

Uma Investigação dos Efeitos Hidráulicos de Barragens Subterrâneas em um Aquífero Aluvial na Região Semi-Árida da Paraíba

Hans Dieter Max Schuster, Vajapeyam Srirangachar Srinivasan

Departamento de Mineração e Geologia - Departamento de Engenharia Civil – CCT/UFCC, Campus Universitário, Campina Grande, PB
didischuster@yahoo.de, Srinivas@rechid.ufcg.edu.br

Jorge Luiz Rabelo

Departamento de Engenharia Agrícola – Escola de Agronomia/UFBA
jlrabelo@gd.com.br

Fernando Fernandes da Silva

Superintendência de Recursos Hídricos da Bahia – SRH/GEREST – Salvador, BA
ffsilva@srb.ba.gov.br

Recebido: 15/03/02 revisado: 15/09/03 aceito: 20/08/04

RESUMO

Um aquífero aluvial localizado perto da cidade de Santa Luzia – PB foi selecionado para estudar no campo os efeitos das barragens subterrâneas existentes no local, durante o período de estiagem entre os anos de 1998 e 1999. Utilizou-se um modelo numérico para simular as interações entre as barragens e o fluxo subterrâneo. O depósito aluvial varia de 50 m a 400 m de largura e de 1 m a 10 m de profundidade, com uma extensão de aproximadamente 5 km. Os níveis freáticos foram observados durante vários anos a partir de 1988. Foi utilizado um método analítico para a determinação das permeabilidades para servir como valores iniciais num processo de otimização para obter os valores finais ajustados. Uma simulação, tanto dos níveis freáticos quanto da taxa de depleção na saída do aquífero sem e com as barragens subterrâneas foram realizadas. As influências de diferentes condições de contorno e das propriedades morfológicas bem como os efeitos das barragens subterrâneas foram avaliados a partir destes resultados.

Palavras-chave: Aquífero aluvial; barragens subterrâneas.

INTRODUÇÃO

O aproveitamento dos recursos hídricos nas regiões semi-áridas do Nordeste do Brasil tem apresentado dificuldades que são inerentes às peculiaridades climatológica e geológica da região, destacando-se a baixa pluviosidade bem como, sua má distribuição espacial e temporal somando com a situação geológica regional desfavorável à retenção de grandes volumes d'água precipitada.

A irregularidade na distribuição das chuvas e a sucessão de períodos prolongados de secas, como ocorridos recentemente nos anos de 1998 e 1999 com taxas de precipitação muito reduzidas, constituem os principais problemas da região semi-árida da Paraíba e vêm provocar sobremodo graves situações econômicas e sociais. Além disso, o elevado índice de evaporação, geralmente superior ao total da taxa de precipitação vem acelerar os processos de salinização e propiciar grandes perdas de água, reduzindo a eficiência dos reservatórios e açudes.

Geralmente as cidades interioranas da região são abastecidas por reservatórios de superfície enquanto as

propriedades rurais nem sempre têm uma fonte de água segura e de boa qualidade. As fontes alternativas de recursos hídricos nas regiões rurais, não só da Paraíba, como também do Nordeste, são, além de açudes, os aquíferos aluviais e rasos, que possam servir aos pequenos produtores, quando explorados adequadamente.

São poucos os estudos sobre a avaliação destes depósitos de aquíferos aluviais rasos e estreitos (Albuquerque, 1984; Costa, 1984; Costa, 1986; Melo et al., 1987; Monteiro et al., 1989; Schuster et al., 1990, Schuster et al., 2000) e pouco se conhece sobre a potencialidade e a eficácia de barragens subterrâneas instaladas para conservar os recursos hídricos subterrâneos (Uehara, 1981; Hanson e Nilsson, 1986; Costa, 1987; Cirilo et al., 1998). Observe-se por fim a carência, também de estudos teóricos sobre o comportamento hidráulico de barragens subterrâneas.

Neste contexto, o presente estudo procura estabelecer uma metodologia consistente para avaliar as características hidrológicas de depósitos aluviais com a presença de barragens subterrâneas que possam servir como uma fonte potencial para o fornecimento de água à zona rural

em períodos de estiagem. Para este fim, foi selecionado um aquífero aluvial raso e estreito com uma extensão de alguns quilômetros, típico da região semi-árida no interior do estado da Paraíba, perto da cidade de Santa Luzia. O trabalho compõe-se de duas partes: Na primeira desenvolve-se uma metodologia relativamente simples de determinação dos parâmetros hidráulicos em um aquífero aluvial não-homogêneo e a otimização desses em um processo de calibração automática, enquanto na segunda trata-se da simulação do efeito interativo das barragens subterrâneas instaladas no aquífero aluvial e a avaliação da eficiência do armazenamento de água pelas barragens durante o período de estiagem.

ESTUDOS DE CAMPO

Área de Estudo

A área de estudo pertence a uma planície aluvial da época geológica Quaternária que forma a cobertura aluvial de no máximo 10 m de espessura, sobre o complexo cristalino Gnáissico-Migmatítico-Granítico Pré-Cambrianos (Andritzky e Busch, 1975), de aproximadamente 300 km², situada 5 km ao leste da cidade de Santa Luzia – PB que faz parte da bacia Rio Seridó, e esta, sub-bacia do Rio Piranhas. A bacia aluvial é, na sua maior parte, uma planície, constituída por três riachos principais (Riacho do Fogo, Riacho do Saco e Riacho do Chafariz), porém sazonais. As águas desses riachos afluem unindo-se a montante da barragem do açude público que abastece a cidade de Santa Luzia com uma capacidade para armazenar volume de 15·10⁶ m³. O relevo da bacia aluvial é representado por características variáveis. A área é cercada ao norte pela Serra da Cabeça com uma altitude de 589 m, a leste pelo planalto da Borborema que alcança elevações de até 700 m, e ao sul pelas Serras do Tubira com 662 m de altitude. A oeste fica a abertura da planície, onde fica a rodovia BR 230.

O aluvião em estudo é conhecido como Riacho do Chafariz e é constituído por uma estreita faixa de depósitos clásticos apresentando características adequadas para o abastecimento de água para pequenos produtores agrícolas da região. Ao longo da ponte, perto da BR 230, o aquífero é recarregado pelo riacho São Gonçalo. A Figura 1 mostra a localização do aluvião, bem como as posições dos poços Amazonas existentes (PA₁, PA₂ e PA₃) e os poços de observação instalados ali.

