

Simulação numérica da evaporação do solo na presença de lençol freático

Paulo Augusto Diniz Silva

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Goiás, Goiânia, Brasil, pad.ifg@gmail.com

Gilson de Farias Neves Gitirana Junior

Universidade Federal de Goiás, Goiânia, Brasil, gilsongitirana@gmail.com

Rosinete Fernandes Bandeira

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Goiás, Aparecida de Goiânia, Brasil, rosinete.bandeira@gmail.com

RESUMO: Este trabalho estuda a dinâmica da água no solo na presença de lençol freático e submetido ao fenômeno da evaporação cuja escala é representada por um solo desnudo com um perfil que abrange desde a superfície da água subterrânea até a superfície do solo. Nessa representação água subterrânea é considerada como fonte de suprimento de água para o solo e, conseqüentemente, seus efeitos são manifestados, em menor ou maior significância, na parcela da evaporação. Apresenta-se, então, uma série de experimentação numérica da evaporação do solo retratando um perfil geológico contendo um material arenoso, sem cobertura vegetal, na presença de lençol freático, exposta uma condição atmosférica cuja evaporação potencial foi igual a 10 mm/dia, durante 3 dias. O lençol freático foi simulado em duas profundidades diferentes, tais como: 0,5; 0,7 e 1,0 m. Para tal, foi utilizado um modelo matemático baseado no método dos volumes finitos, usando diferenças centrais para as derivadas espaciais e um esquema totalmente implícito para aproximação das derivadas temporais, cuja equação de Richards e o modelo de van Genuchten foram empregados. Os resultados mostram que o impacto devido à parcela da evaporação nas águas subterrâneas é de pequena amplitude, na ordem de milímetros, e proporcional às profundidades das mesmas, e ainda, que a superfície freática acompanha o ritmo natural da incidência de radiação líquida do período diurno cuja configuração da flutuação resultante da descarga das águas subterrâneas é praticamente idêntica para a evaporação, transpiração ou o seu efeito combinado.

PALAVRAS-CHAVE: evaporação dos solos, oscilações nas águas subterrâneas, fluxo de água em meios porosos e modelagem numérica.

1 INTRODUÇÃO

A distribuição espacial da carga hidráulica das águas subterrâneas passa continuamente por alterações temporais, de caráter pulsante e oscilatório. Tais oscilações potenciométricas podem ser observadas em poços instalados tanto em aquíferos livres quanto confinados e variam ininterruptamente com o tempo, devido à ação de agentes naturais e antrópicos.

Entre os elementos naturais que mais afetam a distribuição espacial do nível das águas

subterrâneas, merecem destaques: mudanças climáticas seculares, regimes pluviométricos e recargas das águas subterrâneas anuais, evapotranspiração, pressão atmosférica, ventos, marés marítimas e terrestres, fases da Lua, e rotação da Terra. Dentre esses, a evaporação/evapotranspiração é aquela que precisamente apresenta as maiores dificuldades conceituais e técnicas para ser determinada experimentalmente de maneira direta.

Neste trabalho é estudada apenas a parcela da evaporação da água presente nos solos cuja

escala é representada por um solo desnudo com um perfil que abrange desde a superfície da água subterrânea até a superfície do solo. Nessa representação, a água subterrânea é considerada como fonte de suprimento de água para o solo e, conseqüentemente, seus efeitos são manifestados, em menor ou maior significância, na parcela da evaporação. Na mesma temática podem-se enumerar os trabalhos de: White, 1932; Troxell, 1936; Gardner & Fireman, 1957; Philip, 1957; Gardner, 1958; van Bavel, 1966; Chanzy & Brucler, 1993; van Dam & Feddes, 2000; Chen & Hu, 2004 etc., que, desde então, despertaram a comunidade científica para desenvolver metodologias que possam atender a este propósito de medir a taxa diária de evaporação e/ou evapotranspiração através de procedimentos diretos.

Acredita-se que, com a quantificação exclusiva da variação temporal do nível da água subterrânea é possível relacionar com a perda de massa de água do sistema devido à evaporação/evapotranspiração, sem a necessidade de contabilizar todos os demais componentes envolvidos no balanço hídrico.

