

ANÁLISE DA INTERAÇÃO RIO-AQUÍFERO NO SEMI-ÁRIDO BRASILEIRO A PARTIR DE UM MODELO ANALÍTICO

Carlos Henrique Ribeiro Lima^{1,2}; Horst Frischkorn¹ & Julien Burte¹

Resumo - Neste trabalho é realizado um estudo experimental e teórico da interação entre um sistema rio-aquífero. A parte experimental consiste da liberação de um pulso d'água de um açude e medição dos níveis d'água do rio e do lençol, de forma a determinar o gradiente hidráulico entre ambos. A parte teórica consiste em analisar a interação rio-aquífero no regime transiente por meio de um programa computacional, doravante denominado STLK1, desenvolvido por DeSimone e Barlow (1998) do USGS. Tal programa faz uso da Transformada de Laplace e do conceito de Integral de Convolução na resolução analítica das equações que descrevem o sistema rio-aquífero. O modelo analítico é usado então para estimar propriedades hidráulicas do aquífero, aquítarde e da margem do rio, avaliar as condições hidrológicas no aquífero, e estimar o fluxo d'água no sistema rio-aquífero e o volume armazenado no aquífero resultante da onda de cheia. Os resultados de carga hidráulica e fluxo são comparados com resultados obtidos com o programa computacional MODFLOW. Toda essa análise mostra a aplicabilidade do programa STLK1, além de levar a um melhor conhecimento da dinâmica da interação rio-aquífero no Semi-Árido brasileiro.

Abstract - In this work is realized an experimental and a theoretical study above stream-aquifer interaction. The experiment consists of a water pulse release from a reservoir, and the measurement of the stream level and the groundwater level to determine the hydraulic gradient. The theoretical study is an analysis of the stream-aquifer interaction by means of a computer program, called STLK1, developed by DeSimone e Barlow (1998) / USGS. This program uses Laplace Transform and Convolution Integrals in the resolution of the equations that govern the stream-aquifer system. The analytical model is used to estimate hydraulic properties of the aquifer, the aquitard, and stream bank, to evaluate hydrologic conditions in the aquifer, and to estimate seepage rates in the stream-aquifer system and bank storage resulting from the flood wave. The results for water levels and seepage rates are compared to results obtained by simulation with the computational program

¹ Universidade Federal do Ceará - Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental - Campus do PICI - Bloco 713, altos, Fortaleza - CE. Tel.: (0xx85) 288-9623. E-mail: chrlima@hotmail.com, cariri@ufc.br, burte@ifrance.com.

² Endereço atual: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME. Av. Rui Barbosa 1246 - Aldeota - Fortaleza-CE. Tel.: (0xx85) 433-1841.

MODFLOW. This analysis demonstrates the applicability of the program STLK1 and leads to a better understanding of the dynamics of stream-aquifer interaction in the Brazilian Semi-Arid.

Palavras-Chave - Interação rio-aquífero; modelo analítico; gradiente hidráulico.

INTRODUÇÃO

A água que é transportada pelos rios, em muitos casos, entra em contato com parte do escoamento subterrâneo que ocorre nos chamados aquíferos - unidades geológicas que servem de conduto e reservatório das águas subterrâneas. Quando ocorre este contato, diz-se que rio e aquífero estão conectados hidráulicamente e interagem entre si, é a chamada interação rio-aquífero.

Um dos principais objetivos no estudo da interação rio-aquífero é quantificar as trocas de água entre os canais de água superficial e o aquífero subterrâneo. Alguns aspectos importantes dessa interação podem ser citados:

- i) em regiões semi-áridas, como o Nordeste brasileiro, o controle da vazão de muitos rios é efetuado por reservatórios superficiais. Um problema que surge é a determinação da vazão de água a ser liberada, de tal modo que a vazão num determinado ponto à jusante do reservatório seja igual à esperada. Insere-se neste contexto a interação rio-aquífero, responsável em grande parte pela perda (ou ganho) em trânsito da vazão do rio;
- ii) quando o nível da água do rio aumenta rapidamente, como no caso de cheias, parte da água é armazenada nas suas margens. A quantificação desse fenômeno é de extrema importância, pois tal armazenamento atenua o impacto da cheia do rio nos ambientes próximos;
- iii) em regiões áridas e semi-áridas, as águas subterrâneas, quando de boa qualidade, são utilizadas para o consumo humano e na agricultura. A recarga dos reservatórios subterrâneos é em alguns casos realizada por rios perenizados, sendo necessário quantificar o fluxo dos rios para os aquíferos;
- iv) um dos grandes problemas ambientais nos países desenvolvidos e que começa aparecer no Nordeste brasileiro, em virtude principalmente da agricultura irrigada, é a contaminação de águas subterrâneas devido a infiltração da água de rios poluídos para os aquíferos adjacentes.

O trabalho aqui apresentado é um estudo teórico e experimental da interação rio-aquífero, com realização de um experimento de campo. Tal experimento consiste na liberação de um pulso de vazão a partir de um reservatório conectado a um rio intermitente. São medidos simultaneamente os níveis da água num determinado ponto do rio e os níveis da água em dois piezômetros e um poço localizados próximos deste ponto. Um programa computacional (STLK1) que modela analiticamente a interação rio-aquífero é aplicado aos resultados obtidos como ferramenta de

análise. Dessa forma, é possível quantificar o fluxo de água entre rio e aluvião e o volume armazenado no aquífero após a passagem do pulso de cheia, além da estimativa de alguns parâmetros hidrogeológicos da aluvião.

REVISÃO DA LITERATURA

Desde a década de 1960 um grande número de trabalhos vem sendo desenvolvido para melhor compreender a interação que ocorre entre sistemas superficiais e subterrâneos de águas. Alguns trabalhos buscaram, prioritariamente, o entendimento do processo físico de interação entre rios e aquíferos, desenvolvendo soluções analíticas para as equações governantes do problema. Outros trabalhos, devido em grande parte à complexidade dos fenômenos inerentes a sistemas rio-aquífero, procuraram a quantificação e a análise da interação entre águas superficiais e subterrâneas em sistemas rio-aquífero específicos.

Diversas soluções analíticas podem ser encontradas na literatura para descrever a interação de aquíferos confinados, semiconfinados e livres com rios adjacentes. Em aquíferos confinados, a maioria das soluções foi desenvolvida para variações instantâneas unitárias de pulsos ou do tipo linear e senoidal no nível do rio, onde se destacam os trabalhos de Rowe (1960), Moench e Kisiel (1970) e Hall e Moench (1972). Para aquíferos semiconfinados interagindo com rios poucas soluções analíticas estão disponíveis. Isso se deve às complicações que envolvem a análise do aquífero sobreposto ao aquífero. Dentre os poucos trabalhos existentes, pode-se citar o realizado por Zhang (1992) e Barlow e Moench (1998). Em aquíferos livres, diversos tipos de soluções podem ser empregadas na análise de sistemas rio-aquífero. Destacam-se alguns trabalhos citados anteriormente para aquíferos confinados e os trabalhos de Neuman (1981), Workman, Serrano e Liberty (1997) e Barlow e Moench (1998).

Nos trabalhos que analisaram sistemas rio-aquífero específicos e não se deteram ao entendimento físico do sistema analisado, pode-se citar aqueles que quantificaram a diminuição da vazão de rios ao longo do seu curso, como o de Jordan (1977), Lane (1983) e Walters (1990). No Semi-Árido brasileiro, os trabalhos de Araújo e Ribeiro (1996), Rêgo (2001) e Araújo (2002) apresentam-se como pioneiros nessa área. Diversas outras modelagens de aquíferos e sistemas rio-aquífero podem ser vistas em Illangasekare e Morel-Seytoux (1982), Gomes (1990) e Xi Chen e Xunhong Chen (2003).

