



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL

AVALIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL
COM DADOS DE RADIO-SONDA

TRABALHO APRESENTADO COMO PARTE DOS REQUISITOS PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE

M E S T R E E M H I D R O L O G I A A P L I C A D A

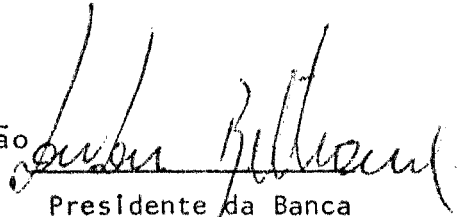
AUTOR : Engº Agr. MICHEL H. KOOLHAAS

ORIENTADOR: Prof. JOHN C. TAYLOR Ph.D

EXAMINADORES: John C. Taylor, Ph.D
Homero Bergamaschi, M.Sc.
Raul Dorfman, M.Sc.
Lawson F. Beltrame, M.Sc.
Moacir Berlato, M.Sc.

Data do exame: 29/02/1980

Aprovação


Presidente da Banca

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Instituto de Pesquisas Hidráulicas
Av. Bento Gonçalves, 10600 — C.P. 530
90 000 PORTO ALEGRE (RS) — BRASIL

A minha esposa Amparo, aos meus
filhos Andrea, Virginia e Martin.

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Desejo expressar o meu agradecimento pelo assessoramento, colaboração e ajuda das seguintes pessoas e instituições:

Aos professores John Colin Taylor, Robin T. Clarke, J. Shuttleworth e Paulo D.C. Ramos;

À professora Hedy Lorraine Hofmann pela tradução ao português do manuscrito espanhol original e ao professor Raul Dorfman pela revisão;

Aos oficiais do Serviço de Proteção ao Voo da Força Aérea Brasileira, Major Gygmundo Kusiak e Tenente Francisco Bako.

À Direção do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS e Coordenação do Curso de Pós Graduação.

SINOPSE

É apresentado um processo para calcular a evapotranspiração regional baseada em dados de radiosonda. O método apresenta a vantagem de produzir estimativas de evapotranspiração real para uma área com um raio de aproximadamente 60 km, em torno do ponto de medição. Foram utilizados dois métodos de cálculo, um baseado num conceito de resistência ao vento geostrofico ("geostrophic drag concept") e o outro utilizando a relação de Bowen. As estimativas de evapotranspiração foram calculadas a partir de dados diários de radiosonda, obtidos no Aeroporto de Porto Alegre (Brasil) para o período 1975-1977. Esses valores calculados foram correlacionados com as estimativas de Thornthwaite de evapotranspiração potencial e com as estimativas de evaporação do tanque classe A e de Penman. O coeficiente de correlação entre os resultados mensais do modelo de resistência ao vento geostrofico e evaporação do tanque foi de $R^2 = 0,55$; a evaporação de Penman foi de $R^2 = 0,72$ e o método de Thornthwaite foi de $R^2 = 0,56$. O modelo, baseado na relação de Bowen, produziu uma correlação de $R^2 = 0,88$, $0,88$ e $0,63$ com os dados de evaporação do tanque classe A, num período mensal, semanal e diário, respectivamente. Os resultados obtidos neste trabalho forneceram evidência positiva encorajadora para a aplicabilidade da metodologia apresentada sob condições brasileiras.

SUMMARY

A procedure is presented for computing regional evapotranspiration based on rawinsonde data. The method has the advantage that it gives estimates of actual evapotranspiration for an area of approximately 60 km radius about the point of measurement. Two methods of calculations were followed, one based on geostrophic drag concept and the other using the Bowen ratio. Evapotranspiration estimates were calculated from daily rawinsonde data obtained at Porto Alegre Airport (Brazil) for the years 1975-1977. These calculated values were correlated with Thornthwaite's estimates of potential evapotranspiration and with USWB Class A pan and Penman estimates of evaporation. The correlation coefficient between results on monthly base of geostrophic drag model and pan evaporation was $R^2 = 0,55$, Penman's evaporation was $R^2 = 0,72$ and Thornthwaite's method was $R^2 = 0,56$. The model based on the Bowen ratio produced correlations of $R^2 = 0,88$, $0,88$ and $0,63$ with pan evaporation data on monthly, weekly and daily bases respectively. The results obtained in this work provided positive encouraging evidence for the applicability of the methodology presented under Brazilian conditions.

Í N D I C E

	Página
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	
2.1 - Generalidades	3
2.2 - Desenvolvimento do Modelo I	5
2.3 - Desenvolvimento do Modelo II	15
3. MATERIAL E MÉTODOS	23
4. RESULTADOS	35
5. DISCUSSÃO	57
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	65
BIBLIOGRAFIA	68

RELAÇÃO DE FIGURAS

	Página
Figura 1 - Mapa do uso do solo na área de influência das radiosondagens	34
Figura 2 - Evapotranspiração regional ET_a versus evapotranspiração de tanque classe A E_{ot} durante trinta e três meses (1975-1977)	36
Figura 3 - Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} durante vinte e dois meses (1976 - 1977)	37
Figura 4 - Evapotranspiração regional ET_a versus evapotranspiração potencial segundo Thornthwaite ETP durante trinta e três meses (1975 - 1977)	38
Figura 5 - Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação do tanque classe A E_{ot} durante dez estações (1975-1977)	42
Figura 6 - Evapotranspiração regional ET_a versus evapotranspiração potencial segundo Thornthwaite ETP durante dez estações (1975-1977)	43
Figura 7 - Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} durante trinta e nove semanas (1976)	44
Figura 8 - Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de tanque classe A E_{ot} durante doze meses (1977)	49
Figura 9 - Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} , durante doze meses (1977)	50
Figura 10 - Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de tanque classe A E_{ot} durante quarenta e seis semanas (1977)	51
Figura 11 - Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de tanque classe A E_{ot} , durante duzentos e quarenta e seis dias (1977)	56

RELAÇÃO DE QUADROS

	Página
Quadro 1 - Determinação do comprimento de rugosidade Z_o para a região em estudo	29
Quadro 2 - Comprimento máximo médio do dia N em horas e comprimento máximo médio do mês Δt em segundos	30
Quadro 3 - Correlações entre evapotranspiração regional ET_a (mm) e evapotranspiração potencial de Thornthwaite ETP (mm), evaporação de tanque classe A E_{ot} (mm), evaporação Penman E_{op} (mm) radiação solar recebida R_s (mm)	39 e 40
Quadro 4 - Correlações entre evapotranspiração regional ET_a e evapotranspiração potencial Thornthwaite ETP , evaporação de tanque classe A E_{ot} , durante dez estações (75, 76, 77)	45
Quadro 5 - Correlações entre a evaporação natural avaliada pela resistência ao vento geostrófico ET_a e a evaporação potencial Penman E_{op} , para um período semanal durante 1976	46
Quadro 6 - Sensibilidade do Modelo I à seleção de Z_o , conforme as estações do ano	47
Quadro 7 - Correlações de evapotranspiração regional ET_a^* calculada pela relação de Bowen versus evaporação de tanque classe A E_{ot} e evaporação Penman E_{op} em Taquari (1977)	52
Quadro 8 - Correlações entre a evapotranspiração regional ET_a^* e a evaporação do tanque classe A E_{ot} , em períodos semanais (1977)	53 e 54

RELAÇÃO DE ANEXOS

Anexo 1	-	Dados de entrada e saída do Modelo I, avaliação de evapotranspiração real através do conceito de resistência ao vento geostrófico ET_a , ano de 1975.	72
Anexo 2	-	Informações primárias e derivadas, das cartas adiabáticas (skew-T lg p) e cartas sinóticas diárias (por exemplo, março de 1975)	75
Anexo 3	-	Dados de saída do Modelo I em condições atmosféricas idênticas as indicadas no Anexo 1, porém variando o parâmetro de rugosidade Z_o	77
Anexo 4	-	Evaporação potencial de acordo com Penman, a partir dos dados médios mensais em Taquari (1977)	78
Anexo 5	-	Balanços hídricos em Taquari de acordo com o modelo de Thornthwaite. Ano de 1975, Capacidade de Armazenamento 100 mm	79

LISTA DE SÍMBOLOS

ρ	=	densidade do ar
λ	=	calor latente de vaporização
ϵ	=	relação de densidade do vapor d'água e do ar seco à mesma temperatura e pressão (igual a 0,622)
R_n	=	radiação líquida estimada
R_{ns}	=	radiação líquida de ondas curtas
R_s	=	radiação solar recebida
R_{sh}	=	radiação extraterrestre (valor de Angot)
R_{nl}	=	radiação de ondas longas
E	=	fluxo de vapor d'água
ET_a	=	evapotranspiração regional calculada pelo modelo I de resistência ao vento geostrófico
ET_a^*	=	evapotranspiração regional calculada pelo modelo II de radiação ou balanço energético regional
ET_p	=	evapotranspiração potencial
ETP	=	evapotranspiração potencial estimada por Thornthwaite
ET_{RC}	=	evapotranspiração da cultura de referência
E_{op}	=	evaporação potencial de Penman
E_{ot}	=	evaporação do tanque de classe A
T	=	Temperatura potencial
T_a	=	Temperatura absoluta
t_1	=	temperatura do termômetro seco no nível de 1,5m acima do terreno
t_2	=	temperatura do termômetro seco na superfície de 950mb

t	=	temperatura do termômetro seco a 2,0 m de altura
z_1	=	nível de 1,5 m sobre o terreno
z_2	=	nível correspondente à superfície de 950mb
z_0	=	parâmetro de rugosidade
p_1	=	pressão na superfície do terreno
e_1	=	pressão de vapor correspondente a t_1
e_2	=	pressão de vapor a 2,0 m de altura
t_{d1}	=	temperatura do ponto de orvalho na altura de 1,5 m
t_{d2}	=	temperatura do ponto de orvalho na altura z_2
β	=	relação de Bowen
Δt	=	duração pressuposta da evaporação e transpiração
q_1	=	umidade específica ao nível de 1,5 m
q_2	=	umidade específica ao nível correspondente à superfície de 950mb
G	=	fluxo de calor absorvido pelo solo
C_p	=	calor específico do ar seco a uma pressão constante ($0,240 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)
H	=	fluxo de calor sensível
λE	=	fluxo de calor latente
K_H	=	coeficiente de transferência turbulenta para o calor
D_H	=	coeficiente de difusão para o calor
K_V	=	coeficiente de transferência turbulenta para o vapor d'água
D_V	=	coeficiente de difusão para o vapor d'água
K_M	=	coeficiente de transferência turbulenta do momento
D_M	=	coeficiente de difusão para o momento
R_0	=	número de Roosby na superfície

f	=	parâmetro de Coriolis
V_g	=	vento geostrófico na superfície
C_g	=	coeficiente de resistência ao vento geostrófico na superfície
R^2	=	coeficiente de determinação (ou correlação linear ao quadrado)
S_e	=	desvio padrão da regressão linear
τ	=	tensão tangencial ou de Reynolds
τ_o	=	tensão tangencial na superfície
p	=	pressão atmosférica
Δn	=	distância perpendicular entre isobaras
γ	=	constante psicrométrica ($0,66 \text{ mb } ^\circ\text{C}^{-1}$)
α	=	albedo
GMT	=	hora do meridiano de Greenwich
N	=	comprimento máximo médio do dia
h	=	altura da vegetação
d	=	deslocação do plano de referência
n/N	=	relação de horas reais de insolação/máximas possíveis
\ln	=	logarítmo de base e ou neperianos
\lg	=	logarítmo base 10
σ	=	constante de Lummer e Pringsheim (118×10^{-9})

1. INTRODUÇÃO

O especialista em qualquer área da Hidrologia vê-se confrontado com a necessidade de calcular a evapotranspiração como parte de projetos de irrigação, drenagem, abastecimento de água ou modelos de simulação relacionados ao escoamento ou à previsão de cheias. Numerosos métodos foram desenvolvidos para calcular a evapotranspiração potencial e real numa área, alguns com base em balanços energéticos, transferência turbulenta de vapor d'água (por exemplo Penman, 1956; Tanner, 1960; Pruitt e Lourence, 1968; Penman et al., 1967), outros puramente empíricos (por exemplo Criddle, 1958; Kijne, 1974) e outros baseados na evaporação medida em aparelhos especiais como um tanque (Hargreaves, 1968). A evapotranspiração regional é determinada de preferência por meio da análise de balanços hídricos numa bacia. Apesar disto até agora tem sido difícil, se não impossível, na falta de instrumental especial e sofisticado, determinar a evapotranspiração real com modelos matemáticos com base física a partir de informações meteorológicas regularmente registradas.

O objetivo deste trabalho é calcular a evapotranspiração real numa base regional, através de conceitos relacionados com a transferência turbulenta de vapor d'água e o balanço energético, a partir de informações registradas regularmente por rádio-sondagens atmosféricas. Procura-se comprovar a validade de dois modelos matemáticos, com vários pressupostos simplificadores razoáveis. Os métodos propostos foram testados numa

única localidade do Brasil, Porto Alegre, comparando os resultados aos dados de evaporação de tanque classe A, evaporação Penman e evapotranspiração potencial calculada segundo Thornthwaite no local de Taquarí.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Generalidades

A evapotranspiração é um processo natural que ocorre quando a água em estado líquido, presente na vegetação ou no solo, é convertida em vapor d'água e transferida sob esta forma para a atmosfera.

Costuma-se dizer que o clima é um dos fatores mais importantes que determinam o volume das perdas de água por evapotranspiração das culturas. Prescindindo dos fatores climáticos, a evapotranspiração correspondente a uma cultura dada fica determinada também pela própria cultura e suas características de crescimento. As condições dos solos e sua umidade, as práticas agrícolas e de irrigação e outros fatores podem influir também nas taxas de crescimento e na evapotranspiração, por conseguinte. Concluindo, a evaporação natural é uma função complexa de fatores atmosféricos, edáficos e da vegetação (Doorenbos e Pruitt, 1977).

São utilizados diversos métodos empíricos para prever a evapotranspiração a partir de variáveis climáticas, devido as dificuldades de obter medições diretas e exatas em condições reais. Uma descrição ampla dos métodos comuns e outros é encontrada em Criddle (1958), Doorenbos e Pruitt (1977), Dorfman (1977), Kijne (1974) e Jensen (1973).

Existem vários conceitos ou taxas padronizadas de evapotranspiração que representam situações ideais.

Penman (1948), citado por Kijne (1974), criou o conceito de evaporação potencial E_0 , que pode ser definido como a quantidade de água evaporada a partir de uma superfície livre de água, muito extensa, sob certas condições atmosféricas. Durante muitos anos se acreditava que o tipo e a forma de vegetação sobre a superfície da terra tinha pouca ou nenhuma influência sobre a taxa de evaporação natural, sempre que houvesse suficiente umidade disponível no solo. Isto conduz ao conceito de evapotranspiração potencial ET_p que é definido como a quantidade máxima de água que pode evaporar sob determinada condição atmosférica, por uma cobertura vegetal extensa, contínua e densa, e quando o solo se mantém quase saturado ou a umidade não é limitante. Gradualmente, ficou claro que a esta observação de independência da evaporação natural ao tipo de vegetação quando a disponibilidade de água no solo não é limitante, é válida para culturas de pequeno porte e especialmente com pastagens. Atualmente prefere-se usar um novo termo chamado evapotranspiração da cultura de referência ET_{RC} , que é a taxa de evapotranspiração de uma superfície extensa de gramíneas verdes de 8 a 15 centímetros de altura uniforme de crescimento ativo e cobertura completa do solo e com total disponibilidade de água (Doorenbos e Pruitt, 1977).

Existe uma grande semelhança entre ambos conceitos, porém a melhor definição de ET_{RC} provavelmente incrementa a universalidade das equações empíricas de previsão. De fato todos os métodos de previsão comuns mencionados na bibliografia

foram derivados em relação às condições prevalentes na definição de ET_{RC} . O processo físico de evapotranspiração apenas pode ocorrer quando existe energia disponível proveniente do sol ou da atmosfera. O fluxo de moléculas de vapor d'água a partir de uma superfície livre de água que esteja na ou fora da vegetação implica numa transferência de energia sob a forma de calor latente de vaporização. A quantidade de energia transferida é numericamente igual ao produto do fluxo de massas pelo calor latente λ , isto é, o fluxo energético de evapotranspiração é representado por λE (Kijne, 1974).

O calor latente de vaporização da água λ , é a quantidade de energia por unidade de massa, sendo função da temperatura e variando aproximadamente em 0,1% por $^{\circ}C$. Como a taxa de variação do calor latente com relação à temperatura é

$$\frac{d \lambda_{\text{evaporação}}}{d t} = -0,566 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}C^{-1} \quad (1)$$

$$\lambda_{\text{evaporação}} = 597,3 - 0,566 t \quad (2)$$

na meteorologia aplicada é costume considerar λ como sendo uma constante (Hess, 1959).

