**COMPARAÇÃO DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
PARA O MUNICÍPIO DE RIBEIRÃO PRETO (SP)**

SUELI FATIMA FERREIRA LIMA

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.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo - Brasil
Junho - 1991

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Livros da
Divisão de Biblioteca e Documentação - PCAP/USP

L732c Lima, Sueli Fatima Ferreira
 Comparação de métodos de estimativa de evapotranspira
 ção potencial para o município de Ribeirão Preto (SP).
 Piracicaba, 1991.
 69p. ilustr.

Diss.(Mestre) - ESALQ
Bibliografia.

1. Evapotranspiração - Estimativa - Método 2. Meteorologia agrícola - Ribeirão Preto, SP. I. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba

CDD 551.572

COMPARAÇÃO DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
PARA O MUNICÍPIO DE RIBEIRÃO PRETO (SP)

SUELI FATIMA FERREIRA LIMA

Aprovada em: 18.10.1991

Comissão julgadora:

Dr. Mário José Pedro Junior IAC

Dr. Altino Aldo Ortolani IAC

Dr. Jairo Abrahaão ESALQ/USP

Dr. MÁRIO JOSÉ PEDRO JUNIOR

Orientador

AGRADECIMENTOS

- Ao Dr. Mário José Pedro Junior, pelo apoio, colaboração, incentivo e orientação neste trabalho.
- Ao Dr. Altino Aldo Ortolani, pelas sugestões e colaboração no presente estudo.
- Aos professores do curso de Agronomia da ESALQ/USP, pelos ensinamentos.
- Ao Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ/USP, pela minha formação na área de Agrometeorologia.
- Ao CNPQ, pela bolsa de estudo durante todo o período do curso.
- A Seção de Climatologia Agrícola do Instituto Agrônomo do Estado de São Paulo, pela cessão dos dados necessários ao desenvolvimento deste trabalho.
- À Faculdade de Agronomia de Ituverava, na pessoa do professor Dr. Heitor W. S. Montenegro e aos colegas professores, pelo incentivo.
- As Prof^{as}. do Departamento Matemática e Estatística da ESALQ, Rosana Cristina Pereira Parente e Maria Izalina Ferreira Alves, pela orientação na análise estatística dos dados.
- À Sandra Giovanoni, pelo trabalho de digitação.
- Ao Marcos, companheiro sempre presente, pelo incentivo incansável.
- A Janaina e Daniel, pela compreensão.

S U M Á R I O

	Página
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE SIMBOLOGIA	ix
RESUMO	ix
SUMMARY	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Métodos para Estimativa da Evapotranspiração.	7
2.1.1. Métodos micrometeorológicos	7
2.1.1.1. Método do balanço de energia .	7
2.1.1.2. Método de Penman	11
2.1.1.3. Método de Penman-Ometto	16
2.1.2. Métodos empíricos	20
2.1.2.1. Thornthwaite	20
2.1.2.2. Camargo	22
2.1.2.3. Priestley e Taylor	24
2.1.2.4. Hargreaves	26
2.2. O Efeito Advectivo	28
3. MATERIAL E MÉTODO	31
3.1. Evapotranspiração Potencial Medida	31
3.2. Evapotranspiração Estimada	32
3.2.1. Estimativa por Penman-Ometto	33
3.2.2. Estimativa por Priestley e Taylor	34
3.2.3. Estimativa por Hargreaves	35

	Página
3.2.4. Estimativa por Camargo	36
3.2.5. Estimativa por Camargo-Piché	36
3.3. Análise Estatística	38
4. RESULTADO E DISCUSSÃO	39
4.1. Comparação Entre os Métodos Utilizados	39
4.2. Avaliação do Modelo Proposto - Camargo-Piché.	51
5. CONCLUSÃO	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Penman-Ometto.	47
2	Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Priestley e Taylor.	48
3	Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Hargraves.	49
4	Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Camargo.	50
5	Evapotranspiração medida (—) e estimada por Camargo (□), a nível decendial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.	54
6	Evapotranspiração medida (—) e estimada por Camargo acrescido de 0,1 Piche (□) nas duas épocas do ano, a nível decendial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.	57
7	Evapotranspiração medida (+), estimada por Camargo (—) e estimada por Camargo acrescido de 0,1 Piche nas duas épocas do ano (Δ), a nível decendial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.	58

Figura	Página
8 Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Camargo-Piché em duas épocas do ano.	60
9 Evapotranspiração estimada por Camargo (—) e estimada por Camargo-Piché em duas épocas do ano (□), a nível decendial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.	61

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
1 Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial medidos no evapotranspi- rômetro e estimado por diversos métodos (mm/ dia) para o ano de 1956.	40
2 Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial medidos no evapotranspi- rômetro e estimado por diversos métodos (mm/ dia) para o ano de 1957.	41
3 Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial medidos no evapotranspi- rômetro e estimado por diversos métodos (mm/ dia) para o ano de 1958.	42
4 Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial medidos no evapotranspi- rômetro e estimado por diversos métodos (mm/ dia) para o ano de 1959.	43
5 Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial medidos no evapotranspi- rômetro e estimado por diversos métodos (mm/ dia) para o ano de 1960.	44
6 Coeficiente angular, linear, de correlação e de determinação das equações de regressão en- tre os valores medidos e os estimados por di- ferentes métodos.	45

Tabela		Página
7	Valores do teste "t" para a significância das regressões lineares obtidas entre os valores de evapotranspiração medido e estimado.	45
8	Análise de variância das regressões entre modelo de Camargo modificado por frações crescentes da evaporação Piche, com os valores medidos, para época chuvosa (outubro a março).	52
9	Análise de variância das regressões entre modelo de Camargo modificado por frações crescentes da evaporação Piche, com os valores medidos, para época seca (abril a setembro).	52
10	Análise de variância das regressões para o ano todo entre os valores medidos e os obtidos pelo modelo de Camargo, Camargo-Piché na na época chuvosa, e Camargo-Piché nas duas épocas.	56

LISTA DE SIMBOLOGIA

ETP	- evapotranspiração potencial
Rn	- radiação líquida
H	- fluxo de calor sensível
LE	- fluxo de calor latente
G	- fluxo de calor no solo
β	- razão de Bowen
ρ	- densidade do ar
cp	- calor específico do ar
Kh	- coeficiente de transferência turbulenta do calor sensível
Kw	- coeficiente de transferência turbulenta do calor latente
z	- altura
e	- pressão de vapor
U	- velocidade do vento
γ	- constante psicrométrica
E_a	- poder evaporante do ar
Δ	- coeficiente de angulação da curva de saturação do vapor x temperatura
Q_o	- radiação na superfície externa da atmosfera ($\text{cal/cm}^2 \text{ min}$)
n	- insolação (horas e décimos)
N	- número máximo de horas de brilho solar
α	- albedo
P_i	- evaporação Piche (mm)

COMPARAÇÃO DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
PARA O MUNICÍPIO DE RIBEIRÃO PRETO (SP)

Autor: SUELI FATIMA FERREIRA LIMA

Orientador: DR. MÁRIO JOSÉ PEDRO JUNIOR

RESUMO

No presente estudo compararam-se diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração potencial (ETP) para o município de Ribeirão Preto (SP) ($21^{\circ}48'S$; $47^{\circ}48'W$; 621m). Com os valores obtidos em evapotranspirômetros os valores decendiais de evapotranspiração usados foram referentes ao período de 1956 a 1960.

O método desenvolvido por Camargo foi utilizado, devido à sua simplicidade e boa acuracidade, para verificar se a introdução da evaporação Piché no método original favorecia a obtenção de melhores estimativas da evapotranspiração por decêndios.

A obtenção da fração da evaporação Piché, a ser acrescida ao modelo, para melhor adequá-lo baseou-se em análises estatísticas de equações de regressão obtidas entre os valores gerados por crescentes frações de Piché e os

valores medidos em dois períodos distintos; outubro a março, época chuvosa e abril a setembro, época seca.

Para a localidade estudada, utilizando-se os métodos de Penman-Ometto, Hargraves, Priestley-Taylor e Camargo os resultados obtidos permitiram concluir que os modelos de Penman-Ometto e de Camargo forneciam as melhores estimativas de evapotranspiração, por decêndios, em relação às medidas do evapotranspirômetro. As estimativas da evapotranspiração utilizando-se o método de Camargo obtidas para a época seca ajustou-se melhor aos valores medidos no evapotranspirômetro. Ao adicionarmos o valor correspondente a 10 por cento da evaporação do evaporímetro de Piche, obtiveram-se melhores estimativas em relação ao método de Camargo.

COMPARISON OF METHODS TO ESTIMATE
POTENCIAL EVAPOTRANSPIRATIONS
FOR RIBEIRÃO PRETO (SP) BRAZIL

Author: SUELI FATIMA FERREIRA LIMA

Adviser: DR. MÁRIO JOSÉ PEDRO JUNIOR

SUMMARY

This research compares different models to estimate potencial evapotranspiration for Ribeirão Preto (SP), Brasil ($21^{\circ}48'S$; $47^{\circ}48'W$, 621 m), with data from evapotranspirometers. The data were analysed for every ten days period since 1956 to 1960.

The performance of the Camargo model to estimate potencial evapotranspiration was tested with introduction of a Piché evaporation fraction to the original model.

The best Piché evaporation fraction to be introduced in the Camargo model was obtained by statistical analysis through regression equations. They were obtained using increasing values of Piché evaporation fractions and the measured values from the evapotranspirometers. This evaluation was made for the dry (october-march) and rainy (april-september) seasons.

For Ribeirão Preto it was tested the Penman-Ometto, Hargreaves, Priestley-Taylor and Camargo models, and it was found that the Penman-Ometto and Camargo models were more closely related to the experimental values measured.

The best performance of Camargo model was obtained when ten percent of the value measured with the Piché evaporimeter, was added to the original model.

1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um parâmetro importante do ponto de vista agrometeorológico. O conhecimento da perda de água por uma comunidade vegetal e pela superfície do solo é fator fundamental no manejo da água.

A quantificação desse parâmetro vem sendo estudada com diversos objetivos: classificações climáticas, quantificação das disponibilidades hídricas de regiões através do cotejo com a precipitação, estimativa da quantidade de água necessária para irrigação e ainda, racionalização das regas de acordo com as exigências das culturas nos diferentes estágios fenológicos.

Os métodos disponíveis para medida direta da evapotranspiração são diversos, podendo-se citar a utilização de lisímetros, sonda de neutrons e o método gravimétrico.