EQUAÇÕES GOVERNANTES E SOLUÇÕES ANALÍTICAS PARA O SISTEMA RIO-AQUÍFERO EM REGIME TRANSIENTE

A construção do modelo para o sistema rio-aquífero

O modelo aqui apresentado faz uso da transformada de Laplace e do método de convolução no cálculo da resposta de um aquífero semiconfinado a flutuações arbitrárias no nível de um rio adjacente. A descrição completa do modelo, além das soluções para aquíferos livres e confinados, está presente em Barlow e Moench (1998) e DeSimone e Barlow (1998). Na obtenção das soluções analíticas, as seguintes suposições foram feitas:

- i) o aquífero é homogêneo e com espessura uniforme;
- ii) a camada inferior do aquífero é horizontal e impermeável;
- iii) as propriedades hidráulicas do aquífero e aquítarde são invariantes no tempo;
- iv) o meio poroso e o fluido são ligeiramente compressíveis;
- v) os poços e piezômetros de observação são infinitesimais no diâmetro e respondem instantaneamente a mudanças de pressão no aquífero;
- vi) caso a margem do rio contenha algum material semipermeável, o mesmo é considerado homogêneo, isotrópico, e com capacidade desprezível de armazenar água;
- vii) o rio forma uma fronteira vertical com o aquífero, e é completamente penetrante no mesmo;

Quando existem formações semipermeáveis na margem do rio que dificultam o fluxo entre o mesmo e o lençol adjacente, torna-se necessário incluir a condutividade hidráulica K_s e a largura d desse material na solução analítica. Essas propriedades são consideradas no termo a de escape pela margem (*streambank leakage*). Esse termo pode também ser utilizado para contabilizar, aproximadamente, a parte do escoamento que escoo na interface rio-aquífero devido ao fato do rio, não penetrar completamente a espessura saturada do aquífero. Hantush (1965) descreve o termo de escape como a largura efetiva do aquífero requerida para causar a mesma perda de carga entre o aquífero e o canal do rio.

As soluções analíticas desenvolvidas para a equação governante são obtidas pelo uso da transformada de Laplace. Este método envolve a eliminação da variável tempo t por uma transformação integral do problema original de valor de contorno. O resultado é um problema de valor de contorno no domínio de Laplace (variável p), que é resolvido nesse domínio, e a solução resultante é então invertida numericamente ao domínio do tempo (transformada inversa de Laplace) usando um método de inversão numérica.

As soluções aqui apresentadas são para a condição de variação instantânea do nível do rio relativo ao nível de água do aquífero adjacente. Tais soluções são referidas, matematicamente, como respostas degrau unitárias do aquífero. Essas respostas são funções adimensionais da altura da

água subterrânea, e descrevem a razão entre a mudança na altura da água no aquífero numa dada localização (x,z) e num dado tempo (t) e a variação instantânea no nível da água do rio:

$$h_D(x, z, t) = \frac{h_i - h(x, z, t)}{c} \quad (1)$$

onde $h_D(x, z, t)$ é a solução adimensional da resposta degrau unitária, c é a mudança instantânea no nível de água do rio $(h_i - h_0)$, h_i é o nível inicial de água no sistema rio-aquífero e h_0 é o nível de água do rio após a mudança instantânea.

Solução analítica para aquífero semiconfinado

A figura 1 apresenta seções transversais esquemáticas de aquíferos semiconfinados idealizados. O comprimento na direção x é semi-infinito. As soluções obtidas são válidas para todos esses casos, incluindo aquíferos finitos de comprimento $x = x_L$.

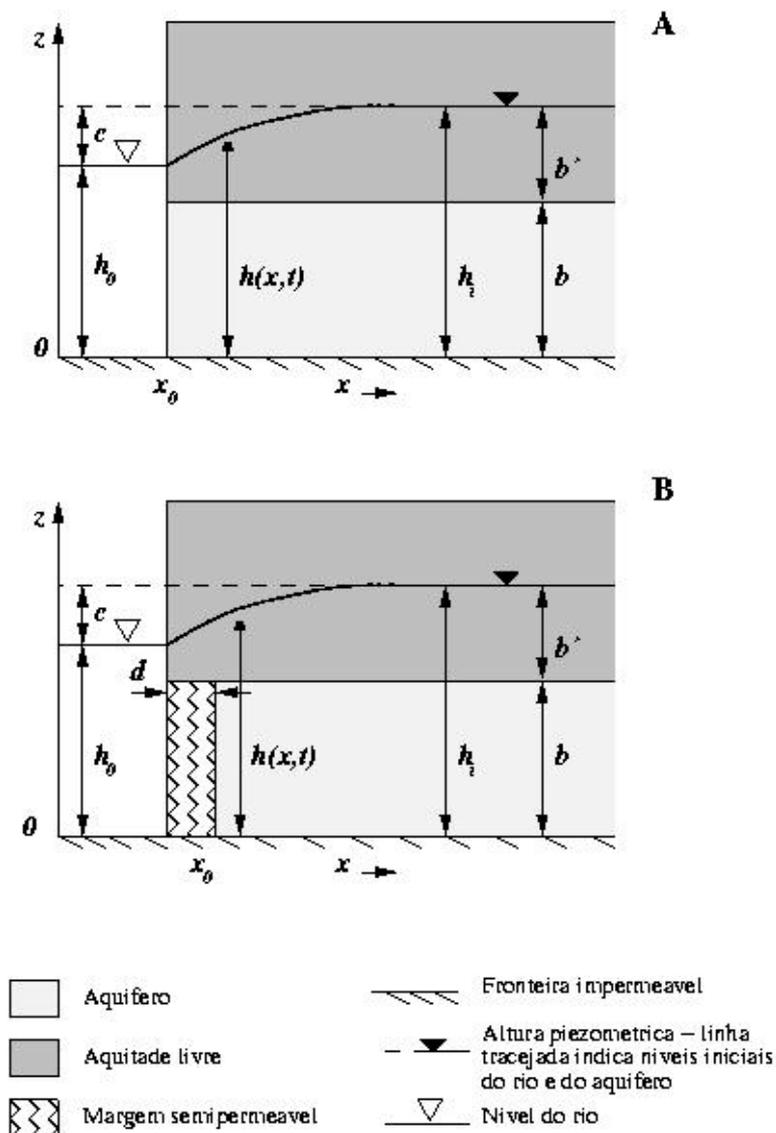


Figura 1 - Desenho esquemático de um aquífero semiconfinado, semi-infinito, com aquítarde sobreposto por um leito fonte: (A) sem camada semipermeável na margem do rio e (B) com camada semipermeável.

A partir da equação de Darcy para escoamento subterrâneo, da equação da conservação da massa e de algumas considerações físicas (maiores detalhes ver Lima (2004)), pode-se mostrar que a equação diferencial parcial governante do escoamento subterrâneo, unidimensional, horizontal para aquíferos semiconfinados é dada por:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} + q', \quad (2)$$

onde

$$q' = -\frac{K'}{K_x b} \left(\frac{\partial h'}{\partial z} \right)_{z=b}, \quad (3)$$

sendo K_x a condutividade hidráulica horizontal do aquífero, x a coordenada cartesiana horizontal, t o tempo, h a carga hidráulica, S_s o armazenamento específico do aquífero, q' a vazão escoada para dentro ou para fora do aquífero, K' a condutividade hidráulica vertical do aquítarde, h' a carga hidráulica do aquítarde e b a espessura saturada do aquífero.

A condição inicial para todos os casos é:

$$h(x,0) = h_i . \quad (4)$$

As condições de contorno podem ser várias, dependendo do tipo de aquífero e das condições a serem modeladas. Para aquífero semi-infinito, a condição de contorno quando x tende ao infinito é:

$$h(\infty,t) = h_i , \quad (5)$$

enquanto para aquífero finito usa-se a seguinte condição de contorno para $x = x_L$:

$$\frac{\partial h}{\partial x}(x_L,t) = 0. \quad (6)$$

As condições de contorno na interface rio-aquífero dependem da presença ou não de material semipermeável nas margens do rio. Quando não está presente, tem-se para $x = x_0$:

$$h(x_0,t) = h_0 . \quad (7)$$

Na condição de presença de material semipermeável, é usada no ponto $x = x_0$ a condição de contorno de fluxo dependente da altura:

$$\frac{\partial h(x_0,t)}{\partial x} = -\frac{1}{a}[h_0 - h(x_0,t)], \quad (8)$$

onde $[h_0 - h(x_0,t)]$ é a variação da altura transversalmente a margem semipermeável e a é definido como:

$$a = \frac{K_x d}{K_s} \quad (9)$$

sendo d a espessura da camada semipermeável e K_s sua condutividade hidráulica.