2.2 - Desenvolvimento do Modelo t

A transferência de vapor d'água é realizada por difusão ,

que é o processo através do qual as moléculas componentes de um fluido se deslocam de uma posição para outra, como resultado de variações nas concentrações. A taxa de fluxo de uma entidade atmosférica está relacionada diretamente ao gradiente de concentração dessa entidade. A difusão das entidades mais relevantes no processo de evaporação são: vapor d'água, calor e momento. Se faz considerada a difusão do vapor d'água numa dimensão, a transferência é expressa como fluxo de massa por unidade de área. E , é proporcional ao gradiente de concentração de acordo com a equação

$$E = -D_w \frac{\partial X}{\partial z} \quad (3)$$

na qual D_w é um coeficiente de difusão molecular com dimensões $\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$ e X é a umidade absoluta do ar em g cm^{-3} . Na prática, mede-se a pressão de vapor e , que é relacionada com X por (Linsley et al., 1975)

$$X = e \rho \frac{\epsilon}{p} \quad (4)$$

onde, ϵ é relação de densidade do vapor d'água e do ar seco à mesma temperatura e pressão (igual a 0,622); ρ é a densidade do ar. Portanto, a equação (3) pode ser escrita como

$$\lambda E = - \frac{\rho \epsilon}{p} D_w \frac{\partial e}{\partial z} \quad (5)$$

onde p pressão atmosférica e ρ densidade do ar,

De forma analógica, a concentração de calor no ar é relacionada com a temperatura do ar T , através da capacidade calorífica ρC_p , portanto a taxa de difusão de calor por unidade de área H , é dada pela expressão

$$H = -D_H \frac{\partial \rho C_p T}{\partial z} \quad (6)$$

Assim também, se u é a velocidade do vento perpendicular ao eixo z , portanto o ar possui um momento no seu plano de deslocamento com uma concentração ρu , temos um momento de transferência ou tensão tangencial por unidade de área τ , com

$$\tau = \rho D_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (7)$$

Como o mesmo processo é responsável por estes diversos coeficientes de difusão, é razoável supor que D_w , D_H e D_M são aproximadamente iguais (Hess, 1959). Medições realizadas por Pasquill, Rider e Swinbank, citados por Penman et al (1967), mostraram que a identidade suposta para os coeficientes de difusão não é mais do que uma razoável aproximação de trabalho.

Uma consequência desse pressuposto é que os perfis de temperatura e pressão de vapor deveriam ter a mesma forma do perfil de velocidade do vento.

O vento que sopra horizontalmente sobre uma superfície natural é mais ou menos freado por uma interação com a superfície. Do ponto de vista aerodinâmico, todas as superfícies são

rugosas, inclusive à baixas velocidades do vento. Da interação do movimento das massas de ar e a superfície rugosa da terra surge um fenômeno conhecido como turbulência, pelo qual as massas de ar se elevam num movimento aleatório na atmosfera. O fluxo turbulento ascendente origina uma mistura que resulta num mecanismo muito eficiente para transferir entidades da superfície para a atmosfera, um mecanismo muito mais eficiente do que a simples difusão molecular.

A velocidade do vento u , medida a uma altura z sobre uma superfície horizontal homogênea, coberta de vegetação, tem um incremento linear com $\ln(z-d)$ em condições de atmosfera neutra (Linsley et al., 1975). O parâmetro d é uma característica da cobertura vegetal na superfície, que pode ser determinada experimentalmente e é conhecida como deslocamento do plano de referência. Depende tanto da altura da vegetação h , como da densidade da cobertura, porém, de um modo geral pode-se pressupor que varia entre $0,6 h$ e $0,8 h$ para culturas e bosques.

A velocidade do vento é reduzida, e sua direção é desviada nas camadas inferiores da atmosfera, devido ao atrito produzido pelas árvores, pelos edifícios, e por outros obstáculos. Tais efeitos tornam-se insignificantes para alturas superiores a cerca de 600 metros; esta camada inferior da atmosfera é denominada camada de atrito. A variação da velocidade do vento com a altura, ou perfil de vento na camada de atrito, é expressa geralmente por um perfil logarítmico de velocidade, sendo a equação (8) uma forma muito comum de apresentá-la

$$\bar{u}/u_* = 1/k \ln z/z_0 \quad (8)$$

onde \bar{u} é a velocidade média do vento a uma altura z sobre o terreno; k é a constante de Von Kármán, a qual é considerada igual a 0,40; z_0 é o parâmetro de rugosidade, que é uma medida da rugosidade da superfície, e presumivelmente a altura à qual a velocidade do vento é zero, sendo portanto menor que z ; e u_* é a velocidade de atrito (Linsley et al., 1975).

O parâmetro de rugosidade z_0 , assume valores que variam conforme os autores. Szeics et al., (1969) propõe

$$\lg z_0 = -0,98 + \lg h \quad (9)$$

$$\lg z_0 = -1,60 + 1,10 \lg h \quad (10)$$

A equação (9) é válida para todas as culturas salvo o milho e a cana de açúcar, sendo aplicável a estas culturas a equação (10). Como meio de relacionar o parâmetro de rugosidade e a altura de vegetação, Kung (1963) propôs

$$\lg z_0 = -1,24 + 1,19 \lg h \quad (11)$$

Para obtermos um valor representativo de z_0 numa grande área, ao contrário de uma área pequena e uniforme, é necessário dispor de dados referentes ao uso da terra e variações fenológicas de vegetação para combinar com a relação funcional entre

z_0 e h . De acordo com Kung (1963), pode-se concluir que a vegetação é um parâmetro mais eficiente que a topografia como elemento de rugosidade aerodinâmica sobre a superfície de terra.

O parâmetro de rugosidade z_0 , também pode ser avaliado de forma aproximada por outras relações empíricas propostas por Tanner e Lettau, citados por Jensen (1973),

$$z_0 = 0,13 h \quad h \leq 200 \text{ cm} \quad (12)$$

$$z_0 = 0,058 h^{1,19} \quad h > 200 \text{ cm} \quad (13)$$

onde h é a altura da vegetação, em centímetros.

A teoria da troca turbulenta permite determinar a função de distribuição, em função da altura z , da velocidade média de um fluido em contato com uma superfície rugosa, a partir de um fluxo vertical de quantidade de movimento ou momento de transferência τ ,

$$\tau = \rho K_M \frac{du}{dz} \quad (14)$$

onde K_M , é o coeficiente de difusão turbulenta do momento, du/dz é o gradiente vertical da velocidade do vento u . Conforme resulta da definição τ depende da altura, porém na prática considera-se τ independente da altura, e com o seu valor na superfície aplicável em toda a camada de atrito da atmosfera, ou $\tau = \tau_0$.

A velocidade de atrito u_* mencionada em (8) é um termo introduzido na mecânica dos fluidos por Prandtl, que é definido por

$$u_* = (\tau_0/\rho)^{0,5} \quad (15)$$

Utilizando a equação (8) do perfil logarítmico de velocidade do vento, se \bar{u}_1 e \bar{u}_2 são as velocidades médias em dois pontos de cotas z_1 e z_2 , essa equação produzirá

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1/u_* = 1/0,4 \cdot \ln(z_2/z_1) \quad (16)$$

Ordenando os termos e substituindo u_* pela expressão em (15) obtem-se

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = 2,5 (\tau_0/\rho)^{0,5} \ln(z_2/z_1) \quad (17)$$

Estes conceitos de mecânica de fluidos podem ser aplicados para conseguir uma expressão simplificada de avaliação do fluxo de vapor d'água sobre uma superfície de evaporação. Na hipótese de não haver gradientes de umidade específica q na horizontal, ou seja $dq/dx = 0$, a equação geral da difusão ou fluxo turbulento de vapor d'água assume uma forma semelhante à equação (14), e então pode-se escrever

$$E = -\rho K_v dq/dz \quad (18)$$

onde E é o fluxo vertical do vapor d'água; ρ densidade do ar ; K_v coeficiente de transferência turbulenta para o vapor d'água e dq/dz é o gradiente de umidade específica sobre a superfície de evaporação.

Integrando-se a equação (18) entre os níveis de altitude z_1 e z_2 resulta

$$E = -\rho K_v (q_2 - q_1) / \ln(z_2/z_1) \quad (19)$$

Admitindo-se que os coeficientes de transferência turbulenta para o vapor d'água e para o momento são iguais, ou seja, que a relação de coeficientes é constante na vertical, e levando em conta que a equação (14), que define a tensão de Reynolds é válida em condições adiabáticas, podemos escrever

$$\tau = \rho K_M (u_2 - u_1) / \ln(z_2/z_1) \quad (20)$$

portanto

$$K_M = \tau / \rho \ln(z_2/z_1) / (u_2 - u_1) \quad (21)$$

e substituindo em (19) K_v por K_M (21), resulta

$$E = \rho \left[\frac{\tau}{\rho} \frac{\ln z_2/z_1}{u_2 - u_1} \right] \frac{q_2 - q_1}{\ln z_2/z_1} \quad (22)$$

que, levando em conta a pressuposição feita na prática, de independência de τ com a altura na camada de atrito atmosférica, resulta

$$E = \tau_0 \frac{q_2 - q_1}{u_2 - u_1} \quad (23)$$

A equação (23) está baseada nas mesmas suposições realizadas por Thornthwaite e Holzman, citados por Mawdsley e Brusaert (1973), contudo eles utilizaram a função logarítmica do perfil de vento para determinar τ_0 . A tensão tangencial na superfície τ_0 , pode ser determinada em função de uma equação proposta por Lettau, citado por Kung (1963), que é

$$\tau_0 = \rho C_g^2 V_g^2 \quad (24)$$

onde C_g é o coeficiente de resistência ao vento geostrófico na superfície e V_g é o vento geostrófico na superfície.

O termo na superfície refere-se ao fato de que ambas quantidades são calculadas em função de observações meteorológicas realizadas próximo à superfície. Lettau demonstrou também que em condições adiabáticas, o coeficiente de resistência ao vento geostrófico C_g é função do número de Rossby R_o , o qual é definido como

$$R_o = V_g / f z_o \quad (25)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, $2w \sin\theta$, no qual w é a velocidade angular da terra, θ é a latitude e z_o é o parâmetro de rugosidade.

O coeficiente de resistência C_g pode ser determinado por uma equação proposta por Kung (1963)

$$C_g = 0,205 / (1g R_o - 0,556) \quad (26)$$

ou por uma equação citada por Mawdsley e Brutsaert (1973)

$$C_g = 0,16 \{ [\ln(R_o C_g) - B]^2 + A^2 \}^{-0,5} \quad (27)$$

que é de difícil resolução, e, além disso possui o inconveniente de que a literatura oferece valores muito diferentes para os parâmetros A e B.

Portanto, já se está em condições de estabelecer uma expressão com diversas simplificações e suposições, para calcular o fluxo de evaporação E, baseado na teoria da troca turbulenta de massas. Substituindo a expressão de τ_0 (24) na equação (23) obtem-se

$$E = \rho C_g^2 V_g^2 \frac{q_2 - q_1}{u_2 - u_1} \quad (28)$$

e substituindo o termo $(u_2 - u_1)$ pela expressão (17) têm-se

$$E = \rho C_g^2 V_g^2 \frac{q_2 - q_1}{2,5 (\tau_0 / \rho)^{0,5} \ln(z_2 / z_1)} \quad (29)$$

Se, mais uma vez, se substitui τ_0 pela expressão (24) proposta por Lettau no seu modelo, obtem-se

$$E = \rho C_g^2 V_g^2 \frac{q_2 - q_1}{2,5 (C_g^2 V_g^2)^{0,5} \ln(z_2 / z_1)} \quad (30)$$

portanto, obtem-se finalmente um dos modelos a ser testado neste trabalho

$$E = 0,4 \rho C_g V_g \frac{q_2 - q_1}{\ln(z_2 / z_1)} \quad \text{Modelo I} \quad (31)$$

A equação (31) tem dado bons resultados em várias zonas dos Estados Unidos, especialmente levando em conta as suposições nas

quais se baseia, de acordo com Mawdsley e Brutsaert (1973). Além do mais, este modelo recebeu recentemente maior atenção e grande desenvolvimento teórico por meio de Brutsaert e Mawdsley (1976). A importância do modelo está no fato de ser uma forma de avaliar a evapotranspiração real numa região, aproveitando informações de radio-sonda, a qual muitas vezes está facilmente disponível.

Anteriormente foi mencionado o vento geostrófico V_g como parâmetro para determinar o momento de transferência τ_0 . O vento geostrófico é o resultado, no regime permanente, do equilíbrio entre a força do gradiente e a força de Coriolis. Sua velocidade pode ser calculada ao formular a igualdade das forças que o produzem

$$\Delta p / \Delta n \rho = V_g^2 w \operatorname{sen} \vartheta \quad (32)$$

donde resulta

$$V_g = \Delta p / \Delta n \quad 1 / f \rho \quad (33)$$

onde $\Delta p / \Delta n$ é o gradiente barométrico horizontal. Nas proximidades do Equador, ou seja, quando $\vartheta \leq 10^\circ$, não faz sentido falar de vento geostrófico, já que $\operatorname{sen} \vartheta \rightarrow 0$ e portanto não existe força de Coriolis, ou esta tende a ser zero. Concluindo, a medição regional do fluxo de vapor d'água sob forma indireta, mediante o conceito de resistência ao vento geostrófico, utilizando a equação (31) está limitada teoricamente a latitudes maiores de dez graus.

2.3 - Desenvolvimento do Modelo II

A evaporação é um dos componentes do balanço hídrico, mas,

para produzir a mudança de fase líquida para vapor existe um requisito energético, por isso a evaporação também é um componente do balanço energético sobre a superfície do solo ou das culturas. Um bom exemplo da determinação e verificação experimental do dito balanço é o trabalho de Tanner (1960).

A quantidade de radiação recebida na parte superior da atmosfera R_{sh} só depende da latitude e da época do ano; seus valores, determinados por Angot, são indicados em diferentes autores, tais como Kijne (1974), Doorenbos e Pruitt (1977). Uma parte de R_{sh} é absorvida e se dispersa quando passa pela atmosfera. O resto, incluindo parte da radiação dispersa, porém que chega na superfície da terra, é definido como radiação solar R_s . A radiação R_s depende do R_{sh} e da transmissão através da atmosfera, o que por sua vez depende muito da nebulosidade, estabelecendo-se em diferentes partes da terra (Doorenbos e Pruitt, 1977) relações do tipo

$$R_s = R_{sh} (a + b n/N) \quad (34)$$

onde n/N é relação de horas reais de insolação/horas máx. possíveis. Para as condições do Rio Grande do Sul, Mota et al., (1977) encontraram $a = 0,30$ e $b = 0,40$ a partir de medições com actinôgrafos.

Uma parte do R_s é refletido diretamente pelo solo, e a cultura, e se perde na atmosfera e no espaço exterior. A reflexão ou albedo α depende das características da cobertura vegetal da superfície e é aproximadamente 5% no caso da água (Kijne, 1974) e de 15% a 25% no caso da grande maioria das culturas. A fra

ção varia segundo a espessura da cobertura vegetal e o tipo de vegetação. Estudos realizados a este respeito na América do Norte por Kung, Bryson e Lenschow (1964) são de grande importância. Para essas condições a reflexão pode variar entre 16% a 47% como valores médios sazonais, dependendo, além disso, da latitude e época do ano, relacionado este com as variações fenológicas e com a espessura da camada de neve.

Finalmente, o que fica de radiação depois da reflexão é a radiação solar de ondas curtas R_{ns} . Normalmente se produz uma perda adicional na superfície da terra, já que esta irradia parte da energia absorvida da atmosfera como radiação de ondas longas, que, em geral, é maior do que a radiação atmosférica de ondas curtas que chega da atmosfera. A diferença entre a radiação de ondas longas incidente e irradiada recebe o nome de radiação líquida de ondas longas R_{nl} . Como a irradiada é maior do que a incidente, a R_{nl} pressupõe uma perda líquida de energia que é estimada de acordo com Wilson (1974) por

$$R_{nl} = \sigma T_a^4 (0,47 - 00,77 \sqrt{e})(0,2 + 0,8 n/N) \quad (35)$$

onde σ é a constante de Lummer e Pringsheim $118,10^{-9}$ g cal/cm² e é a pressão de vapor real a uma altura de 2m em mm.Hg e T_a é a temperatura absoluta a uma altura de 2m em °K. A radiação líquida total ou simplesmente radiação líquida R_n , é igual à diferença entre a radiação líquida de ondas curtas R_{ns} e a radiação líquida de ondas longas R_{nl}

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} = R_s (1 - \alpha) - R_{nl} \quad (36)$$

De acordo com Tanner (1960) e realizando simplificações, pode-se considerar a radiação líquida como

$$R_n = \lambda E + H + G + M \quad (37)$$

onde λE é a taxa de utilização energética em evapotranspiração ou fluxo de calor latente de evaporação, H é o gasto energético no aquecimento do ar ou fluxo de calor sensível, G é o fluxo de calor armazenado no solo, na vegetação e na água, e M é um fluxo energético combinado (por exemplo, fotossíntese, respiração).

Em geral, o fluxo energético combinado M e o armazenamento G podem ser desprezados em períodos de tempo que não são muito curtos, já que, em comparação com λE e H sua quantidade é menor do que os erros experimentais que se pode cometer nas medições. Levando em conta estas suposições, pode-se expressar a radiação líquida como

$$R_n = \lambda E + H \quad (38)$$

mantendo os pressupostos de Penman (1956).

É possível medir R_n com instrumental sofisticado, porém é bastante difícil, ainda, avaliar separadamente os dois termos à direita da equação (38) para chegar à solução de λE e, portanto, de E . Uma solução possível, proposta por Bowen (1926), citado por Kijne (1974), é utilizar a relação de Bowen que pode ser estimada com maior precisão que qualquer dos dois termos individual-

mente. Este método foi utilizado com êxito para determinar o fluxo de calor latente a partir de superfícies vegetais por Tanner (1960) e Pruitt e Lourence (1968), entre outros. Estes trabalhos verificaram a excelente correlação entre evaporação E , calculada em função da relação de Bowen β , com as medições em lisímetros.