No entanto, todos esses métodos apresentam dificuldades de operacionalização, levando à busca de modelos de estimativa que facilitem a obtenção dos valores de evapotranspiração. Entre esses modelos destacam-se o de THORNTHWAITE (1948) que toma como variável a temperatura do ar e o de PENMAN (1956) que considera para a obtenção da evapo-

transpiração a energia líquida disponível, a velocidade do vento e a temperatura do ar.

Os modelos clássicos tem sido simplificados visando facilitar sua utilização cotidiana, uma vez que os modelos originais se utilizam de parâmetros que não são obtidos rotineiramente nos postos meteorológicos ou são equacionados de forma trabalhosa.

O modelo proposto por CAMARGO (1971) baseia-se na equação de Thornthwaite, utilizando a temperatura média do ar no período considerado e a radiação solar incidente na superfície externa da atmosfera, ambos relacionados com a disponibilidade de energia que irá condicionar a evapotranspiração. Autores como HARGREAVES (1976), PRIESTLEY e TAYLOR (1972), entre outros, desenvolveram equações empíricas para estimativa da evapotranspiração baseadas na temperatura média do ar e no balanço de energia respectivamente.

Ainda, utilizando o modelo proposto por PENMAN (1956), OMETTO (1968) propôs simplificações através de um estudo das relações entre o balanço de energia e a razão de insolação.

Com o intuito de encontrar método de estimativa da evapotranspiração simplificado para possibilitar sua operacionalização na região de Ribeirão Preto (SP) foi desenvolvido o presente trabalho que teve como objetivos:

- Analisar os valores das estimativas obtidas a nível decenal através dos modelos de OMETTO (1968), CAMARGO

(1971), PRIESTLEY e TAYLOR (1972) e HARGREAVES (1976) em relação aos valores observados em evapotranspirômetros;

- Utilizando-se o modelo proposto por Camargo, por sua simplicidade e boa acuracidade, introduzir a evaporação de Piché visando melhorar o desempenho do modelo original.

2. REVISÃO DE LITERATURA

A evaporação é a perda de água, na forma de vapor, por uma superfície natural e a transpiração consiste na perda de água através dos estômatos ou cutícula das plantas. Em condições naturais são medidas conjuntamente, constituindo-se a evapotranspiração (fenômeno associado a perda conjunta de água do solo pela evaporação e da planta pela transpiração).

THORNTHWAITE (1948) introduziu o conceito de evapotranspiração potencial, para exprimir a evaporação natural que se verifica numa extensa superfície vegetada em fase de desenvolvimento ativo, livremente exposta, em solo sem restrição de água. PENMAN (1956), definiu a evapotranspiração potencial como sendo o processo de transferência d'água para a atmosfera, na unidade de tempo, de uma superfície totalmente coberta por vegetação verde, de porte baixo em pleno desenvolvimento e sem restrição de água no solo. Utilizando-se da teoria sobre balanço de radiação argumenta: 1) para coberturas de diferentes plantas com mesmo albedo a taxa de evapotranspiração potencial é a mesma independente do tipo de solo ou do tipo de planta; 2) A evapotranspiração potencial é determinada pelas condições climáticas reinantes.

TANER (1968), apesar de reconhecer possíveis diferenças na evapotranspiração potencial devido a estrutura da vegetação, concorda que para alguns tipos de vegetação com alturas diferentes a ETP não difere muito. Assim, dada a pequena influência exercida pela vegetação na ETP, especialmente em culturas agrícolas, esta perda passa a ser função das condições meteorológicas.

Atualmente a tendência é utilizar-se o termo ET_0 proposto por DOOREMBOS & PRUITT (1977) que denomina a evapotranspiração de referência, como aquela oriunda de uma extensa cobertura de grama, com altura uniforme de 8 a 15 cm e sem restrição de água no solo. DOOREMBOS & KASSAM (1979), definem a evapotranspiração máxima (ET_m), como aquela que ocorre nas condições definidas por PENMAN (1956), sendo a cobertura vegetal uma cultura de interesse agrônomo, não havendo qualquer restrição ao seu desenvolvimento. A ET_{max} ou $ET_{cultura}$ (DOOREMBOS & PRUITT, 1977) é representada por:

$$ET_{max} = ET_0 \cdot kc$$

onde

kc - coeficiente de cultura

Sendo o coeficiente de cultura (kc) um fator dependente da resistência à transpiração de diferentes plantas, diferenças de altura, rugosidade, reflexão e cobertura do solo.

Assim sendo, a evapotranspiração máxima é estimada como uma fração da evapotranspiração potencial, va-

riando esta fração de acordo com os estágios de desenvolvimento da cultura.

Segundo CAMPELO & CASEIRO (1989) a evapotranspiração potencial (ETP) ou evapotranspiração de referência (ET_0) é uma medida local da demanda hídrica atmosférica, representando o efeito das condições climáticas sobre a necessidade hídrica das culturas.

No presente estudo os termos evapotranspiração potencial e de referência serão utilizados como sinônimos.

Entre os parâmetros meteorológicos que condicionam a evapotranspiração estão a radiação solar, temperatura, vento e umidade do ar.

MAKKINK (1957), investigando o modelo proposto por PENMAN (1956), verificou ser a evapotranspiração potencial era também função da altura da cultura e sugeriu a inclusão dos parâmetros Z_0 (rugosidade) e d (deslocamento do plano zero) na parcela aerodinâmica do modelo estudado. A introdução desses fatores no entanto, foge da proposta de Penman que era a de estimar a evapotranspiração através apenas de dados meteorológicos.

Existem vários métodos de se medir a evapotranspiração potencial: o uso de evapotranspirômetros, atenuação de neutrons, gravimetria ou ainda métodos micrometeorológicos. No entanto, as dificuldades de operacionalização inerentes a cada método, levaram à busca de modelos de estimativa, sendo alguns teóricos e outros empíricos.

Alguns modelos teóricos utilizam-se de informações que não são usualmente obtidas nos postos meteorológicos, necessitando de aproximações para tornar possível sua utilização.

2.1. Métodos para Estimativa da Evapotranspiração

Considerando os fatores que afetam direta ou indiretamente a evapotranspiração, os métodos de estimativa desse parâmetro podem ser classificados segundo TANNER (1968) em: micrometeorológicos; de balanço hídrico e empíricos. Os dois primeiros apresentam embasamento físico enquanto os empíricos são resultantes de análises de correlação com dados meteorológicos.

2.1.1. Métodos micrometeorológicos

Os métodos micrometeorológicos tem apresentado os melhores resultados quanto à acuracidade dos valores obtidos (TANNER, 1968). No entanto requerem instrumental sofisticado para sua operacionalização.

2.1.1.1. Método do balanço de energia

O balanço de energia sobre uma superfície qualquer pode ser expresso como citado em BERLATO & MOLION (1981) como:

$$R_n = H + LE + G + P + M \quad (1)$$

onde

R_n - radiação líquida

H - fluxo de calor sensível

LE - fluxo de calor latente (evapotranspiração)

G - fluxo de calor no solo

P - representa a fotossíntese e

M - outros processos.

Os componentes P e M (1) são normalmente desprezíveis em cultivos anuais.

Assim podemos escrever:

$$R_n = H + LE + G \quad (2)$$

$$R_n - G = H + LE \quad (3)$$

Bowen¹ citado por OMETTO (1968) introduziu a seguinte relação

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (4)$$

Os termos H e LE são representados por

$$H = - \rho c_p K_h \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (5)$$

$$LE = - L_p K_w \frac{\Delta q}{\Delta z} \quad (6)$$

¹ BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev. Sev. 2, Ithaca, 27: 779-87, 1926.

onde

ρ - densidade do ar

c_p - calor específico do ar à pressão constante

t - temperatura

q - umidade específica

z - altura

K_h e K_w - coeficientes de transferência turbulenta do calor sensível e do calor latente, respectivamente

L - calor latente de vaporização

logo:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{K_h}{K_w} \cdot \frac{c_p}{L} \cdot \left[\frac{\Delta t}{\Delta q} \right] \quad e$$

substituindo-se a umidade específica pela tensão de vapor

(e) e assumindo-se $K_h = K_w$

$$\beta = \frac{c_p \cdot p}{0,622L} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta e}$$

onde p é a pressão atmosférica e e a tensão de vapor.

Assim a equação (3) pode ser escrita da seguinte forma

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (7)$$

ou ainda

$$ETP = \frac{R_n - G}{1 + \frac{c_p \cdot p}{0,622L} \cdot \frac{t_o - t_1}{e_o - e_1}} \quad (8)$$

onde t_o e t_1 são as temperaturas medidas em 2 níveis diferentes e e_o e e_1 são as tensões de vapor nos mesmo níveis.

Esta é a expressão final para cálculo de evapotranspiração e necessita das medidas de R_n , G e dos gradientes de tensão de vapor e temperatura da superfície evaporante.

PENMAN (1956) discute a acuracidade da estimativa obtida pelo método do balanço de energia onde assume-se a identidade entre os coeficientes de transporte de calor e vapor e comenta que o sucesso dessa estimativa depende da medida da temperatura da superfície evaporante, parâmetro difícil de ser medido e raramente registrado.

VILLA NOVA (1973) faz extensa revisão sobre a utilização do método do balanço de energia e encontra para diversas situações dados que favorecem a utilização do método. O próprio autor conclui que a teoria da similaridade em situações de atmosfera neutra foi observada nas condições do experimento, permitindo a obtenção de bons resultados com a aplicação do método. O autor estimou os erros em LE ocasionados por erros cometidos em β quando $\frac{K_h}{K_w}$ é diferente da unidade e pode-se verificar que para valores pequenos de β (próximo de zero) os erros cometidos, quando $K_h/K_w > 1$, são desprezíveis.

Entretanto, para valores negativos elevados de β , os erros são significativos. Valores pequenos de β são obtidos em condições de superfície saturada, onde grande parte da energia líquida (R_n) é utilizada na evaporação, portanto o método do balanço de energia parece ser mais promissor para estimar a evapotranspiração em dias úmidos do que em dias secos.

2.1.1.2. Método de Penman

PENMAN (1956) introduziu o método que combina o balanço vertical de energia ao poder evaporante do ar. Uma das principais vantagens do método foi a eliminação da necessidade de medidas de superfície, não disponíveis em estações meteorológicas comuns, e também difíceis de serem obtidas com exatidão.