Em se tratando de aquíferos semiconfinados, onde ocorre a presença de um aquítarde livre, algumas suposições devem ser adicionadas às feitas anteriormente:

- i) o escoamento é horizontal no aquífero e estritamente vertical no aquítarde;
- ii) o aquítarde é homogêneo, isotrópico e de espessura uniforme;
- iii) a variação na espessura saturada do aquítarde devido às flutuações é pequena quando comparada à espessura saturada inicial.

Uma equação adicional deve ainda ser resolvida e acoplada à equação (2) para se levar em conta o efeito do aquítarde:

$$\frac{\partial^2 h'}{\partial z^2} = \frac{S'_s}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}, \quad (10)$$

onde S'_s é o armazenamento específico do aquítarde.

A condição inicial e as condições de contorno para aquítarde com material sobreposto não-saturado são:

$$h'(z,0) = h_i, \quad (11)$$

$$h'(b,t) = h, \quad (12)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial z}(b+b',t) = -\frac{S'_y}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}(b+b',t), \quad (13)$$

onde S'_y é a vazão específica do aquítarde.

As equações (2) à (13) são adimensionalizadas pela substituição das variáveis adimensionais apresentadas em Barlow e Moench (1998). Em seguida, é aplicada a transformação de Laplace na solução do problema de valor de contorno, sendo a solução no domínio de Laplace, indicada pela barra superior, representada para todos os tipos de aquíferos semiconfinados por:

$$\bar{h}_D = \frac{W \exp[-\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_D - 1)]}{p\{1 + \sqrt{p + \bar{q}_D} A \tanh[\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_{LD} - 1)]\}}, \quad (14)$$

onde \bar{h}_D é a função resposta unitária adimensional da transformada de Laplace no ponto x_D do aquífero, p é a variável no domínio de Laplace, W é um parâmetro função da largura do aquífero perpendicular ao rio, A uma função do termo de escape a e \bar{q}_D é um termo de fonte ou sumidouro.

A equação (14) pode agora ser invertida numericamente do domínio de Laplace para o domínio do tempo, obtendo-se a solução do problema.

A solução da transformada de Laplace para o fluxo de água entre o rio e o aquífero pode ser determinada encontrando-se o gradiente da solução na fronteira rio-aquífero (isto é, em $x_D = 1$). O gradiente é obtido pela diferenciação da equação (14) com relação a x_D , no ponto $x_D = 1$:

$$\bar{Q}_D = -\left. \frac{d\bar{h}_D}{dx_D} \right|_{x_D=1}, \quad (15)$$

sendo \bar{Q}_D o fluxo adimensional no domínio de Laplace.

As relações de convolução

A resposta total do sistema de águas subterrâneas para uma série individual temporal de mudanças degrau (*step changes*) no nível da água do rio ou do aquífero pode ser determinada pelo somatório (ou superposição) das soluções de respostas unitárias para as mudanças individuais.

Matematicamente, as respostas individuais são somadas pelo uso da integral de convolução, que relaciona a série temporal de mudanças (entrada do sistema) com a série temporal da variação do nível d'água subterrâneo (resposta da saída do sistema):

$$h(x, z, t) = h_i + \int_0^t F'(\tau) h_D(x, z, t - \tau) d\tau, \quad (16)$$

onde h_i é o nível inicial da água no sistema rio-aquífero, $F'(\tau)$ é a variação do nível do rio, h_D é a solução adimensional da resposta do aquífero e τ é a variável tempo de integração (atraso).

A convolução pode também ser usada para calcular a vazão relativa Q entre o rio e o aquífero. Hall e Moench (1972) mostraram que o fluxo de água na fronteira rio-aquífero ($x = x_0$) pode ser determinado a partir da aplicação da lei de Darcy na equação 16:

$$Q(t) = \frac{K_x b}{x_0} \int_0^t F'(\tau) \frac{\partial h_D(x_0, z, t - \tau)}{\partial x_D} d\tau, \quad (17)$$

onde $Q(t)$ é o fluxo por unidade de comprimento do rio de (ou para) um de seus lados, x_D é a distância adimensional x/x_0 e x_0 é a distância do centro do rio até a fronteira rio-aquífero.

O armazenamento na margem ocorre quando, em resposta a uma elevação do nível do rio, a água flui do mesmo para o aquífero. Esse armazenamento na margem, $V(t)$, é definido como o

volume acumulado de água por unidade de comprimento do rio que penetra no aquífero unilateralmente no tempo t :

$$V(t) = -\int_0^t Q(t)dt \quad . \quad (18)$$

O sinal negativo é introduzido pois o armazenamento na margem é uma quantidade positiva, enquanto o fluxo do rio para o aquífero é negativo.

CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE APLICAÇÃO

O Vale do Forquilha, localizado no Distrito de Maniutuba do Município de Quixeramobim, região central do Estado do Ceará, foi o local escolhido para a realização dos experimentos do presente trabalho. Na região vem sendo desenvolvido, desde 1998, um programa pela Prefeitura Municipal de Quixeramobim intitulado " Projeto Pingo d'Água ", que tem como objetivos principais a exploração dos aluviões por meio de poços tubulares manuais, permitindo tanto o abastecimento de água das comunidades como o desenvolvimento de programas de fruticultura e horticultura com tecnologia de ponta para as comunidades pobres. Tal programa foi agraciado no ano de 2003 pela Caixa Econômica Federal (CEF) como sendo uma das melhores práticas em gestão local.

A escolha do Vale do Forquilha deveu-se ao apoio técnico e material necessários à realização dos experimentos da presente pesquisa disponibilizados pela prefeitura de Quixeramobim. Soma-se a isso a disponibilidade de poços de observação próximos ao leito do rio e de informações hidrogeológicas da região (Burte e Schrader (1998,1999); Burte (2002)).

A Bacia Hidrográfica do Rio Forquilha

A área total da Bacia Hidrográfica é de cerca de 211,5 km². O Rio Forquilha é o rio principal da bacia. Sua extensão é de cerca de 18 km, possuindo pequenos afluentes ao longo do seu percurso. É um rio intermitente, pois desde 1998 não ocorrem liberações de água pelo Açude Riacho Verde, responsável pelo controle de sua vazão. Uma importante característica do Rio Forquilha é a irregularidade na superfície de seu leito, com presença de vários barramentos que, juntamente com a presença da conectividade hidráulica com os aquíferos aluviais, possibilitam a formação de água empoçada em trechos relativamente compridos (~50 m) ao longo de seu leito.

A geologia da Bacia do Forquilha é caracterizada pelo embasamento rochoso pertencente ao complexo cristalino gnáissico. Nos vales, as rochas cristalinas podem ser cobertas por depósitos aluvionares com espessuras variáveis, podendo atingir valores da ordem de 10 m. O estudo de reconhecimento geológico realizado nos aluviões do rio constatou a presença de uma camada

superficial bastante argilosa, com aproximadamente 3 m de espessura. Abaixo ocorre uma camada de areia média a grossa, pedregulhosa, onde se encontra armazenada uma quantidade razoável de água. Além desses estudos, Burte e Schrader (1999) realizaram três testes de bombeamento escalonado em poços localizados ao longo do Rio Forquilha, obtendo condutividades hidráulica de 0,0026 m/s, 0,00088 m/s e 0,0015 m/s.

METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Medições de nível d'água

Para efetuar as medições do gradiente hidráulico entre rio e aquífero, foram utilizados um poço de medição e dois piezômetros. Tais medições avaliaram também a influência da camada semi-argilosa no nível de água no aquífero e a distribuição espacial do nível de água no aquífero.

O poço e os dois piezômetros foram construídos segundo a metodologia apresentada por Burte e Schrader (1999). O poço de medição é feito com cano plástico de 150 mm de diâmetro. Este cano é crivado, revestido por uma tela plástica convenientemente escolhida com relação a granulometria dos aluviões e instalado até a rocha. Os dois piezômetros foram feitos de cano plástico de 50 mm de diâmetro. Foram também crivados, mas instalados na camada semi-argilosa.