A relação de Bowen resulta das expressões básicas de transferência turbulenta de calor sensível e calor latente.

$$H = \rho \cdot C_p \cdot K_H \cdot \Delta T / \Delta z \quad (39)$$

$$\lambda E = \lambda \rho K_V \cdot \Delta q / \Delta z \quad (40)$$

onde H e E deveriam ser considerados como negativos em sentido estrito, de acordo com as equações (18) e (19) por representam transferência de calor e vapor d'água a partir da superfície até a atmosfera. Dividindo a equação (39) pela (40) e supondo igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta K_H e K_V , a relação β de fluxo de calor sensível a fluxo de calor latente é

$$\beta = H / \lambda E = C_p / \lambda \cdot \Delta T / \Delta q \quad (41)$$

Por sua vez, a relação de Bowen também pode ser calculada pela expressão

$$\beta = \frac{C_p P_a (T_2 - T_1)}{\lambda \epsilon (e_2 - e_1)} \quad (42)$$

onde p_a é a pressão atmosférica em mb., C_p é o calor específico de ar seco, $0,240 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}$, ϵ é a relação de massas, e_1 é a pressão de vapor em mb. à temperatura T_1 e e_2 é a pressão de vapor em mb. à temperatura T_2 . A equação (42) pode ser simplificada combinando as constantes $C_p / \lambda\epsilon$, resultando

$$\beta = 6,54 \cdot 10^{-4} p_a \Delta T / \Delta e \quad (43)$$

A relação β tem um valor pequeno quando a maior parte da radiação líquida é utilizada para a evaporação; se β apresenta valores elevados implica uma forte advecção e baixas taxas de evaporação ou fluxo de calor latente λE . Numa área homogênea e irrigada, os valores de β podem ser 0,1 ou mais, porém nas primeiras horas da manhã β pode ser negativo por causa da condensação e baixa evaporação. Sob condições extremamente secas, grande demanda evaporativa da atmosfera e muito baixa disponibilidade de água no solo, λE pode tender a zero e β a infinito. Se a área é constituída por um solo com adequada disponibilidade de água e com uma cobertura vegetal de pasto curto, ou seja, condições de evapotranspiração potencial ET_p , são obtidos valores de β próximos a zero. São comuns valores de β que tendem a menos um ao anoitecer ou amanhecer (Pruitt e Lourence, 1968) ou negativos, especialmente em épocas do ano em que é baixa a demanda evaporativa da atmosfera, o que resulta num fluxo energético de calor sensível em direção à superfície do terreno.

Utilizando a equação (41) que define a relação de Bowen

na expressão da radiação líquida R_n (38), resulta

$$R_n = \lambda E + \beta \lambda E \quad (44)$$

ou que é igual a

$$R_n = \lambda E (1 + \beta) \quad (45)$$

e, portanto, mantendo os pressupostos de Penman (1956)

$$E = \frac{R_n}{\lambda(1+\beta)} \quad (46)$$

que seria uma expressão válida para períodos de tempo superiores a um dia.

Se, na equação (46) se substitui R_n pela expressão em (36), obtêm-se outro modelo de avaliação de evaporação natural regional, chamado neste trabalho de Modelo II,

$$E = \frac{R_s (1-\alpha) - R_{nl}}{\lambda (1 + \beta)} \quad \text{Modelo II} \quad (47)$$

onde E é a evaporação natural regional em $\text{mm m\~{e}s}^{-1}$ ou mm dia^{-1} , R_s é a radiação estimada ou medida em $\text{cal cm}^{-2} \text{m\~{e}s}^{-2}$ ou dia^{-1} e R_{nl} é a radiação estimada ou medida em $\text{cal cm}^{-2} \text{m\~{e}s}^{-1}$ ou dia^{-1} .

Para calcular a relação β regional, pode ser utilizada a informação meteorológica proporcionada pelas radiosondagens.

Nas equações apresentadas para calcular a citada relação, o termo ΔT representa o gradiente de temperatura potencial. A temperatura potencial T , é a temperatura que teria uma massa de gás se fosse comprimida ou expandida adiabaticamente, de um estado p_a e t para uma pressão de 1000 mb, ou seja, é uma variável de estado já que é função de duas variáveis de estado (Hess, 1959). Na prática ou nas aplicações micrometeorológicas da relação de Bowen, calcula-se simplesmente o gradiente de temperatura do termômetro seco, pois não existe diferença significativa entre este e a temperatura potencial.

3. MATERIAL E MÉTODOS

A informação básica deste trabalho provém das radiosondagens efetuadas pelo Serviço de Proteção ao Voo (S.P.V.) da Força Aérea Brasileira na cidade de Porto Alegre. As radiosondagens são efetuadas diariamente, e, geralmente, duas vezes ao dia, às 11-12 GMT e 23-24 GMT, ocorrendo maior número de falhas nos lançamentos efetuados às 23 GMT. Como os lançamentos efetuados às 11 GMT têm maior regularidade, decidiu-se obter informações a partir destes. A radio-sonda transmite informações a níveis de pressão pré-estabelecidos, sendo o nível mais imediato ao lançamento aquele correspondente a uma pressão atmosférica de 950 milibares. As informações transmitidas atualmente pela radio-sonda à estação terrestre são a pressão, temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho aos níveis de pressão prefixados.

Portanto, a radio-sonda transmite a pressão atmosférica no momento do lançamento junto com a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho; posteriormente a valores normalizados de pressão atmosférica, a temperatura do ar t_i e do ponto de orvalho t_{d_i} . Com estes dados de base se calcula para cada dia a densidade do ar ρ , a pressão de vapor e a umidade específica q sobre o terreno e na superfície de 950 milibares.

Para calcular a densidade do ar, utiliza-se a fórmula

$$\rho_{ar} = \frac{P_a}{R_g T_a} \left(1 - 0,378 \frac{e}{P_a} \right) \quad (48)$$

onde p_a é a pressão total do ar úmido em mb; R_g tem o valor $2,87 \cdot 10^{-3}$; T é a temperatura absoluta em $^{\circ}K$ e e é a pressão de vapor do ar em mb e igual a e_1 .

A pressão de vapor e , é a pressão parcial do vapor d'água na atmosfera e é calculada em função da temperatura do ponto de orvalho t_d , mediante a fórmula de Goff-Gratch (equação 49) citada por Linsley et al., (1975). A temperatura do ponto de orvalho é a temperatura à qual um volume de ar úmido se satura ao esfriar-se a pressão constante e com um teor constante de vapor da água. É a temperatura que tem uma pressão de vapor de saturação igual à pressão de vapor existente e . Portanto, a pressão de vapor real na superfície do terreno e_1 ou na superfície de 950 mb e_2 , é calculada por

$$e_s = 33,8639 [(0,00738 t + 0,8072)^8 - 0,000019 | 1,8 t + 48 | + 0,001316] \quad (49)$$

onde e_s é dado em milibares, introduzindo t em $^{\circ}C$. Esta fórmula proporciona os valores e_1 se a temperatura $t=t_{d1}$ e e_2 se a temperatura $t=t_{d2}$.

Na superfície de nível correspondente a 950 mb de pressão e sobre a carta adiabática (diagrama Skew T-Log p) estima-se a altura z_2 , correspondente à dita superfície. De fato toda a informação procedente da radio-sonda foi obtida dos diagramas adiabáticos, já que, por razões de serviço, as mensagens originais codificadas são conservadas por pouco tempo no S.P.V. de

Porto Alegre. Além disso, devido a problemas detectados no armazenamento de informações em fitas magnéticas, pelo tempo que consumiria a busca e depuração da informação original armazenada no S.P.V. do Rio de Janeiro, e atendendo ao caráter exploratório deste trabalho de pesquisa, decidiu-se pela metodologia mencionada por ser suficientemente precisa.

A informação sobre a temperatura do ponto de orvalho t_{d_2} , na altura correspondente a 950 mb, permite estimar a pressão de vapor e_2 para a altura z_2 e avaliar a umidade específica q_2 nesse momento. A umidade específica que geralmente é expressa em $g\ kg^{-1}$, ou seja, a relação entre a massa de vapor d'água por unidade de massa de ar úmido é calcular por

$$q = 622 \frac{e}{p_a - 0,378 e} \quad (50)$$

onde p_a é a pressão total do ar em mb; e é a pressão parcial de vapor d'água em mb; e q resulta em $g\ kg^{-1}$. Neste trabalho calculou-se a umidade específica em gramas de vapor d'água por grama de ar úmido, mediante a simplificação de (50), muito utilizada na prática

$$q\ (g/g) \approx 0,622 \frac{e}{p_a} \quad (51)$$

O material até aqui descrito faz parte dos dados de entrada de um dos modelos a serem testados, o modelo I, sendo este

$$E = 0,4 \rho C_g V_g \frac{q_2 - q_1}{\ln(z_2/z_1)} \quad (52)$$

onde E é o fluxo vertical de vapor d'água em $\text{g cm}^{-2} \text{seg}^{-1}$ ou em cm seg^{-1} , ρ densidade do ar em g cm^{-3} , V_g velocidade do vento geostrófico na superfície em cm seg^{-1} , C_g coeficiente de resistência ao vento geostrófico na superfície, q_1 umidade específica na superfície aos 1,5 m em g g^{-1} , q_2 umidade específica na superfície de 950 mb a z_2 em g g^{-1} , z_1 é nível de 1,5 m, z_2 nível correspondente à superfície de 950 mb e 0,4 é a constante de Von Kármán.

O vento geostrófico foi determinado a partir de cartas sinóticas diárias do tempo para a América do Sul, disponível no S.P.V. de Porto Alegre. A equação do vento geostrófico para um nível constante na superfície é

$$V_g = \frac{\Delta p}{f \rho \Delta n} \quad (53)$$

onde p é a pressão sobre uma superfície de nível constante, Δn é a distância perpendicular às isobaras, f parâmetro de Coriolis $0,7292 \cdot 10^{-4} \text{ seg}^{-1}$ em Porto Alegre e V_g é o componente do vento geostrófico normal à direção onde Δn foi medido em cm seg^{-1} . O vento geostrófico foi calculado por (53), medindo Δn nas cartas e entrando na tabela correspondente, preparada pelo Instituto Smithsonian (1966) e multiplicando os valores encontrados pela relação ρ_0/ρ , já que as referidas tabelas foram calculadas para uma densidade média do ar de $\rho_0 = 1 \text{ g cm}^{-3}$.

O coeficiente de resistência ao vento geostrófico C_g na superfície, pode ser determinado a partir do modelo de Lettau ci

tado por Kung (1963), onde estabelece que certas propriedades na camada de atrito da atmosfera, como C_g , tensão tangencial na superfície, ou tensão de Reynolds τ_0 são funções do número de Rossby na superfície $Ro = V_g/z_0f$. Para determinar C_g foi utilizada a equação de regressão (26), em função do número de Rossby proposta por Kung (1963).

O parâmetro aerodinâmico de rugosidade Z_0 , foi determinado pela equação (11) pressupondo que a altura da vegetação é o fator principal que estabelece a rugosidade da superfície da paisagem. Para determinar um valor de Z_0 , representativo para toda a região na qual se avaliou a evapotranspiração, foi empregada uma carta de uso da terra no Estado do Rio Grande do Sul. A referida carta foi confeccionada com base no levantamento aerofotográfico efetuado no ano de 1967. Pressupondo que não houve variações significativas na distribuição horizontal da cobertura vegetal, isto é, no uso da terra, a informação proporcionada pela carta permitiu preparar o Quadro 1, onde são apresentadas as alturas médias dos diferentes usos. O valor do parâmetro de rugosidade para a região resultou de uma média ponderada das diferentes superfícies e os Z_0 correspondentes para cada uso da terra na região. Na Figura 1 é mostrada a região abrangida pelo estudo de evaporação no presente trabalho.

Para as superfícies de água livre, rios e lagoa dos Patos, pressupõe-se que $Z_0 = 0,1$, seguindo Lauscher citado por Kung (1963). Este valor foi escolhido pelo Kung, como uma solução de compromisso, depois de revisar uma bibliografia ex

tensa, referindo-se ao valor do parâmetro de rugosidade sobre os oceanos.

Os valores de h (altura de cultivo) no Quadro 1, coluna 4, para cada tipo de uso da terra, foram estimados pelo autor como um valor médio representativo dos cultivos possíveis de ocorrência na área. Somando os produtos que resultam das colunas (3) x (6), obtêm-se Z_0 médio regional: $Z_0 = 49,4$ cm.

As informações obtidas nas cartas adiabáticas, introduzidas no Modelo 1, proporcionam a estimativa do fluxo evaporativo instantâneo E , no momento do lançamento da radio-sonda. Como se deseja estimar o fluxo do vapor d'água durante o dia, ou mais tempo, foi pressuposto que os parâmetros calculados no lançamento (11-12 GMT) eram representativos das condições para o dia todo. O fluxo instantâneo E , calculado pela fórmula (52), resulta em $g/cm^2/seg$, ou expresso em altura equivalente de água resulta cm/seg .

As tabelas meteorológicas Smithsonianas (1966) proporcionam o comprimento máximo médio do dia N , em função da época do ano e da latitude geográfica. Para a área de influência das radiosondagens é obtida a informação Δt do Quadro 2, que permitiu calcular a evapotranspiração regional ET_a mensal por

$$ET_a = E \times \Delta t \times 10 \quad (54)$$

onde E é o fluxo de vapor d'água instantâneo médio mensal em $g/cm^2/seg$ ou cm/seg , Δt é o tempo médio mensal em seg, e 10 é o fator de conversão a $mm/mês$.

A obtenção dos dados de radiosondagem abrangeu o período

Quadro 1 - Determinação do parâmetro de rugosidade Z_o para a região em estudo

(1) Uso da terra	(2) superfície Km ²	(3) frequência relativa	(4) altura estimada cm	(5) lg Z_o	(6) Z_o cm	(7) Z_o ponderado
arroz	2451,03	0,1571	80	1,025	10,6	1,67
trigo, soja e culturas diversas	5262,65	0,3373	120	1,234	17,1	5,77
eucalipto e acácia	286,00	0,0183	1500	2,540	346,4	6,34
campo natural	2573,94	0,1650	65	0,917	8,3	1,37
cult. peq. propriedades	255,94	0,0164	120	1,234	17,1	0,28
árvores, arbustos e culturas	2421,17	0,1552	1020	2,340	218,9	33,97
água livre	2269,32	0,1455	-	-1,000	0,1	0,01

Fonte: Rio Grande do Sul. Secretaria da Agricultura. CEMAPA. 1972
Vegetação e uso da terra; Rio Grande do Sul.

Quadro 2 - Comprimento máximo médio do dia N em horas e comprimento máximo médio do mês Δt em segundos (Lat. 30°S)

Mês	N horas	Δt segundos
janeiro	13,88	1549008
fevereiro	13,23	1333886
março	12,35	1378260
abril	11,47	1238760
maio	10,67	1190772
junho	10,26	1108080
julho	10,45	1166220
agosto	11,14	1243224
setembro	11,97	1292760
outubro	12,88	1437408
novembro	13,65	1474200
dezembro	14,05	1567980

Fonte: Smithsonian Meteorological Tables (17)

do incompleto de 1975-1977, que significa se dispor de informações para avaliar ET_a para trinta e três meses, devido a diversos problemas no sistema de radiosondagem do S.P.V. de Porto Alegre.

Com o objetivo de comprovar a validade do Modelo I em períodos de tempos menores que um mês, foram gerados dados de saída para períodos semanais durante o ano de 1976. Neste caso, a duração pressuposta da evapotranspiração e transpiração Δt foi calculada igualmente mediante as tabelas Smithsonianas (1966) para cada sete dias, e mediante a aplicação da mesma fórmula (54).

Com os dados de radiosondagem correspondentes ao ano de 1977, foi gerada informação de saída do Modelo II

$$ET_a^* = \frac{R_s (1-\alpha) - R_{nl}}{\lambda(1+\beta)} \quad (55)$$

onde ET_a^* é a evapotranspiração natural em mm/mês ou mm/semana ou mm/dia, R_s é a radiação solar recebida em cal/cm²/mês ou semana ou dia, R_{nl} é a radiação estimada segundo Penman em condições idêntidas a R_s e β é a relação de Bowen regional como média mensal ou valor diário. A radiação recebida ou global R_s , foi obtida na estação meteorológica de Taquari, pertencente ao IPAGRO, distante cerca de 70 km, em linha reta, do local dos lançamentos da rádio-sonda. A informação meteorológica para estimar a radiação líquida R_{nl} , também foi obtida da mesma estação. A relação Bowen regional sempre foi estimada a partir das cartas adiabáticas derivadas das radiosondagens.

Foram gerados dados do Modelo II para períodos mensais, semanais e diários. No período semanal, quando ocorria falhas nos lançamentos ou relação β negativas, foi feita a média dos valores ET_a^* diários para logo multiplicar por sete e obter a ET_a^* semanal. Em todos os casos de aplicação do Modelo II, a evapotranspiração regional ET_a^* calculada, foi obtida com valores de β positivos. A ET_a^* mensal foi calculada com a média de valores positivos e desprezando os valores negativos. De fato, considerou-se que quando ocorriam valores β negativos, estes eram temporais e não podiam ser atribuídos a um dia inteiro.

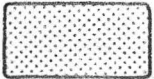



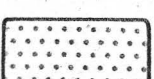
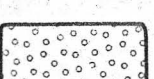
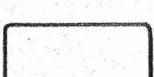
Para determinar a validade dos modelos que foram testados foi utilizada a técnica de regressão linear simples. Foi testada a qualidade de ajuste das regressões, entre os dados de saída dos Modelos I e II contra os dados de saída dos modelos de Thornthwaite ETP, Penman E_{op} evaporação de tanque classe A E_{ot} . Verificou-se a qualidade do ajuste a uma regressão linear entre os dados de saída do Modelo I ET_a , com os dados de saída ETP, E_{op} e E_{ot} mensais e evapotranspiração regional ET_a semanal com a evaporação potencial Penman E_{op} durante o ano de 1976. Além disso, foi realizado uma análise de sensibilidade do Modelo I à escolha do parâmetro aerodinâmico de rugosidade, Z_o , para um intervalo de tempo sazonal, isto é, de três meses.