Ele simplificou o balanço de energia desprezando o fluxo de calor no solo:

$$R_n = LE + H \quad (9)$$

para uma superfície livre de água.

LE pode ser representado por

$$LE = f(U) (e_o - e_d) \quad (10)$$

onde

$f(U)$ = função da velocidade do vento

e_o = pressão de vapor na superfície da água

e_d = pressão do vapor do ar (medido no abrigo meteorológico)

Assumindo identidade entre os coeficientes de transporte de calor e de vapor:

$$H = \gamma f(U) (t_o - t_a) \quad (11)$$

γ = constante psicrométrica

t_o = temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$)

t_a = temperatura do ar (abrigo meteorológico)

E substituindo na expressão (9) o valor da expressão (11)

$$R_n = LE + \gamma f(U) (t_o - t_a) \quad (12)$$

Introduzindo uma nova função

$$\Delta = \frac{de}{dt} = \frac{(e_o - e_a)}{(t_o - t_a)} \quad (13)$$

onde

Δ = coeficiente de angulação da curva de saturação de vapor para determinada temperatura

e_o = tensão de saturação a temperatura t_o

e_a = tensão de saturação a temperatura t_a

Aplicando-se (10) em (9) tem-se:

$$R_n = LE + \frac{\gamma}{\Delta} f(U) (e_o - e_a)$$

considerando que $e_o - e_a = (e_o - e_d) - (e_a - e_d)$ podemos escrever:

$$\begin{aligned} R_n &= LE + \frac{\gamma}{\Delta} f(U) (e_o - e_d) - (e_a - e_d) \\ &= LE + \frac{\gamma}{\Delta} LE - \frac{\gamma}{\Delta} E_a \end{aligned}$$

e rearranjando-se a expressão obtem-se a fórmula final proposta por Penman para estimar a evaporação

$$ETP = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \cdot R_n + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad (14)$$

onde $E_a = f(u) (e_a - e_d)$

$e_a - e_d$ é o deficit de saturação do ar à temperatura média

E_a é uma medida do poder evaporante do ar

$\frac{\Delta}{\gamma}$ é um fator de ponderação no cálculo da importância relativa de (H) e (E_a)

R_n é a radiação líquida disponível ao meio

LINCON & WILSON (1975) afirmam que o método proposto por Penman é, de maneira geral, o que apresenta maior acuracidade para estimativa da evapotranspiração potencial, particularmente para curtos períodos.

DOOREMBOS & PRUIT (1977), utilizando quatro métodos de estimativa de evapotranspiração; Blaney-Criddle, da radiação (FAO), Penman e do tanque Classe A encontraram que o método de Penman foi o que mostrou maior acuracidade dos valores estimados.

No município de Ribeirão Preto ORTOLANI *et alii* (1966) comparando dados decendiais de evapotranspirômetros com as correspondentes estimativas da evapotranspiração através do método de Penman obteve valores superestimados em apenas 2% o que sustenta o bom desempenho do método; já para o método de Thornthwaite encontrou valores subestimados em 9%. ASSIS (1978), trabalhando em Piracicaba com estimativas diárias e por pentadas obtidas através do método de Penman encontrou subestimativas para evapotranspiração em torno de 20% em relação a valores medidos.

DAMARIO & CATTANEO (1982) aplicaram a fórmula de Penman para 186 localidades na Argentina e encontraram subestimação de valores no período de inverno quando comparadas com valores medidos no tanque classe A a nível mensal.

Recentemente PAW U & GAO (1988) sugeriram que a fórmula de Penman pode introduzir erros superiores a 20% quando a temperatura da superfície excede a temperatura do ar. Isto porque usualmente o parâmetro Δ é tomado como sendo a inclinação da curva da tensão de saturação de vapor na temperatura do ar, quando deveria considerar também a temperatura da superfície. Os autores propuseram que a função pressão de saturação de vapor fosse expressa por um polinômio de quarta ordem demonstrando que esse procedimento fornece melhores estimativas do parâmetro Δ e diminui o erro introduzido na estimativa de LE. No entanto Mc ARTUR (1990) pondera que se o erro no Δ for grande, o correspondente erro no valor de LE será muito menor pois Δ aparece no numerador e denominador da equação proposta por Penman (1948). O autor sugere um procedimento simplificado para eliminar o erro introduzido pela aproximação em Δ .

Diversos autores propuseram modificações na equação de Penman. STANHILL (1961) propôs a utilização de dados da evaporação Piche para simplificar o termo aerodinâmico, uma vez que os parâmetros que determinam a perda de água do Piche (velocidade do vento e deficit de saturação) são os mesmos utilizados na equação de estimativa de Ea.

FITZPATRICK & STERN (1966), NASCIMENTO & TUBELIS (1981) e VAN KYL & JAGER (1987) obtiveram regressões lineares do tipo $E_a = a + b \cdot P_i$, onde E_a é o poder evaporante do ar à sombra; P_i é a evaporação do Piche; a e b são constantes da regressão. Essas equações apresentaram coeficientes de correlação altos quando comparadas com a fórmula original proposta por Penman para cálculo de E_a . Quando se aplica a formulação completa da equações original de Penman comparada com a formulação simplificada (termo aerodinâmico), os coeficientes de correlação também são altos e os erros de estimativa no total anual são menores do que 1%; a nível mensal os erros são da ordem de 7% representando um valor de 0,5 mm e a nível diário os erros chegam a 13% com uma diferença máxima de 0,6 mm por dia.

OMETTO (1968), FERREIRA (1972) e BROCHET & GERBIER (1977) tomaram o termo aerodinâmico e o simplificaram da seguinte forma

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a = \Omega \cdot P_i$$

onde $\Omega = \frac{fU}{fU'}$ velocidade do vento fora do abrigo
velocidade do vento no interior do abrigo

sendo que Ω não apresenta variações sazonais

P_i - evaporação do Piché em mm.

Os resultados obtidos pelos autores sustentam a boa acuracidade da simplificação proposta.

PRESCOTT & STIRK (1951) observaram que a evaporação ocorrida no Piche correlacionava-se linearmente com

o deficit de saturação do bulbo úmido ($e_v - e_d$) onde e_v é a tensão de saturação de vapor na temperatura do bulbo úmido e e_d a tensão de saturação na temperatura do ponto de orvalho, representando a diferença de tensão de vapor da superfície evaporante e do ar. A velocidade do vento foi outro fator climático altamente correlacionado com a evaporação do Piché.

Os dados obtidos por RAVELO (1971), HASAN & JONES (1972) mostram alta correlação entre a evaporação do Piche e do tanque classe A, em diferentes condições climáticas. PAW U & GUEYE (1983) aplicaram o balanço de energia linearizado para uma folha para prever a evaporação diária do evaporímetro de Piche. Essa metodologia mostrou boa correlação com a evaporação observada e explicou de 70 a 90% da variância observada, sugerindo que o evaporímetro simula a evapotranspiração potencial para uma folha.

STIGTER & UIISO (1981) aplicaram a fórmula de transporte de massa para fluxo horizontal para o Piche e obtiveram bons resultados entre a evaporação estimada através da fórmula e a medida do Piche, encontrando coeficientes de correlação de 98 por cento.

2.1.1.3. Método de Penman-Ometto

O modelo de estimativa da evapotranspiração potencial proposto por VILLA NOVA & OMETTO (1981), baseia-se na simplificação da equação de Penman (1948) para as condi-

ções do Estado de São Paulo. Considerando-se a equação geral

$$\text{de Penman (1948)} \quad LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} Ea.$$

O balanço de energia (H) foi obtido através de um estudo das relações entre H, Q_o e $\frac{n}{N}$ onde Q_o é a radiação na superfície externa da atmosfera; n, o número de horas de brilho solar e N, o número máximo de horas de brilho solar. A equação que relaciona esses parâmetros é do tipo:

$$R_n = Q_o \left[a + b \frac{n}{N} \right] \quad \text{onde}$$

a e b resultaram da substituição dos valores médios dos parâmetros Q_o , $\sqrt{e}$, T_a e $\frac{n}{N}$, para cada região considerada, na equação de Brunt:

$$R_n = Q_o \left[a + b \frac{n}{N} \right] (1 - \alpha - \gamma T_a^4 \left[0,56 - 0,092 \sqrt{e} \right] \left[0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right])$$

onde

R_n - radiação líquida

Q_o - radiação na superfície externa da atmosfera

a e b - constantes

α - albedo

γ - constante de Stefan-Boltzmann

T_a - temperatura do ar

e - tensão de vapor

O albedo adotado foi 0,20 e para os parâmetros a e b do primeiro termo da equação adotou-se os valores propostos por Ometto (1968), ou seja $a = 0,26$; $b = 0,51$.

Os resultados obtidos foram agrupados em 2 épocas: primavera-verão (declinação solar negativa) e outono-inverso (declinação solar positiva).

A equação correspondente à primavera-verão é

$$R_n = Q_o \left[0,19 + 0,23 \frac{n}{N} \right]$$

e para outono-inverno

$$R_n = Q_o \left[0,17 + 0,11 \frac{n}{N} \right]$$

A simplificação do termo aerodinâmico baseou-se na obtenção de uma função que o relacionasse com a evaporação de Piche.

Partindo-se da proposição de Dalton:

$$\frac{E_a}{P_i} = \frac{fU}{fU'} \frac{e_s - e_d}{e_p - e_d}$$

onde

P_i é a evaporação do Piche (mm)

U é a velocidade do vento a 2 m de altura (m/s)

U' é a velocidade do vento dentro do abrigo meteorológico padrão (m/s)

e_s é a tensão de saturação do vapor d'água atmosférico (mm Hg)

e_d é a tensão atual do vapor d'água atmosférico

e_p é a tensão de saturação a temperatura da água do Piche (mm Hg)

OMETTO (1968) encontrou a seguinte relação

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a = \Omega P_i$$

onde

γ - constante psicométrica

Δ - coeficiente de angulação da curva de tensão de saturação de vapor x temperatura

E_a - poder evaporante do ar à sombra

P_i - evaporação Piche

$$\Omega = \frac{\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \left[\left(0,35 (1 + 0,54 U_2) (e_s - e_d) \right) \right]}{P_i}$$

onde

U_2 é a velocidade média do vento a 2 metros de altura em m/s

Adotando-se os valores médios de U_2 , e_s , Δ e E_p nas diferentes regiões estudadas obtiveram-se os valores de Ω , revelando-se um valor médio de, $\Omega = 0,28$

A equação geral simplificada que estima a evapotranspiração potencial nas 2 épocas fica para primavera-verão:

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \left[Q_o \left(0,19 + 0,23 \frac{n}{N} \right) \right] + 0,28 E_p$$

e para outono-inverno:

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \left[Q_o \left(0,17 + 0,11 \frac{n}{N} \right) \right] + 0,28 E_p$$

A comparação dos dados obtidos através do método simplificado VILLA NOVA & OMETTO (1981) com o original de Penman mostrou boa concordância entre os dois valores, bem como quando se comparou dados obtidos em evapotranspiração com os obtidos através da equação simplificada.