No rio foram colocadas duas estacas para medição do nível d'água. As medições foram realizadas com trena de precisão 1 mm e intervalos iniciais de 10 minutos, que em seguida passaram a ser de uma hora. Após 24 horas de experimento, esses intervalos passaram a ser maiores devido à velocidade mais lenta de rebaixamento dos níveis d'água.

Na figura 2 é apresentado um desenho esquemático da vista superior do local de medição. A seguir, pode ser visto na figura 3 um corte transversal esquemático do solo onde estão localizados o rio, o poço e os dois piezômetros de medição. Apenas o valor da profundidade que define a zona de transição entre a camada semi-argilosa e a camada arenosa é aproximado.

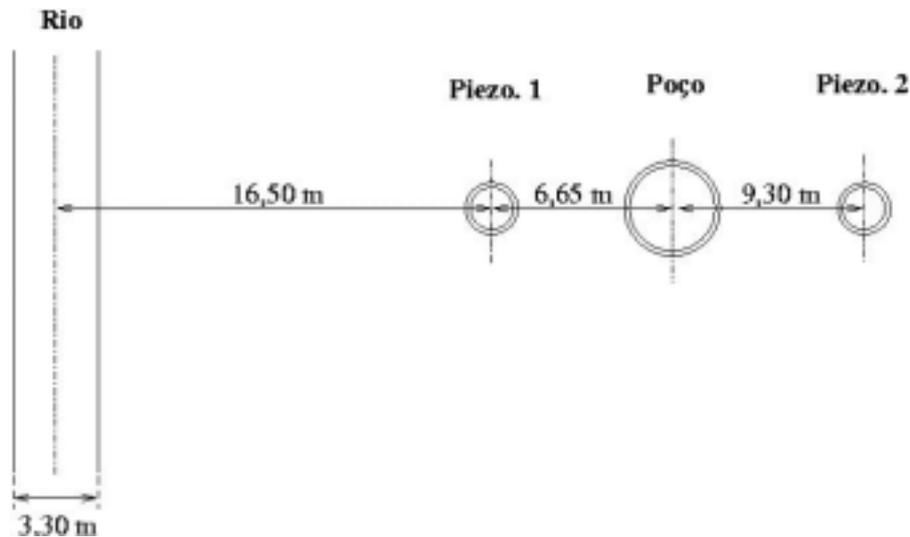


Figura 2 - Esboço do local de medição.

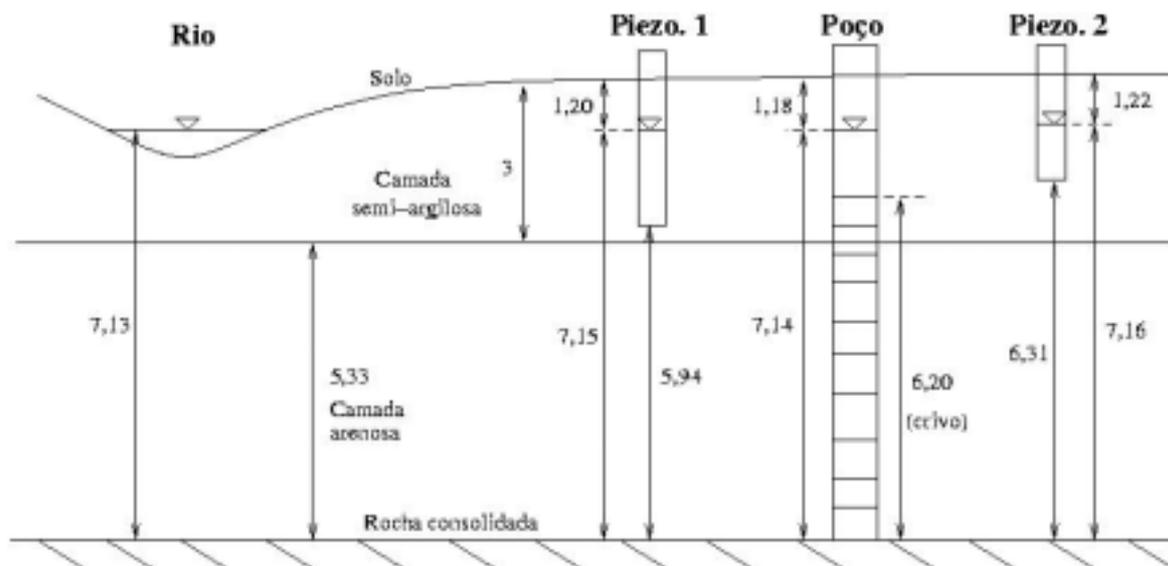


Figura 3 - Corte transversal esquemático do local das medições, com valores em metros e nível piezométrico nas condições iniciais.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nível d'água do rio, poço e piezômetros

A figura 4 apresenta a variação temporal do nível da água acima da rocha consolidada para o rio, o poço e os dois piezômetros durante as primeiras 24 horas. Observa-se que o nível da água do rio atinge seu valor máximo em cerca de cinco horas, iniciando a partir daí uma descida mais suave do que a ascensão. Em seguida, a resposta mais rápida na ascensão é observada no nível da água no poço. Essa resposta rápida, no caso de se tratar de aquífero livre, deveria ser verificada no piezômetro 1, pois o mesmo está localizado mais próximo da margem do rio. Entretanto, a reação

do piezômetro 1 é mais lenta que a do poço. Essa aparente contradição indica claramente que o aquífero está sobre condições de semiconfinamento. O nível do poço começa a diminuir após cerca de nove horas. Nas cinco primeiras horas, o nível da água nos piezômetros praticamente não mostra tendência de se elevar, mas oscila bastante. A partir das cinco horas, o nível de ambos começa a se elevar, porém não é possível, no período de 24 horas, observar curva de recessão, mas apenas uma leve diminuição no gradiente da curva de ascensão.

Os resultados obtidos nas primeiras 24 horas são úteis na modelagem e simulação numérica da interação rio-aquífero, pois confirmaram a presença de uma camada semiconfinante, já prevista na seção anterior. Além disso, os resultados evidenciaram que o fluxo entre rio e aquífero acontece inicialmente e na maior parte pelo leito do rio, caracterizando um escoamento na direção vertical. A partir de uma certa distância, como indica Hantush (1965), o fluxo passa a ser na direção horizontal. É forte também a evidência que o aumento no nível da água dos piezômetros se deve ao fluxo de água da camada arenosa inferior para a camada semi-argilosa superior. Isso explica em parte as oscilações no nível nas primeiras cinco horas, pois nesse período havia um baixo gradiente hidráulico entre as duas camadas.

A variação temporal dos níveis de água para o período completo de simulação (410 horas) é apresentado no gráfico da figura 5. Comparando as curvas de recessão dos níveis do rio e do poço, observa-se uma declividade maior do nível do rio. As curvas se cruzam então no tempo médio de 180 horas, ou seja, após 175 e 171 horas, respectivamente, do nível do rio e do poço atingirem seus valores de pico. A partir do cruzamento das duas curvas, o fluxo de água, que era do rio para o aquífero, inverte-se e passa a ser do aquífero para o rio devido à inversão do gradiente hidráulico. A análise dos pontos e da curva que mostram a variação temporal do nível do piezômetro 1 mostram um valor de pico no tempo aproximado de 27 horas, cerca de 22 horas após o tempo de pico do nível do rio. Após cerca de 95 horas, o nível do piezômetro 1 fica abaixo do nível do poço, e a partir de 330 horas fica acima do nível do rio. Com relação à curva ajustada aos dados experimentais do piezômetro 2, verifica-se um pico de nível em 50 horas. Ao final do tempo de medição (410 horas) o nível está igualado ao nível do rio. É possível também observar que as declividades das curvas do piezômetro 1 e do piezômetro 2 apresentam valores próximos.