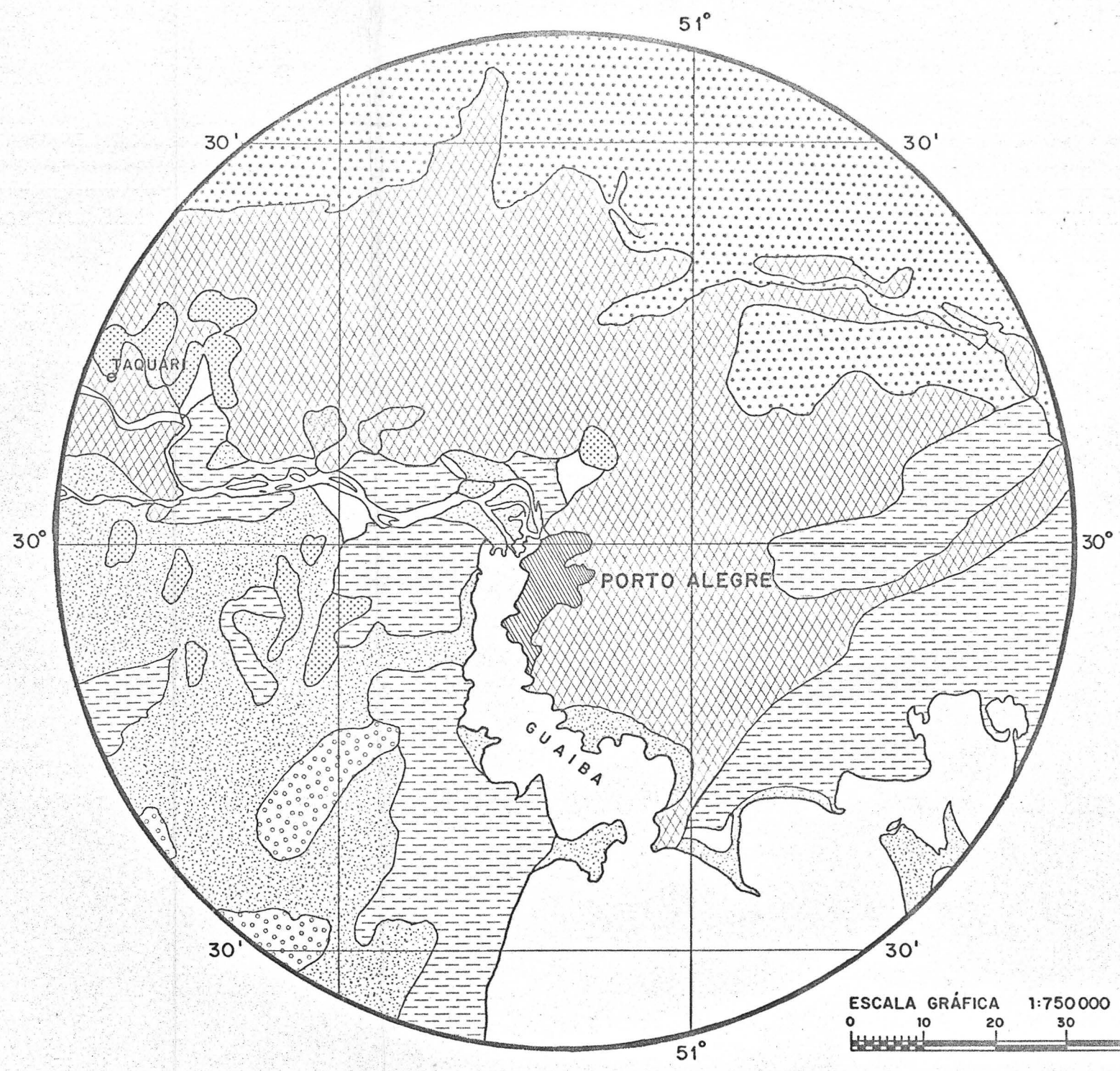
Os dados gerados com o Modelo II ET_a^* foram comparados em base mensal com evaporação potencial Penman E_{op} e a informação semanal e diária com a evaporação do tanque de classe A. A e-

vapotranspiração potencial Thornthwaite ETP para os três anos e de evaporação potencial E_{op} para o ano de 1976, foi obtida da tese de Dorfman (1977). A evaporação potencial E_{op} para o ano de 1977, foi estimada a partir dos dados mensais da estação meteorológica de Taquari, pressupondo para a água um coeficiente de reflexão $\alpha = 0,05$.

A radiação líquida R_n foi estimada de acordo com os conceitos e fórmulas propostas por Penman (1956), e citadas por Kijne (1974), pressupondo coeficiente de reflexão $\alpha = 0,05$ e $\alpha = 0,25$, para calcular a evaporação potencial e evapotranspiração, respectivamente.

CONVENÇÕES

-  EUCALIPTO E ACÁCIA
-  ARROZ
-  TRIGO, SOJA E CULTURAS DIVERSAS
-  CAMPO NATURAL
-  CULT. PEQ. PROPIEDADE
-  ÁRVORES, ARBUSTOS E CULTURAS
-  ÁGUA LIVRE



Fonte: Rio Grande do Sul. Secretaria da Agricultura. CEMAPA 1972. Vegetação e uso da terra; Rio Grande do Sul

Figura 1: Mapa do uso do solo na área de influência das radio-sondagens

4. RESULTADOS

Os valores de evaporação regional calculados por meio do Modelo I foram comparados a dados de evapotranspiração potencial ETP, evaporação do tanque classe A E_{ot} e a radiação solar recebida R_s em altura equivalente de água. Esta informação é apresentada no Quadro 3, com as regressões lineares e os coeficientes de determinação correspondentes.

Na Figura 2, foram apresentados graficamente os resultados ET_a versus evaporação do tanque classe A, em Taquari, durante trinta e três meses. A melhor reta de ajuste resultou com uma inclinação de 0,40 e uma intercepção de 28,6 muito significativamente diferente de zero, e com um coeficiente de correlação de $R^2 = 0,55$.

Na Figura 3, a evaporação natural regional ET_a foi apresentada graficamente contra a evaporação calculada de acordo com Penman, em Taquari. O coeficiente de regressão da reta obtida por mínimos quadrados foi de 0,59, com uma intercepção na origem, de 19,6, que não difere significativamente de zero ao nível de significância de 5% e, um coeficiente de correlação de $R^2 = 0,73$.

Na Figura 4, a evaporação natural regional ET_a foi apresentada graficamente com a evaporação potencial Thornthwaite ETP, resultando uma inclinação de reta igual a 0,58 e o valor de intercepção mais alto das regressões efetuadas e igual a 31,7.

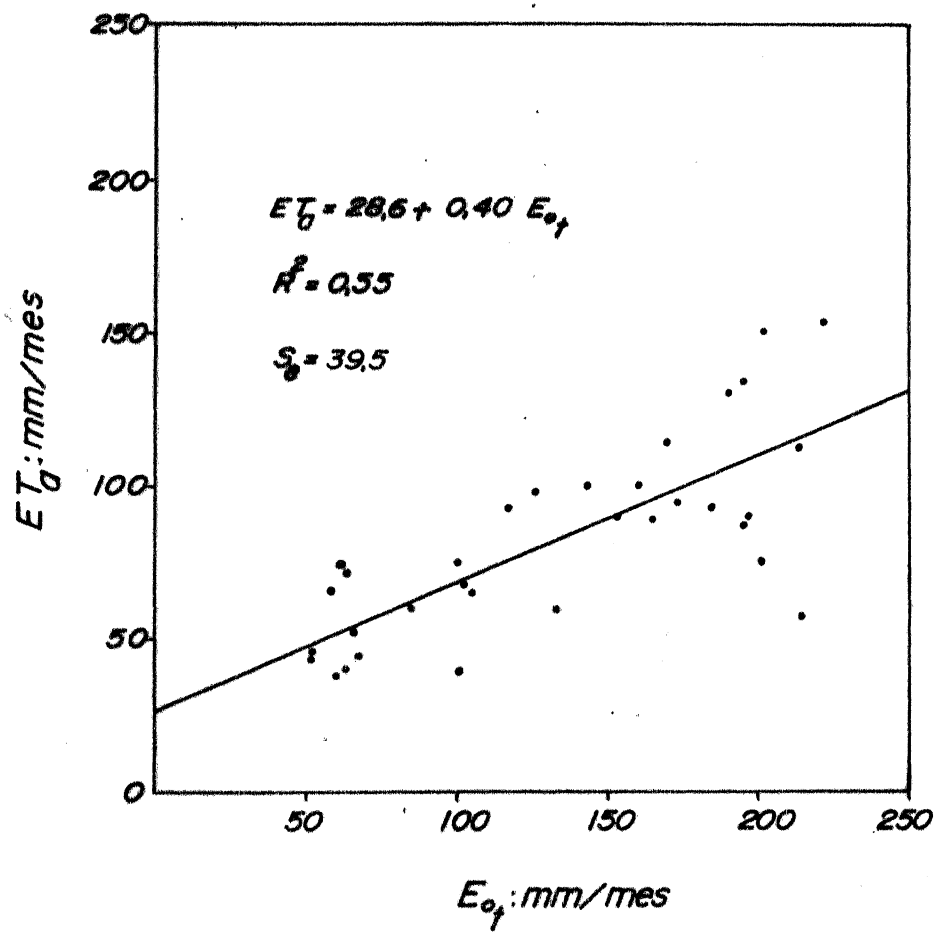


Figura 2 : Evapotranspiração regional ET_a versus evapotranspiração de tanque classe A E_{ot} durante trinta e três meses (1975-1977)

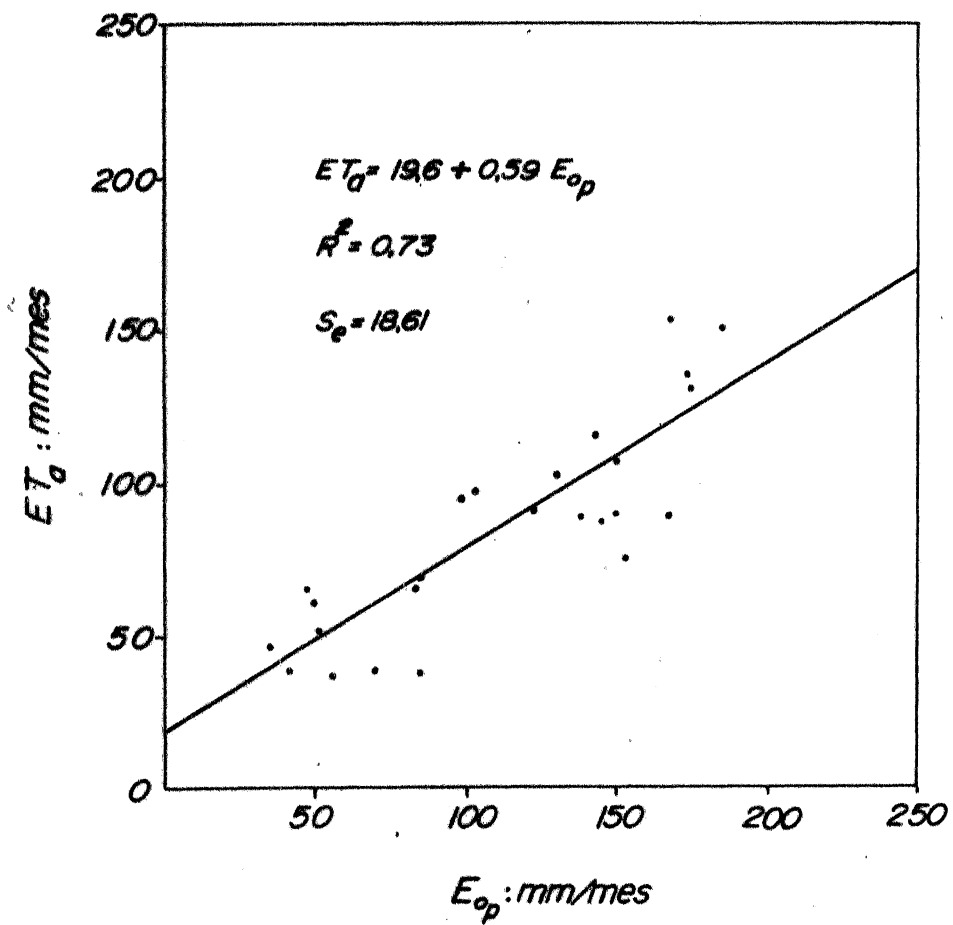


Figura 3 : Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} durante vinte e dois meses (1976-1977)

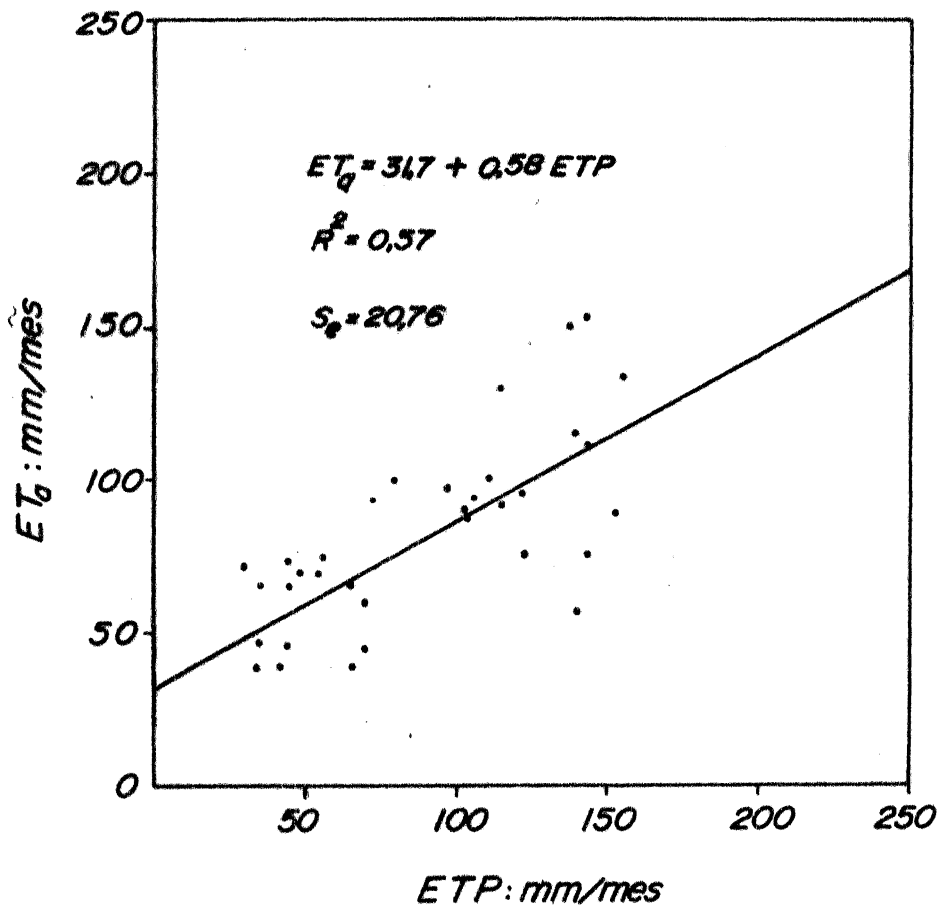


Figura 4: Evapotranspiração regional ET_g versus evapotranspiração potencial segundo Thornthwaite ETP durante trinta e três meses (1975-1977)

Quadro 3 - Correlação entre evapotranspiração regional ET_a (mm) e evapotranspiração potencial Thornthwaite ETP (mm), evaporação de tanque classe A E_{O_t} (mm) evaporação Penman E_{O_p} (mm), radiação solar recebida R_s (mm).

Mês/Ano	ET_a	ETP	E_{O_t}	E_{O_p}	R_s
Janeiro 1975	57,4	140	215	-	242,7
Fevereiro 1975	94,6	124	174	-	196,9
Março "	100,4	111	143	-	171,1
Abril "	-	71	93	-	145,5
Maio "	44,0	52	67	-	118,2
Junho "	45,7	35	52	-	104,3
Julho "	71,3	30	64	-	113,5
Agosto "	73,3	44	62	-	95,4
Setembro "	74,8	57	101	-	140,0
Outubro "	59,3	70	134	-	184,7
Novembro "	93,4	106	185	-	244,6
Dezembro "	112,2	143	214	-	265,4
Janeiro 1976	88,6	152	196	168	241,0
Fevereiro "	74,7	123	207	153	233,2
Março "	97,9	97	127	103	169,5
Abril "	64,5	65	105	83	156,0
Maio "	51,9	48	67	51	110,6
Junho "	-	29	62	41	107,7
Julho "	38,7	34	63	41	107,5
Agosto "	-	39	76	59	134,4
Setembro "	69,0	55	102	84	157,1
Outubro "	100,2	80	159	129	220,0
Novembro "	87,1	103	196	146	230,4
Dezembro "	152,8	143	223	168	254,2

.../...

(Cont. Quadro 3)

Janeiro 1977	133,7	155	198	173	258,6
Fevereiro 1977	114,8	139	170	143	219,3
Março "	91,3	116	153	122	202,6
Abril "	37,9	66	101	85	164,4
Maio "	38,5	41	60	52	119,9
Junho "	46,7	44	52	36	95,5
Julho "	61,2	45	84	50	105,7
Agosto "	65,6	34	58	48	112,0
Setembro "	92,3	72	117	99	185,4
Outubro "	88,6	103	164	138	222,0
Novembro "	130,5	115	190	176	271,5
Dezembro "	150,0	137	201	185	270,6

ET_a vs. ETP

$$ET_a = 31,73 + 0,58 \quad ; R^2 = 0,57$$

ET_a vs. E_{o_t}

$$ET_a = 28,56 + 0,40 E_{o_t} \quad ; R^2 = 0,55$$

ET_a vs. E_{o_p}

$$ET_a = 19,57 + 0,59 E_{o_p} \quad ; R^2 = 0,73$$

ET_a vs. R_s

$$ET_a = 8,50 + 0,40 R_s \quad ; R^2 = 0,59$$

ETP vs. E_{o_t}

$$ETP = - 3,17 + 0,68 E_{o_t} \quad ; R^2 = 0,90$$

E_{o_p} vs. E_{o_t}

$$E_{o_p} = - 7,00 + 0,86 E_{o_t} \quad ; R^2 = 0,96$$

Para realizar uma comparação de evapotranspiração calculada com base nas estações do ano, foi considerada a soma da ET_a nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, como sendo correspondentes ao verão e igualmente para as demais.