Hidrogeologia da Área

Trata-se de uma das áreas mais secas do estado da Paraíba com a precipitação média anual durante o período de 1950 a 1996 em torno de 520 mm com o máximo e mínimo observados, sendo 1372 mm (1985) e 89 mm (1993). Nos anos de 1998 e 1999, por causa do efeito do El Niño, registraram-se novamente baixas taxas de precipitação (71,2 mm em 1998 e 165,3 mm em 1999) na área de estudo. Observa-se na região da bacia do Seridó que o trimestre mais chuvoso corresponde ao período de fevereiro a abril e, este trimestre é responsável por cerca 70 % do total anual. A taxa média da evaporação é bastante elevada (2070 mm/ano), alcançando uma taxa máxima mensal no mês de outubro de 227 mm.

O aquífero selecionado (Riacho do Chafariz) possui largura variável de 50 m a 400 m e a profundidade varia entre 1 m e 10 m até o embasamento cristalino tendo uma extensão total de cerca de 20 km. As principais características hidrogeológicas são, principalmente, as variações da espessura dos depósitos detriticos que constituem o aluvião e da inclinação do embasamento cristalino. A irregularidade do embasamento cristalino nas seções verticais transversais, a ocorrência de terraços aluviais aplanadas lateralmente (em níveis topográficos um pouco mais elevados do que o leito do riacho), e a variação na composição dos tamanhos de seus sedimentos (areias grossas até finas com siltes e argilas) com profundidade e distância são as outras características notáveis do aquífero. Durante e logo depois do período de chuvas, o riacho continua a escoar na superfície, principalmente na sua parte montante entre o poço amazonas PA₃ e a entrada do riacho afluente São Gonçalo.

Um trecho de 5 km de comprimento foi selecionado para as investigações de campo e modelamento matemático posterior. Duas barragens (B₁ e B₂) estão localizadas nessa área de estudo. A presença de uma terceira barragem (B₃) foi indicada por os moradores do local, mas, não foi possível verificar fisicamente da sua existência no local indicado. A barragem B₁ é de tipo vertedor com cerca de 2 m de altura, soterrada a montante formando o limite de jusante do trecho selecionado enquanto as outras barragens subterrâneas (B₂ e B₃) estão cobertas pelos sedimentos nos dois lados e portanto, totalmente submersas dentro do aluvião. A barragem B₂ pode ser visualizada pelas suas extremidades laterais. Estas barragens foram construídas, depois de um longo período de estiagem, por um morador da região entre 1952 e 1954. Nesta área o uso da terra é feito para fins agrícolas sendo irrigadas através de poços amazonas. O poço amazonas PA₃ constitui o limite de montante da área de estudo de 5 km de extensão (Figura 1)

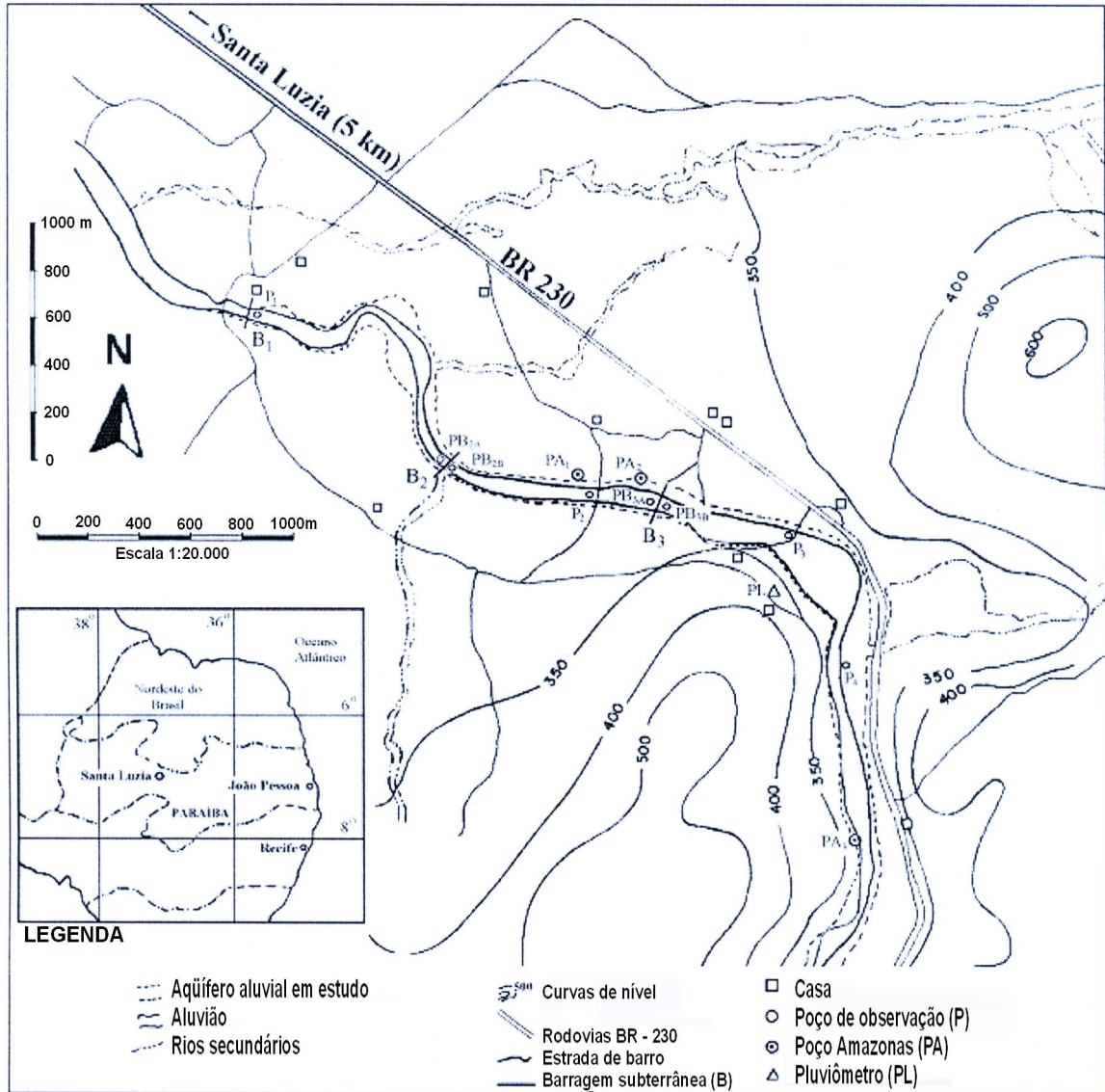


Figura 1 – Localização da área de estudo - Riacho Chafariz, Santa Luzia - PB (Schuster et al,1990)

A margem direita do riacho passa por um terraço largo de material com silte e areia, sendo constituído por materiais que ficam em suspensão nos períodos de cheia e depositados nas suas margens. A margem esquerda apresenta em muitos lugares o afloramento do cristalino.