2 MÉTODOS

2.1 Modelo Matemático

A previsão do movimento de fluidos na zona não saturada (também chamada vadosa) impulsionou o desenvolvimento de vários modelos para representação física do fenômeno do fluxo de água em um meio poroso. Alguns modelos são baseados na equação de Richards que apresenta uma consistente base teórica para representar o escoamento em meio não saturado. Esta equação pode ser originada da combinação lei de Buckingham-Darcy com o princípio da conservação de massa, apresentando um forte caráter não-linear devido à dependência da condutividade hidráulica com o conteúdo volumétrico de água e com o potencial da água no solo (Hillel, 1998, Selker *et al.*, 1999; Warrick, 2003 dentre outros). A equação resultante pode ser expressa por:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (1)$$

onde $C(\psi)$ é a capacidade de armazenamento de água (m^{-1}); ψ a sucção mátrica (m); $K(\psi)$ a condutividade hidráulica na condição não saturada (m/s) e z a coordenada vertical, orientada para baixo (m).

A solução requer ainda o conhecimento da relação entre o conteúdo volumétrico da água no solo (θ), a sucção (ψ) e a condutividade hidráulica (K). Estas relações são dadas por funções experimentais obtidas a partir das correlações entre a curva de retenção e as propriedades físicas e hidráulicas dos solos. Na literatura é apresentada uma vasta quantidade de modelos para diferentes tipos de solos. Neste trabalho, a relação de van Genuchten (1980) foi escolhida e dada por:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left(1 + |\alpha \psi|^n \right)^m} \quad (2)$$

onde n e m são constantes de ajustes que representam a distribuição do tamanho dos poros no solo (-); α a constante de ajuste relativa ao valor da sucção na entrada de ar no solo ($1/\text{m}$); θ_s o conteúdo volumétrico de água na condição saturada (m^3/m^3); θ_r o conteúdo volumétrico de água residual (m^3/m^3) e S_e a saturação efetiva (-). Para a maioria dos tipos de solos, os parâmetros n e m são relacionados a partir de $m = 1 - 1/n$.

Combinando a Equação 2 com modelo devido a Mualem (1976), obtém-se a função da condutividade hidráulica na condição não saturada, tal como:

$$K(\psi) = K_s S_e^{0,5} \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right)^2 \quad (3)$$

onde $K(\psi)$ e K_s são a condutividade hidráulica na condição não saturada e saturada, respectivamente (m/s).

2.2 Solução Numérica

Para resolver a equação diferencial parcial que representa o fenômeno em questão, o método dos volumes finitos foi empregado, utilizando um esquema de diferenças centrais para a derivada espacial e um esquema totalmente implícito para a derivada temporal. Uma malha de geometria unidimensional e uniforme foi adotada para discretização do domínio. Das equações discretizadas resulta um sistema linear de equações algébricas formando uma matriz tri-diagonal que é resolvida iterativamente pelo algoritmo de Thomas (*Tridiagonal Matrix Algorithm* – Patankar, 1980).

Neste trabalho, o critério de convergência adotado baseou-se na avaliação do erro relativo entre os valores do campo da variável dependente (ψ) nos níveis de iteração k e $k-1$, em um determinado nível de tempo t . A máxima diferença deste erro é comparada com uma tolerância adotada no modelo computacional. Caso esta máxima diferença seja menor que o valor da tolerância, o tempo t é acrescido de um Δt e, assim, avançando para um nível de tempo $t+\Delta t$. A mudança relativa máxima da sucção é definida como:

$$\xi = \max \left| \frac{\psi_i^{k-1} - \psi_i^k}{\psi_i^{k-1}} \right| \leq \text{tol} \quad (4)$$

onde ξ representa o erro relativo (-); tol a tolerância (m) e k o nível de iteração (-).

Muitas vezes a verificação da solução de um problema de fluxo não é dada por soluções analíticas ou numéricas tabeladas. Uma maneira de verificar a validade da solução é feita a partir do balanço de massa do sistema em questão. O balanço de massa mede a habilidade do algoritmo em conservar a propriedade envolvida (massa, volume ou altura de água). Uma possível maneira de calcular o balanço de massa é apresentada a seguir:

$$B_m^t = \left| \frac{V_f^t - (V_o^t + V_{\text{aporte}}^t) - V_{\text{drenado}}^t}{V_f^t} \right| 100 \quad (5)$$

onde B_m é o erro no balanço de massa (%); V_o o volume inicial de água na coluna (m); V_{aporte} o volume de água que entra ou sai no topo da coluna (m); V_{drenado} o volume de água que sai da coluna e V_f o volume de água final na coluna (m). Vale chamar atenção que para uma condição unidimensional cuja área é igual a unidade, o volume é igual a altura de água.

