

ANÁLISE DA VIABILIDADE DE UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS  
CLIMATOLÓGICOS NA AVALIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM  
BACIAS HIDROGRÁFICAS

A. Mattos

Departamento de Hidráulica e Saneamento,  
Escola de Engenharia de São Carlos,  
Universidade de São Paulo, São Paulo

RESUMO

Este trabalho trata da análise da viabilidade de utilização de métodos climatológicos para estimar a evapotranspiração real para aplicação em estudo de recarga de aquíferos. Comparando a quantidade de água perdida por evapotranspiração ou armazenada como umidade do solo, determinada pelo balanço hídrico aplicado em uma secção da bacia com a estimativa da evapotranspiração por métodos climáticos (Penman, Priestley e Taylor) usando a relação complementar entre evapotranspiração real e potencial.

ABSTRACT

This work deals of the analyses at viability utilization of the climatological methods to estimate actual evapotranspiration for the application on study of the aquifer's recharge. Comparing the water lost through evapotranspiration or stored in the soil obtained by means the water budget of a basin, with the estimate evapotranspiration for climatological purposes (Penman, Priestley and Taylor) with the approach of the complementary relationships between actual and potential evapotranspiration.

PALAVRAS CHAVES

Evapotranspiração real, evapotranspiração potencial, balanço hídrico, recarga de aquífero, perda de água, métodos climatológicos, Método de Penman, Método de Priestley e Taylor.

INTRODUÇÃO

As reais possibilidades de exploração dos aquíferos, cujos conhecimentos são de interesse crescente das entidades responsáveis pelo manejo dos recursos hídricos podem ser expressas em termos das recargas dos aquíferos.

A recarga subterrânea é a quantidade de água superficial que atinge o lençol freático permanente tanto por contacto direto na zona ribeirinha como por percolação profunda através da zona de aeração.

A recarga não pode ser medida diretamente necessitando de métodos de estimação para ser avaliada e a aplicação do Balanço Hídrico em um volume de controle (Bacia Experimental) é uma forma de aprimorar esta estimativa.

A precisão das estimativas da recarga depende da precisão dos elementos hidrometeorológicos envolvidos, além da resolução espacial da rede de medidas e da frequência destas observações (Mattos et al, 1987).

Este trabalho tem como objetivo, a determinação de um dos elementos do balanço hídrico mais complexos a evapotranspiração real, avaliada de forma espacial para aplicação no cálculo de recarga do aquífero.

A avaliação direta da evapotranspiração real pode ser feita por meio de lisímetros, que permitem a quantificação do uso consuntivo da vegetação, entretanto, se a bacia hidrográfica apresentar um recobrimento vegetal diversificado será necessário a estimativa da evapotranspiração para cada tipo de planta.

A bacia hidrográfica escolhida para estudo é a do Ribeirão da Onça localizada no centro-norte do Estado de São Paulo, região de afloramento do aquífero Botucatu, alvo de estudo da Escola de Engenharia de São Carlos, que implantou nesta bacia diversas facilidades com o objetivo de desenvolver pesquisas para a Ação Programada de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo.

Contin Neto (1988) analisando o Balanço Hídrico em uma seção da bacia do Ribeirão da Onça determina valores altos para o total da evapotranspiração mais a umidade do solo, cerca de 80% da precipitação acumulada no período úmido, e que certamente deste total parte é evapotranspirado no período e parte é um aumento de umidade do solo que será perdida por evapotranspiração no período de estiagem subsequente.

Pompeu (1989) mostra que o recobrimento vegetal da bacia é bastante diversificado, o que implicaria num investimento muito alto para determinar o uso consuntivo para todos os tipos de vegetação por meio de lisímetros, sugere a utilização do método de Penman para determinação da evapotranspiração potencial e o uso do conceito de relação complementar desenvolvido por Morton.