Uma barragem subterrânea, instalada no curso estreito e em local de pouca inclinação do embasamento cristalino de um depósito aluvial, intercepta o fluxo de água subterrânea e causa um acumulo d'água na montante da barragem até ocorrer um escoamento superficial por causa do excesso de saturação que se estende a montante por 200 m ou mais, como é o caso nos locais das barragens B₁, B₂. No entanto, a jusante, observa-se uma queda signi-

ficativa do nível d'água no aquífero. Estas áreas são cultivadas pelos agricultores da região todos os anos quando a precipitação é suficiente. A disponibilidade hídrica nesta região diminuiu em muito nos anos de 1998 e 1999, quando a precipitação na região ficou bastante reduzida. Todos os poços amazonas ao longo do aluvião rebaixaram muito e os poços localizados a montante da área do estudo secaram nesse período de dois anos. Os moradores do local começaram escavar cacimbas cada vez mais profundas em locais de maior espessura do depósito aluvial até chegar ao embasamento cristalino. A procura de água nem parou na fronteira cristalina, considerada geralmente impermeável, mas continuou com a escavação no cristalino alterado.

Devido à elevada taxa de chuva no início do ano 2000 (280 mm até o final do mês de março), o depósito aluvial carregou-se e observou-se, novamente, um escoamento subterrâneo no local da barragem B₂ e o escoamento superficial no local da barragem B₁.

Coleta de Dados

Em, 1988 numa primeira fase de trabalho de campo (Oliveira, 1992), foram instalados quatro piezômetros P₁, P₂, P₃ e P₄ com profundidades variáveis de 1,5 m a 8,5 m, e junto com os três poços amazonas já existentes (PA₁, PA₂ e PA₃) foram realizadas as medições semanais de níveis freáticos. Um pluviômetro instalado na área forneceu a taxa de precipitação durante um ano (Figura 2) no local.

Em 1996, numa segunda fase (Silva, 1998), a instalação dos poços de observação foi refeita nos mesmos locais de 1988 e ainda quatro novos piezômetros foram instalados sendo, dois deles a montante e a jusante da barragem B₂ (PB_{2b}, PB_{2a}) e os outros dois a montante e a jusante do local da barragem B₃ indicado pelos moradores (PB_{3b}, PB_{3a}). Também foram feitas medições do nível freático das águas subterrâneas através de uma sonda penetrante (poço-ponteira), encravada até o cristalino com o objetivo de fazer uma medição do nível a cada 100 m ao longo do leito do aluvião. Foi realizado um levantamento topográfico da área do estudo entre os dias 16 e 18 de agosto de 1996 (Figura 5). Foram Medidas mais de trinta valores de níveis d'água ao longo da seção selecionada.

Foi instalado no lado visível da barragem B₁ - o limite de jusante da área de estudo - um dispositivo na forma de um pequeno vertedor para possibilitar medições da vazão na saída da área de estudo. Foram realizadas cinco medições durante a coleta de dados de campo.

O perfil longitudinal do aluvião formado pelo topo da superfície, pelo nível freático e pelo embasamento cristalino foi definido a partir do levantamento topográfico da superfície, das medições de níveis freáticos (nos poços de observação, nos poços amazonas e das numerosas medições através de sonda penetrante) e dados obtidos durante as perfurações dos poços de observação até o embasamento cristalino, bem como a sondagem geo-elétrica (Bischoff et al., 1988; Schuster et al, 1990).

Análise dos Dados

A Figura 2 mostra a variação semanal dos níveis freáticos nos sete piezômetros durante 1988 (Oliveira, 1992). A seqüência vai do poço mais a jusante (P₁) ao poço mais a montante (PA₃). Verifica-se que os níveis freáticos aumentam após o início da estação chuvosa (janeiro) e alcançam seus picos no final da estação chuvosa. As oscilações dos níveis nos poços PA₂ são atribuídas ao bombeamento para irrigação das culturas localizadas na sua proximidade.

A curva de depleção medida na saída da B₁ apresentada na Figura 3 mostra claramente um decaimento exponencial no período de observação correspondente ao valor de coeficiente de recessão de $\alpha = 9,4 \cdot 10^{-3}$ [1/dia]. A

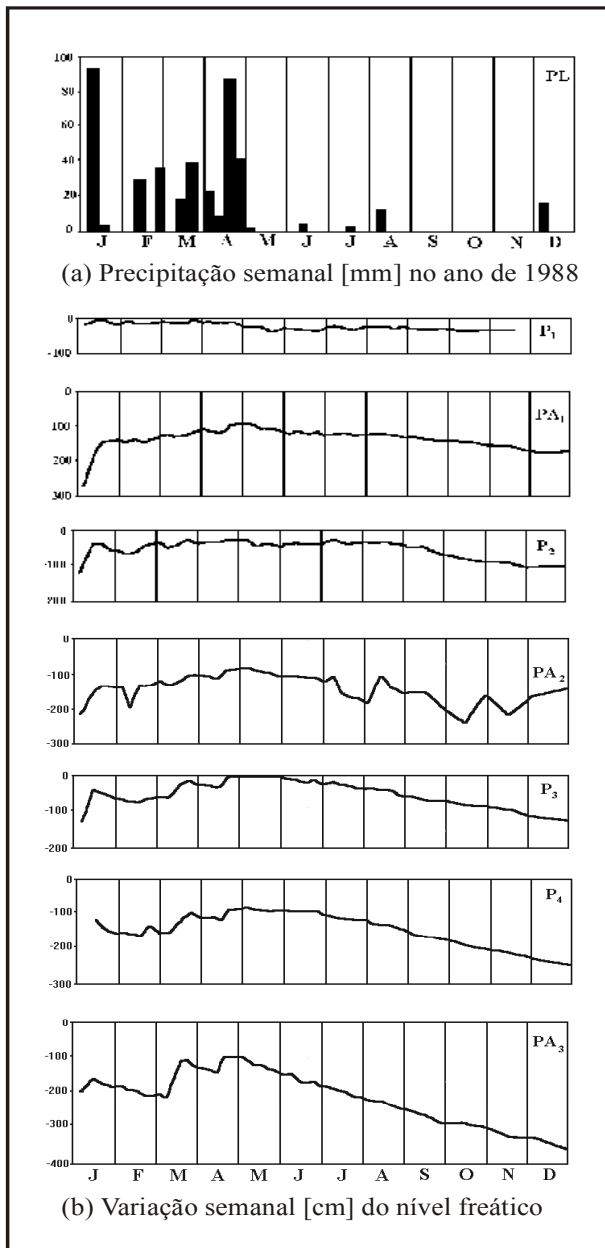


Figura 2 – Variação semanal da precipitação [mm] e do nível d'água [cm] nos poços de observação em 1988 na área de estudo - Riacho Chafariz (Oliveira, 1992)

curva de depleção simulada foi obtida através de uma primeira modelagem matemática na base de um modelo simples do respectivo aquífero aluvial (Silva, 1998). Foram obtidas as primeiras propriedades hidrológicas do aquífero a partir dos perfis litológicos dos poços de observação P₂, P₃ e P₄. Em geral, os perfis litológicos mostram uma seqüência alternando entre areias médias e grossas, intercaladas por camadas finas de argila e silte. Não foi observada a presença de cascalho.