A condutividade hidráulica nas interfaces do volume de controle ($i \pm 1$) foi avaliada a partir da média geométrica, tal como proposta por Haverkamp e Vauclin (1979), dada por:

$$K_{i \pm 1/2} = \sqrt{K_i K_{i \pm 1}} \quad (6)$$

2.2.1 Condições de Contorno e Inicial

Além do modelo matemático e das relações constitutivas, duas outras condições são necessárias para estabelecer o tratamento adequado para resolver numericamente o fenômeno em questão. As condições de contorno e iniciais são aquelas que definem o problema como único e particular do fenômeno que se pretende simular. A condição inicial utilizada, condição hidrostática, para todo o domínio e para o tempo inicial de simulação foi dado por:

$$\psi(z, t=0) = z - L \quad (7)$$

onde z é a coordenada vertical (m) e L é a distância entre a superfície do terreno e o lençol freático (m).

A condição de contorno na interface atmosfera-superfície do terreno recebeu um fluxo especificado (condição de Neumann), descrita pela equação a seguir:

$$q = E = -K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (8)$$

onde E é o evento da evaporação diária instantânea (m/s) cuja representação é dada por uma função que simula a trajetória aparente do Sol para um foto-período compreendido entre 6 a 18 horas, tal como apresentado pela equação a

seguir:

$$E(t) = -\frac{AT}{2\pi} \left(\sin \frac{2\pi t}{T} \right)_{t_i}^{t_f} \quad (9)$$

onde A é o termo que representa a amplitude da função (m); T o período da função (s); t o tempo (s), t_i o horário inicial (s) e t_f o horário final (s).

Vale ressaltar que o volume real de água evaporado no perfil do solo é determinado a partir de uma rotina de cálculo que verifica a capacidade de armazenamento de água deste perfil, utilizando o valor do conteúdo de água residual θ_r como parâmetro limitador do volume de água a ser evaporado. O somatório deste volume de água resulta no valor efetivo do volume de água evaporado na coluna.

Já a simulação do lençol freático como suprimento infinito de água foi implementada valendo-se da condição de contorno de Dirichlet cuja variável de estado recebeu no último ponto nodal um valor igual a zero, tal como apresentado a seguir:

$$\psi(z=0, t) = 0 \quad (10)$$

Por fim, as oscilações do nível freático podem ser computadas a partir da seguinte expressão:

$$Nivel(t) = \sum (\Delta V_b / S_y) \quad (11)$$

onde $Nivel$ é o nível do lençol freático (m); ΔV_{base} a variação da água ocorrido no nível do lençol freático (m) e S_y o armazenamento específico próximo do lençol freático (-).

3 EXPERIMENTAÇÕES NUMÉRICAS

O cenário proposto consiste na simulação numérica do fenômeno da evaporação em um perfil de solo eminentemente arenoso, sem cobertura vegetal e na presença de um lençol freático, submetido a uma taxa de evaporação igual a 10 mm/dia, durante 3 dias cujas profundidades dos lençóis freáticos foram de 0,5; 0,7 e 1,0 m, contadas a partir da superfície do

terreno.

A modelagem numérica utilizou uma malha igualmente espaçada de 0,005 m e um incremento de tempo igual a 1 segundo para discretizar o domínio. As características numéricas e os parâmetros hidráulicos utilizados nas simulações numéricas são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 – Características e parâmetros hidráulicos utilizados nas simulações numéricas

Solo arenoso		
Profundidades dos lençóis (m)		0,5; 0,7 e 1
Passo do tempo (s)	dt	5
Espaçamento da malha (m)	dz	0,001
Evaporação (mm/dia)	E	10
Cond. hidráulica (m/s)	K_s	1,5E-4
Parâmetro de ajuste (-)	n	5,747
Parâmetro de ajuste (m ⁻¹)	α	2,632
Conteúdo de água saturado	θ_s	0,410
Conteúdo de água residual	θ_r	0,037
Armazenamento específico	S_y	0,373

4 RESULTADOS

Considerando o cenário hipotético proposto, a evaporação do solo na presença de lençol freático foi simulada e os principais resultados obtidos são apresentados por uma série de figuras a seguir.