A análise da variação do nível da água no rio, no poço e nos piezômetros, apresentada acima, mostra que o fluxo de água entre o rio e a camada arenosa do aquífero, e entre esta camada e a camada semi-argilosa altera algumas vezes a direção e a intensidade ao longo do experimento. Inicialmente, nas primeiras 180 horas, o fluxo se dá do rio para a camada arenosa, e após este tempo, ele se inverte. Próximo ao poço, é possível ver que o fluxo está sempre na direção da camada arenosa para a camada semi-argilosa. Entretanto, a intensidade do fluxo varia temporalmente em virtude do gradiente hidráulico.

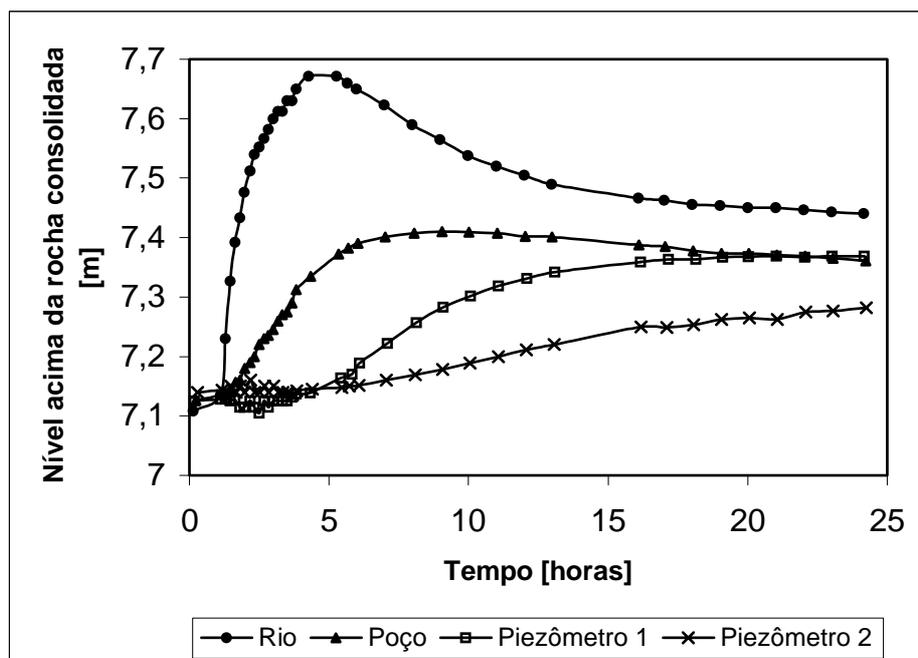


Figura 4 - Nível da água acima da rocha consolidada ($t = 24$ h).

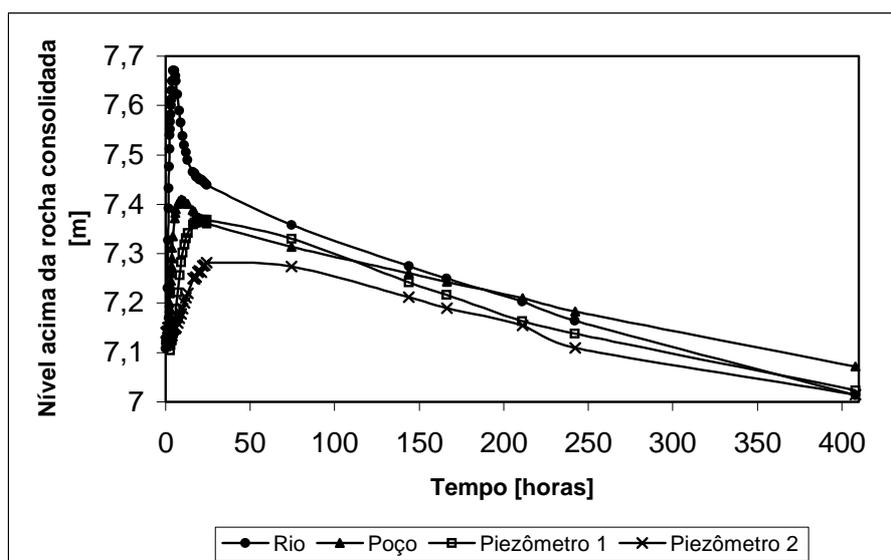


Figura 5 - Nível da água acima da rocha consolidada ($t = 410$ h).

Simulações numéricas

O aquífero foi simulado como sendo finito, semiconfinado, sobreposto por um aquítarde livre. Esse modelo conceitual foi baseado em sondagens de campo e no próprio comportamento do poço e dos piezômetros observado neste experimento. Na fase de calibração, foram utilizados os dados de carga hidráulica obtidos para o poço. Não foram usados os dados de carga hidráulica dos dois piezômetros, visto os mesmos estarem perfurados na camada semi-argilosa, que se supõe não apresentar escoamento na direção horizontal e inviabiliza o uso do programa STLK1.

Os parâmetros hidrogeológicos e físicos utilizados e obtidos para o aquífero a partir das simulações numéricas podem ser visualizados na tabela 1. Foram resultados de diversas simulações por tentativa e erro, de modo a se obter a melhor curva de carga hidráulica que se ajustasse aos dados experimentais. É interessante notar na tabela 1 que a condutividade hidráulica do aquífero ($K_x = 9 \text{ m/h} = 0,0025 \text{ m/s}$) é bem próxima dos valores obtidos em testes de bombeamento. Na fase de calibração, esse parâmetro foi considerado fixo. Foram estabelecidos intervalos de variação para o armazenamento específico do aquífero (S_s) e do aquítarde (S_s'), e para a porosidade efetiva (S_y') e condutividade hidráulica vertical (K_z') do aquítarde com base na literatura e comunicação pessoal (Mendonça (2003)). Variou-se também o valor do parâmetro a para se obter o melhor ajuste das curvas. Utilizou-se um passo constante de 0,5h com o objetivo de diminuir o tempo de processamento sem comprometer a performance do modelo.

Tabela 1 - Parâmetros hidrogeológicos utilizados e obtidos para o aquífero nas simulações numéricas.

| Propriedades do aquífero | |
|--|----------------------|
| Tipo | Semiconfinado |
| K_x [m/h] | 9,00 |
| K_z [m/h] | --- |
| b [m] | 5,33 |
| S_s [1/m] | 3.10^{-4} |
| S_y [adimensional] | --- |
| X_L [m] | 125 |
| Propriedades do aquítarde | |
| Tipo | Livre |
| K_z' [m/h] | $3,80 \cdot 10^{-4}$ |
| b' [m] | 1,80 |
| S_s' [1/m] | $1,0 \cdot 10^{-3}$ |
| S_y' [adimensional] | 0,07 |
| Propriedades do rio e da camada semipermeável | |
| X_0 [m] | 1,65 |
| a [m] | 950 |

A figura 6 apresenta, em função do tempo ($t=24\text{h}$), o nível no aquífero calculado pelo programa computacional STLK1 com uso dos dados apresentados na tabela 1. Os resultados são comparados com os níveis da água obtidos experimentalmente no poço e com a simulação numérica pelo programa MODFLOW. Observa-se, na curva ascendente do poço, um bom ajuste dos dados calculados aos dados observados e, no pico, uma leve superestimação. A curva descendente dos dados experimentais é subestimada pelos resultados calculados. Entretanto, as diferenças encontradas não são significativas, apresentando então o modelo utilizado uma boa previsão do comportamento do nível da água no poço de observação.

Analisando os resultados da figura 6 obtidos pelo programa computacional MODFLOW, que utilizou nas simulações as mesmas características físicas e os mesmos parâmetros hidrogeológicos do aquífero e do rio adotados no programa STLK1, é possível observar um bom ajuste à curva ascendente, porém ocorre uma pequena subestimativa do valor de pico, e uma superestimativa dos valores a partir do tempo de 15 horas.

Na figura 7 é mostrado o gráfico do nível do rio, e o nível do poço observado e calculado para o período de 410 horas. Os dados de entrada, com exceção do acréscimo de tempo no nível do rio, foram os mesmos utilizados na simulação para 24 horas. Nota-se um bom ajuste dos dados calculados pelo programa STLK1 aos dados observados até o tempo de 150 horas. A partir desse tempo o nível do poço passa a ser maior que o nível do rio, e a resposta do sistema obtida pela simulação numérica superestima a resposta observada com um erro máximo da ordem de 1 cm. A partir do tempo médio de 50 horas, o programa MODFLOW subestima os valores, atingindo um erro máximo de 3,4 cm. Os valores são superestimados a partir do tempo de 300 horas.