No Quadro 4, são apresentadas as linhas de regressão ajustadas, correspondentes à evaporação natural regional versus evaporação do tanque A e evapotranspiração potencial Thornthwaite em Taquari. Nas Figuras 5 e 6 foram apresentados graficamente estes dados sazonais de evaporação de tanque e evapotranspiração potencial Thornthwaite, respectivamente.

Para verificar a capacidade de previsão do Modelo I em períodos de tempo menores que um mês, foram testados dados de saídas semanais versus dados de evaporação Penman, os quais foram tabulados no Quadro 5. A correlação obtida foi considerada baixa (igual a 0,49) para trinta e nove semanas de dados. A representação gráfica da comparação de evapotranspiração regional e evaporação Penman, para um período semanal, é representada na Figura 7.

A informação de radiosondagem, disponível em Porto Alegre, foi utilizada para testar a sensibilidade do Modelo I diante da incerteza na escolha do parâmetro de rugosidade Z_0 . Para isto foram gerados dados de saída no Modelo I, fazendo variar unicamente o parâmetro Z_0 e comparando as relações de variação de evapotranspiração $ET_a(z_i)/ET_a(49,4)$. Estes dados são apresentados no Quadro 6, e a informação de saída para os diversos z_i é tabulada no Anexo 3. Foi verificado que a variação da evapotranspiração regional muda pouco com a variação

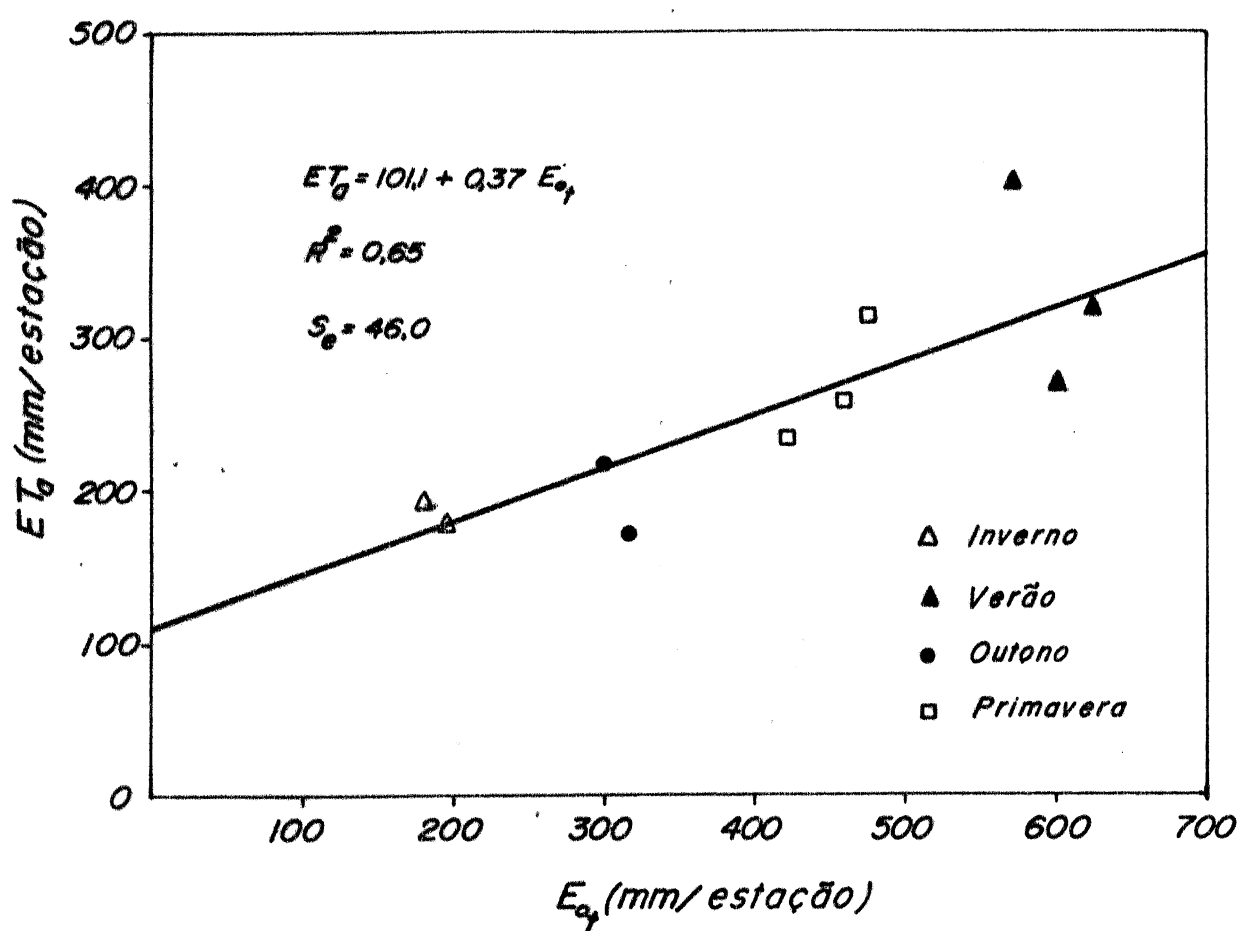


Figura 5 : Evapotranspiração regional ET_g versus evaporação do tanque classe A E_{o_t} durante dez estações (1975-1977)

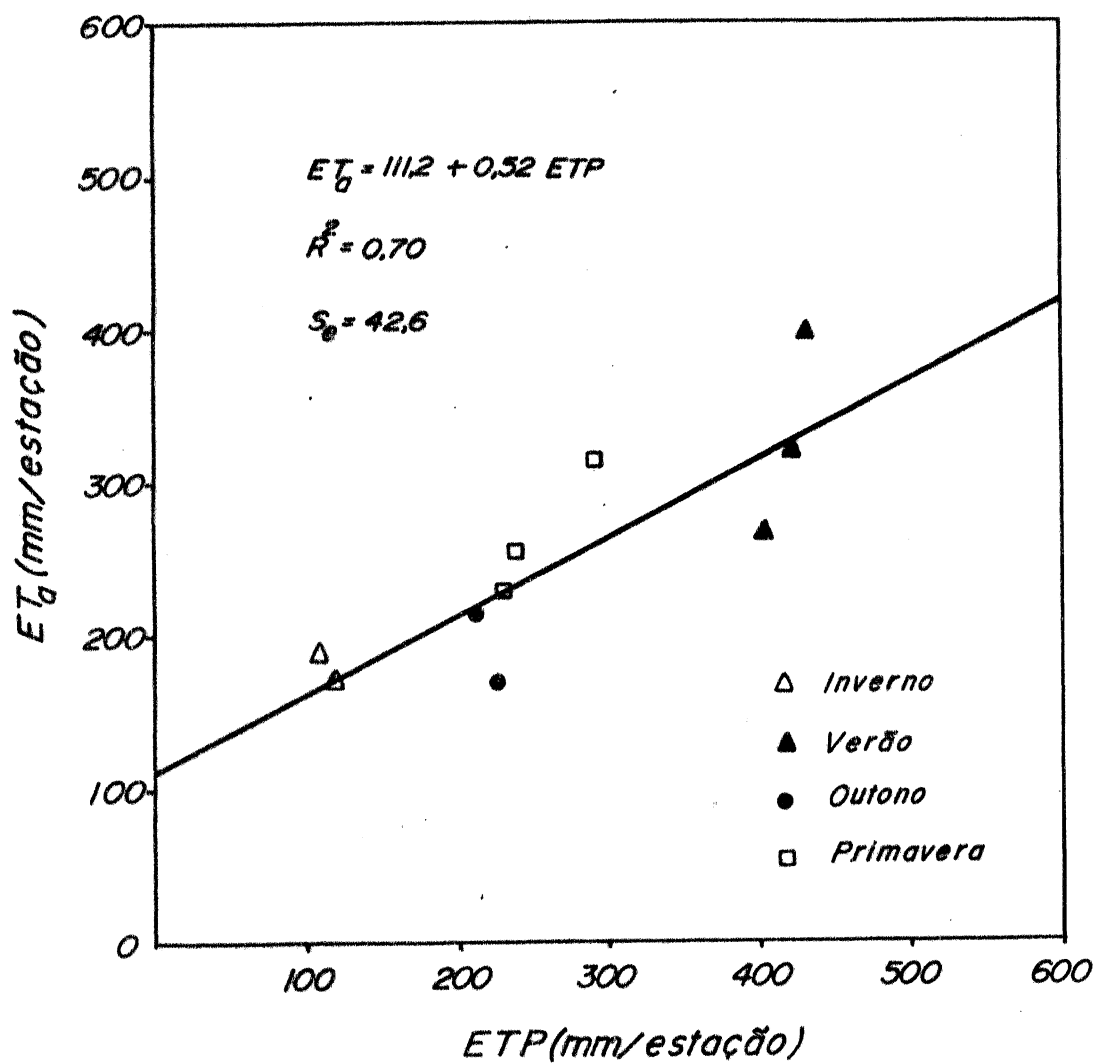


Figura 6: Evapotranspiração regional ET_g versus evapotranspiração potencial segundo Thornthwaite ETP durante dez estações (1975-1977)

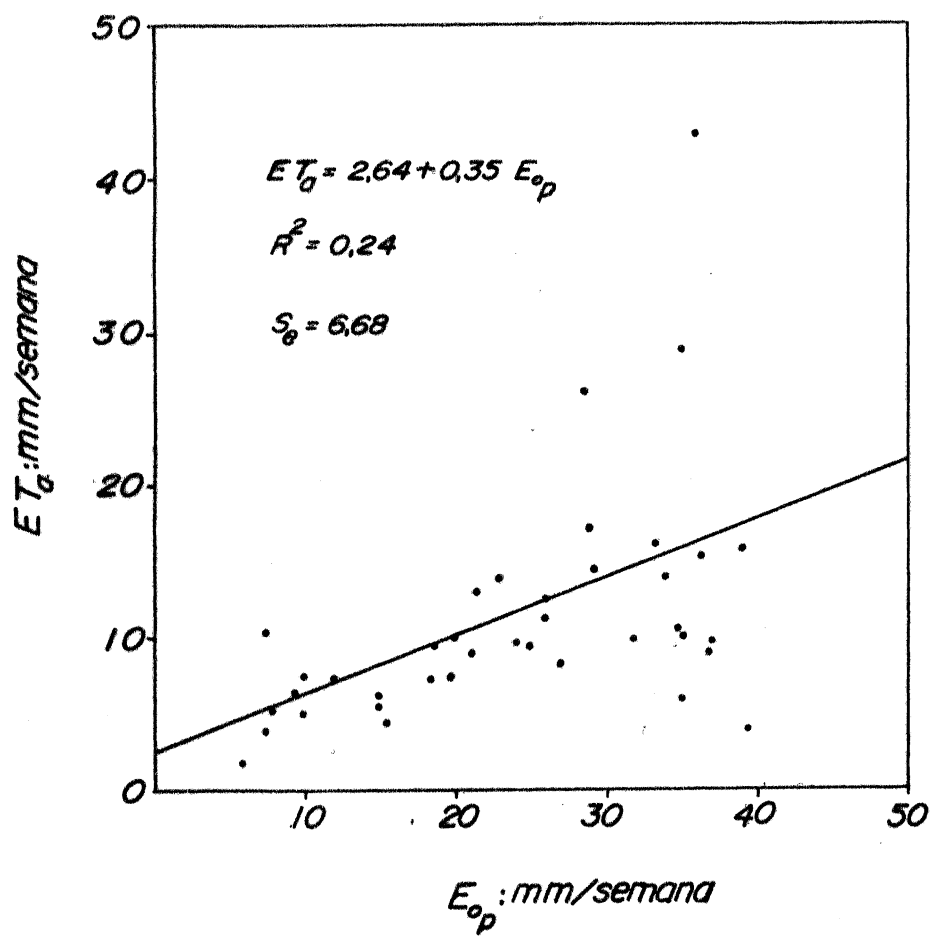


Figura 7 : Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} durante trinta e nove semanas (1976)

Quadro 4 - Correlações entre evapotranspiração regional ET_a e evapotranspiração potencial Thornthwaite ETP, evaporação de tanque classe A E_{O_t} , durante dez estações.

VERÃO			OUTONO				
ano	ET_a mm	E_{O_t} mm	ETP mm	ano	ET_a mm	E_{O_t} mm	ETP mm
1975	264,2	603	407	1975	-	-	-
1976	316,1	626	418	1976	214,3	299	210
1977	398,5	569	431	1977	167,7	314	223
INVERNO			PRIMAVERA				
1975	190,3	178	109	1975	227,5	420	233
1976	-	-	-	1976	256,3	457	238
1977	173,5	194	123	1977	311,4	471	290

ET_a estacional versus E_{O_t} estacional

$$ET_a = 101,08 + 0,37 E_{O_t} ; R^2 = 0,65$$

ET_a estacional versus ETP estacional

$$ET_a = 111,21 + 0,52 ETP ; R^2 = 0,70$$

Quadro 5 - Correlação entre a evaporação natural avaliada pela resistência ao vento geostrofico ET_a e a evaporação potencial Penman durante 1976.

Mês	semana	ET_a mm	E_{op} mm	Mês	semana	ET_a mm	E_{op} mm
Jan.	1 - 7	13,9	34,6	Jul.	1 - 7	5,4	7,8
	8 - 14	15,6	36,5		8 - 14	1,9	6,4
	15 - 21	43,0	36,1		15 - 21	6,7	9,8
	22 - 28	6,0	35,3		22 - 28	5,1	10,2
Fev.	1 - 7	10,0	35,0	Set.	1 - 7	10,3	7,3
	8 - 14	8,9	37,5		8 - 14	4,4	15,6
	15 - 21	10,2	31,9		15 - 21	9,4	23,5
	22 - 18	10,6	34,5		22 - 28	11,4	25,9
Mar.	1 - 7	13,8	23,0	Out.	1 - 7	13,6	29,1
	8 - 14	13,3	21,4		8 - 14	12,4	26,5
	15 - 21	10,0	20,0		15 - 21	9,7	23,8
	22 - 28	9,0	21,2		22 - 28	8,1	27,2
Abr.	1 - 7	7,7	19,3	Nov.	1 - 7	17,1	28,6
	8 - 14	7,4	18,3		8 - 14	-	36,5
	15 - 21	9,6	18,9		15 - 21	15,9	32,9
	22 - 28	5,5	15,1		22 - 28	3,4	39,5
Maio	1 - 7	6,4	14,7	Dez.	1 - 7	25,9	28,6
	8 - 14	7,2	11,8		8 - 14	15,9	38,5
	15 - 21	6,7	9,6		15 - 21	9,8	37,1
	22 - 28	4,3	7,5		22 - 28	28,8	35,2

$$ET_a = 2,64 + 0,35 E_{op} ; R^2 = 0,24$$

Quadro 6 - Sensibilidade do Modelo I à escolha de Z_0 ,
segundo as estações do ano.

Z_{0i}		25,0	49,4	75,0	100	200
		Relação $Z_{0i}/49,4$				
		0,5	1,0	1,52	2,02	4,05
Verão	1975	0,91	1,00	1,04	1,07	1,14
Outono	"	0,97	1,00	1,07	1,10	1,17
Inverno	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Primavera	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Verão	1976	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Outono	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,15
Inverno	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Primavera	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Verão	1977	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Outono	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,07
Inverno	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Primavera	"	0,94	1,00	1,04	1,07	1,14
Médias		0,94	1,00	1,04	1,07	1,14

do parâmetro de rugosidade Z_0 . Assim, para um aumento de quatro vezes no valor Z_0 , apenas é produzido um incremento de 14% na evapotranspiração. Isto indica que os resultados ET_a não são muito sensíveis à escolha de Z_0 .

No Quadro 7 são apresentados os dados gerados com o Modelo II de balanço energético regional, numa base mensal, comparados com a evaporação do tanque de classe A e Penman. Os dados mostram uma boa correlação tanto com a evaporação do tanque como a evaporação Penman. As retas de regressão tem intercepção muito próximas a zero, e que não diferem significativamente, por isso podem ser consideradas como passando pela origem.

No Quadro 8 são apresentados os resultados de evapotranspiração regional calculada pela relação de Bowen e o balanço energético numa base semanal, comparados com a evaporação do tanque classe A em Taquari. Foi encontrada uma boa correlação, $R^2 = 0,88$, com uma reta de regressão que passa pela origem e uma inclinação igual a 0,60.