Com base nestes estudos verifica-se a necessidade de avaliar para a bacia, com a finalidade de aplicação em estudos de balanço hídrico e de recarga, a evapotranspiração real por métodos puramente climatológico.

#### BALANÇO HÍDRICO

O balanço efetuado por Contin (1988) em uma seção da bacia de comprimento, unitário ao longo do rio, tendo portanto uma área numericamente igual à largura da bacia na seção considerada, foi aplicado em um volume de controle dividido em dois domínios nos quais se processam os balanços simultaneamente.

Em ambos, as fronteiras laterais são os divisores de água e as fronteiras verticais são diferenciadas. No primeiro volume de controle ( $Vo_1$ ) a superfície da bacia e o lençol freático são os limites, no segundo volume de controle ( $Vo_2$ ) a superfície superior é o lençol freático e a fronteira inferior é considerada, como o início do aquífero Botucatu, conforme é ilustrado na figura 1.

As grandezas intervenientes, denominadas grandezas específicas, tem dimensões de volume por tempo por distância ( $L^3/TL$ ).

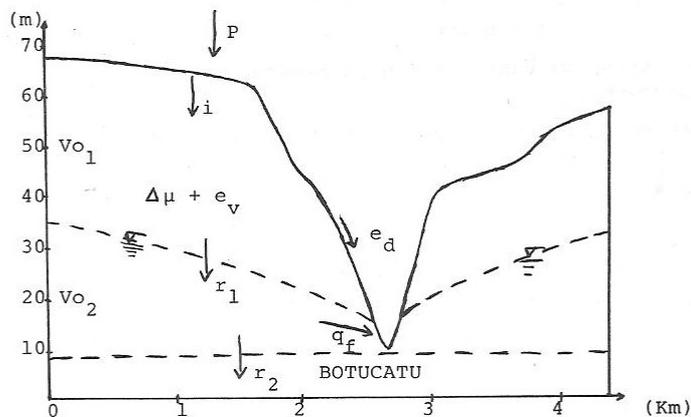


Fig. 1 - Descrição das grandezas que compõem o balanço e limite dos volumes de controle

#### AVALIAÇÃO DAS PARCELAS DO BALANÇO HÍDRICO

No volume de controle  $Vo_1$  tem-se:

$$p = e_d + i \quad (1)$$

e

$$i = (\Delta\mu + e_v) + r_1 \quad (2)$$

onde,  $p$  é a precipitação,  $e_d$  é o escoamento superficial e  $i$  a infiltração,  $\Delta\mu$  representa o armazenamento de umidade do solo,  $e_v$  a evapotranspiração e  $r_1$  a recarga do lençol freático.

A análise no lençol freático, ou seja, no  $Vo_2$  pode ser feita a partir da seguinte equação:

$$r_1 = \Delta s + q_f + r_2 \quad (3)$$

onde,  $\Delta s$  é a variação do volume de água na região saturada,  $q_f$  é a vazão do curso d'água e  $r_2$  é a recarga profunda do aquífero Botucatu.

No período de estiagem  $r_1 = 0$ , e a equação (3) fica:

$$r_2 = -(\Delta s + q_f)$$

O valor de  $\Delta s$  é obtido calculando-se as variações de volume de água na região saturada pelas variações dos níveis d'água nos poços piezométricos. O valor de  $q_f$  é obtido por meio da análise dos hidrogramas do curso d'água com a separação dos escoamentos básico e direto.

Obtendo-se assim o valor de  $r_2$  correspondente ao período de estiagem.

O comportamento de  $r_2(t)$  com o tempo no período seco permite inferir o seu comportamento no período úmido por meio de uma expressão do tipo:

$$r_2(t) = A + B \ln t \quad (4)$$

onde,  $t$  é o tempo em dias e  $A$  e  $B$  parâmetros locais determinados pelo método dos mínimos quadrados.