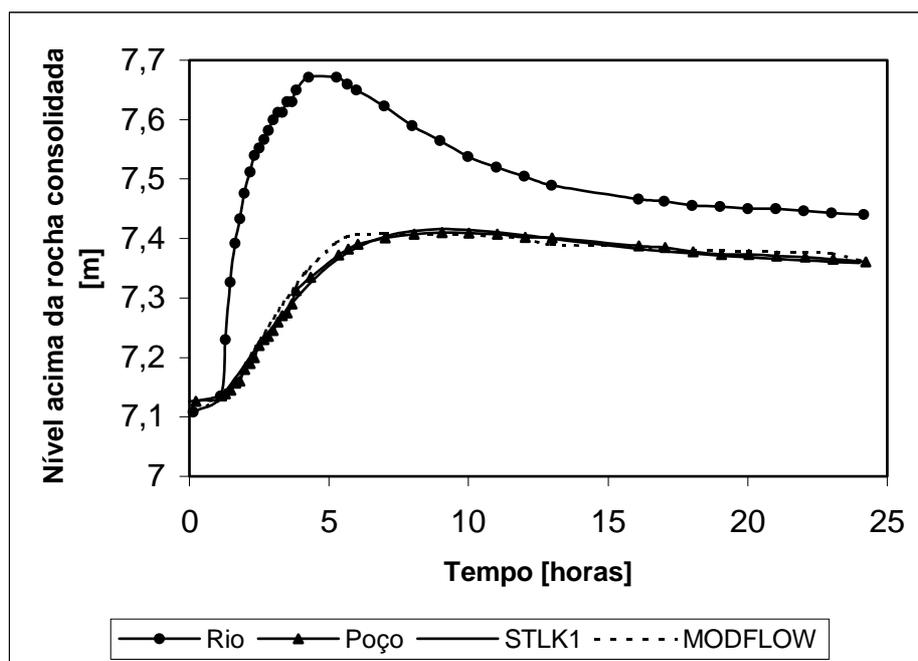


Figura 6 - Nível no aquífero calculado ($t = 24h$).

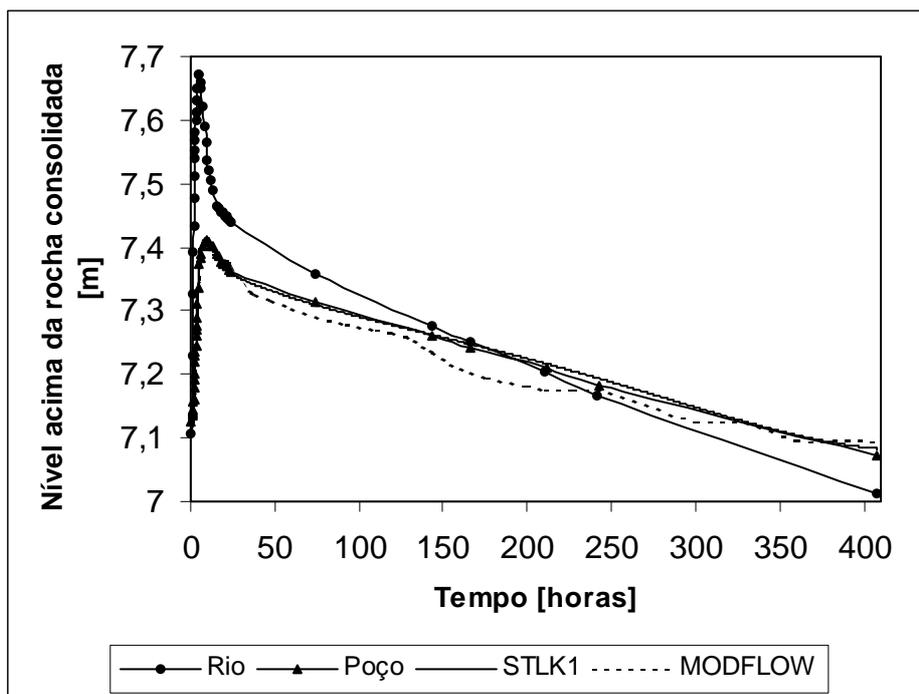


Figura 7 - Nível no aquífero calculado ($t = 410h$).

Um importante fator na análise da interação rio-aquífero é o fluxo que ocorre entre as duas partes do sistema, assim como o volume armazenado no próprio aquífero. Com os programas computacionais disponíveis é possível realizar esse cálculo com as equações já mencionadas nas seções anteriores. O gráfico do fluxo entre o rio e aquífero, nas primeiras 24 horas, é apresentado na figura 8. No eixo das ordenadas é mostrado o fluxo em m^3/h para um comprimento de rio de 250 m. O tempo é mostrado no eixo das abscissas. De acordo com as definições usadas, um valor negativo, indica um fluxo de água do rio para o aquífero, enquanto um fluxo positivo está na direção do aquífero para o rio. Dessa forma, observa-se que durante todo o período de 24 horas o fluxo calculado pelo programa STLK1 ocorreu do rio para o lençol, o que fica evidente quando se observa o gradiente hidráulico entre ambos, obtido da figura 6. Nesse intervalo de tempo, o nível d'água do rio é sempre superior ao nível do poço. Ademais, nota-se que o fluxo máximo ocorre no tempo de 4 horas, ou seja, uma hora antes do nível do rio atingir seu valor máximo. A partir de cerca de 15 horas a declividade da curva diminui significativamente, o que corresponde às alterações nas declividades das curvas que mostram a variação dos níveis d'água do rio e do poço. Comparando com os resultados obtidos pelo MODFLOW, observa-se nas primeiras cinco horas valores bastante próximos aos obtidos pelo programa STLK1, ocorrendo apenas uma pequena discrepância no tempo e no valor de pico. A partir de então, a diferença no fluxo permanece constante em torno de $1 m^3/h$ por 250 m de rio, sendo os valores do MODFLOW menores.

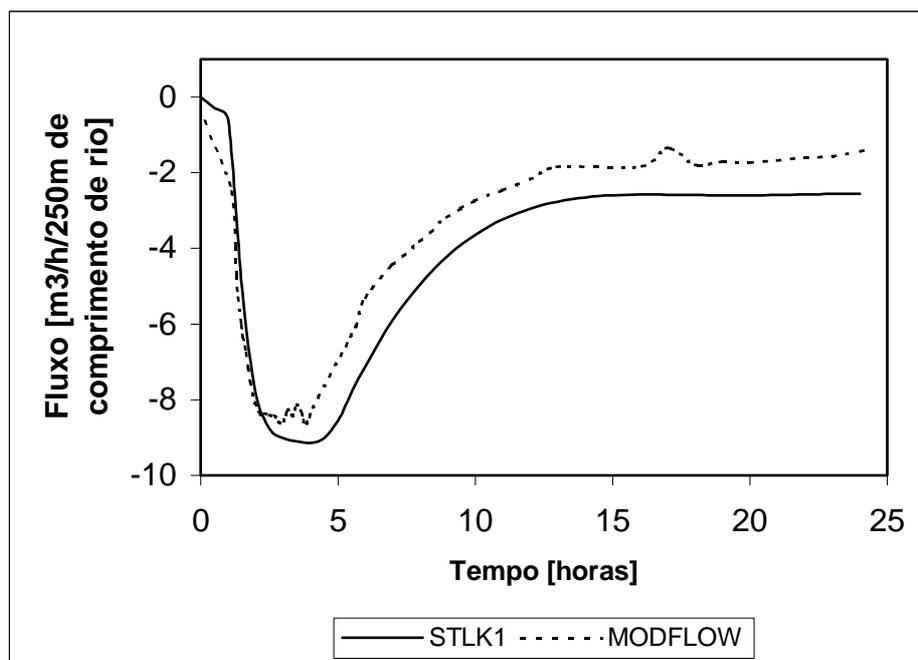


Figura 8 - Fluxo rio-aquífero ($t=24h$).