Nas Figuras 8 e 9 foram apresentadas graficamente a evapotranspiração regional, calculada pelo modelo de balanço energético, com a evaporação do tanque classe A e a evaporação Penman, respectivamente, para o período de doze meses do ano de 1977. Na Figura 10 foi apresentada graficamente a ET_a com a evaporação do tanque classe A durante quarenta e seis semanas. A correlação linear para a análise semanal resultou muito elevada, $R^2 = 0,88$, e com um valor de intercepção de 0,32, que não difere

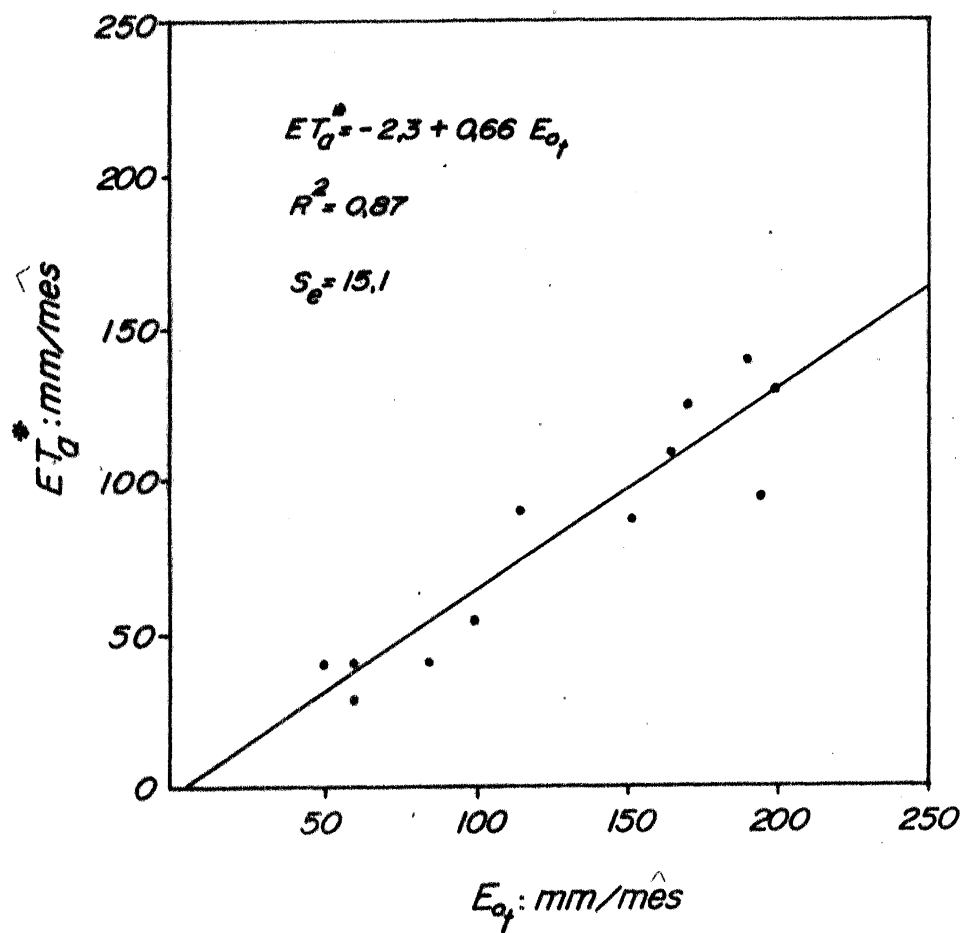


Figura 8 : Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de tanque classe A E_{o_t} durante doze meses (1977)

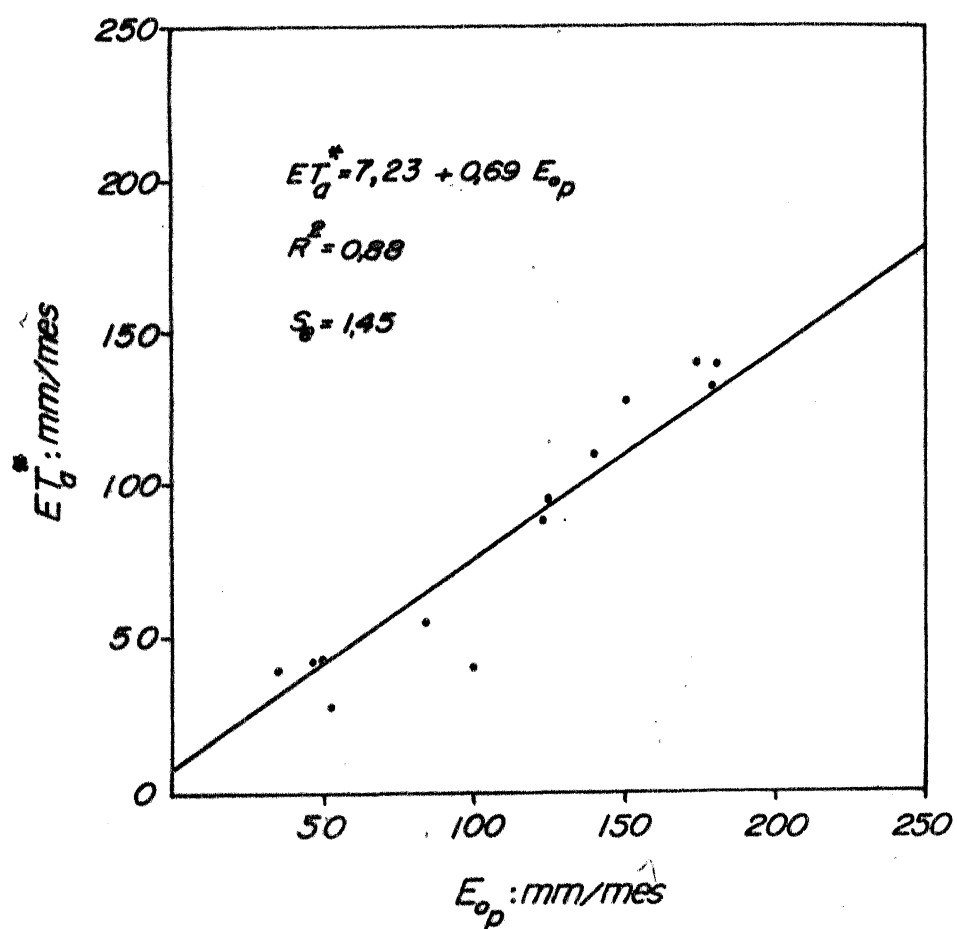


Figura 9 : Evapotranspiração regional ET_g^* versus evaporação de uma superfície livre segundo Penman E_{op} , durante doze meses (1977)

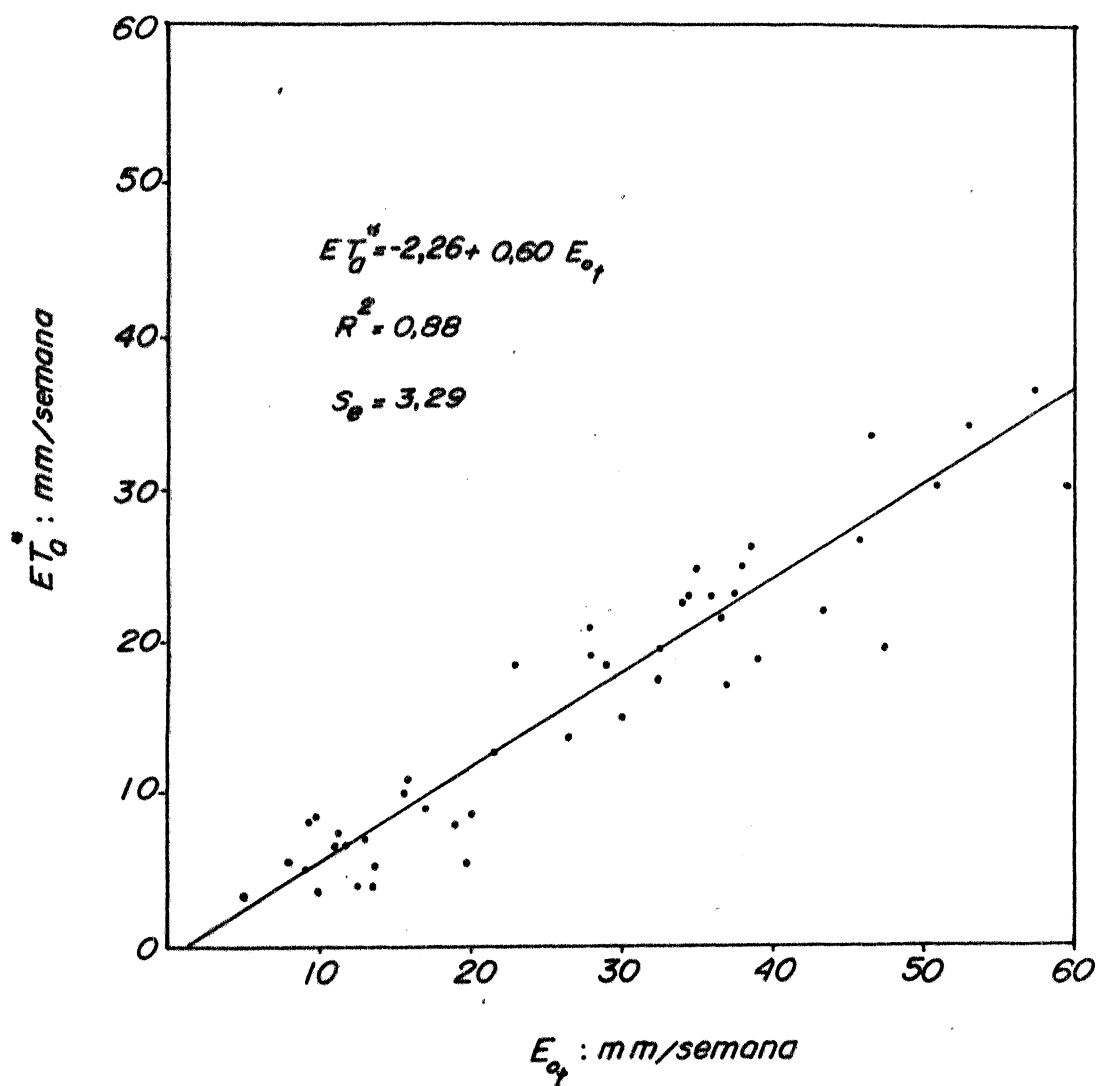


Figura 10: Evapotranspiração regional ET_a^* versus evaporação de tanque classe A E_{ot} durante quarenta e seis semanas (1977)

Quadro 7 - Correlações de evapotranspiração regional ET_a^* calculada pela relação de Bowen versus evaporação do tanque E_{ot} e evaporação Penman E_{op} em Taquari (1977).

Mês	β	R_s cal/cm ²	t °C	e mmHg	n/N	R_n cal/cm ²	ET_a mm	E_{ot} mm	E_{op} mm
Jan.	0,766	13307	26,0	18,91	0,52	9902	95,0	195,8	173,0
Fev.	0,295	12936	26,5	19,99	0,58	9623	125,9	170,0	147,9
Mar.	0,709	11952	24,2	17,44	0,52	8880	88,1	153,3	122,5
Abr.	1,221	9700	20,1	14,11	0,60	7168	54,7	100,5	84,6
Maio	2,352	7072	16,6	12,04	0,44	5211	26,4	59,6	51,5
Jun.	0,752	5636	15,7	11,36	0,45	4130	40,0	52,0	36,3
Jul.	0,824	6238	17,5	11,99	0,44	4584	42,5	84,0	49,6
Ago.	0,989	6608	15,2	11,14	0,35	4873	41,5	58,4	47,7
Set.	0,516	10940	20,3	13,56	0,61	8093	90,5	116,8	99,3
Out.	0,501	13100	22,5	15,33	0,55	9728	109,9	164,3	138,3
Nov.	0,456	16020	23,4	14,89	0,61	11907	138,6	190,0	176,1
Dez	0,511	15964	24,6	16,70	0,54	11882	133,3	201,5	179,8

$$ET_a^* = -2,26 + 0,66 E_{ot} ; R^2 = 0,87$$

$$ET_a^* = 7,23 + 0,69 E_{op} ; R^2 = 0,88$$

Quadro 8 - Correlações entre a evaporação regional ET_a^* e a evaporação do tanque classe A E_{ot} , em períodos semanais (1977).

Mês	semana	ET_a^* mm	E_{ot} mm	Mês	semana	ET_a^* mm	E_{ot} mm
Jan.	1 - 7	19,73	47,60	Jul.	1 - 7	4,90	9,10
	8 - 14	23,28	34,40		8 - 14	3,06	4,90
	15 - 21	22,13	43,36		15 - 21	7,53	18,90
	22 - 28	29,85	51,16		22 - 28	11,08	15,72
Fev.	1 - 7	21,67	36,72	Ago.	1 - 7	8,40	9,12
	8 - 14	23,10	36,18		8 - 14	12,64	21,70
	15 - 21	25,29	38,17		15 - 21	6,83	11,34
	22 - 28	33,46	46,67		22 - 28	8,82	9,40
Mar.	1 - 7	16,99	37,02	Set.	1 - 7	18,25	22,79
	8 - 14	26,16	38,56		8 - 14	9,00	17,08
	15 - 21	19,52	32,58		15 - 21	18,39	29,05
	22 - 28	22,68	34,20		22 - 28	20,77	28,02
Abr.	1 - 7	14,86	30,08	Out.	1 - 7	24,55	34,98
	8 - 14	5,45	19,69		8 - 14	13,52	26,50
	15 - 21	9,77	15,44		15 - 21	19,11	27,86
	22 - 28	-	-		22 - 28	18,80	39,03
Maio	1 - 7	3,57	13,46	Nov.	1 - 7	26,70	46,04
	8 - 14	3,79	12,60		8 - 14	17,63	32,50
	15 - 21	6,76	11,03		15 - 21	36,41	56,78
	22 - 28	6,67	11,34		22 - 28	23,10	37,68

.../...

(Cont. Quadro 8)

Jun.	1 - 7	3,52	9,89	Dez.	1 - 7	8,64	20,14
	8 - 14	7,11	12,99		8 - 14	34,42	52,99
	15 - 21	5,40	13,58		15 - 21	29,95	60,06
	22 - 28	5,48	7,88		22 - 28	-	-

$$ET_a^* = -0,32 + 0,60 ; R^2 = 0,88$$

significativamente de zero.

Finalmente, foi analisado o comportamento da informação de saída do Modelo 11, diante da evaporação do tanque classe A, dia por dia. Durante o ano de 1977, entre 120 e 130 dias tiveram relações β negativas entre 11-12 GMT, por isso foram analisados apenas 246 dias. Com os resultados obtidos foi confeccionado o gráfico apresentado na Figura 11, onde se vê uma boa correlação com os dados de evaporação.

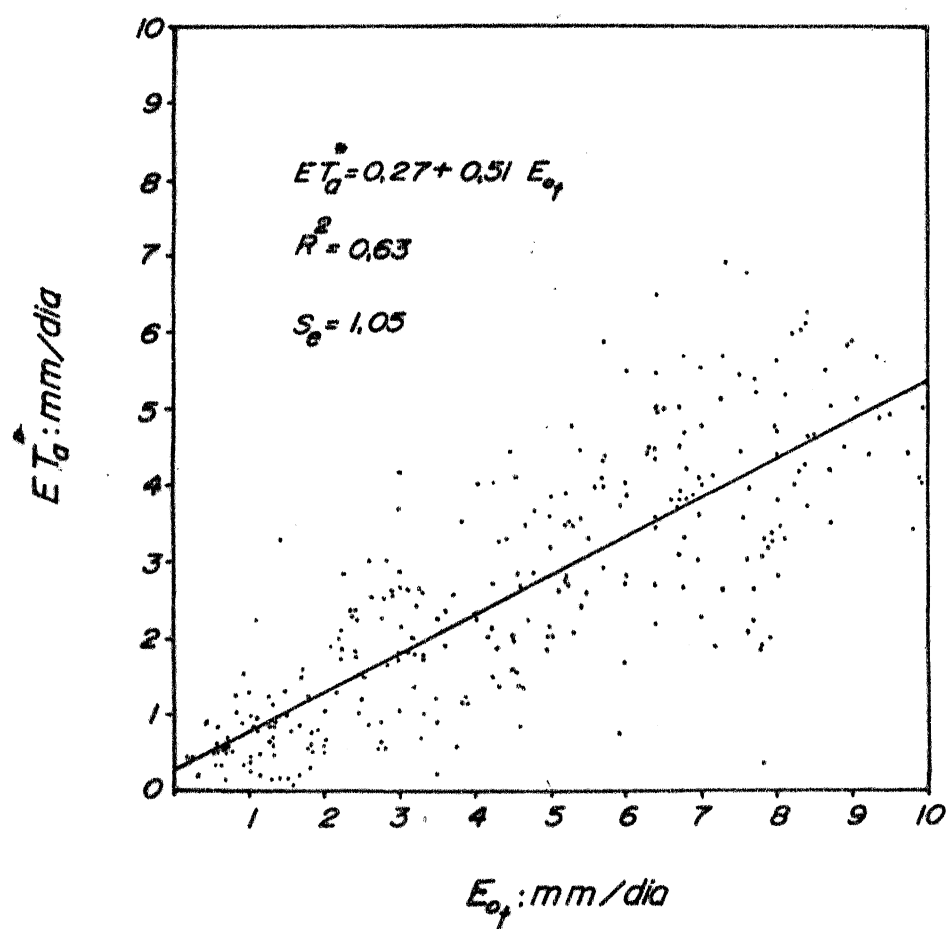


Figura 11 : Evapotranspiração regional ET_a versus evaporação de tanque classe A E_{o_t} , durante duzentos e quarenta e seis dias (1977)

5. DISCUSSÃO

Os valores da evapotranspiração regional calculada por meio das equações (31) e (47), foram comparados aos dados de evaporação de um tanque classe A, especialmente pela abundante informação e disponibilidade imediata. A evaporação de um tanque é a evaporação potencial de um dispositivo muito especial, onde uma grande diferença entre a evaporação do tanque e a vegetação pode ser devida à: transferência de calor pelas paredes do tanque, à localização e o meio que o rodeia, à variação da turbulência em cima das superfícies evaporantes e ao fato que no tanque a evaporação prossegue ainda durante a noite. Apesar disso, atendendo as limitações do tanque, este é um aparelho útil para avaliar mediante correlação, a qualidade de uma equação para calcular a evaporação natural (Hargreaves, 1968). Além disto, foi o único meio disponível num raio de 80 km, e por sua vez, suficientemente distante de Porto Alegre para testar os modelos baseados em informações de radiosondagens,

A boa correlação entre a evapotranspiração potencial ETP e os dados do tanque, $R^2 = 0,90$, previamente verificada por Dorfman (1977), justificou a comprovação dos dados do Modelo I com a ETP. Além disso, o Modelo de Penman, que também apresentou uma elevada correlação com a evaporação do tanque classe A, $R^2 = 0,96$, foi utilizada sempre que se teve informações básicas para gerar valores de evaporação E_{op} .