Com a obtenção de  $r_2$  pela equação (4) e usando a equação (3) tem-se uma avaliação de  $r_1(t)$  no tempo úmido.

Da análise dos hidrogramas do rio obtém-se  $e_d$ , e com os valores obtidos nas estações pluviométricas tem-se a precipitação  $p$ , assim utilizando-se as equações (1) determina-se a infiltração  $i$  e com a equação (2) o termo  $(\Delta\mu + e_v)$  que representa o armazenamento de água como umidade na zona não saturada mais a evapotranspiração, cujos resultados são mostrados na Figura 2.

#### EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

Evapotranspiração potencial pode ser definida como a quantidade de água possível de ser perdida, como vapor, em dado clima, por uma superfície extensa completamente coberta por vegetação de porte baixo e bem suprida de água, tradicionalmente determinada pelo método de Penman dado por:

$$ETP = \frac{\Delta R_n + E_a}{\gamma + 1} \quad (5)$$

onde,  $\Delta$  é a tangente à curva de pressão de saturação do vapor d'água na temperatura do ar em  $mb \cdot ^\circ K^{-1}$ ;  $\gamma$  é a constante psicrométrica igual a  $0,67 \text{ mb} \cdot ^\circ K^{-1}$ ;  $R_n$  é a radiação líquida disponível em  $(\text{cal}/\text{cm}^2)$ ,  $L$  é o calor latente de evaporação igual a  $590 \text{ cal}/\text{g}$ ,  $E_a$  é o poder de secura do ar dado em  $\text{mm}/\text{dia}$ .

A radiação líquida é determinada pela diferença entre o balanço de ondas curtas e o balanço de ondas longas. O balanço de ondas curtas, para a estação climatológica localizada a  $22^\circ$  de latitude sul, cuja superfície é gramada e o albedo vale  $0,24$ , pode ser determinado pela equação:

$$BOC = R_A \left( a + b \frac{n}{N} \right) (1 - 0,24) \quad (6)$$

onde,  $BOC$  é obtido em  $\text{cal}/\text{cm}^2$ ;  $R_A$  é a radiação extra terrestre em  $(\text{cal}/\text{cm}^2)$ ;  $a$  e  $b$  são parâmetros locais igual a  $0,24$  e  $0,58$  respectivamente;  $n/N$  é a razão de insolação.

O balanço de ondas longas pode ser determinado pela equação de Brunt como discutida por Villa Nova (1967) e expressa por:

$$BOL = 1440 \sigma T_a^4 (0,56 - 0,09 \sqrt{e_a}) \left( 0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right) \quad (7)$$

onde,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman igual a  $0,8127 \times 10^{-10} (\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min} \cdot ^\circ K^4)$ ,  $T_a$  é a temperatura do ar em  $^\circ K$ ,  $e_a$  é a pressão parcial do vapor em  $\text{mmHg}$  e  $n/N$  é a razão de insolação.

Com os dados disponíveis na estação climatológica do CRHEA localizada a  $22^\circ$  de latitude Sul e apresentados na Tabela 1, pode-se determinar o balanço de energia.