Na figura 9 é mostrado o fluxo para o período de 410 horas. Observa-se nos valores obtidos pelo STLK1 que a partir das 15 horas o fluxo descreve uma trajetória parabólica, cruzando o valor zero no tempo igual a 226 horas, o que significa uma inversão do fluxo, que passa a ser do aquífero para o rio. Assim, observando o gradiente hidráulico entre rio e aquífero na figura 7, nota-se que, quando ocorre a inversão do gradiente hidráulico ($t=150$ horas), o fluxo entre eles não inverte instantaneamente, mas apresenta um atraso, que neste caso, é de cerca de $226 - 150 = 76$ horas. Isto se deve à inércia do meio poroso, que apresenta uma escala de tempo diferente da escala do rio. Em cerca de 394 horas o fluxo no sentido aquífero-rio atinge seu valor máximo, em torno de $1,18 \text{ m}^3 / h$ para 250 m de comprimento de rio. A partir desse tempo, a curva do fluxo apresenta uma suave estabilização e em seguida um início de declínio. Caso o tempo de experimento fosse prolongado, certamente iria se observar um declínio da curva de fluxo até próximo do valor zero, que representa o ponto de equilíbrio. Comparando com o programa MODFLOW, verifica-se que todas as duas curvas apresentam praticamente a mesma tendência, sendo observada uma diferença constante de cerca de $1 \text{ m}^3 / h$ por 250 m de rio. No programa MODFLOW, é estimado uma inversão do fluxo rio-aquífero para o tempo de 210 horas. A magnitude do fluxo no sentido aquífero-rio não é prevista pelo MODFLOW, sendo adotado pelo próprio programa o valor zero para fluxos neste sentido.

Na figura 10 é apresentado o volume total de água armazenado no aquífero, em m^3 / h , para 250 m de comprimento de rio, no período das primeiras 24 horas, calculado apenas pelo STLK1. Inicialmente o volume armazenado é próximo de zero, e ao final de 24 horas tem-se um volume

armazenado no aquífero de 98 m^3 . A partir do tempo de 8 horas, a declividade da curva diminui, o que acarreta uma diminuição no volume armazenado por unidade de tempo.

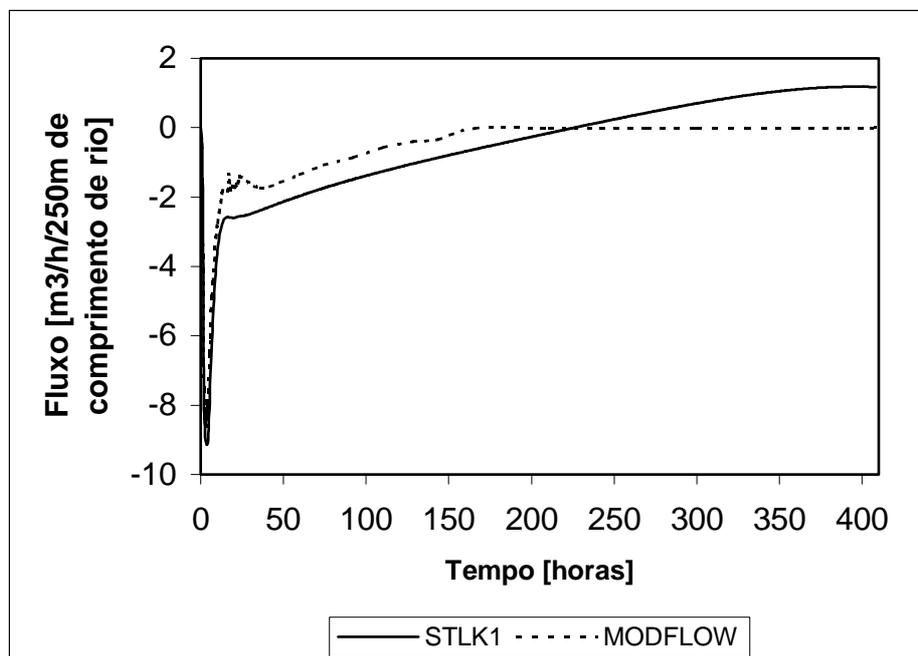


Figura 9 - Fluxo rio-aquífero ($t=410\text{h}$).

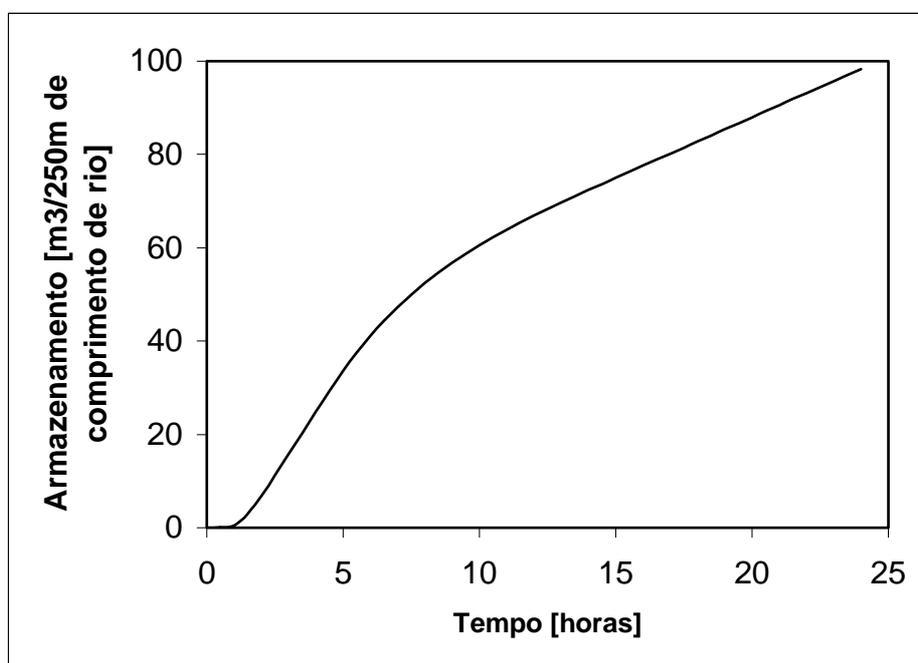


Figura 10 - Volume de água armazenado no aquífero em função do tempo ($t = 24\text{h}$).

O volume de água armazenado no aquífero em função do tempo para o período total do experimento, ou seja, 410 horas, é mostrado na figura 11. O volume máximo armazenado é de 330 m^3 para 250 m de comprimento de rio, e ocorre no tempo médio de 226 horas. Esse tempo coincide

com o tempo em que o fluxo passa a ser do aquífero para o rio. A partir daí, a curva descreve uma trajetória parabólica descendente, atingindo, no tempo final, um volume armazenado de 192 m^3 para cada trecho de 250 m de rio.

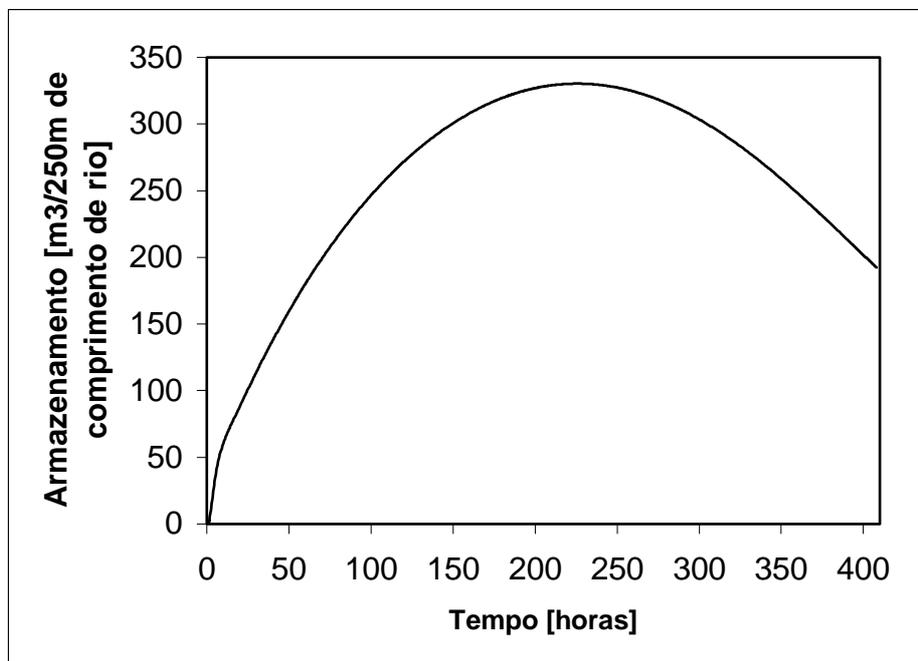


Figura 11 - Volume de água armazenado no aquífero em função do tempo ($t=410\text{h}$).