Com relação aos dados do Quadro 1, não se incluí a área

de Porto Alegre, devido ao fato de não existirem informações disponíveis para avaliar o parâmetro de rugosidade Z_0 numa área edificada, fato pelo qual não se considerou prudente avaliar a referida superfície.

Os dados de ET_a do Quadro 3 apresentam uma correlação bastante elevada, com a evaporação Penman, $R^2 = 0,72$, e valores de correlação semelhantes àqueles achados por Mawdsley e Brutsaert (1973), com a evaporação do tanque. Para uma análise de correlação dessa natureza, relacionada com observações geofísicas, os resultados são alentadores. Apesar disso, os coeficientes de regressão de 0,40 para a evaporação de tanque e radiação solar e 0,60 para a evapotranspiração Thornthwaite e evaporação Penman, e especialmente os elevados valores de intercepções, demonstram que um fenômeno tão complexo como a evaporação numa grande região não pode ser avaliada por uma fórmula simples do tipo $ET_p = K \times E_{o_t}$. De fato, os valores de intercepção são significativamente diferentes de zero, salvo para as correlações com Penman e a radiação solar.

Continuando com a análise dos dados do Quadro 3, pode-se observar que, nos meses de inverno, ocorre uma relação ET_a / E_{o_t} ou ET_a / E_{o_p} , maior que a unidade. Isto ocorreu com maior frequência durante o ano de 1977, nos meses de junho, julho e agosto, especialmente com as relações ET_a / ETP e ET_a / E_{o_p} . Relações de fluxo de calor latente regional maiores que a radiação líquida podem ocorrer e serem explicados, porque a energia adicional necessária é proporcionada pelo fluxo de calor

sensível para superfície evaporante. Isto foi comprovado experimentalmente por Stewart (1977), efetuando medições de fluxo energético sobre um bosque de pinheiros, verificou que a taxa de evaporação da precipitação interceptada excede em três ou quatro vezes a taxa de transpiração. Portanto, as relações de ET_a/ETP ; ET_a/E_{o_t} e ET_a/E_{o_p} observadas poderiam ocorrer, já que coincidem com meses de excessos de água no solo, como o ano 1977 que é o mais úmido dos três abrangidos pelo estudo, e além disso, no qual se verificaram entre 120 e 130 dias, com uma relação de Bowen negativa, correspondendo aos meses de inverno a maior frequência.

Stewart (1977) comprovou que quando um bosque estava úmido, depois de sucessivas precipitações com excesso de água no solo e elevada interceptação, verifica-se uma transferência de energia de calor sensível do ar sobre o bosque. Com frequência o fluxo de calor sensível permanece em sentido descendente durante muitas horas do dia.

Por outro lado, ao obter coeficientes de regressão que diferem dos coeficientes de tanque normais, como por exemplo 0,7-0,8, para obter ET_p de uma cultura, pode implicar em que na região em estudo houve grandes deficiências de umidade no solo, de modo a reduzir a ET_p regional. Os balanços hídricos efetuados pelo método de Thornthwaite (Anexo 5), revelaram que durante os anos de 1975 e 1976 houve deficiências de água no solo, que poderiam explicar os valores de inclinação menores do que 0,7, apesar do fato que no citado modelo estas deficiências não afetam a ETP. Os valores de deficiência da umidade encontrados entre os meses de janeiro a maio e novembro a março, dos anos de 1975 e 1976 respectivamente, poderiam causar perfeitamente

uma redução na evaporação natural regional de tal forma que difira sensivelmente da evapotranspiração potencial ET_p . Portanto, apesar das diferenças assinaladas, é válido afirmar que o Modelo I de resistência ao vento geostrófico avalia satisfatoriamente a evaporação natural em períodos mensais, já que os coeficientes de correlação são significativos em todos os casos.

A análise de correlação do Quadro 4 sobre uma base sazonal, mostrou resultados mais satisfatórios que em base mensal. Isto era de se esperar porque, sempre que aumentamos o período de tempo de comparação, os erros se compensam com maior facilidade, e os pressupostos adquirem maior validade, resultando disto melhores correlações. Por sua vez, a comparação do Modelo I com a evaporação Penman, sobre uma base semanal no Quadro 4 resultou, como era de se esperar também numa baixa correlação linear. De fato, de acordo com Mawdsley e Brutsaert (1973) o Modelo I apenas pode proporcionar resultados aceitáveis para períodos de algumas semanas a um mês.

Com relação ao Quadro 5, se apresentam alguns dados discordantes, como por exemplo, a terceira semana de janeiro e a primeira e última de dezembro. A eliminação destes três valores, superiores à evaporação potencial, conduz a uma regressão, com uma interceptação mais elevada e igual a 4,70 e um coeficiente de determinação $R^2 = 0,30$. Os valores do fluxo real superiores aos valores potenciais não estiveram de acordo com a chuva registrada, já que nesse período não houve precipitações em Taquari. Portanto, pode-se afirmar que o valor de previ -

são, num período semanal, não é satisfatório.

A análise de sensibilidade do modelo (Quadro 6) face à incerteza na escolha de Z_0 , demonstrou que os valores de ET_a não são muito sensíveis à escolha de Z_0 , coincidindo além disso com o que foi assinalado por Mawdsley e Brutsaert (1973). Por isso, o fato de não dispor de estudos fenológicos da vegetação para poder estimar os diversos Z_0 , conforme a época do ano, provavelmente não afetaria muito os resultados. Não obstante, é uma das causas de mau comportamento do Modelo I, em períodos de tempo menores de um mês.

Por outro lado, a altura Z_2 correspondente à superfície de 950 mb oscilou nas condições de Porto Alegre, entre 500 a 600 m. Muitas suposições adotadas na dedução da equação (31), ou Modelo I, estão baseados na camada superficial de atrito atmosférico que abrange aproximadamente até algo mais que 100 m de altitude. Apesar disso, pressupondo a validade do Modelo I na camada superficial da atmosfera e utilizando-o com Z_2 fora dessa camada, é necessário pressupor que a umidade específica se distribui de acordo com um perfil logarítmico entre a superfície e o nível de Z_2 . Holland (1972), citado por Mawdsley e Brutsaert (1973), assinala que esta forma de distribuição foi realmente observada para alturas de até aproximadamente 500 m. Portanto, alguns dos pressupostos foram realizados com uma evidência experimental limitada, contudo os resultados demonstram que são justificados, apesar do pequeno número de anos de teste.

Os dados do Quadro 7 referentes à comparação de evapotranspiração regional ET_a^* calculada pela relação de Bowen regional, resultaram em valores elevados de correlação, inclusive maiores do que aqueles obtidos com ET_a , apesar de representarem apenas a informação de doze meses. Os coeficientes de regressão, arredondados a uma casa decimal resultam idênticos para as correlações com o tanque A e Penman, e igual a 0,70. Este valor é semelhante ao coeficiente de um tanque ou ao valor geralmente utilizado para converter a evaporação de um aparelho especial ou de uma superfície livre de água na evaporação de um lago. Estes resultados por sua vez, concordam bastante bem com a observação de ocorrência de maiores excessos, no ano de 1977, e por isso se pode afirmar que a evapotranspiração regional coincidiu bastante bem com a evaporação natural potencial. Esta afirmação está baseada também no fato que as intercepções das retas de regressão linear com o tanque A e Penman, não diferem significativamente de zero, e, além disso, são próximos de zero.

A observação da Figura 11 permite expressar que o Modelo II tem bom valor de previsão em períodos de um dia, portanto, foi razoável pressupor representatividade na estimativa da relação de Bowen às 11-12 GMT. A boa correlação linear encontrada na comparação dia por dia permite pensar que o Modelo II apresenta claras vantagens em relação ao Modelo I, para fins de avaliar a evaporação natural de uma região através das radiosondagens. É sabido que se pode cometer grandes erros na determinação da relação Bowen num dia específico, devido prin

principalmente aos erros cometidos ao medir os pequenos gradientes de umidade específica (Stewart, 1977). Portanto, parte da variância não explicada no Modelo II é atribuível aos erros na determinação de β regional, parte à falta de representatividade por ter uma única medida às 11-12 GMT e o resto a outros erros.

Os modelos testados neste estudo tem pressupostos simplificados utilizados por vários pesquisadores, como por exemplo Thornthwaite e Holzman, citados por Mawdsley e Brutsaert (1973), e Penman et al. (1967). Os modelos seriam estritamente corretos se o transporte de vapor d'água fosse unidimensional ou seja, sem gradientes horizontais, e se fossem aplicados sobre superfícies homogêneas, já que assim tem mais validade o pressuposto de igualdade nos coeficientes de transferência para a água, calor e momento. Não obstante, não cumprir-se nenhuma destas duas condições na região que é objeto do estudo, heterogênea como mostra o Quadro 1, existe de acordo com Brooks, citado por Penman et. al (1967), uma regra muito aceita no trabalho com estes métodos de medição da evaporação a qual diz que a relação da área ao redor da localização do instrumento com a altura da medição pode ser de até 100/1. Esta regra "fetch"/altura igual a 100/1 permite superar os inconvenientes assinalados, e significaria que a área de influência das radio sondagens em Porto Alegre se estendesse num raio de até 50 a 60 quilômetros.

Uma das vantagens da utilização da informação proporcionada pelas radio sondagens, é que o fluxo de vapor calculado na

superfície pode ser considerado realmente como uma estimativa da evapotranspiração regional já que a altitude à qual se determinam os gradientes de umidade e temperatura implicam uma representatividade sobre uma grande área. Com relação ao Modelo I, é necessário assinalar que ao utilizar o vento geostrofico, que é calculado em função do gradiente barométrico sobre centenas de quilômetros, é realmente uma média sobre uma escala regional. Portanto, os resultados demonstram que é possível obter boas estimativas de evaporação natural regional utilizando a informação das sondagens atmosféricas, confirmando os resultados promissores obtidos nos Estados Unidos por Mawdsley e Brutsaert (1973) e Brutsaert e Mawdsley (1976).

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A evapotranspiração regional pode ser calculada por dois modelos baseados em informações meteorológicas regularmente registradas e arquivadas. A correlação entre os dados de saída dos modelos e a evaporação do tanque classe A, e a evaporação Penman é boa, levando em conta as limitações inerentes a uma comparação desta natureza. De fato, os métodos proporcionam a evapotranspiração regional real, enquanto que a evaporação do tanque e Penman representam a evaporação potencial de um aparelho específico, e de uma extensa superfície livre, respectivamente.

Os testes realizados com os modelos não são conclusivos, devido à extensão do período de análise, não obstante o fato de oferecerem evidência de serem bons. Por esta razão, recomenda-se que novos testes, com maior quantidade de dados e com informações do uso de consumo real numa bacia hidrográfica, ou em áreas amplas, poderiam ser de grande utilidade.

As inclinações das retas de regressão resultam em coeficientes menores de 0,7. Um coeficiente de 0,7 é usado geralmente, para converter a evaporação de um tanque em evapotranspiração potencial de uma área. Como na área em estudo há grande heterogeneidade, superfícies extensas de água livre, áreas cobertas de arroz durante parte do ano, e, por outro lado, culturas extensas de sequeiro (terrenos não irrigados) e de pequena propriedade com bosque, um valor de inclinação menor que 0,7 não parece ser improvável. No Modelo I, os resultados de evapotrans

piração calculados não se ajustam bem quando são comparados num período de tempo menor que um mês. Os resultados do Modelo II se ajustam bem às evaporações potenciais comparadas em períodos mensais, semanais e diários.

O Modelo II de balanço energético regional apresentou um valor previsivo mais preciso em períodos de tempo curto. Os coeficientes de regressão entre os resultados dos modelos testados e a evaporação potencial demonstram, por um lado, que o fluxo de evaporação natural foi menor que o potencial, e, por outro lado, que um processo de evaporação natural numa área heterogênea, não pode ser calculada em função unicamente da evaporação potencial.

O Brasil tem uma rede de estações que realizam radio-sondas atmosféricas como meio de apoio à navegação aérea; como referência, em Porto Alegre estão sendo realizadas sondagens desde o ano de 1962. Em relação a análise exploratória deste trabalho e a recente experiência estrangeira na avaliação da evapotranspiração regional, parece aconselhável a realização deste tipo de verificações para outras áreas do Brasil. Especialmente em áreas pouco desenvolvidas, com escassez de informações meteorológicas comuns e, não obstante, com uma relativa urgência de um inventário, uso e manejo adequado dos recursos hídricos. Por outro lado, ampliar ou diversificar a utilização das informações de um serviço com elevado custo de manutenção é, de per si, uma perspectiva interessante, além de incrementar a necessidade de melhorar este serviço.

A radio-sonda também poderia ser utilizada no estudo de

evapotranspiração real sobre pequenas áreas, sendo efetuados lançamentos ligados fisicamente à terra por algum meio mais ou menos sofisticado, e à alturas inferiores a 100 metros. Desta forma poderíamos diminuir uma fonte de grandes erros nos modelos, tais como pressupor que seja muito espessa a camada de atrito atmosférico. Por outro lado, um equipamento simples de recuperação imediata, como uma radio-sonda ligada à terra, permitiria calibrar rapidamente modelos de evaporação ou evapotranspiração, bem como avaliar as perdas de água da vegetação em áreas cobertas por selvas.

B I B L I O G R A F I A

1. BRUTSAERT, W. & MAWDSLEY, J.A. 1976. The applicability of planetary boundary layer theory to calculate regional evapotranspiration. American Geophysical Union, Water Resources Research, 12(5):852-858.
2. CRIDDLE, W.D. 1958. Methods of computing consumptive use of water. Journal of the Irrigation and Drainage Division, New York, 84(1):1507-1-27, Jan.
3. DOORENBOS, J. & PRUITT, W.D. 1977. Crop water requirements. Rome, FAO. 180 p.
4. DORFMAN, R. 1977. Critérios de avaliação de alguns métodos de cálculo da evapotranspiração potencial. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS. 195 f. Diss.(Mestr. Hidrol. Aplicada) UFRGS. Curso Pós-Grad. Hidrol. Aplicada, Porto Alegre, BR, RS, 1977.
5. HARGREAVES, G.H. 1968. Consumptive use derived from evaporation pan data. Journal of the Irrigation and Drainage Division. New York, 94(IRI):97-105, Mar.
6. HESS, S.L. 1959. Introduction to theoretical meteorology New York, Holt. p. 31-71.
7. JENSEN, M.E., ed. 1973. Consumptive use of water and irrigation water requirements. New York, ASCE. 215 p.
8. KIDJNE, J.W. 1974. Determining evapotranspiration. Wageningen. In: INTERNATIONAL INSTITUTE FOR LAND RECLAMATION AND IMPROVEMENT. Drainage and applications. v.3, p. 53-111.

9. KUNG, E.C. 1963. Climatology of aerodynamic roughness parameter and energy dissipation in the planetary boundary layer over the Northern Hemisphere. Madison, University of Wisconsin. p. 37-96.
10. KUNG, E.C.; BRYSON, R.A. & LENSCHOW, D.H. 1964. Study of a continental surface albedo of flight measurements and structure of the earths surface cover over North America. Monthly Weather Review, Washington, 92(12): 543-64, Dec.
11. LINSLEY, R.K.; KOHLER, Max A. & PAULHUS, Joseph L.H. 1975. Hydrology for engineers. 2 ed. New York, McGraw Hill p. 15-36.
12. LIST, Robert J. 1971. Smithsonian meteorological tables. 6 ed. Washington, Smithsonian Institution. 527 p.
13. MAWDSLEY, J.A & BRUTSAERT, W. 1973. Computing evapotranspiration by geostrophic drag concept. Journal of the Irrigation and Drainage Division, New York, 99(1):99-110, Mar.
14. MOTA, F.S. da; BEIRSDORF, M.I.C.; ACOSTA, M.J.C. 1977. Estimates od solar radiation in Brazil. Agricultural Meteorology, 18(4):241-54.
15. PENMAN, H.L. 1956. Estimating evaporation. Transactions. American Geophysical Union, Washington, 37(1):241-54.
16. PENMAN, H.L.; ANGUS, D.F.; VAN BAVEL, C.H.M. 1967. Microclimatic factors affecting evaporation and transpiration. In: HAGAN, Robert M.; HAISE, H.R.; EDMINSTER, Talcott W., ed. 1967. Irrigation of Agricultural lands. Madison, American Society of Agronomy. p. 483-55.

17. PRUITT, W.D. & LOURENCE, F.J. 1968. Correlation of climatological data with water requirements of crops. Davis, University of California. 59 p.
18. SNEDECOR, G.W. & COCHRAN, W.G. 1967. Statistical methods. 6 ed. Ames, Iowa State University. 593 p.
19. STEWART, J.V. 1977. Evaporation from the wet canopy of a pine forest. Water Resources Research, Washington, 13(6):915-21, Dec.
20. SZEICS, G.; ENDRODI, G.; TAJCHMAN, S. 1969. Aerodynamic and surface factors in evaporation. Water Resources Research, Washington, 5(2):380-8, Apr.
21. TANNER, C.B. 1960. Energy balance approach to evaporation from crops. Proceedings Soil Science Society of America, Madison, Wis., 21(1):1-9.
22. VEIHMEYER, E.J. 1964. Evapotranspiration. In: CHOW, Ven Te, Handbook of applied hydrology. New York, McGraw-Hill. Section 11.
23. WILSON, M. 1974. Engineering hydrology. 2 ed. London, MacMillan. 232 p.
24. YEVJEVICH, V.M. 1964. Statistical and probability analysis of hydrologic data. In: CHOW, Ven Te, ed. Handbook of applied hydrology. New York, McGraw Hill Section 8.