4.1 Lençol freático – profundidade de 0,5 m

A Figura 1 apresenta os eventos da evaporação e as respostas do lençol freático localizado a 0,5 m de profundidade. A evaporação potencial (linha preta) e a evaporação real (linha vermelha) foram numericamente iguais (Figura 1a). E as oscilações do nível freático acompanharam o ritmo e a forma típica exibida nos eventos da evaporação (Figura 1b).

A quantidade de água desenvolvida na coluna é apresentada na Figura 2. Os volumes de água retirada e de reposição foram exatamente iguais. Isso revela que o fenômeno ocorreu com total disponibilidade hídrica (toda água evaporada foi repostada pelo lençol freático) e demonstra a existência de uma conexão hidráulica perfeita entre o solo - lençol freático – atmosférica (Figura 2).

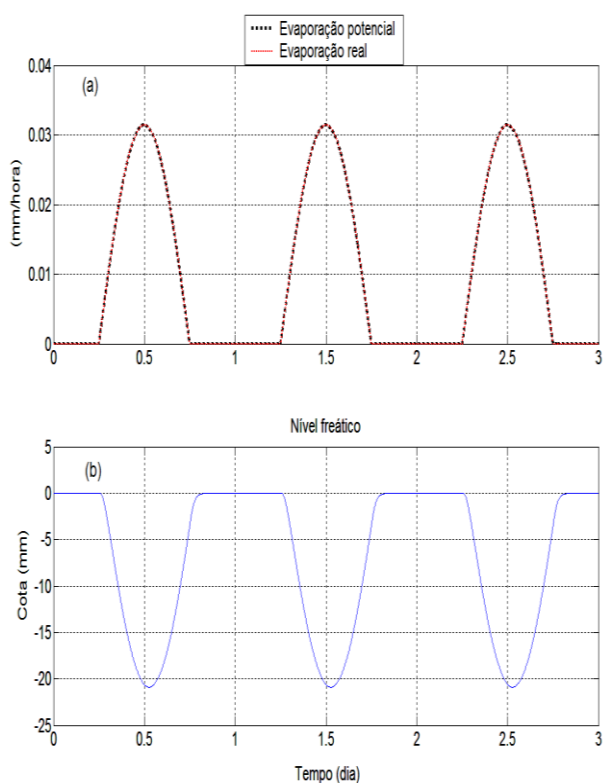


Figura 1 – Evaporação potencial e real (a) e nível do lençol freático (b) – profundidade 0,5 m

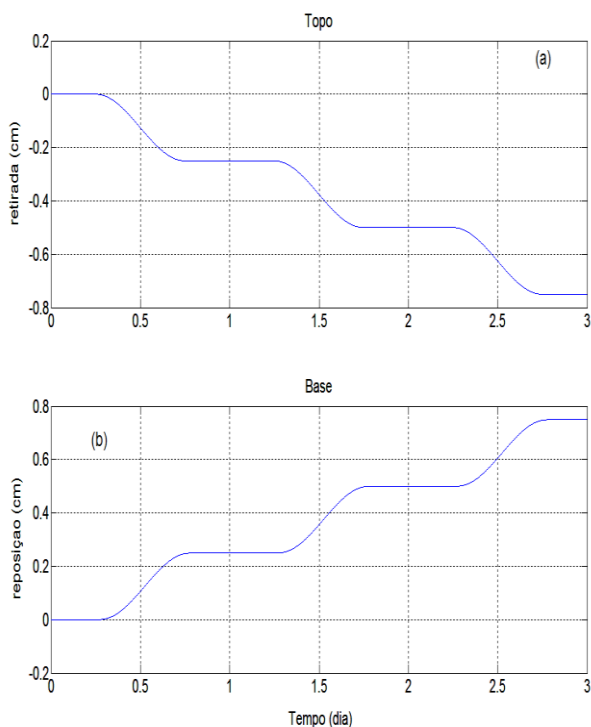


Figura 2 – Retirada de água (a) e aporte de água (b) – profundidade 0,5 m

4.2 Lençol freático – profundidade de 0,7 m

Os eventos da evaporação e as respostas do lençol freático são apresentados na Figura 3 para profundidade do lençol freático igual a 0,7 m. A Figura 3a mostra que a evaporação real foi menor do que a evaporação potencial. E a Figura 3b apresenta o padrão das oscilações do lençol freático, o qual revela que a fenomenologia desenvolveu-se com uma certa dificuldade hídrica, cuja taxa de reposição de água foi menor do que a taxa de retirada, caracterizando um déficit hídrico no sistema (Figura 3b).