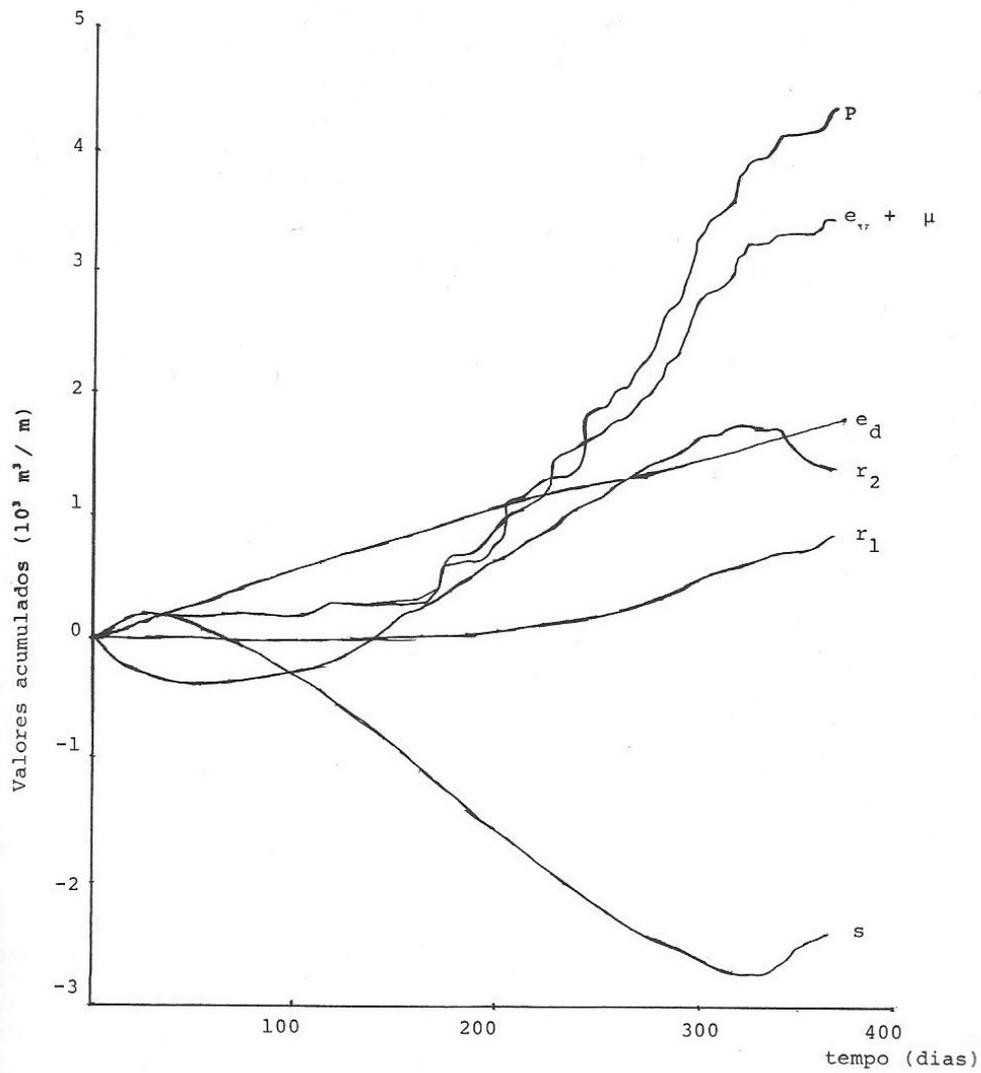


Figura 2 - Valores acumulados das variáveis do Balanço Hídrico

TABELA 1 - Dados climatológicos médios mensais para 1985  
Estação do CRHEA

Meses	Ta (°C)	UR (%)	n (h)	u (Km/dia)	BOC (cal/cm <sup>2</sup> )	BOL (cal/cm <sup>2</sup> )	RN/L (mm/dia)
Jan	22,5	72	4,43	177,4	324,9	75,8	4,22
Fev	24,0	65	6,10	100,8	367,2	108,1	4,39
Mar	22,7	66	5,39	111,4	310,8	104,6	3,49
Abr	22,6	68	6,18	125,5	292,1	116,0	2,98
Mai	19,0	64	6,77	115,7	266,2	152,0	1,93
Jun	16,0	59	7,14	128,6	257,0	171,8	1,44
Jul	16,1	46	8,33	161,3	295,9	214,0	1,39
Ago	20,1	47	7,38	201,4	309,9	179,3	2,21
Set	21,5	50	6,78	236,6	339,6	150,5	3,20
Out	24,1	43	7,58	232,8	400,8	166,3	3,97
Nov	23,5	58	7,38	234,2	415,5	132,6	4,79
Dez	23,5	62	7,52	205,0	425,4	127,1	5,06

O poder de secura do ar segundo Penman é dado por:

$$E_a = 0,35 (1 + u/160) (e_s - e_a) \quad (8)$$

onde, u é a velocidade do vento em (Km/dia e  $(e_s - e_a)$  é o gradiente de pressão parcial do vapor em (mmHg).