Para obter uma estimativa da permeabilidade do aluvião foram empregados dois métodos. No primeiro, a estimativa foi feita pela associação dos valores sugeridos na literatura (Beyer, 1964) à curva granulométrica dos sedimentos do depósito do poço P₃. No segundo método, a permeabilidade foi determinada através de um permeâmetro de carga constante utilizando as amostras obtidas durante a perfuração do poço P₃. Os dois valores aproximaram-se bastante e, um valor médio de $K = 10^{-3}$ m/s foi adotado. Um teste de bombeamento executado na primeira fase de trabalho de campo em 1989 resultou em um valor de $K = 0,95 \cdot 10^{-3}$ m/s para este poço (Oliveira, 1992; Schuster et al, 1990).

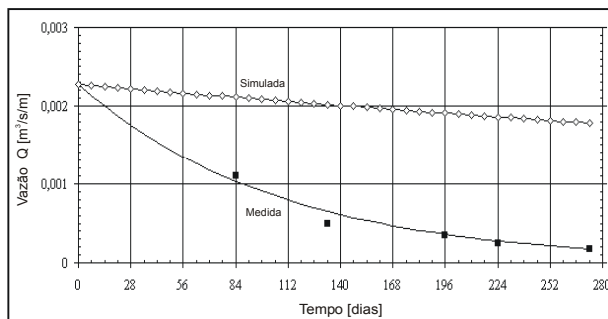


Figura 3 – Curva de recessão observada na barragem B₁ durante o período de maio de 1996 a fevereiro de 1997 (Silva, 1998).

MODELAMENTO

Estimação da Permeabilidade

O primeiro passo no modelamento de águas subterrâneas é a estimação das permeabilidades na área de estudo. A identificação destes parâmetros pode ser feita combinando a técnica de tentativa e erro (método direto) com uma técnica automatizada dos mínimos quadrados (método inverso), determinando os conjuntos de parâmetros que minimizam os resíduos entre os níveis observados e calculados da superfície freática. Rochas não-consolidadas não apresentam limites bem definidos para suas propriedades petrofísicas, e este fato complica a estimação das permeabilidades do aquífero não-homogêneo. Foi difícil também a identificação das zonas relativamente

homogêneas ao longo do trecho em estudo. Admitindo-se um fluxo unidimensional, gerou-se o gráfico do quadrado das cargas freáticas contra a distância ao longo do aquífero conforme mostra a figura 4.

A forma parabólica da superfície freática é descrita pela equação de Dupuit-Forchheimer:

$$h^2(x) = h_0^2 + \frac{(h_L^2 - h_0^2)}{L} \cdot x = h_0^2 + \frac{2Q}{K} \cdot x \quad (1)$$

em que $h(x)$ é o nível freático à distância x para o fluxo não-confinado sendo h_0 a condição de contorno a jusante ou o nível freático para $x = 0$. A condição de contorno a montante é h_L para $x = L$. Considerando a base do aquífero como sendo horizontal, um gráfico de $h^2(x)$ versus x se torna linear. Assim, a Figura 4 mostra seis segmentos.

Com diferentes valores de inclinação ($2Q/K$), sendo Q a descarga do aquífero (Bear, 1979). Então o aluvião foi representado por seis valores diferentes de permeabilidade K_1 a K_6 (Figura 4).

A inclinação elevada entre os segmentos de K_2 e K_4 e, entre K_5 e K_6 representam as seções onde o efeito das barragens subterrâneas B₂ e B₃ é predominante. Esta mudança da declividade da reta no local de supostas da Barragem B₃ foi considerado como a prova indireta da existência real da barragem subterrânea naquele local. As declividades das retas foram determinadas por regressão linear simples. Utilizando o valor da permeabilidade média $K = 10^{-3}$ m/s para zona 6 marcada pela presença do poço P₃, a descarga do aquífero Q foi calculada em $6,9 \cdot 10^{-5}$ m³/s por unidade de largura (admitindo o embasamento cristalino sendo horizontal). Conhecida a descarga, as permeabilidades das zonas restantes 1,2 e 4 foram determinadas a partir das inclinações dos segmentos lineares da Figura 4. Assim, os valores das permeabilidades foram obtidos como: $K_1 = 5,04 \cdot 10^{-3}$ m/s, $K_2 = 4,38 \cdot 10^{-3}$ m/s, $K_4 = 6,07 \cdot 10^{-4}$ m/s, $K_6 = 1,00 \cdot 10^{-3}$ m/s (Schuster et al., 1998).

Otimização dos Parâmetros Hidrodinâmicos

A área de estudo (Figura 1) foi representada por uma malha de elementos retangulares de 50 m x 50 m. As condições de contorno para a simulação de estado estacionário foram definidas com o fluxo vertical zero através do embasamento cristalino impermeável e fluxos nulos através dos contornos impermeáveis laterais da rocha. Na barragem B₁, o nível freático observado foi considerado como a condição de contorno a jusante do tipo “carga especificada”. No poço amazonas PA₃, o nível de água observado foi considerado como a condição de contorno a montante.