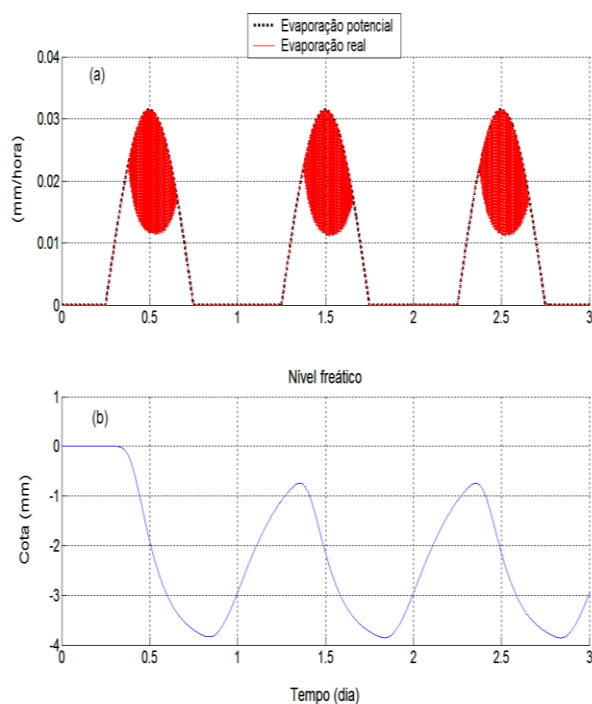


Figura 3 – Evaporação potencial e real (a) e nível do lençol freático (b) – profundidade 0,7 m

Tal fato é mais bem apreciado a partir da contabilidade do aporte de água promovido pela recarga do lençol freático e o volume de água evaporado do sistema pelo poder evaporativo da atmosférica. Fica claro, pelas Figuras 4a e 4b, que o volume de saída e entrada de água é desigual, pois nem toda água evaporada foi repostada pelo lençol freático. A porção superficial do solo começa a ter déficits hídricos e o lençol freático passa a perder sua conexão hidráulica com a atmosférica.