2.1.2. Métodos empíricos

2.1.2.1. Thornthwaite

THORNTHWAITE (1948), desenvolveu uma expressão para estimar a evapotranspiração potencial, baseando-se na temperatura média do ar que é a seguinte:

$$ETP = ct^a$$

onde

ETP é a evapotranspiração potencial mensal (cm)

t é a temperatura média mensal do ar (°C)

a, c são coeficientes variáveis com o local

Ajustando a expressão, substitui-se a temperatura média por uma equação especial visando contornar o problema das temperaturas abaixo do ponto de congelamento. Um índice mensal foi obtido da seguinte forma: $i = (t/5)^{1,514}$, possibilitando obter um índice de calor anual (I) pela soma-tória dos valores mensais.

Esse índice de calor anual I foi desenvolvido em série e encontrado o valor de a:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 - 1,792 \cdot 10^2 I - 0,49239$$

O coeficiente c calculado é igual a 1,6.

A fórmula final que nos dá a evapotranspiração potencial não ajustada é:

$$ETP = 1,6 (10 t/I)^a \text{ cm} \quad \text{evaporação equivalente}$$

São necessários ajustes quanto à duração do mes e do dia.

Para facilitar o cálculo da evapotranspiração potencial através do método de Thornthwaite, CAMARGO (1961, 1978) substituiu o índice I por um índice T correspondente diretamente à temperatura média anual da região, em graus Celsius.

THORNTHWAITTE (1954) escreveu: "A temperatura pode servir como um índice para a evapotranspiração potencial porque há uma relação estabelecida entre a radiação líquida usada para aquecimento e para evaporação quando existem condições para alcançar-se a taxa potencial."

A equação de Thornthwaite é frequentemente criticada por subestimar a evapotranspiração potencial; no entanto CAMARGO (1983) argumenta que frequentemente os dados obtidos por outros autores não traduzem a evapotranspiração potencial, mas sim a evapotranspiração de oásis que ocorre na interface da área seca com uma área irrigada onde atuam, para promover a evapotranspiração. Além do balanço de energia que ocorre na vertical, existe a energia advectiva proveniente da área seca circundante.

Resultados de CAMARGO (1961) obtidos durante 5 anos (1954 - 1959) em baterias de evapotranspirômetros com

grama batatais (*Paspalum notatum* F.) em 3 localidades do estado de São Paulo mostraram boa correlação entre os dados de evapotranspiração potencial mensal medidos e os valores obtidos através da equação de Thornthwaite.

BERLATO & MOLION (1981) recomendam a utilização da fórmula de Thornthwaite para períodos longos (mensal ou estacional) e BRUNINI (1989) justifica essa recomendação salientando que a temperatura do ar não é um parâmetro apropriado para as oscilações de radiação solar em períodos curtos (dias).

2.1.2.2. Camargo

CAMARGO (1971) propôs uma nova equação baseada na de Thornthwaite, na qual utilizava a radiação solar incidente na superfície externa da atmosfera (Q_o) e a temperatura média do ar (t).

Esse modelo de estimativa é representado pela equação:

$$ETP = Q_o \cdot T \cdot K \cdot d \quad \text{onde}$$

ETP é a evapotranspiração potencial no período considerado (mm); Q_o , a radiação solar diária na superfície externa da atmosfera (mm de evaporação equivalente); t , a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$); K uma constante igual a $0,01^{\circ}\text{C}^{-1}$ e d , o número de dias do período.

O modelo baseia-se na utilização de parâmetros (Q_0 e t) relacionados à disponibilidade de energia que condicionam a evapotranspiração. BERLATO & MOLION (1981), comparando métodos que utilizam temperatura ou radiação solar (radiação global ou líquida), ponderam ser estes últimos promissores, pois se fundamentam na realidade física de que a energia requerida para evapotranspiração provem da radiação solar.

HARGREAVES (1974a) trabalhando com dados de evapotranspiração obtidos em lisímetros, durante 15 anos e correlacionando esses valores com medidas de parâmetros meteorológicos encontrou altos valores de R^2 para alguns elementos como:

ELEMENTO	R^2
Radiação solar	0,94
Radiação líquida	0,94
Radiação extra-terrestre	0,92
Comprimento do dia	0,90
Temperatura média	0,88

Isso ilustra a complexidade do problema de desenvolver-se equações satisfatórias para estimativa da evapotranspiração. Desde que as relações não são necessariamente lineares, a análise acima mostra que uma única variância explicada por cada elemento não é a maior e que há alto grau de interação ou interdependência dos vários elementos climáticos na evapotranspiração.

2.1.2.3. Priestley e Taylor

PRIESTLEY & TAYLOR (1972) propuseram um modelo no qual a taxa de evapotranspiração potencial (LEp) seja calculada pela evaporação de equilíbrio (LE_e) multiplicada por um fator de ajuste (α), isto é:

$$ETP = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Rn - G$$

Partindo do modelo proposto por Penman (1956) onde a evaporação de uma superfície d'água é apresentada como:

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (Rn - G) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} f(U) (e_a - e_d) \quad (13)$$

onde $e_a - e_d$ é o deficit de saturação do ar.

Quando $e_a = e_d$ temos definida a evapotranspiração de equilíbrio. Segundo citação de PEREIRA (1990), isso ocorre em duas condições:

- a) $e_a = e_d = 0$ quando a atmosfera e a superfície estiverem saturadas (MONTHEITH, 1965 e TANNER 1968).
- b) $e_a = e_d \neq 0$, isto é, quando tanto a superfície como a atmosfera apresentam deficit de saturação (WILSON & ROUSE, 1972).

Assim, nessas duas condições a equação (13) pode ser escrita como

$$ETP_e = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G)$$

e representa a evapotranspiração de equilíbrio. Esta pode portanto ser calculada em função da disponibilidade de energia e da temperatura, pois $\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ é função da temperatura do ar.

Ao fator α tem sido admitido, por vários autores, valores entre 1,08 e 1,34 com média de 1,26 (PRIESTLEY & TAYLOR, 1972). Desde então este tem sido o valor admitido para descrever a evapotranspiração potencial. PEREIRA (1990) trabalhando em nossas condições encontrou valores de α (média anual) que confirmam a proposição de Priestley e Taylor.

CAMPELO & CASEIRO (1989) testando diversos métodos de estimativa de evapotranspiração a nível decendial, para sete localidades no estado do Mato Grosso, conclui que o método de Priestley e Taylor, pode ser utilizado para estimativa da demanda hídrica com boa acuracidade para fins irrigacionistas, para todas as localidades estudadas.

O fator de ajuste α mostrou variação sazonal, segundo BRUIN & KEIJMAN (1979) com valores de 1,20 no verão e 1,5 no inverno. Em escala horária, α também varia ao longo do dia, tanto em condições saturadas (PRIESTLEY & TAYLOR, 1972; BRUIN & KEIJMAN, 1979) como de deficiência hídrica (TSANN-WANG, 1979).

Sob condições de restrição hídrica α mostrou variação em função da disponibilidade de água no solo segundo BAILEY & DAVIES (1981) e PEREIRA (1990), α decresceu com a redução da água disponível. De acordo com PEREIRA (1990)

houve uma tendência de α aumentar no período chuvoso e diminuir na época mais seca.

No entanto no período mais seco, com a ocorrência da advecção de áreas circundantes, α assumiu valores muito elevados.

2.1.2.4. Hargreaves

HARGREAVES (1974) propôs um modelo para cálculo da evapotranspiração dando ênfase a simplicidade e a utilização de poucos dados climáticos e usando fator de advecção. O modelo proposto pode ser representado pela seguinte equação na sua forma original:

$$ETP = MF \times T \times CH \quad (14)$$

onde

MF é um fator mensal dependente da latitude dado em milímetros

T é a temperatura média em graus Fahrenheit

CH é uma correção para umidade relativa para ser usado quanto a umidade média em 24 horas for maior que 64 por cento.

Dados obtidos a partir dessa equação foram correlacionados com dados de observações lisimétricas, de um período de 15 anos, e obteve-se para a equação de regressão coeficiente de correlação (R^2) de 98%, indicando um bom ajuste entre os dados medidos e estimados.

O modelo proposto foi desenvolvido e testado para localidades entre 33° e 55° N e 2 a 3° S.

HARGREAVES (1974b) aplicou a equação (13) para cálculo da evapotranspiração potencial em 156 localidades no nordeste brasileiro. Esses valores de evapotranspiração foram comparados com probabilidades de ocorrência de precipitação e assim delimitadas zonas de acordo com seu potencial de produção agrícola.

HARGREAVES (1976) trabalhando com dados de 155 localidades no Brasil, desenvolveu outro modelo cuja equação pode ser escrita como:

$$ETP = 0,0075 \times RS \times TF \quad (15)$$

onde

ETP é a evapotranspiração potencial em mm de evaporação equivalente

RS é a radiação solar global em mm de evaporação equivalente

TF é a temperatura em graus Fahrenheit

Na falta de dados medidos de RS, o autor propõe sua estimativa utilizando-se a razão de insolação e a radiação no topo da atmosfera da seguinte forma

$$RS = 0,075 \times Q_0 \times \sqrt{\frac{n}{N} \cdot 100}$$

A equação (15) segundo o autor apresenta maior universalidade de aplicação e maior acuracidade quando comparada com outras equações de estimativa.

HASAN & JONES (1972) obtiveram alta correlação entre os dados estimados pelo modelo de Hargraves e os valores medidos no tanque classe A.

AGUIAR (1975) para as condições de Piracicaba, encontrou valores superestimados pelo método em questão quando comparados aos do tanque classe A.

IGREJA (1987) trabalhando com dados de evapotranspiração e estimativas de diversos métodos encontrou valores superestimados pelo método de Hargreaves, para condições do trópico úmido.