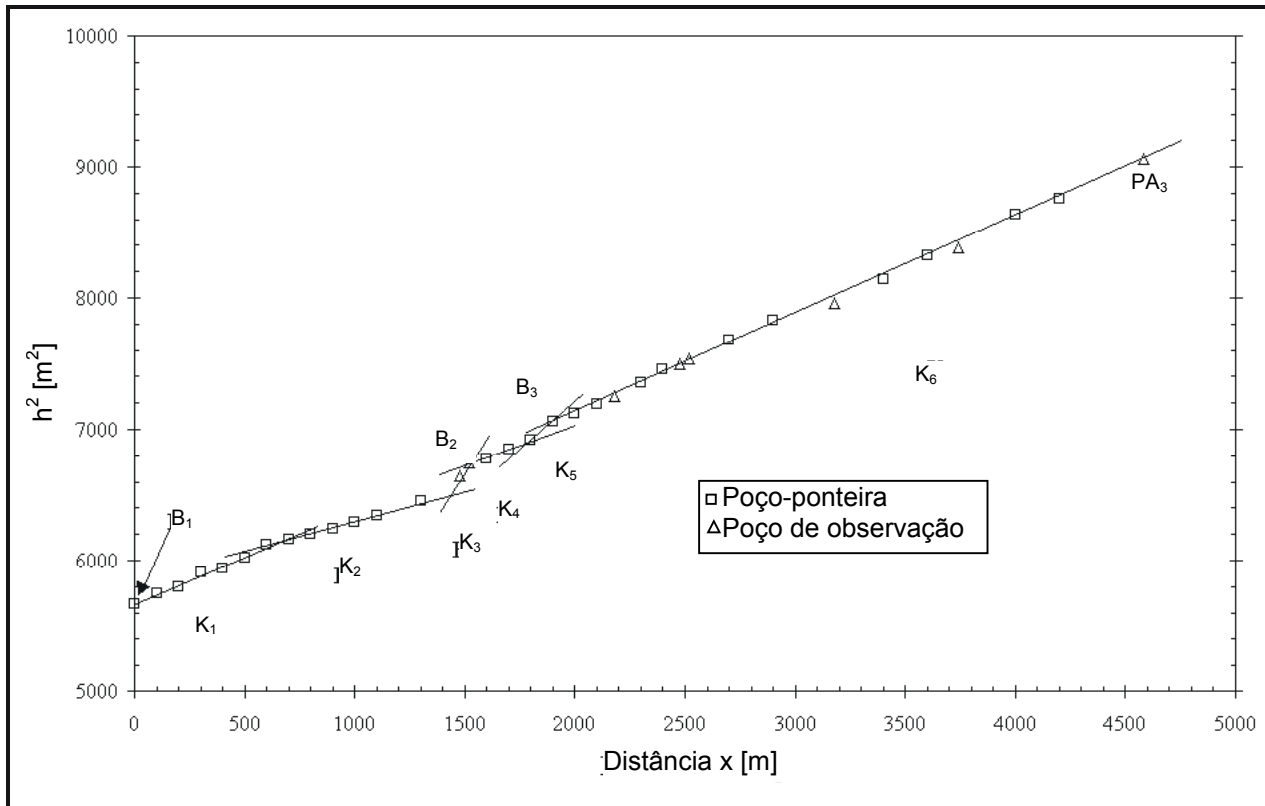


Figura 4 - Gráfico ($h^2 - x$) mostrando os quatro segmentos distintos em 16/08/1996 (Silva, 1998; Schuster et al., 1998).

A simulação bidimensional do aquífero foi realizada utilizando o Método de Diferenças Finitas com o programa "Processing Modflow" (McDonald & Harbaugh, 1988) para Windows (PMWIN 4.0) (Chiang & Kinzelbach, 1998). A geometria do aquífero no plano, todas as condições de contorno e a variação da permeabilidade nas zonas longitudinais foram consideradas, mas a recarga na superfície devido à infiltração foi desprezada. A simulação foi realizada para os casos "estacionário" e "não-estacionário". Para o caso estacionário uma simulação bidimensional do aquífero foi executada com os níveis freáticos observadas em agosto de 1996, começando com os seis valores de permeabilidade calculados a partir da equação unidimensional de Dupuit – Forchheimer. Para o caso não-estacionário, foram utilizados os dados semanais do período de maio a setembro de 1988 (Oliveira, 1992).

Geralmente, os aquíferos aluviais nordestinos são extensos em comprimento e estreitos em largura. No presente caso, o valor máximo da razão entre a largura do aquífero e o comprimento é de 0,08 e portanto um tratamento unidimensional do aquífero seria uma boa aproximação. Assim, os valores iniciais da permeabilidade para os seis segmentos obtidos a partir da análise unidimensional foram usados em um procedimento de calibração inverso

automatizado para o fluxo bidimensional. Para este caso considerou-se a inclinação do embasamento cristalino igual a 0,25%, com base nos dados de sondagens. Para avaliar as influências relativas à natureza bidimensional do aquífero com largura variável ao longo do curso e inclinação do embasamento cristalino, duas simulações comparativas foram realizadas. Inicialmente, uma comparação entre o caso do aquífero com largura uniforme e o aquífero com largura variável para condição de embasamento horizontal para um meio poroso homogêneo mostrou que, o desvio padrão médio para as cargas freáticas foi de 0,53 m, com um desvio relativo na descarga igual a 6,5 %. No segundo caso, quando as cargas e a vazão do aquífero foram comparadas para os casos de embasamento horizontal e embasamento com inclinação de 0,25% (mantendo-se a largura constante), o desvio padrão médio para as cargas aumentou para 1,27 m com um desvio relativo para a vazão igual a 47 %. Portanto, os efeitos das variações nas elevações da base do aquífero seriam muito mais significativos do que os efeitos das variações na largura do aquífero.

O principal objetivo da simulação estacionária foi obter as melhores estimativas de valores das permeabilidades das quatro zonas. Para este caso (aquífero de fluxo bidimensional e com a inclinação do embasamento cristali-

no de 0,25 %), os valores finais de permeabilidade obtidos pela calibração automática foram: $K_1 = 3,43 \cdot 10^{-3}$ m/s, $K_2 = 4,63 \cdot 10^{-3}$ m/s, $K_3 = 6,76 \cdot 10^{-4}$ m/s, e $K_6 = 1,09 \cdot 10^{-3}$ m/s.

No processo de calibração automática, apenas K_6 foi mantido em uma faixa estreita pelo fato que uma estimativa do valor deste tinha sido feito por dois métodos diferentes que resultaram em, praticamente no mesmo valor. Os outros valores de permeabilidades não sofreram restrições de limites no processo de calibração. Os valores finais ajustados ficaram bastante próximos aos valores iniciais. A maior variação ocorreu no caso de K_1 (32 %). Estes valores calibrados de permeabilidade foram utilizados na simulação bidimensional. A Figura 5 apresenta uma comparação entre as cargas observadas e as cargas calculadas para 35 locais em agosto de 1996. No estado estacionário, o desvio padrão médio ou o RMSE (Root Mean Squared Error) foi de 0,21 m segundo a expressão:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_{obs} - h_{calc})^2} \quad (2)$$

em que n é o número de observações utilizadas, h_{obs} é a carga piezométrica observada e h_{calc} é a carga calculada. A descarga calculada no modelamento estacionário no local da barragem B_1 através do balanço hídrico foi $1,72 \cdot 10^{-2}$ m³/s para o embasamento horizontal, e $7,56 \cdot 10^{-3}$ m³/s para o embasamento com inclinação de 0,25%. Nenhum dos valores estava em boa conformidade com o valor da descarga indicada pela curva de recessão observada na barragem B_1 , conforme mostrada na Figura 3 (Silva, 1998).

Novas simulações foram realizadas, considerando um zoneamento transversal devido à existência dos terraços laterais de depósitos de material silteoso. Utilizando um valor de permeabilidade em torno de $K = 10^{-4}$ m/s para os terraços silteosos, obteve-se uma descarga de $Q = 2,08 \cdot 10^{-3}$ m³/s, o que parece ser bastante razoável em comparação com o valor medido. Desta forma, ficou evidente a necessidade de incluir o zoneamento lateral na modelagem do aquífero.

