ESALQ/USP. 89p. (Tese de Livre-Docência).
- YAMAMOTO, G., 1975. Generalization of the KEYPES formula in diabatic conditions and related discussion on the critical Richardson number. J. Meteor. Soc. Japan, 53: 189-95.
- WEBB, E.K., 1970. Profile relationships: the log - linear range, and extension to strong stability. Quart. Journal Royal Meteorological Society, 96: 67-70.

7. APÊNDICE

CONJUNTO DE TERMÔMETROS DE TERMISTORS

a.- Circuito do conjunto dos termômetros

b.- Esquema do conjunto dos termômetros

T0: Termômetro ou termistor 0, T1: Termômetro ou termistor 1, ..., T5: Termômetro ou termistor 5.