2.2. O Efeito Advectivo

Advecção foi definida como a troca de energia, umidade ou momentum devido à heterogeneidade horizontal.

Inicialmente, na pesquisa agrícola, os efeitos da advecção foram negligenciados.

Vries & Sutton (1934), Calder (1949) e Rider & Bradley (1960), citados por MILLAR (1964), demonstraram a importância da advecção principalmente em áreas irrigadas, próximas a áreas secas. MILLAR (1964) trabalhando com um campo irrigado de *Trifolium repens* L. conclui que a advecção ocasiona um consumo de calor latente (LE) superior ao suprimento de radiação (R) local para uma considerável faixa após a interface seco/úmido e que houve um decréscimo da evaporação à medida que nos afastamos da interface seco/úmido.

Assim a evapotranspiração que ocorre na interface é muito superior a evapotranspiração potencial, sendo denominada de evapotranspiração de oásis. PELTON *et alii* (1960) denominou-a "efeito varal". A medida que nos afastamos da interface, dependendo do tamanho da área tampão, a evapotranspiração decresce e pode-se atingir a evapotranspiração potencial.

O tamanho da área tampão dependerá das condições locais. Resultados de Goltz & Pruitt (1970), citados por PEREIRA (1990) trabalhando em condições semi-áridas de Davis, California, concluem que o tamanho adequado para minimizar-se o efeito advectivo seria maior que 100 metros, para um campo cultivado com gama rasteira. Para condições áridas de Israel, Stanhiel (1961b) mostra que para um campo de alfafa o tamanho passaria a 300 m.

MALEK (1986) caracteriza o impacto da energia advectiva na evaporação em campos irrigados na região árida do sul do Iran. Ele mostra que durante a estação de crescimento considerada (março a outubro) a relação entre a evapotranspiração obtida em lisímetros e a radiação líquida foi sempre maior que a unidade, indicando a atuação da advecção nessa área durante o referido período. Mostra também que os valores obtidos pelo tanque classe A foram menores que os valores oriundos de observações lisimétricas, fato que vem confirmar a atuação do efeito advectivo nessa área.

Segundo ROSEMBERG & VERMA (1978), em regiões úmidas, a energia consumida pela evaporação (LE) raramente

excede a radiação líquida. No entanto em condições semi-áridas e áridas o fluxo de calor latente excede o da radiação líquida desde que a cultura, se bem suprida com água, é um dreno para o calor. O calor sensível que é consumido é trazido ao campo por advecção de locais secos. Ele mostra que para a região obteve-se em dias limpos taxas de evapotranspiração de 8 a 12 mm, sendo que a energia líquida era suficiente para 6 ou 7 mm de evapotranspiração, confirmando a influência da advecção no local, no período considerado.

VILLA NOVA (1973) pondera que a advecção é um fator limitante para a utilização do método do balanço de energia visto que este considera apenas os fluxos verticais. O autor trabalhando com arroz e utilizando-se de medidas do balanço de energia encontrou valores de evapotranspiração equivalentes ao dobro do saldo de radiação; numa condição particular onde o campo experimental após 10 dias sem chuvas recebe uma pesada irrigação, caracterizando a evapotranspiração de oásis.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Evapotranspiração Potencial Medida

Os valores de evapotranspiração potencial medidos foram coletados por CAMARGO (1961) em Ribeirão Preto (21°48'S; 47°48'W; 621 m) na estação experimental do Instituto Agrônomo do Estado de São Paulo (IAC), no período de 1956 a 1960.

Segundo CAMARGO (1961), foi utilizado um conjunto de três caixas de cimento - amianto com 0,54 m² de boca e 0,6 m de profundidade, enterradas de modo a manter cerca de 8 cm de borda acima do solo adjacente para evitar deflúvio superficial de água para dentro das caixas. As caixas foram preenchidas com a terra retirada das covas onde foram enterradas, mantendo-se os primeiros 20 cm separados do subsolo. A água drenada foi coletada em recipientes apropriados num fosso próximo. As caixas e a área circundante foram vegetadas com *Paspalum notatum* F. (grama batatais) mantida sempre com porte baixo, através de cortes periódicos. Uma área tampão com cerca de 10 metros de extensão, foi mantida de cada lado dos evapotranspirômetros, sendo que esta área também era irrigada para evitar-se efeitos advec-

tivos e obter-se a evapotranspiração potencial. No entanto esse objetivo não é atingido devido a pequena dimensão da área irrigada circundante. A água evapotranspirada (LE) foi calculada através da equação de conservação de massa cujos termos são os seguintes: I - irrigação; P - precipitação; D - drenagem; ΔU - variação da água armazenada no evapotranspirômetro ou então:

$$LE = I + P - D \pm \Delta U$$

O termo ΔU é desprezível, uma vez que foi mantido mínimo através de irrigações em dias alternados, mantendo-se o solo com umidade próxima da capacidade de campo.

Os valores coletados são para decêndios. Esses valores sofreram uma seleção prévia eliminando-se dados que por problemas operacionais incorreram em erros.

3.2. Evapotranspiração Estimada

A escolha dos métodos para estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência baseou-se na boa acuracidade, universalidade de aplicação e simplicidade na formulação. Os métodos selecionados para o presente estudo foram o de Penman-Ometto (1968), Priestley-Taylor (1972), Hargreaves (1976) e Camargo (1971).

As estimativas da evapotranspiração foram feitas à nível decendial. Os valores encontrados, expressos em mm/dia, são valores médios diários para o decêndio considerado.

3.2.1. Estimativa por Penman-Ometto

A simplificação da equação de Penman proposta por OMETTO & VILLA NOVA (1981) utiliza as parcelas: energética e aerodinâmica.

As estimativas obtidas, no presente estudo consideraram a equação original de Penman

$$ETP = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} R_n + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

onde

Δ = tangente a curva de da tensão de saturação de vapor x temperatura, na temperatura do ar, em mm Hg ° C⁻¹;

γ = cp . p/0,0622 L = 0,24 p/0,622 (597,3 - 0,5T) é a constante psicométrica em mm Hg ° C⁻¹;

R_n = radiação líquida em mm de evaporação equivalente;

E_a = função da velocidade do vento.

A radiação líquida é dada pela equação de Brunt:

$$R_n = \frac{Q_o}{59} \left[a + b \frac{n}{N} (1 - \alpha) \right] - \frac{\sigma T^4}{59} (0,56 - 0,092 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

onde utilizou-se os valores propostos por OMETTO (1968) para a (0,26); b (6,51) e para o albedo (α) (0,20); em se tratando de superfícies vegetadas.

Assim o balanço energético é dado por:

$$R_n = \frac{Q_o}{59} \left[0,26 + 0,51 \frac{n}{N} - 0,80 \right] - \frac{\sigma T^4}{59} (0,56 - 0,092 \sqrt{e})$$

$$(0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

sendo

$\frac{Q_o}{59}$ - radiação solar no topo da atmosfera em mm em evaporação equivalente;

n - insolação medida em heliografo dada em horas e décimos;

N - número máximo de horas de brilho solar (FAO);

σ - constante de Stefam-Boltzman = $1,1907 \times 10^{-7}$ cal cm^{-2} dia. ($^{\circ}K$);

T - temperatura média no período considerado ($^{\circ}K$).

e a parcela aerodinâmica, função da velocidade do vento, é dada por:

$$E_a = (0,35 + 0,184U) (e_s - e_d)$$

onde

U é a velocidade do vento a 2 metros de altura (m/o);

e_s é a tensão de saturação do vapor d'água atmosférica a temperatura do ar (mm Hg);

e_d é a tensão atual do vapor dá'gua atmosférico (mm Hg).

3.2.2. Estimativa por Priestley e Taylor

A equação utilizada para obtenção da estimativa da evapotranspiração potencial foi

$$ETP = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$$

onde o coeficiente α foi adotado como sendo 1,26. O fator $\Delta/\Delta + \gamma$ é estimado através da equação proposta por WILSON & ROUSE (1972), sendo:

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0,48 + 0,01 T \quad , \quad \text{onde } T \text{ é a temperatura do ar } (^{\circ}\text{C})$$

A energia líquida (R_n) foi estimada adotando-se os valores propostos por OMETTO (1968) para os coeficientes a e b e para o albedo; sendo $a = 0,26$; $b = 0,51$ e albedo = 0,20.

O fluxo de calor para o solo foi considerado como sendo 5% do valor de R_n baseado em observações feitas por TANNER & PELTON (1960) para experimento com gramínea cobrindo totalmente o solo.

Assim a equação final para estimativa é dada por

$$\text{ETP} = 1,26 (0,48 + 0,01T) \cdot \left[Q_o (0,26 + 0,51 \frac{n}{N}) \cdot 0,80 - \sigma T^4 (0,56 - 0,09 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N}) \right] \cdot 0,95$$

3.2.3. Estimativa por Hargreaves

A equação utilizada foi proposta por Hargreaves (1976) na seguinte forma:

$$\text{ETP} = 0,0075 \cdot (32 + 1,8 \cdot T^{\circ}\text{C}) \cdot \left[0,075 \cdot \frac{Q_o}{59} \sqrt{\left(\frac{n}{N} \cdot 100\right)} \right]$$

onde

$\frac{Q_o}{50}$ = radiação solar no topo da atmosfera em mm de evaporação equivalente;

T = temperatura em graus Celsius;

n = insolação, medida em heliografo (horas e décimos);

N = número máximo de horas de brilho solar.

3.2.4. Estimativa por Camargo

A simplificação da equação de Thornthwaite proposta por Camargo (1971) é expressa como segue:

$$ETP = Q_o \cdot t \cdot f \cdot d$$

onde

Q_o = radiação solar na superfície externa da atmosfera em mm de evaporação equivalente;

t = temperatura média obtida pela média aritmética entre a temperatura máxima e mínima;

F = 0,01 utilizado para um ajuste entre as unidades adotadas;

d = 10 dias.

3.2.5. Estimativa por Camargo-Piché

Objetivando-se a obtenção de melhor correlação entre os valores estimados pelo método de Camargo e os valores medidos nos evapotranspirômetros, verificou-se a possibilidade da introdução da evaporação Piche na equação origi-

nal de Camargo. A evaporação Piche, sendo um parâmetro integrador da velocidade do vento e do déficit de saturação do ar, estimaria a influência desses fatores no cálculo da evapotranspiração, contribuindo para a melhoria dos valores originais estimados.