CONCLUSÕES

Constatou-se que a observação de piezômetros localizados em camadas menos profundas é fundamental na avaliação de escoamentos em aquíferos supostos semiconfinados. Foi observado um atraso no valor de pico, com relação ao valor do nível do rio, de 4 horas, para o poço, e de 22 e 45 horas para os piezômetros 1 e 2, respectivamente. Esses tempos são coerentes, considerando a camada semi-argilosa e a distância do poço e piezômetros à margem do rio. O nível do poço demorou cerca de 180 horas para ultrapassar o nível do rio. Após o tempo total do experimento de 410 horas, os níveis do poço e do piezômetro 1 estavam acima dos níveis do rio e do piezômetro 2, que eram praticamente coincidentes. Assim, verificou-se que, para uma liberação de água do açude para o rio de apenas oito horas, o sistema rio-aquífero pode demorar mais de 17 dias para retornar ao equilíbrio das cargas hidráulicas.

A calibração do modelo analítico exigiu diversas simulações para ajuste das curvas de carga hidráulica. Os resultados obtidos foram bons, com um ótimo ajuste das curvas e com a determinação de algumas propriedades hidrogeológicas do aquífero e do leito do rio. A simulação numérica do fluxo d'água no sistema indicou um fluxo no sentido rio-aquífero para todo o período

das 24 horas. Somente após cerca de 226 horas o fluxo passou a ser do aquífero para o rio. O valor máximo encontrado foi de $9 \text{ m}^3 / \text{h}$ para cada 250 m de comprimento de rio, ou seja, $0,01 \text{ m}^3 / \text{s}$ para cada km de rio. Este valor equivale a uma perda de 3%, no pico, para uma vazão da ordem de $0,3 \text{ m}^3 / \text{s}$. Este resultado é bastante coerente com os obtidos por Jordan (1977) e Walters (1990), que determinaram as perdas em trânsito pelo balanço de massa para rios em regime transiente como sendo, respectivamente, um valor médio de 1,25% e 2,37% da vazão, para cada km de rio.

A simulação numérica do volume de água armazenado no aquífero apresentou um valor máximo acumulado na margem de cerca de 330 m^3 para cada 250 m de trecho de rio. Assim, para cerca de 4 km de rio, valor razoável para o local experimental, o volume armazenado no aquífero, após um pouco mais de 8 dias, é de 5280 m^3 , considerando oito horas de abertura máxima da válvula da tomada d'água. Esse valor é compatível com o total liberado, 7053 m^3 , levando-se em conta às restrições do programa computacional e às diversas outras perdas que acontecem ao longo do leito do rio. Ademais, esse resultado é bastante útil na recarga artificial do aquífero, objeto de interesse da Comunidade do Forquilha.

Julgando pelo ajuste das cargas no aquífero calculadas às cargas medidas, a comparação dos resultados do programa STLK1 com o programa MODFLOW indicou uma pequena superioridade do primeiro. Isso se deve ao uso de uma solução analítica pelo programa STLK1, enquanto o MODFLOW utiliza uma solução baseada em diferenças finitas, além do MODFLOW ser apropriado para regime permanente. Entretanto, a superioridade do programa MODFLOW para problemas complexos e a necessidade de resultados bastante precisos é indiscutível.

Dessa forma, conclui-se que o programa computacional STLK1, apesar da sua simplicidade, é bastante eficaz na análise da interação rio-aquífero, podendo ser estendido seu uso para outros rios do Semi-Árido Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, por conceder uma bolsa de Mestrado ao primeiro autor para realização da presente pesquisa e ao Dr. Barlow do USGS pelo fornecimento do programa computacional STLK1.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] ROWE, P.P. An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 10, p. 3419-3424. 1960.
- [2] MOENCH, A.F.; KISIEL, C.C. Application of the convolution relation to estimating recharge from an ephemeral stream. **Water Resources Research**, v. 6, n. 04, p. 1087-1094. 1970.

- [3] HALL, F.R.; MOENCH, A.F. Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. **Water Resources Research**, v. 8, n.2, p. 487-493. 1972.
- [4] ZHANG, W.Z. Transient groundwater flow in an aquifer-aquitard system in response to water level changes in rivers or canals. **Journal of Hydrology**, 133, p. 233-257. 1992.
- [5] BARLOW, P.M.; MOENCH, A.F. Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems. **US Geological Survey**, Open-File Report 98-415A, pp. 85. 1998.
- [6] NEUMAN, S.P. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. **Water Resources Research**, v. 8, n. 4, p. 1031-1045. 1972.
- [7] WORKMAN, S.R.; SERRANO, S.E.; LIBERTY, K. Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction. **Journal of Hydrology**, 200, p. 149-163. 1997.
- [8] JORDAN, P.R. Stream-flow transmission losses in Western Kansas. **Journal of Hydraulic Engineering**, American Society of Civil Engineers, 103 (HY8), p. 905-919. 1977.
- [9] LANE, L.J. **Transmission losses**. United States Department of Agriculture, Washington, D.C. 1983.
- [10] WALTERS, M.O. Transmission losses in arid regions. **Journal of Hydraulic Engineering**, 116 (1), p. 129-139. 1990.
- [11] ARAÚJO, J.C.; RIBEIRO, A.L. Avaliação de perda d'água em rios no Semi-Árido. **Terceiro Seminário de Recursos Hídricos do Nordeste**, Salvador - BA, 1996.
- [12] RÊGO, T.C.C.C. Simulação de Perda D'Água em Trânsito na Bacia do Rio Jaguaribe. **Dissertação de Mestrado**, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2001.
- [13] ARAÚJO, J.C. Avaliação de perdas de água em trânsito em rios do Semi-árido. **Relatório Técnico**, FUNCEME. Fortaleza, março - 2002.
- [14] ILLANGASEKARE, T.; MOREL-SEYTOUX, H.J. Stream-aquifer influence coefficients as tools for simulation and management. **Water Resources Research**, v. 18, n. 1, p. 168-176. 1982.
- [15] GOMES, C.C. Modelagem Matemática para Estudo de Comportamento de Aquífero Aluvial Represado por Barragem Subterrânea. **Dissertação de Mestrado**, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 1990.
- [16] XI CHEN; XUNHONG CHEN. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. **Journal of Hydrology**, 280, p. 246-264. 2003.
- [17] DeSIMONE, L.A.; BARLOW, P.M. Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream-aquifer hydraulic interaction. **US Geological Survey**, Water-Resources Investigations Report 98-4212, pp. 61. 1998.

- [18] HANTUSH, M.S. Wells near streams with semipervious beds. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, no. 12, p. 2829 - 2838. 1965.
- [19] LIMA, C.H.R. Estudo da interação rio-aquífero para regime transiente por meio de um modelo analítico. **Dissertação de Mestrado**, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2004.
- [20] BURTE, J.; SCHRADER, G.O. Relatório parcial das atividades. **Projeto Pingo D'água** , Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1998.
- [21] BURTE, J.; SCHRADER, G.O. Relatório parcial das atividades. **Projeto Pingo D'água** , Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1999.
- [22] BURTE, J. Relatório preliminar. **Projeto Pingo D'água**, Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Setembro - 2002.
- [23] MENDONÇA, L.A.R. **Comunicação Pessoal**. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza-CE. 2003.