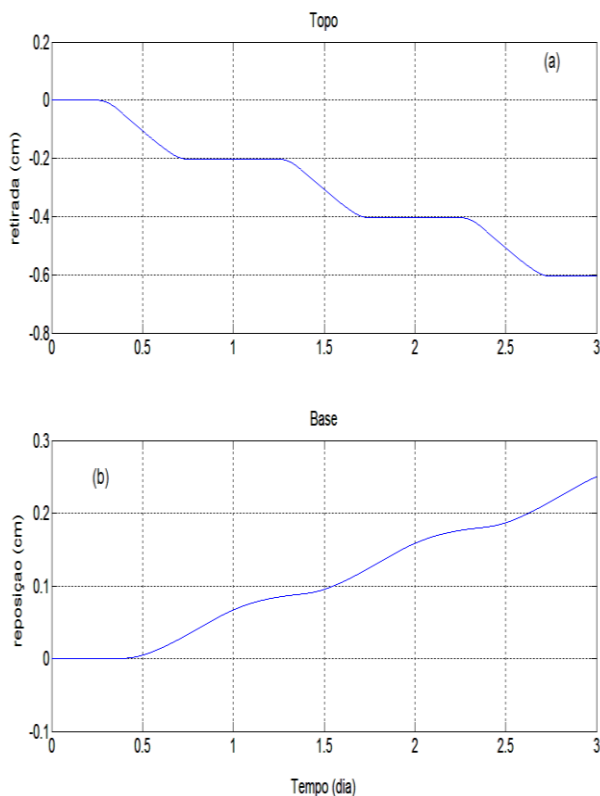


Figura 4 – Retirada de água (a) e aporte de água (b) – profundidade 0,7 m

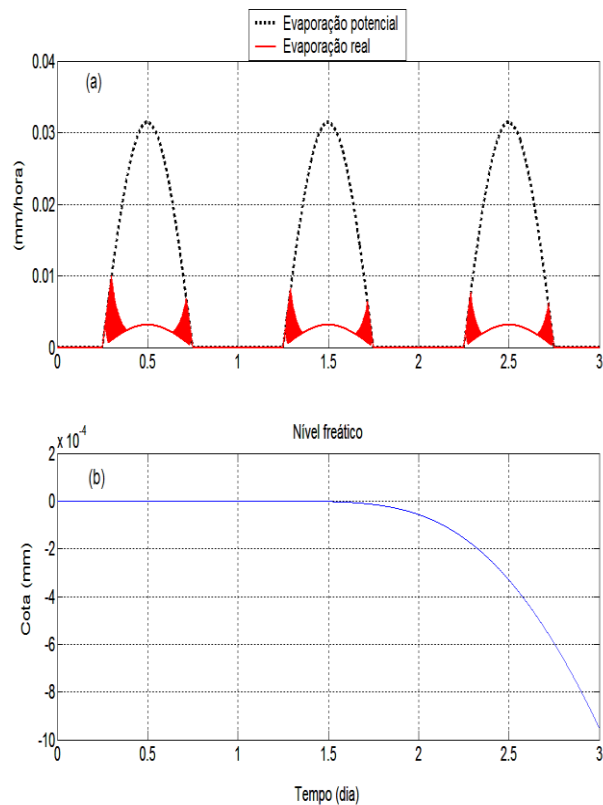


Figura 5 – Evaporação potencial e real (a) e nível do lençol freático (b) – profundidade 1,0 m

4.3 Lençol freático – profundidade de 1,0 m

A Figura 5 apresenta os eventos da evaporação (Figura 5a) e as respostas do nível do lençol freático (Figura 5b). Nela é possível verificar que a fenomenologia ocorreu com um déficit hídrico, nem toda água evaporada foi reposta pelo lençol freático, ou seja, perda total da conexão hidráulica entre o solo e atmosférica. A evaporação real (linha vermelha) foi menor do que à evaporação potencial (linha preta) e as oscilações do nível freático não são mais significativas, isto é, o evento da evaporação não influencia mais no comportamento do lençol freático.

Na Figura 6 é apresentada a contabilidade do aporte de água promovido pela recarga do lençol freático e o volume de água evaporado do sistema. Nela fica claro que os volumes de entrada (Figura 6a) é menor do que o volume de saída de água (Figura 6b), caracterizando um déficit hídrico no sistema.

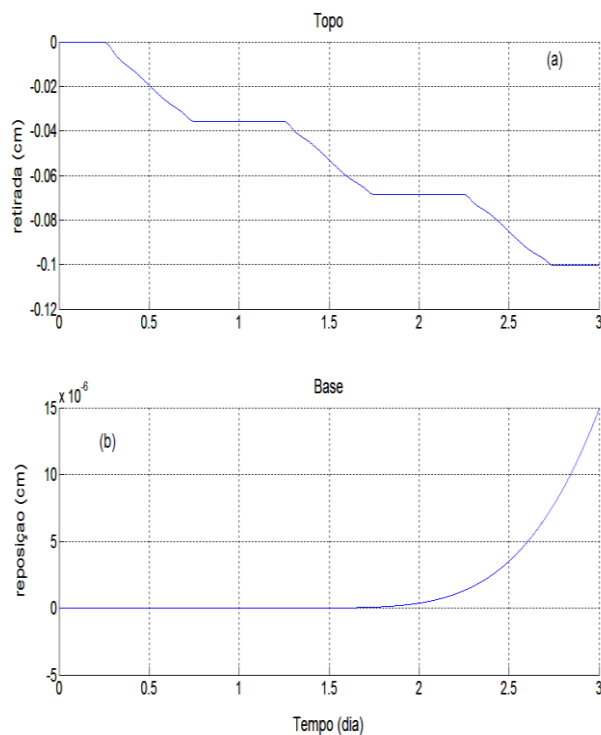


Figura 6 – Retirada de água (a); aporte de água (b) e balanço de massa (c) – profundidade 1,0 m

5 Erro no balanço de massa de água

A Figura 7 apresenta os erros nos balanços de massa de água ocorridos durante as simulações anteriores, ou seja, para um lençol freático com profundidades iguais a 0,5; 0,7 e 1 metro. Por se tratar de aproximações numéricas, julga-se que tais erros são perfeitamente aceitáveis.