O modelo proposto corresponde a uma equação como segue:

$$ETP = Q_o \cdot t \cdot f \cdot d + \Omega Pi$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial (mm)

Q_o = radiação solar no topo da atmosfera (mm de evaporação equivalente)

f = constante igual a $0,01^{\circ}\text{C}^{-1}$

d = número de dias do período

Ω = fator de ponderação da evaporação

Pi = evaporação Piche (mm)

Este procedimento foi adotado, primeiramente, em duas épocas distintas: outubro a março que caracteriza a época chuvosa e abril a setembro, a época mais seca. Foram feitas regressões lineares entre os valores medidos e os valores estimados pela equação de Camargo acrescida de frações da evaporação Piché (de 0 a 1 de décimo em décimo).

Com base nos coeficientes de correlação das regressões elaboradas, selecionou-se qual seria a fração da evaporação Piche a ser adicionada à equação original, para cada uma das épocas estudadas. Posteriormente, os valores

das duas épocas foram reagrupados e foram feitas regressões lineares entre os valores medidos e os valores estimados, oriundos do modelo modificado.

3.3. Análise Estatística

A análise das estimativas da evapotranspiração potencial através dos diferentes métodos e dos valores observados baseou-se na utilização do modelo de regressão linear aplicado a cada um dos métodos.

O modelo de análise adotado é o descrito por MONTGOMERY & PECK (1982), sendo:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x$$

onde

Y = estimativa de ETP

β_0 e β_1 = constantes

x = medidas de ETP

Para estimativa dos parâmetros β_0 e β_1 foi aplicado o método dos mínimos quadrados.

A significância das regressões foi verificada utilizando-se o teste "t" e o teste "F" conforme CAMPOS (1984).

4. RESULTADO E DISCUSSÃO

4.1. Comparação Entre os Métodos Utilizados

Para cada decêndio durante o período de 1956 a 1960, foram obtidos valores médios da evapotranspiração em mm/dia, pelos métodos de Penman-Ometto, Camargo, Priestley e Taylor e Hargreaves, e através dos evapotranspirômetros apresentados nas Tabelas 1, 2, 3, 4 e 5.

Os dados das Tabelas 6 e 7 mostram que há para todos os métodos testados evidência de que é razoável a utilização do modelo de regressão linear para relacionar os dados medidos aos estimados na série estudada.

Para os métodos de Priestley e Taylor e Hargreaves o coeficiente de determinação (R^2) apresentou valores baixos sugerindo que apesar de ocorrer correlação entre os valores estimados e medidos, o modelo de regressão linear explica pequena parcela da variação apresentada.

Tabela 1. Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial estimados por diversos métodos e medidos no evapotranspirômetro (mm/dia) para o ano de 1956.

	MEDIDO PENMAN-OMETTO CAMARGO PRIESTLEY-TAYLOR HARGREAVES				
Jan	4,1	5.76	4.35	4.47	6.20
	4,0	6.04	4.36	4.38	6.46
	3,4	6.15	4.38	4.42	6.48
Fev	5,1	6.60	4.35	4.24	6.78
	4,6	4.41	3.83	3.15	4.50
	3,5	4.58	3.76	3.39	4.86
Mar	2,7	5.14	3.50	3.62	5.53
	4,0	4.89	3.64	3.23	5.09
	2,7	4.11	3.29	2.47	4.05
Abr	3,2	3.94	3.24	2.47	4.02
	2,7	4.05	2.69	2.10	4.00
	2,6	2.99	2.50	4.83	2.82
Mai	2,4	2.41	2.29	1.39	2.40
	2,0	2.61	1.81	1.12	3.09
	0,9	2.23	1.88	1.07	2.25
Jun	2,1	1.90	1.52	0.88	2.13
	0,9	1.76	1.44	0.79	1.81
	1,2	2.28	1.62	3.90	2.66
Jul	1,2	2.42	1.70	0.88	2.64
	1,4	2.68	1.86	0.95	2.96
	2,0	2.47	1.86	1.45	2.71
Ago	1,3	2.55	1.85	1.14	2.37
	4,6	3.58	2.05	1.21	3.48
	2,1	4.10	2.46	1.64	4.13
Set	3,0	4.21	2.62	1.71	3.49
	0,6	3.88	3.08	2.08	3.63
	2,8	4.78	3.43	2.33	4.16
Out	2,8	5.67	3.56	2.70	5.08
	5,7	5.05	3.52	2.88	4.68
	3,0	4.51	3.53	2.74	4.15
Nov	2,1	5.65	3.63	3.19	5.23
	6,7	6.41	3.86	3.50	5.92
	4,1	5.19	3.81	3.14	4.80
Dez	6,3	5.50	4.16	3.49	5.28
	4,2	5.24	4.17	3.49	3.96
	3,4	5.06	4.00	3.44	5.02

Tabela 2. Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial estimados por diversos métodos e medidos no evapotranspirômetro (mm/dia) para o ano de 1957.

	MEDIDO PENMAN-OMETTO CAMARGO PRIESTLEY-TAYLOR				HARGREAVES
Jan	5,9	5.39	4.13	3.72	5.42
	2,9	4.02	4.06	2.87	3.85
	3,5	4.04	4.11	3.34	4.75
Fev	5,3	4.13	3.89	2.81	3.90
	3,1	4.89	3.88	3.41	4.97
	5,1	3.81	3.51	2.49	3.54
Mar	4,4	4.87	3.70	3.48	5.29
	2,8	4.60	3.43	3.04	4.77
	4,7	3.37	3.20	2.45	3.63
Abr	2,3	3.19	2.90	2.05	3.22
	3,3	3.78	2.62	2.39	4.39
	3,8	3.25	2.55	1.93	3.57
Mai	1,7	3.01	1.99	1.48	3.31
	1,5	3.00	2.17	1.66	3.73
	2,2	2.76	1.94	1.14	3.24
Jun	1,4	2.28	1.62	1.01	3.20
	1,7	2.65	1.82	1.06	3.32
	2,1	2.62	1.86	0.97	3.36
Jul	2,3	2.33	1.79	0.95	2.44
	2,7	2.15	1.71	0.93	2.15
	0,9	3.03	1.86	0.93	3.51
Ago	2,8	3.24	2.13	1.33	3.58
	3,1	2.88	2.47	1.54	2.84
	2,4	3.88	2.62	1.82	3.99
Set	3,1	2.76	1.92	1.63	2.96
	3,6	4.12	3.03	2.59	4.35
	2,9	3.96	3.06	2.57	4.14
Out	5,0	5.43	3.45	3.17	5.63
	4,1	5.67	3.96	3.55	5.74
	5,8	4.95	3.86	3.24	4.76
Nov	4,1	4.86	3.60	3.29	4.95
	5,7	4.40	3.84	3.08	4.39
	2,2	5.60	4.11	3.89	5.64
Dez	3,8	5.11	3.99	3.29	4.85
	5,0	4.40	4.11	3.26	4.45
	4,4	6.37	4.40	4.73	6.64

Tabela 3. Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial estimados por diversos métodos e medidos no evapotranspirômetro (mm/dia) para o ano de 1958.

	MEDIDO PENMAN-OMETTO CAMARGO PRIESTLEY-TAYLOR HARGREAVES				
Jan	6,2	6.29	4.56	4.46	6.51
	4,9	4.29	4.26	2.95	3.96
	3,1	3.77	3.96	2.68	3.51
Fev	3,5	4.22	4.07	3.10	4.24
	3,6	5.63	4.25	4.20	5.98
	6,3	3.85	3.85	2.68	3.74
Mar	3,9	4.70	3.70	3.51	5.05
	4,5	4.26	3.47	3.01	4.56
	4,7	4.71	3.25	3.22	5.05
Abr	2,2	3.65	3.01	2.58	4.08
	2,9	2.95	2.59	1.97	3.22
	2,2	3.31	2.40	2.02	3.93
Mai	2,6	3.04	2.44	2.05	3.69
	1,7	2.95	2.03	1.45	3.39
	4,0	1.83	1.75	1.06	2.05
Jun	2,1	2.41	1.83	1.18	3.30
	2,2	2.26	1.78	1.09	2.66
	1,8	2.46	1.69	0.96	3.16
Jul	1,7	2.54	1.81	0.90	2.93
	1,6	2.06	1.76	1.10	2.49
	2,1	2.90	2.03	1.45	3.55
Ago	1,9	3.18	2.26	1.57	3.71
	3,7	3.70	2.41	1.74	4.24
	2,6	3.97	2.60	1.92	4.18
Set	2,2	1.04	2.90	1.97	3.83
	2,3	3.94	2.44	2.12	3.91
	3,5	4.74	3.30	2.66	4.67
Out	5,2	5.06	3.56	3.30	5.19
	3,7	5.10	3.44	3.30	5.18
	3,3	3.98	3.47	2.74	4.01
Nov	3,4	5.60	3.68	3.67	5.79
	4,5	5.87	4.32	4.06	5.97
	5,0	5.74	4.14	4.18	5.98
Dez	4,4	6.09	4.36	4.36	6.37
	4,2	3.99	4.23	3.07	4.02
	2,0	5.27	3.98	3.51	5.16

Tabela 4. Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial estimados por diversos métodos e medidos no evapotranspirômetro (mm/dia) para o ano de 1959.

	MEDIDO	PENMAN-OMETTO	CAMARGO	PRIESTLEY-TAYLOR	HARGREAVES
Jan	5,5	4.37	4.13	3.23	4.41
	2,2	3.59	3.94	2.62	3.37
	2,8	4.67	4.07	3.52	4.89
Fev	3,0	4.78	4.02	3.59	5.06
	4,5	4.61	4.20	3.46	5.54
	(7,2)	4.91	4.02	3.58	5.15
Mar	3,6	4.23	3.59	3.04	4.49
	3,1	3.91	3.42	2.86	4.17
	2,5	3.63	3.17	2.74	4.08
Abr	2,7	4.47	3.22	3.35	5.21
	2,7	4.47	3.09	2.86	5.11
	4,0	3.52	2.76	2.16	3.80
Mai	3,2	3.57	2.48	2.01	4.27
	2,4	2.89	2.27	1.52	3.13
	2,5	2.83	2.11	1.44	3.48
Jun	1,5	2.29	1.71	1.04	2.93
	1,2	2.29	1.70	0.92	3.17
	1,7	2.58	1.80	0.83	3.20
Jul	2,1	2.83	1.97	0.94	3.27
	2,7	3.09	2.07	0.98	3.45
	3,6	3.14	2.13	1.02	3.51
Ago	3,0	2.34	1.88	1.18	2.39
	2,2	3.49	2.37	1.86	3.89
	3,4	4.28	2.77	1.74	4.36
Set	3,8	4.09	3.15	2.05	3.99
	4,1	4.99	3.15	2.28	4.52
	6,0	5.15	3.40	2.39	4.71
Out	4,8	6.09	4.00	3.10	5.72
	2,7	4.14	3.67	2.67	3.94
	5,0	5.07	3.50	2.92	4.72
Nov	6,8	5.33	3.95	3.78	5.58
	5,8	5.35	3.98	3.62	5.33
	1,3	4.62	4.04	3.30	4.65
Dez	5,8	4.88	4.19	3.61	4.99
	3,5	5.74	4.22	4.33	6.09
	3,0	5.27	4.17	3.91	5.45

Tabela 5. Valores médios diários da evapotranspiração potencial decendial estimados por diversos métodos e medidos no evapotranspirômetro (mm/dia) para o ano de 1960.