Com os dados da Tabela 1 e a substituição das equações (6), (7) e (8) na equação (5) pode-se determinar a evapotranspiração potencial pelo método de Penman, cujo resultado é apresentado na Tabela 2.

#### EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

A perda de água para a atmosfera por evaporação e transpiração nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos, planta e umidade do solo é denominada de evapotranspiração real, cuja determinação requer uma correção dos valores de evapotranspiração potencial, baseada no conhecimento das propriedades do solo e das plantas.

Entretanto, Bouchet (1963) propôs uma hipótese de relação complementar entre a evapotranspiração potencial ETP e a evapotranspiração real de uma região ETR dada pela equação (9) e ilustrada na Figura 3.

$$ETP + ETR = 2 EPO \quad (9)$$

onde a ETP ocorre nas condições atmosféricas reinantes sendo o único fator limitante a disponibilidade de energia, nestas condições quando ETR é igual a ETP ela é representada por EPO. O cálculo da equação (9) é baseada em um argumento heurístico, tal que quando ETR decresce para valores inferiores a EPO uma certa quantidade de energia torna-se disponível, isto é:

$$EPO - ETR = q_1 \quad (10)$$

Em escala regional este decréscimo de ETR com respeito a EPO tem provavelmente um impacto relativamente pequeno sobre a radiação líquida e afeta principalmente a temperatura, a umidade e o vento próximo do solo. Como resultado, esta energia disponível  $q_1$  provoca um aumento na ETP. Logo:

$$ETP = EPO + q_1 \quad (11)$$

A combinação das equações (10) e (11) produz a relação complementar (9). A relação complementar de Bouchet foi aplicada por diversos autores para estimar a evapotranspiração com base em métodos climatológicos (Morton, 1975, 1976; Brutsaert e Stricker, 1979; Pompeu, 1989; considerando a ETP da equação (9) como determinada pelo Método de Penman dado pela equação (5) e o termo EPO obtido pelo Método de Priestley e Taylor, com  $\alpha_e = 1,38$ .

Priestley e Taylor (1972) com base no conceito de evaporação de equilíbrio, ou seja, a que ocorre quando o ar está saturado de vapor e  $E_a$  é nulo, desenvolveram uma relação empírica para a evaporação sobre superfícies úmidas com um mínimo de advecção e determinaram de dados obtidos sobre os oceanos e superfícies de terra saturada um termo de quantidade constante  $\alpha_e = EPO/EPE$  onde:

$$EPO = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{RN}{L} \quad (12)$$

Substituindo as equações (5) e (12) na equação (9) determina-se a evapotranspiração real, cujos dados e cálculos são mostrados na Tabela 2.

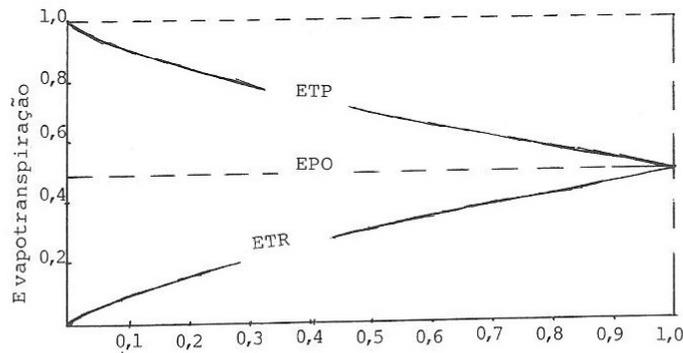


Fig. 3 - Esquema da hipótese de Bouchet, ETR e ETP plotadas contra ETR/ETP tal que  $ETR + ETP = \text{constante}$  como dada na equação (9)