SIMULAÇÃO DE FLUXO UNIDIMENSIONAL COM BARRAGENS SUBTERRÂNEAS

Para entender melhor o comportamento hidráulico do aquífero aluvial com barragens subterrâneas e fazer uma estimativa quantitativa sobre reservas disponíveis de água subterrânea retida, foi utilizado um modelo simplificado de simulação (Rabelo, 2000). Este modelo não considera os possíveis processos da recarga de água subterrânea, da evaporação e da drenagem de água superficial. O inte-

resse principal da simulação era a determinação da variação de vazão (curva de depleção) na saída da barragem B_1 e o monitoramento da evolução temporal dos níveis freáticos em vários poços reais e virtuais de monitoramento, selecionados em cada intervalo de tempo definido. A reserva d'água retida é determinada no final do período de simulação.

Foram feitas quatro simulações hidráulicas diferentes: o aquífero aluvial sem nenhuma barragem (caso 1); o aquífero com apenas a barragem B_1 na saída (caso 2), o aquífero com duas barragens B_1 e B_2 (caso 3) e o aquífero com todas as barragens B_1, B_2, B_3 (caso 4). As quatro situações hidráulicas são indicadas esquematicamente na Figura 6.

Descrição do Modelo Unidimensional

O modelo numérico utilizado, baseado nas características geométricas principais do aluvião em estudo, considera o aquífero como uma longa (4500m) e rasa (1 m a 10 m) caixa de areia homogênea de largura estreita e uniforme (75 m),

Para este material foram admitidos valores iniciais de 10^{-3} m/s e 0,15 para os parâmetros hidrodinâmicos K (condutividade hidráulica) e S_Y (rendimento específico) respectivamente, com uma inclinação constante ($\tan \phi = 0,0038$) de embasamento cristalino. Neste modelo, as dimensões e localizações das barragens subterrâneas foram mantidas conforme a situação real verificada na área de estudo (Figura 1).

A escolha dos limites a montante (poço amazonas PA_3) e a jusante (barragem B_1) no modelo foi feita levando-se em conta a geometria do aluvião, a presença das demais barragens subterrâneas (B_2 situada 1500 m a montante de B_1 e B_3 situada 1100 m a montante de B_2) e de poços de monitoramento reais (já existentes e instalados) e virtuais (PC_1, PC_2, PC_3, P_3J e P_{3M}) conforme mostrados na Figura 6.

Com base nas definições deste modelo é possível escrever as equações representativas do fluxo subterrâneo como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \frac{\partial(h+b)}{\partial x} \right) = 0 \quad (3a)$$

e

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \frac{\partial(h+b)}{\partial x} \right) = \frac{S_Y}{K} \frac{\partial(h+b)}{\partial t} \quad (3b)$$

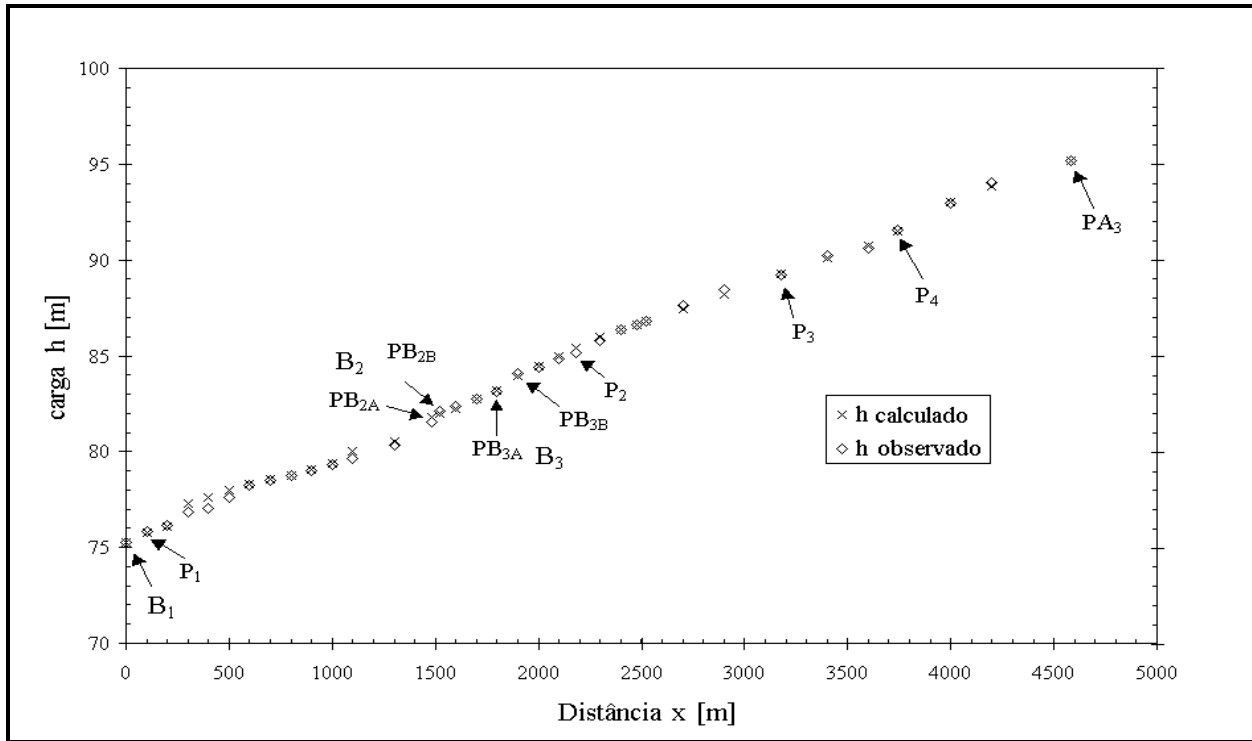


Figura 5 - Comparação dos níveis freáticos observados e calculados em 16/08/1996 (Silva, 1998; Schuster et al., 1998).

que são as equações para um aquífero não-confinado, homogêneo e isotrópico sem incluir qualquer recarga ou extração em regime estacionário e não estacionário respectivamente. Os termos $h(x, t)$ é a espessura saturada do aluvião e $b(x)$ é a cota superior do embasamento cristalino ao longo do aluvião medida em relação a um nível da referência. K e S_y são os parâmetros hidrodinâmicos do aluvião definidos anteriormente.