	MEDIDO	PENMAN-OMETTO	CAMARGO	PRIESTLEY-TAYLOR	HARGREAVES
Jan	5,4	5.19	4.47	3.71	5.15
	3,3	4.42	4.06	3.46	4.69
	2,8	4.95	4.16	3.92	5.35
Fev	3,3	4.59	3.99	3.41	4.29
	7,2	4.82	4.04	3.59	5.01
	2,5	2.46	3.40	1.66	1.25
Mar	0,8	5.22	3.61	4.00	5.84
	4,4	4.65	3.55	3.49	5.09
	2,7	4.30	3.29	3.08	4.71
Abr	1,4	3.67	3.10	2.68	4.12
	2,8	3.68	2.59	2.25	4.12
	2,3	3.54	2.46	2.17	4.21
Mai	2,4	2.92	2.12	1.71	3.66
	1,6	2.53	2.03	1.46	3.08
	1,3	2.46	1.73	1.16	3.06
Jun	1,8	2.44	1.74	1.00	3.23
	1,2	2.15	1.87	1.12	2.82
	1,6	2.28	1.73	0.98	2.64
Jul	1,0	2.45	1.80	1.00	3.03
	1,1	2.81	1.85	0.99	3.30
	1,3	3.20	2.06	1.22	3.46
Ago	2,3	3.45	2.33	1.45	3.81
	3,2	3.52	2.43	1.56	3.51
	3,2	4.18	2.68	1.86	3.99
Set	4,9	4.59	2.76	2.02	4.57
	4,6	4.04	3.43	1.81	5.03
	4,5	5.23	3.67	2.60	4.68
Out	3,5	5.58	3.92	3.40	5.46
	5,4	5.02	3.86	2.88	4.66
	2,9	3.98	3.53	2.35	3.33
Nov	3,7	4.53	3.82	3.09	4.50
	3,7	4.44	3.91	3.23	4.54
	0,1	4.60	3.81	3.49	4.90
Dez	2,8	6.10	4.04	4.35	6.42
	3,1	3.93	4.03	2.94	3.91
	1,0	4.35	4.08	3.36	4.55

Tabela 6. Coeficiente angular, linear, de correlação e de determinação das equações de regressão entre os valores medidos e os estimados por diferentes métodos.

MÉTODO	a	b	r	R^2
Penman-Ometto	1,51	0,74	0,77	60,41
Priestley e Taylor	0,50	0,60	0,70	49,25
Camargo	2,13	0,62	0,70	64,94
Hargreaves	1,10	0,58	0,80	50,05

Tabela 7. Valores do teste "t" para a significância das regressões lineares obtidas entre os valores de ETP medido e estimado.

MÉTODO	a	b
Penman-Ometto	*	*
Priestley e Taylor	n. s.	*
Camargo	*	*
Hargreaves	*	*

* significativos

n. s. não significativos

A análise das Figuras 2 e 3 referentes a regressão obtida pelos modelos de Priestley e Taylor e de Hargreaves respectivamente, com os valores medidos, demonstra a grande dispersão de pontos em relação a reta de regressão, indicando a baixa correlação, entre as variáveis relacionadas.

Para as regressões obtidas entre os métodos de Penman-Ometto e de Camargo em relação aos valores medidos, apresentado nas Figuras 1 e 4 respectivamente, a dispersão de pontos ao longo da reta de regressão não é tão acentuada e o intervalo de predição é menor.

Optou-se por trabalhar com o modelo de Camargo por sua simplificada formulação e facilidade de obtenção dos dados necessários ao seu equacionamento.

Figura 1. Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Penman-Ometto.

Figura 2. Regressão linear entre os valores de evapotranspi-
ração medidos e estimados pelo modelo de Priestley
e Taylor.

Figura 3. Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Hargreaves.

Figura 4. Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Camargo.

4.2. Avaliação do Modelo Proposto - Camargo-Piché

O modelo proposto baseia-se no modelo de Camargo, acrescido de uma fração da evaporação Piche.

A escolha da fração da evaporação Piche a ser utilizada baseou-se na análise estatística das regressões obtidas pelo modelo de Camargo acrescido de crescentes frações da evaporação Piche e os valores medidos. Como se esperava um comportamento diferenciado do modelo de Camargo-Piché nas diferentes épocas do ano optou-se por analisar inicialmente os diferentes níveis de acréscimo de fração da evaporação Piche, separadamente para a época chuvosa (outubro a março) e a época seca (abril a setembro).

Nas Tabelas 8 e 9 estão apresentadas as análises de variância das regressões de Camargo adicionadas das frações Piche durante a época de outubro a março e abril a setembro, respectivamente.

Tabela 8. Análise de variância das regressões entre modelo de Camargo modificado por frações crescentes da evaporação Piche, com os valores medidos, para a época chuvosa (outubro a março).

	Q. M. REGRESSÃO	Q. M. RESÍDUO	VALOR F	PROB > F	COEF. DE DETERM.
Camargo + 0,0 Pi	13,8498	0,7309	18,94	0,00008	0,2528
Camargo + 0,1 Pi	15,9643	0,6932	23,02	0,00001	0,2914
Camargo + 0,2 Pi	15,2460	0,7060	21,59	0,00002	0,2783
Camargo + 0,3 Pi	13,8001	0,7318	18,85	0,00008	0,2519
Camargo + 0,4 Pi	12,4532	0,7559	16,47	0,00015	0,2273

Tabela 9. Análise de variância das regressões entre modelo de Camargo modificado por frações crescentes da evaporação Piche, com os valores medidos, para a época seca (abril a setembro).

	Q. M. REGRESSÃO	Q. M. RESÍDUO	VALOR F	PROB > F	COEF. DE DETERM.
Camargo + 0,0 Pi	57,145	0,3512	134,20	0,00001	0,5738
Camargo + 0,1 Pi	53,797	0,3983	134,80	0,00001	0,5786
Camargo + 0,2 Pi	49,816	0,4544	129,52	0,00001	0,5479
Camargo + 0,3 Pi	46,2301	0,5049	125,25	0,00001	0,5130
Camargo + 0,4 Pi	43,2279	0,5472	121,16	0,00001	0,4821

A análise de variância revela que no período de outubro a março a melhor regressão entre os valores estimados e os medidos ocorrem para o método de Camargo acrescido de 0,1 Piché.

Os valores do coeficiente de determinação observados foram pequenos, significando que neste período o modelo de Camargo e suas modificações de modo geral, não proporcionam boas estimativas. Uma razão para explicar este comportamento seria a grande oscilação dos valores medidos neste período (Figura 5), oriundas de fortes influências de parâmetros meteorológicos e fisiológicos da cobertura do evapotranspirômetro.

Figura 5. Evapotranspiração medida (—) e estimada por Camargo (□), a nível decedial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.

Para o período de abril a setembro houve ligeira melhora devido à modificação introduzida, sendo que os coeficientes de determinação indicam que o modelo original de Camargo ou o de Camargo + 0,1 Pi apresentam regressões significativas.

Neste período os valores de "F" denotam maior significância das regressões se comparadas com o período anterior. O coeficiente de determinação assume neste período valores mais elevados denotando uma melhora nas estimativas obtidas.

Uma vez que as melhores regressões, seja para época chuvosa ou seca, foram aquelas obtidas entre os valores medidos e os valores estimados pelo modelo de Camargo ou de Camargo acrescido de 0,1 Piche, avaliou-se a qualidade da estimativa, para o ano todo no período em estudo (1956 a 1960) obtida através de combinações entre esses modelos previamente analisados por época do ano.

Utilizou-se para avaliação do desempenho do modelo:

- a) as estimativas obtidas pelo método original de Camargo e por Camargo-Piché para as duas épocas do ano;
- b) para valores obtidos pelo modelo de Camargo-Piché corrigido na época chuvosa pelo acréscimo de 0,1 Piché e sem correção na época seca.

A Tabela 10 mostra a significância das novas regressões considerando-se agora as estimativas para o ano todo seguindo os critérios estabelecidos anteriormente para as diferentes épocas.

Tabela 10. Análise de variância das regressões para o ano todo entre os valores medidos e os obtidos pelo modelo de Camargo, Camargo-Piché na época chuvosa, e Camargo-Piché nas duas épocas.

VARIÁVEL	Q. M. REGRESSÃO	Q. M. RESÍDUO	VALOR F	PROB > F	COEF. DE DETERM.
Camargo	69,59	0,29	238,29	0,00001	0,6488
Camargo + 0,1 Pi Outubro a Março	101,03	0,41	243,78	0,00001	0,6546
Camargo original Abril a Setembro					
Camargo + 0,1 Pi o ano todo	78,92	0,28	275,05	0,00001	0,6807

A regressão obtida pelo modelo de Camargo acrescido de 0,1 Piche durante todo o ano foi aquela que apresentou maior significância, menor quadrado médio de resíduo e maior coeficiente de determinação, produzindo melhores ajustes em relação aos valores medidos (Figura 6). Quando comparamos as estimativas obtidas pelo modelo original com o modificado acrescido de 0,1 Piché o ano todo, observamos que este produziu estimativas mais próximas dos valores

Figura 6. Evapotranspiração medida (—) e estimada por Camargo acrescido de 0,1 Piche (□) nas duas épocas do ano, a nível decendial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.

Figura 7. Evapotranspiração medida (+), estimada por Camargo (—) e estimada por Camargo acrescido de 0,1 Piche nas duas épocas do ano (♦), a nível decenal, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.