ANEXOS

ANEXO 1 - Dados de entrada e saída do Modelo I, avaliação de evapotranspiração regional real através do conceito de resistência ao vento geostrófico ET_a , ano de 1975.

Ano 1975

MÊS	P_a mb	t_1 °C	e_1 mb	V_g cm/seg	z_2 m	e_2 mb	ρ_{ar} $\times 10^{-3}$	c_g $\times 10^{-4}$	I $\times 10^{-3}$	II $\times 10^{-6}$	ET_a mm
J	1012	22,3	18,66	1040	526	15,91	1,186	418	3,122	3,702	57,35
F	1010	22,6	21,16	1184	521	17,16	1,181	413	6,008	7,095	94,64
M	1013	21,2	19,04	1047	549	14,58	1,191	418	6,357	7,573	100,44
A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
M	1017	14,3	14,31	843	577	11,46	1,227	426	3,013	3,696	44,02
J	1017	12,3	12,17	951	587	9,47	1,236	421	3,337	4,124	45,70
J	1018	11,7	11,34	907	570	7,67	1,241	423	4,928	6,116	71,82
A	1015	15,4	14,96	1029	565	11,46	1,219	418	4,832	5,892	73,26
S	1016	16,2	16,51	956	554	12,77	1,217	421	4,758	5,788	74,82
O	1013	16,9	14,67	965	543	11,87	1,211	421	3,407	4,125	59,30
N	1012	19,7	15,48	1100	533	11,94	1,198	416	5,287	6,333	93,36
D	1011	22,3	18,54	834	532	13,38	1,185	426	6,110	7,593	119,06

.../...

(Cont. Anexo 1)

ano 1976

MES	P _a mb	t ₁ °C	e ₁ mb	Vg cm/seg	z ₂ m	e ₂ mb	ρ ar x10 ⁻³	Cg x10 ⁻⁴	l x10 ⁻³	ll x10 ⁻⁶	ET _a mm
J	1009	24,3	21,71	1105	531	18,06	1,173	416	4,880	5,724	88,66
F	1011	21,7	20,01	932	528	16,20	1,186	422	4,573	5,425	72,37
M	1011	20,5	19,27	895	533	14,58	1,192	424	5,964	7,106	94,94
A	1015	16,3	15,98	686	552	11,71	1,215	434	4,285	5,207	64,50
M	1016	15,8	15,48	863	561	12,27	1,219	425	3,574	4,356	51,87
J	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
J	1019	11,8	12,46	1010	579	10,15	1,241	419	2,677	3,322	38,74
A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	1016	14,2	13,03	807	564	9,33	1,227	428	4,349	5,335	68,96
O	1014	17,2	14,67	953	560	10,50	1,211	421	5,759	6,973	100,23
N	1011	20,2	17,27	1027	538	13,64	1,194	419	4,952	5,912	87,14
D	1008	21,9	18,54	986	520	13,03	1,183	420	8,239	9,745	152,79

.../...

(Cont. Anexo 1)

ano 1977

MÊS	P _a mb	t ₁ °C	e ₁ mb	V _g cm/seg	z ₂ m	e ₂ mb	ρ ar x10 ⁻³	C _g x10 ⁻⁴	I x10 ⁻³	II x10 ⁻⁶	ET _a mm
J	1009	23,6	22,70	1870	524	17,72	1,175	417	7,318	8,591	133,70
F	1013	24,0	23,94	1512	549	19,76	1,178	405	7,304	8,603	114,75
M	1013	21,7	21,05	1082	554	16,95	1,188	417	5,572	6,621	91,26
A	1015	26,3	16,27	905	562	13,74	1,215	423	2,519	3,060	37,91
M	1017	14,1	14,67	1059	573	12,35	1,228	417	2,635	3,235	38,52
J	1017	13,0	14,39	1200	583	11,84	1,232	413	3,420	4,215	46,70
J	1014	14,3	15,07	952	546	11,71	1,223	421	4,299	5,247	61,19
A	1016	13,2	14,31	1150	566	11,34	1,230	414	4,286	5,273	65,56
S	1015	16,8	17,63	823	573	12,69	1,212	427	5,891	7,142	92,32
O	1014	19,6	18,54	842	569	14,12	1,199	426	5,140	6,164	88,60
N	1012	20,8	18,77	1257	539	14,39	1,192	411	7,429	8,853	130,52
D	1012	23,0	23,12	885	548	16,84	1,181	424	8,101	9,567	150,00

Referências:

P_a = mb; t₁ = °C; e₁ = mb ; V_g = cm/seg; z₂ = m; e₂ = mb; ρ ar = gr/cm³; C_g = adimensional;

$$I = 0,4 C_g V_g \frac{q_2 - q_1}{\ln(z_2 - z_1)} ; II = I \times \rho \text{ ar} ; ET_a = II \times \Delta t \times 10 = \text{mm/mês}$$

NOTA: C_g foi calculado tomando Z₀ = 49,4 cm, ou seja, o valor da rugosidade calculada com os dados do Quadro 1.

ANEXO 2 - Informações primárias e derivadas, das cartas adiabáticas (skew T-log.p) e cartas sinóticas diárias (por exemplo, março de 1975).

março 1975

DIA	P _a	t ₁	t _{d1}	e ₁	$\rho_{ar} \times 10^{-3}$	z ₂	t _{d2}	e ₂	V _g *	V _g
1	1015	21,0	15,0	17,06	1,20	580	11,0	13,14	854	712
2	1015	24,0	18,0	28,65	1,18	600	13,5	15,49	1402	1188
3	1015	24,0	20,0	23,38	1,18	560	4,0	8,15	1261	1069
4	1015	23,7	18,8	21,71	1,18	550	13,2	15,19	1173	994
5	1010	24,2	16,2	18,42	1,18	500	13,0	14,99	1656	1403
6	1010	25,6	20,6	24,27	1,17	560	18,2	20,91	1402	1198
7	1015	23,1	20,0	23,38	1,18	580	3,0	7,59	1173	994
8	1013	23,0	21,0	24,87	1,18	550	17,0	19,38	1402	1188
9	1013	20,5	19,0	21,98	1,19	580	13,5	15,49	1882	1582
10	1013	24,0	20,8	24,57	1,18	580	19,8	23,10	936	793
11		Os dois lançamentos foram grafados com a mesma cor								
12	1010	24,2	18,0	20,65	1,17	520	16,0	18,19	1079	922
13	1013	22,0	16,8	19,14	1,19	550	14,5	16,52	1402	1178
14	1013	23,0	17,0	19,38	1,18	500	14,8	16,85	854	724
15	1013	20,2	18,5	21,30	1,19	560	14,5	16,52	561	471

.../...

(Cont. Anexo 2)

Março 1975

DIA	p_a	t_1	t_{d1}	e_1	ρ_{ar} $\times 10^{-3}$	z_2	t_{d2}	e_2	V_g^*	V_g
16	1015	21,0	12,0	14,04	1,20	560	9,2	11,65	1261	1051
17	1016	20,2	16,0	18,19	1,20	580	12,0	14,04	1221	1018
18	1015	20,0	14,0	16,00	1,20	490	11,8	13,85	1261	1051
19	1010	22,2	17,0	19,38	1,18	520	15,0	17,06	1761	1492
20	1015	21,2	11,2	11,32	1,20	570	7,0	10,03	1261	1051
21				Os dois lançamentos foram grafados com a mesma cor						
22	1013	20,0	12,5	14,51	1,20	570	12,5	14,51	1173	878
23				Os dois lançamentos foram grafados com a mesma cor						
24	1015	21,3	15,0	17,06	1,19	560	13,5	15,49	1328	1116
25	1015	19,5	17,8	20,39	1,20	530	13,0	14,99	1560	1300
26	1020	17,0	12,0	14,04	1,22	520	9,5	11,89	1221	1001
27	1018	18,8	14,4	16,42	1,21	600	11,0	13,14	1563	1292
28	1013	14,8	12,0	14,04	1,22	540	10,0	12,29	1173	961
29	1005	19,8	19,0	21,98	1,19	500	15,0	17,06	936	787
30	1010	18,0	16,4	18,66	1,20	500	14,8	16,85	830	692
31	1013	16,0	9,0	11,49	1,22	570	4,0	8,15	1328	1089
\bar{x}	1013	21,2	16,4	18,87	1,19	549	12,3	14,73	1247	1046

Referências: $p_a = mb$; $t_1 = ^\circ C$ e $t_{d1} = ^\circ C$; $e_1 = mb$; $z_2 = m$; V_g^* para $\rho_0 = 1 \text{ gr/cm}^3$; V_g para $\rho^{en} \text{ cm/seg}$

ANEXO 3 - Dados de saída do Modelo I em condições atmosféricas idênticas as indicadas no Anexo 1, porém variando o parâmetro de rugosidade Z_{0i} .

Z_{0i}	25,0	49,4 *	75,0	100,0	200,0
mês					
Jan. 75	45,6 mm	57,4 mm	59,5 mm	61,2 mm	65,4 mm
Fev. "	89,3 "	94,6 "	98,2 "	100,9 "	107,9 "
Mar. "	98,4 "	100,4 "	108,4 "	111,3 "	119,1 "
Abr. "	-	-	-	-	-
Maió "	41,5 "	44,0 "	45,7 "	47,3 "	50,4 "
Jun. "	43,1 "	45,7 "	47,5 "	48,8 "	52,2 "
Jul. "	67,2 "	71,3 "	74,1 "	76,1 "	81,5 "
Ago. "	69,1 "	73,3 "	76,1 "	78,1 "	83,6 "
Set. "	70,5 "	74,8 "	77,7 "	79,9 "	85,5 "
Out. "	55,9 "	59,3 "	61,6 "	63,3 "	67,8 "
Nov. "	88,1 "	93,4 "	96,9 "	99,5 "	106,5 "
Dez. "	112,2 "	119,1 "	123,7 "	127,2 "	136,3 "
Jan. 76	83,6 mm	88,7 mm	92,1 mm	94,5 mm	101,1 mm
Fev. "	68,2 "	72,4 "	75,2 "	77,2 "	82,7 "
Mar. "	92,3 "	97,9 "	101,2 "	104,6 "	112,0 "
Abr. "	60,7 "	64,5 "	67,1 "	69,0 "	74,0 "
Maió "	48,9 "	51,9 "	53,9 "	55,4 "	59,3 "
Jun. "	-	-	-	-	-
Jul. "	36,5 "	38,7 "	40,2 "	41,3 "	44,2 "
Ago. "	-	-	-	-	-
Set. "	65,0 "	69,0 "	71,7 "	73,7 "	79,0 "
Out. "	94,5 "	100,2 "	104,1 "	107,0 "	114,5 "
Nov. "	82,2 "	87,1 "	90,5 "	93,0 "	99,5 "
Dez. "	144,1 "	152,8 "	158,7 "	163,0 "	174,5 "
Jan. 77	125,1 mm	132,7 mm	137,7 mm	141,5 mm	151,4 mm
Fev. "	108,4 "	114,8 "	119,0 "	122,1 "	130,4 "
Mar. "	86,1 "	91,3 "	94,8 "	97,3 "	104,1 "
Abr. "	35,7 "	37,9 "	39,4 "	40,5 "	43,4 "
Maió "	36,3 "	38,5 "	40,0 "	41,1 "	44,4 "
Jun. "	44,1 "	46,7 "	48,5 "	50,0 "	53,2 "
Jul. "	57,7 "	61,2 "	63,6 "	65,3 "	69,9 "
Ago. "	61,9 "	65,6 "	68,1 "	70,0 "	74,8 "
Set. "	87,1 "	92,3 "	96,1 "	98,7 "	105,8 "
Out. "	83,5 "	88,6 "	92,1 "	94,6 "	101,4 "
Nov. "	123,2 "	130,5 "	135,4 "	139,1 "	148,6 "
Dez. "	141,4 "	150,0 "	155,9 "	160,2 "	171,6 "

*Corresponde aos valores de ET_a do Anexo 1.

ANEXO 4 - Evaporação potencial de acordo com Penman, a partir dos dados médios mensais em Taquari (1977).

MES	R_s cal/cm ² /dia	t °C	e_s mm Hg	HR %	e mm Hg	n/N	u m/s/dia	R_n cal/cm ² /dia	E_{op} mm/dia	E_{op} mm/mês
Jan.	429,26	26,0	25,21	75	18,91	0,52	1,13	389,10	5,58	173,0
Fev.	462,00	26,5	25,96	77	19,99	0,58	0,83	359,63	5,10	147,9
Mar.	385,55	24,2	22,65	77	17,44	0,52	0,67	282,09	3,95	122,5
Abr.	323,33	20,1	17,64	80	14,11	0,60	1,37	200,12	2,82	84,6
Mai	228,13	16,6	14,71	85	12,04	0,44	1,22	123,80	1,66	51,5
Jun.	187,87	15,7	13,37	85	11,36	0,45	1,43	81,83	1,21	36,3
Jul.	201,23	17,5	14,99	80	11,99	0,44	1,77	96,83	1,60	49,6
Ago.	213,16	15,2	12,95	86	11,14	0,35	1,20	119,27	1,54	47,7
Set.	364,67	20,3	17,86	76	13,57	0,61	1,31	234,48	3,31	99,3
Out.	433,58	22,5	20,44	75	15,33	0,55	1,83	304,41	4,46	138,3
Nov.	534,00	23,4	21,58	69	14,89	0,61	1,82	398,98	5,87	176,1
Dez.	514,97	24,6	23,20	72	15,59	0,54	2,00	394,40	5,98	179,8

E_{op} calculada segundo o seguinte modelo:

$$E_{op} = \frac{\Delta}{\Delta + 0,485} \frac{0,95 R_s - 118 \cdot 10^{-9} (273+t)^4 (0,47-0,077\sqrt{e}) (0,2+0,8 n/N) + 0,485 \times 0,35 (0,5+0,54 u) (e_s-e)}{\Delta + 0,485}$$

onde:

e = tensão de vapor à altura de 2m em mm Hg

t = temperatura do termômetro seco à altura de 2m em

u = velocidade do vento em m/seg à altura de 2 m

R_s = radiação solar recebida em cal/cm²/dia

R_n = radiação líquida estimada em cal/cm²/dia

Δ = inclinação da curva, pressão de vapor e temperatura

HR = umidade relativa

ANEXO 5 - Balanços hídricos em Taquari de acordo com o modelo de Thornthwaite.
Ano de 1975, Capacidade de Armazenamento 100 mm

Ano de 1975	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
t °C	24,8	25,1	23,6	20,2	17,7	15,3	13,9	16,2	17,8	18,6	22,3	24,9
ETP	140	124	111	71	52	35	30	44	57	70	106	143
P	124	156	89	31	85	150	70	250	212	54	84	130
Reserva	49	33	65	43	3	36	100	100	100	100	84	62
Ag. Disp.	173	189	154	74	88	186	170	350	312	154	168	192
ETR	140	124	111	71	52	35	30	44	57	70	106	143
Surplus	33	65	43	3	36	151	140	306	255	84	62	49
Resseg	33	65	43	3	36	100	100	100	100	84	62	49
Excesso	0	0	0	0	0	51	40	206	155	0	0	0
S.M. Deficit	67	35	57	97	64	0	0	0	0	16	38	51
Ano de 1976												
t °C	25,7	25,0	22,1	19,2	16,9	13,9	14,6	15,1	17,3	19,7	21,9	24,9
ETP	152	123	97	65	48	29	34	39	55	80	103	143
P	106	39	134	112	181	114	206	89	138	132	196	115
Reserva	72	26	0	37	84	100	100	100	100	100	100	100
Ag. Disp.	178	65	134	149	265	214	306	189	238	232	296	215
ETR	152	65	97	65	48	29	34	39	55	80	103	143
Surplus	26	0	37	84	217	185	272	150	183	152	193	72
Resseg	26	0	37	84	100	100	100	100	100	100	100	72
Excesso	0	0	0	0	117	85	172	50	83	52	93	0
S.M. Deficit	74	100	63	16	0	0	0	0	0	0	0	28

.../...

(Cont. Anexo 5)

Ano de 1977	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maio	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
t °C	26,0	26,5	24,2	20,1	16,6	17,7	17,5	15,2	20,3	22,5	23,4	24,6
ETP	155	139	116	66	41	44	45	34	72	103	115	137
P	202	197	91	137	53	158	225	122	98	185	69	159
Reserva	76	100	100	76	100	100	100	100	100	100	100	54
Ag. Disp.	78	297	191	213	153	258	325	222	198	285	169	213
ETR	155	139	116	66	41	44	45	34	72	103	115	137
Surplus	123	158	76	147	112	214	280	188	126	182	54	76
Resseg	100	100	76	100	100	100	100	100	100	100	54	76
Excesso	23	58	0	47	12	114	180	88	26	82	0	0
S.M. Deficit	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0	46	24

Referências:

P precipitação média mensal em mm; Reserva é a capacidade de armazenamento pressuposta para o solo; Ag. Disp. é a soma da P e Reserva, ou seja, a água disponível no mês; ETR é a evapotranspiração real do modelo Thornthwaite; Surplus é o excedente de água disponível para armazenar no solo ou escoar-se; Resseg é a água que passa a formar a reserva útil ou capacidade de armazenamento no mês seguinte; Excesso é o excedente de água no terreno, ou escoamento potencial e S.M. Deficit é o deficit de água no solo.