A simplificação do modelo inicial teve como um dos objetivos avaliar os efeitos hidráulicos das barragens subterrâneas localizadas na área de estudo. Foi empregada a técnica de diferenças finitas com a utilização do programa computacional PMWIN - Processing Modflow for Windows (Chiang e Kinzelbach, 1998). Para este fim, foi gerada uma malha de espaçamento celular não uniforme, com os intervalos Δx variando de 1 m a 100 m, para simular os efeitos com a maior precisão nos locais de grande interesse, nas vizinhanças das barragens B_1 , B_2 , e B_3 e os poços virtuais de calibração, PC_1 , PC_2 e PC_3 .

Novamente, as condições de contorno foram definidas nos locais do poço PA_3 e na barragem B_1 . Os níveis de água em B_1 e PA_3 utilizadas nas simulações estacionárias foram as medições do nível freático em 16/08/96, sendo 75,27 m e 94,96 m respectivamente (Figura 5). Perfurações de poços de observação, sondagens geolétricas e as profundidades dos poços amazonas já existentes apontaram para o embasamento cristalino uma inclinação linear de aproximadamente 0,0038.

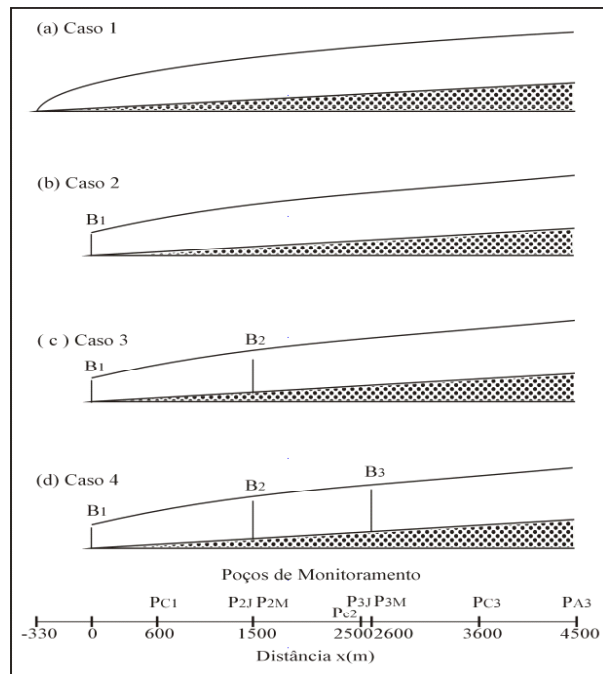


Figura 6 - Ilustração das quatro situações simuladas e localização dos poços de observação reais e virtuais de observação: a) caso 1 - situação sem barragem (hipotético); b) caso 2 - situação com uma barragem (hipotético); c) caso 3 - situação com duas barragens (real); d) caso 4 - situação com três barragens (provável) (Rabelo, 2000).

Condições de Contorno e Calibração do Modelo

Em primeiro lugar, precisava ser estabelecido o tempo mínimo de simulação para todas as quatro situações. Nos anos de estiagem (1998 e 1999) foi observado, a cessão de qualquer fluxo após cerca de 12 meses, no meio poroso acima das cotas da crista das barragens B₂ e B₃ subterrâneas. A partir desta observação de campo (Silva, 1988; Rabelo, 2000), foi admitido como o tempo de simulação para todas as situações consideradas, um tempo total de 24 meses, que deixaria aproximadamente um período de 12 meses para verificar pela simulação o efeito de retenção pelas barragens.

Desta forma, procurou-se ajustar pelo método de tentativa e erro os valores dos parâmetros de K e S_Y, de modo que ocorra a retenção efetiva de água pelas barragens no prazo aproximado de 12 meses. Partindo dos valores iniciais de K = 10⁻³ m/s e S_Y = 0,15, foram encontrados valores ajustados de, K = 5·10⁻⁴ m/s e S_Y = 0,1 para os parâmetros do modelo.

Sabe-se, que a solução da equação de fluxo precisa de, pelo menos, uma condição de contorno de tipo carga específica e, portanto, uma condição de contorno deste tipo teve que ser definida para a situação hipotética do aluvião sem as barragens. Existem várias abordagens para tratar deste problema (Polubarinova-Kochina, 1952; Pavlovsky, N. N (1966); Bear et al. 1968; Mariño e Luthin, 1982). O procedimento utilizado neste trabalho foi o de definir uma condição de carga específica além do trecho de estudo, onde o nível d'água se aproximaria do valor constante, h(x) = 0. O valor de x que satisfaz esta condição foi determinado pela solução da equação 4 (Mariño e Luthin, 1982):

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} - \frac{\tan \phi}{\tilde{b}} \frac{\partial h^2}{\partial x} = 0 \tag{4}$$

onde h(x = L) = h₂, h(x = 0) = h₁ e $\tilde{b} = (h_1 + h_2) / 2$, em que os valores de h(x) se referem à espessura saturada do aquífero freático. A solução da Equação (4) é dada por (Mariño e Luthin, 1982):

$$h^2(x) = h_1^2 + (h_2^2 - h_1^2) \cdot \exp\left[-\frac{\tan \phi \cdot (L - x)}{2\tilde{b}}\right] \cdot \frac{\sinh(\tan \phi \cdot x / 2\tilde{b})}{\sinh(\tan \phi \cdot L / 2\tilde{b})} \tag{5}$$

e com a taxa de fluxo no local x = 0:

$$Q(x) = K \cdot \left[\frac{(h_1^2 - h_2^2) \cdot (\tan \phi / 2\tilde{b}) \cdot \exp(-\tan \phi \cdot L / 2\tilde{b})}{2 \sinh(\tan \phi \cdot L / 2\tilde{b})} + \tan \phi \cdot h_1 \right] \tag{6}$$

Com a substituição na Equação 5 (L pela distância entre B₁ e o poço PA₃, h₁ e h₂ pelos mesmos valores de contorno em B₁ e PA₃, e tan φ pelo valor 0,0038), calculou-se o nível d'água h(x) para x = 0 até x = L = 4500 m em intervalos Δx = 100 m. Calculou-se também a distância suplementar ΔL = 294,5 m ≈ 300 m para qual h = 0 m. Os níveis d'água obtidos para os diversos valores de x foram utilizados como os valores iniciais da simulação não-estacionária do aluvião sem barragens (Figura 6a) em um trecho total de L + ΔL = 4800 m no qual a condição de carga específica, h = 0, foi mantida constante no local x = -300 m. O tempo de simulação até o esvaziamento total foi alcançado em menos de 24 meses, e portanto, este tempo foi adotado para as demais situações simuladas.

Após a simulação do caso hipotético do aluvião sem barragens, foram simuladas as situações do aluvião com a presença de uma ou mais barragens subterrâneas conforme os casos 2, 3 e 4 descritos anteriormente. Nestes casos, o aquífero aluvião foi reduzido novamente para o seu comprimento real de L = 4500 m e a solução estacionária do caso 1 serviu como os valores iniciais de carga hidráulica das simulações não-estacionárias em todos os casos.