A análise da Figura 8 referente à regressão obtida entre os valores medidos e estimados pelo modelo de Camargo acrescido de 0,1 Piche o ano todo, quando comparada à Figura 4 referente à regressão do modelo original em relação aos dados medidos revela que a modificação introduzida produziu estimativas de maior acuracidade em relação aos valores medidos.

O ajuste fornecido pela introdução da evaporação Piché no modelo original mostrou-se mais relevante na época de maior evapotranspiração (época chuvosa), evidenciado na Figura 9.

Esse ajuste diferenciado atende adequadamente à necessidade de correlação do modelo de Camargo para a época chuvosa, coincidente com a época de maior defasagem entre a estimativa e o valor medido conforme pode ser observado na Figura 5.

ra 8. Regressão linear entre os valores de evapotranspiração medidos e estimados pelo modelo de Camargo-Piché em duas épocas do ano.

Figura 9. Evapotranspiração estimada por Camargo (—) e estimada por Camargo-Piché em duas épocas do ano (□), a nível decedial, de 1956 a 1960 para Ribeirão Preto.

O modelo de Camargo modificado com a introdução da evaporação Piché, estima melhor a evapotranspiração. No entanto por ter-se baseado em análises de regressão, sua utilização restringe-se a área onde foi desenvolvido, necessitando ser validado para outra série de dados diferentes dos que o originaram.

5. CONCLUSÃO

De acordo com os resultados obtidos no presente estudo conclui-se:

1. Dentre os métodos estudados, os de Penman-Ometto e de Camargo, produzem as melhores estimativas em relação aos valores medidos, a nível decendial.
2. As estimativas de ETP oriundas da utilização do modelo de Camargo na época chuvosa, são diferentes dos valores medidos nesta época. A estimativa obtida na época seca produz melhor concordância com os valores medidos.
3. A fração correspondente a 10 por cento da evaporação medida no evaporímetro de Piché, quando acrescida ao modelo de Camargo, promove melhor correlação entre os valores medidos e estimados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, M. J. N. Evapotranspiração em feijão comum (*Phaseolus vulgaris* L.) estimada por evaporímetros e fórmulas empíricas. Piracicaba, 1975. 55p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- ASSIS, F. N. de O uso do evapotranspirômetro no estudo de algumas relações entre a evapotranspiração medida e estimada. Piracicaba, 1978. 73p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- BERLATO, M. A. & MOLION, L. C. B. Evaporação e Evapotranspiração. Porte Alegre, IPAGRO. 95p. 1981. (IPAGRO - Boletim Técnico, 7)
- BROCHET, P. & GERBIER, N. Une méthode operationnelle pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. La Meteorologie, Paris, 6(11): 25-31. dez. 1977.
- BRUIN, H. A. R. de & KEIJMAN, J. Q. The Priestley-Taylor evaporation model applied to large, shallow lake in the Netherlands. J. of Appl. Meteorol, Boston, 18: 898-903, 1979.
- BRUNINI, O. O Método de estimativa de evapotranspiração. In: CURSO PRÁTICO INTERNACIONAL DE AGROMETEOROLOGIA PARA OTIMIZAÇÃO DA IRRIGAÇÃO. 3., Campinas, 1989. 45p.

- CAMARGO, A.P. de Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial. Piracicabam 1961. 48p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- CAMARGO, A.P. Balanço hídrico no Estado de São Paulo. 3ª ed. Campinas, Instituto Agrônômico, 1971. 24p.
- CAMARGO, A.P. de & CAMARGO, M.B.P. de. Teste de uma equação simples para estimativa da evapotranspiração potencial baseada na radiação solar extraterrestre e na temperatura média do ar. In: Anais do 3º Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Campinas, 1983. 386p.
- CAMPELO, J.H.J. & CASEIRO, F.T. Métodos de estimativa da evapotranspiração potencial. In: Relatório de Pesquisa da UFMT/PRONI. Cuiabá, Universidade Federal de Mato Grosso, 1989. 159p.
- DAMARIO, E.A. & CATTANEO, C.L. Estimation climatica de la evapotranspiration potencial en la Argentina segun el metodo de Penman 1948. Rev. Facult. de Agron, 3(3): 271-292. 1982.
- DOOREMBOS, J. & PRUITT, W.O. Guidelines for predicting crop water requeriments, FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Roma, 144p. 1977.
- DOOREMBOS, S.J. & KASSAN, A.H. Yield response to water, FAO Irrigation and Drainage Paper, 33. Roma, 150p. 1979.
- FERREIRA, W.A. Utilização da evaporação "Piche" na estimativa da evapotranspiração potencial. Botucatu, 1972. 66p. (Doutorado - Faculdade de Ciências Médicas e Biológicas de Botucatu).

- FITZPATRICK, E.A. & STERN, W.R. Estimates of Potential Evaporation Using Alternative Data in Penman's Formula. *Agr. Meteorol.*, 3: 225-39. 1966.
- HARGREAVES, G.H. Estimation of potencial and crop evapotranspiration. *Transactions of the ASAE*, vol. 17 nº 4, 1974(a) 4p.
- HARGREAVES, G.H. Precipitation dependability and potentials for agricultural production in northeast Brazil. EMBRAPA/Utah State University. Logan 1974(b). 123p.
- HARGREAVES, G.H. Climate and irrigation requirements for Brazil. Dep. of irrigation Engineering. Utah State University. Logan. 1976. 47p.
- HASAN, M.R. & JONES, P.S. Measured and predicted evaporation at Pasaje Ecuador. *J. of Irrig. and Drain. Div.* 98: 511-516. 1972.
- IGREJA, S.M.S. Demanda hídrica do caupi (*Vigna unguiculata* (L) Walp, cult. V-69) em área do trópico úmido brasileiro. Piracicaba, ESALQ/USP, 130p. 1987. (Dissertação de Mestrado).
- MAKKINK, G.F. Testing the Penman fórmula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Eng.*, 11(3): 277-288. 1957.
- MALEK, E. Comparison of alternative methods for estimating ETp and evaluation of advection in the Bajgah area, fram. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, 39: 185-192. 1987.
- Mc ARTUR, A.J. An accurate solution to the Penman equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, 51: 87-92, 1990.

- MILLAR, B.D. Effect of local advection on evaporation rate and plant water status. *Austr. J. Agric.*, 25: 97-106, 1964.
- NASCIMENTO, F.J.L. & TUBELIS, A. Estimativa do poder evaporante do ar pela evaporação Piche em Botucatu - SP. *Científica*, São Paulo, 9(1): 13-19. 1981.
- OMETTO, J.C. Estudo das relações entre: radiação solar, global, radiação líquida e insolação. Piracicaba, 1968. 64p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- ORTOLANI, A.A.; CAMARGO, A.P. & VILLA NOVA, N.A. Correlação entre evapotranspiração potencial calculada segundo os métodos de Penman e de Thornthwaite e de dados de evapotranspirômetros na região de Ribeirão Preto. *Bragantia*, 25(15): 65-68. 1966.
- PAW U, K.T. and GUEYE, M. Theoretical and measured evaporation rates from an exposed Piche atmograph. *Agriculture Meteorology*, 30: 1-11, 1983.
- PAW U, K.T. & GAO, W. Applications of solutions to non-linear energy budgets equations. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, 43: 121-145, 1988.
- PELTON, W.L.; KING, K.M. & TANNER, C.B. An evaluation of the Thornthwaite and ^{mean}nean temperature methods for determining potencial evapotranspiration. *Agron. J.*, Madison, 52: 387-395, 1960.
- PENMAN, H.L. Evaporation: an introductory survey. *Neth. J. Agric. Sci.*, Amsterdam, 4: 9-29. 1956.

- PEREIRA, A.R. Análise do modelo de Priestley e Taylor para estimativa da evapotranspiração potencial. Piracicaba, 1990. 68p. (Livre docência - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - USP).
- PRESCOTT, J.A. & STIRK, G.B. Studies on the piche evaporimeter. *Austr. J. Appl. Sci.*, 2: 243-256. 1951.
- PRIESTLEY, C.H.B. & TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Rev.*, Washington, 100: 81-92, 1972.
- RAVELO, A.C. Evaluacion del atmometro de disco poroso negro em comparación com el tanque de evaporacion y el Piché. *Revista de la Facultad de Agronomia y veterinaria de Buenos Aires*, Buenos Aires, 19(1/2): 53-59. 1971.
- ROSEMBERG, N.J. & VERMA, S.B. Extreme evapotranspiration by irrigated alfafa: A consequence of the 1976 Midwestern Drought. *Journal of Applied Meteorology*, 17: 934-941. 1978.
- SEDIYAMA, G.C. Estudos de métodos para estimativa da evapotranspiração potencial em Viçosa. Viçosa, 1972. 43p. (Mestrado - Universidade Federal de Viçosa).
- STANHILL, G. The use of the Piche evaporimeter in the calculation of evaporation. *Quart. Jour. Royal Meteorology Soc.*, 88-80-82. 1961a.
- STANHILL, G. A comparison of methods of calculating potential evapotranspiration from climatic data. *Israel J. Agric. Res.*, Rehovot, 11: 159-171. 1961b.

- STIGTER, C.J. & VISO, C.B.S. Understanding the Piche evaporimeter as a simple integrating mass transfer meter. *Appl. Sci. Res.*, 37: 213-223. 1981.
- TANNER, C.B. Evaporation of water from plants and soil. In: *Water Deficits and Plant Growth*. Academic Press, New York, p. 77-106. 1968.
- TANNER, C.B. & PELTON, W.L. Potencial evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman. *Journal of Geophysical Research*, Washington, DC, 65: 3391-413, 1960.
- THORTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.*, Washington, 38: 55-94, 1948.
- TSANN-WANG, Yu. Parametrization of surface evaporation rate for use in numerical modeling. *J. of Appl. Meteorol.*, Boston, 16: 393-400, 1977.
- VILLA NOVA, N.A. Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, ESALQ/USP. 66p. 1973. (Livro-Docência - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- VILLA NOVA, N.A. & OMETTO, J.C. Adaptação e simplificação do método de Penman às condições climáticas do Estado de São Paulo. In: *Anais do IV Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos Fortaleza - CE*. 1976.
- WILSON, R.G. & ROUSE, W.R. Moisture and temperature limits of the equilibrium evapotranspiration model. *J. of Appl. Meteorol.*, Boston, 11: 436-442, 1972.