TABELA 2 - Determinação da Evapotranspiração Potencial, de Equilíbrio e Real

Meses	P (mm)	ETP (mm)	EPE (mm)	EPO (mm)	ETR (mm)
Jan	267,3	130,8	94,6	130,5	130,2
Fev	186,6	120,4	88,8	122,5	124,6
Mar	125,0	114,1	78,1	107,9	101,7
Abr	159,6	98,7	64,5	89,1	79,5
Mai	26,1	76,9	40,0	55,2	33,5
Jun	26,0	63,6	27,6	38,1	12,6
Jul	2,2	85,2	27,6	38,1	0,0
Ago	4,9	121,8	45,6	62,9	4,0
Set	30,8	141,3	67,8	93,6	45,9
Out	13,0	183,5	89,0	122,8	62,1
Nov	156,5	169,2	103,8	143,1	117,0
Dez	163,7	169,9	113,2	156,2	142,5
Total	1161,7				853,6

#### CONCLUSÃO

Analisando os resultados obtidos e apresentados na Tabela 2 verifica-se que a evapotranspiração real tem um total de ordem de 73% do total precipitado no mesmo período, o que foi verificado pelo estudo realizado para este período por Contin Neto (1988).

O método representa grande vantagem pois não é necessário fazer hipóteses sobre as características do solo e das plantas, pois é baseado apenas em dados climato lógicos, não requer calibração de constantes e pode ser aplicado com entradas diárias de dados mensais.

Este trabalho foi desenvolvido para um ano apenas (1985) e faz parte de um estudo mais amplo de determinação do balanço hídrico da bacia do Ribeirão da Onça e deverá ser continuado por mais alguns anos (de três a cinco) inclusive com utilização de lisímetros para determinação de  $\alpha_e$  e de outros métodos para confirmação e determinação da evapotranspiração real por métodos climatológicos.

#### AGRADECIMENTOS

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo e ao Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo, os agradecimentos do autor pelo apoio técnico e financeiro que permitiram a instalação de facilidades para a implantação da bacia experimental do Ribeirão da Onça, local de desenvolvimento deste trabalho.

#### REFERÊNCIAS

- Berlato, M.A. e Molion, L.C. (1981). Evaporação e evapotranspiração. IPAGRO-Instituto de Pesquisas Agronômicas. Boletim Técnico 7, 96 p.
- Bouchet, R.J. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique, In Brutsaert, W. Evapotranspiration into The Atmosphere, Theory, History, and Applications. D. Reidel Publishing Co., 303.

- Brutsaert, W. and Stricker, H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Resource Res. 15, 443-450.
- Brutsaert, W. (1984). Evaporation into the Atmosphere, Theory, History and Applications. D. Reidel Publishing Co. 209-230.
- Contín Neto, D. (1988). Balanço hídrico em bacia hidrográfica situada em região de recarga do aquífero Botucatu. Tese de Doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 131 p.
- Mattos, A.; Righetto, A.M.; Contín Neto, D. e Pompêo, C.A. (1987). Relações hidrometeorológicas em bacia experimental na região de afloramento do aquífero Botucatu. In: Ação programada em águas subterrâneas, Publ. FAPESP-DAEE, 17 - 123.
- Morton, F.I. (1975). Estimating evaporation and transpiration from climatological observations. J. Appl. Meteorology, 14, 488 - 497.
- Morton, F.I. (1967). Climatological estimates of evapotranspiration. J. Hydraul. Div. Proc. ASCE, 102, 275-291.
- Pompêo, C.A. (1989). Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 175 p.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. (1977). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 100, 81-92.
- Villa Nova, N.A. (1967). A estimativa da evaporação potencial no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 66 p.