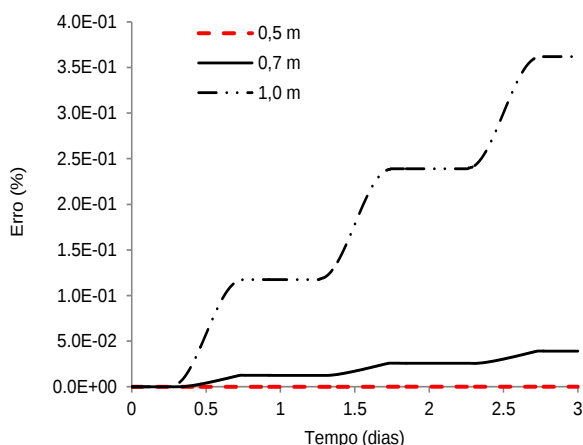


Figura 7 – Balanço de massa

6 Considerações finais

Diante do conjunto de figuras apresentadas pode-se concluir que o impacto devido à parcela da evaporação nas águas subterrâneas, para esse particular ambiente hidrogeológico, é de pequena amplitude, na ordem de milímetros, e proporcional às profundidades das mesmas. Observa-se, ainda, que a superfície freática acompanha o ritmo natural da incidência de radiação líquida do período diurno cuja configuração da flutuação resultante da descarga das águas subterrâneas é praticamente idêntica para a evaporação, transpiração ou o seu efeito combinado.

Consideração muito semelhante pode ser encontrada em Custódio e Llamas (1983). Segundo os autores, o efeito da evaporação/evapotranspiração é desprezível, exceto quando o nível freático se encontra a, pelos menos, um metro da superfície do terreno. As variações do nível das águas subterrâneas, excepcionalmente, excedem 10 centímetros.

REFERÊNCIAS

- Custódio, E. G. e Llamas, M. R. (1983). Hidrologia Subterrânea. Ediciones Omega S. A. Barcelona, Espanha, v. 1, 1153 p.
- Chanzy, A. e Brucler, L. Significance of Soil Surface Moisture With Respect to Daily Bare Soil Evaporation, *Water Resources Research*, v. 29 n. 4, p. 1113-1125, April 1993;
- Chen, Xi e Hu Qi. Groundwater Influences on Soil Moisture and Surface Evaporation, *Journal of Hydrology*, 297, p. 285 – 300, 2004
- Gardner, W. R. e Fireman, M. Laboratory Studies of Evaporation from Soil Columns in the Presence of Water Table. *Soil Science*, v. 88, p. 244 - 249, 1957.
- Gardner, W. R. Some Steady-State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation within Application to Evaporation from a Water Table, *Soil Science*, v. 85, p. 288-232, 1958.
- Haverkamp R. e Vauclin, M. A Note on Estimating Finite Difference Interblock Hydraulic Conductivity Values for Transient Unsaturated Flow Problems, *Water Resources Research*, v. 15, n. 1, p. 181-197, Fev. 1979.
- Hillel, D. (1988). *Environmental Soil Physics*. San Diego, California, USA: Academic Press, 771 p.
- Mualem, Y. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media, *Water Resources Research*, v. 12, n. 1, p. 513-522, Jan. 1976.
- Patankar, S. V. (1980). *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. USA: Hemisphere Publishing Corporation, 193p.
- Philip, J. R. Evaporation, Moisture and Heat Fields in the Soil. *Journal of Meteorology*, v14, 1957
- Selker, J. S., Kent Keller, C. e Mccord, J. T. (1990) *Vadose Zone Processes*. USA: Lewis Publishers. 337 p.
- Troxell, H. C. The Diurnal Fluctuation in the Groundwater and Flow of the Santa Rita River and its Meaning. *Trans. Am. Geophysical Union*, v.17, 496-504, 1936
- van Bavel, C. H. M. Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. *Water Resources Research*, v. 2, n. 3, 1966;
- van Dam, J. C. e Feddes, R. A. Numerical Simulation of Infiltration, Evaporation and Shallow Groundwater Levels With the Richards Equation. *Journal of Hydrology*, 233, p. 72-85, 2000;
- van Genuchten, T. H. A Closed-form Equation for Prediction the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Science Society America Journal*, v. 44, p. 892-898, 1980.
- Warrick, A. W. (2003). *Soil Water Dynamics*. New York, USA: Oxford University Press Inc., 391 p.
- White, W. N. (1932). *Method of Estimating Ground-Water Supplies Based on Discharge by Plants and Evaporation from Soil*. U. S. Geological Survey, Paper 659-A.