O caso 2 (Figura 6b) não apresentou a necessidade de definição especial de condições de contorno. A presença da barragem B₁ foi a condição natural de carga específica no final do trecho simulado.

Nos casos 3 e 4 (Figuras 6c e 6d) foram introduzidas novas condições de cargas específicas adicionais fixas na célula anterior à B₂ (caso 3) e na célula anterior à B₃ (caso 4). Os seus valores foram as cotas um pouco acima das cristas das barragens B₂ e B₃. Para este fim, foi utilizado o pacote CHD1 (Time-Variant Specified-Head) disponível no programa PMWIN. A necessidade de tais condições de contornos decorre de observações de campo onde, após o fim do escoamento superficial sobre o aluvião, o nível da água se estabiliza rapidamente próximo ao nível do topo das barragens B₁, B₂ e B₃, bem como, da hipótese de que, a partir do barramento total, o nível do topo da B₂ e B₃ coincidiria com o nível do embasamento em PC₁, PC₂ e PC₃, definidos como os poços de calibração.

Com estas condições adicionais, foram realizadas as simulações não-estacionárias para os quatro casos.

Resultados e Discussão

A Figura 7 apresenta os resultados da simulação dos quatro casos abordados na forma de curvas de carga hidráulica versus tempo em vários poços de monitoramento reais e virtuais para um período de 24 meses.

No Caso (1) da situação de ausência de barragens subterrâneas no trecho estudado (Figura 7a) obteve-se como resultado a curva de rebaixamento do nível freático em sete pontos de monitoramento ao longo de aluvião. O gráfico mostra o comportamento destes rebaixamentos, onde se verifica que a taxa de decaimento do nível freático é maior em pontos mais a montante do trecho, diminuindo continuamente no sentido de PA₃ a B₁. Observa-se ainda, que a partir de 12 meses o local da barragem B₁ seria seco, enquanto o mesmo fenômeno ocorre no local em que está a barragem B₂ já a partir de 10 meses do início da simulação.

No Caso (2) com apenas a barragem subterrânea B₁ (Figura 7b), foram determinados os decaimentos do nível freático nos mesmos pontos de monitoramento. Nela, observa-se que para pontos mais distantes a montante da barragem B₁, o comportamento do decaimento do nível freático é semelhante à situação anterior, mudando para uma evolução mais suave à medida que os mesmos aproximam-se da barragem B₁. Como resultado deste processo, verifica-se ainda, que os decaimentos do nível freático em pontos mais próximos à barragem B₁ tendem a se estabilizar em um valor próximo à cota de topo da barragem B₁.

A situação com duas barragens subterrâneas B₁ e B₂ está apresentada na Figura 7c. Foram estabelecidas as curvas de carga versus tempo nos mesmos locais. Da mesma forma como se observou nas Figuras 7a e 7b, o decaimento do nível freático ocorre mais rápido para pontos mais distantes a montante da barragem B₂, enquanto, nos níveis dos poços a jusante de B₂, observa-se um rebaixamento mais rápido que nos casos anteriores. O poço P₂, tem uma queda muito rápida de mais de 1 m em relação a poço P_{2M} e torna-se logo seco antes do fechamento do fluxo sobre B₂ após 12 meses. O instante de fechamento é visualizado pela unificação das curvas dos poços P_{2M} e P_{2C}. O resultado da simulação com três barragens subterrâneas B₁, B₂ e B₃ está apresentado na Figura 7d. Neste caso, observa-se que o nível d'água no poço virtual P_{2c} atinge o nível da cota da barragem B₂ antes que o nível d'água no poço virtual P_{3c} alcance a cota da barragem B₃. Isto é, a barragem B₂ começa a barrar antes da barragem B₃. Nota-se novamente o decaimento brusco do nível d'água no poço P_{3j} a jusante da B₃ semelhante ao poço P_{2j} a jusante da B₂.

Como resultado final das simulações, foram determinadas as variações das vazões ao longo do tempo por unidade de largura do aluvião na saída da barragem B₁ para

cada um dos quatro casos 1, 2, 3 e 4 abordados usando a equação:

$$Q(x, t) = S_Y \int_{x_1=0}^{x_2=L} \frac{dh(x, t)}{dt} \cdot dx \approx S_Y \sum_{i=1}^n \frac{\Delta h_i}{\Delta t} \cdot \Delta x_i \quad (7)$$

onde n é o número das células de simulação no modelo.

A Figura. 8 reúne os resultados obtidos deste procedimento na forma de uma curva de depleção na saída da barragem B₁. Nesta, verifica-se que as curvas representativas das situações “com B₁” (caso 2) e “sem barragens B₀” (caso 1) são paralelas. Nota-se ainda na situação “sem barragens B₀” (caso 1), que para todo os tempos, os valores de Q são sempre maiores que para o caso 2 com a barragem B₁. Uma diferença significativa é verificada com a presença de B₁ e B₂ (caso 3) ou com B₁, B₂ e B₃ (caso 4).

Os primeiros valores de vazão em caso 3 e 4 são maiores do que nos dois outros casos, devido aos vazamentos acelerados no trechos B₁ - B₂ e B₂ - B₃ até a secagem relativamente rápida das células a montante neste trecho (como se vê nas células do poço P_{2j} e do P_{3j} a jusante das barragens B₂ e B₃). Depois, o processo se torna lento e a vazão atinge taxas bastante menores em comparação aos casos anteriores, obtendo-se um volume total menor em relação aos casos 1 e 2.

Nota-se, que a vazão inicial no caso 4 é mais elevada do que no caso 3, mas o processo de decaimento da vazão também é mais acentuado.

A partir do conjunto de valores simulados de Q(t) e apresentadas na Figura 8 para cada uma das situações consideradas, foram calculados por integração numérica os volumes drenados por unidade de largura no período de 24 meses (Tabela 1). Finalmente, utilizando-se os dados geométricos do modelo (cota das barragens subterrâneas, cotas do embasamento e inclinação do mesmo), bem como dos valores de nível freático no início e no final do período de simulação de 24 meses, foram calculados os volumes iniciais e os volumes finais d'água armazenados no trecho em estudo, para cada uma das situações abordadas.

Nota-se que as reservas disponíveis de água retida a montante das barragens subterrâneas no caso 3 e 4 são significativas.

CONCLUSÕES

A medição simples dos níveis freáticos de água subterrânea através de poço-ponteira nos locais desejados no leito de rio facilita a obtenção dos dados para executar uma calibração do modelo num programa automatizado de estimação de parâmetros. Quando os locais de monitoramento de observação estão marcados no campo, esta técnica, relativamente simples, pode ser repetida a qualquer

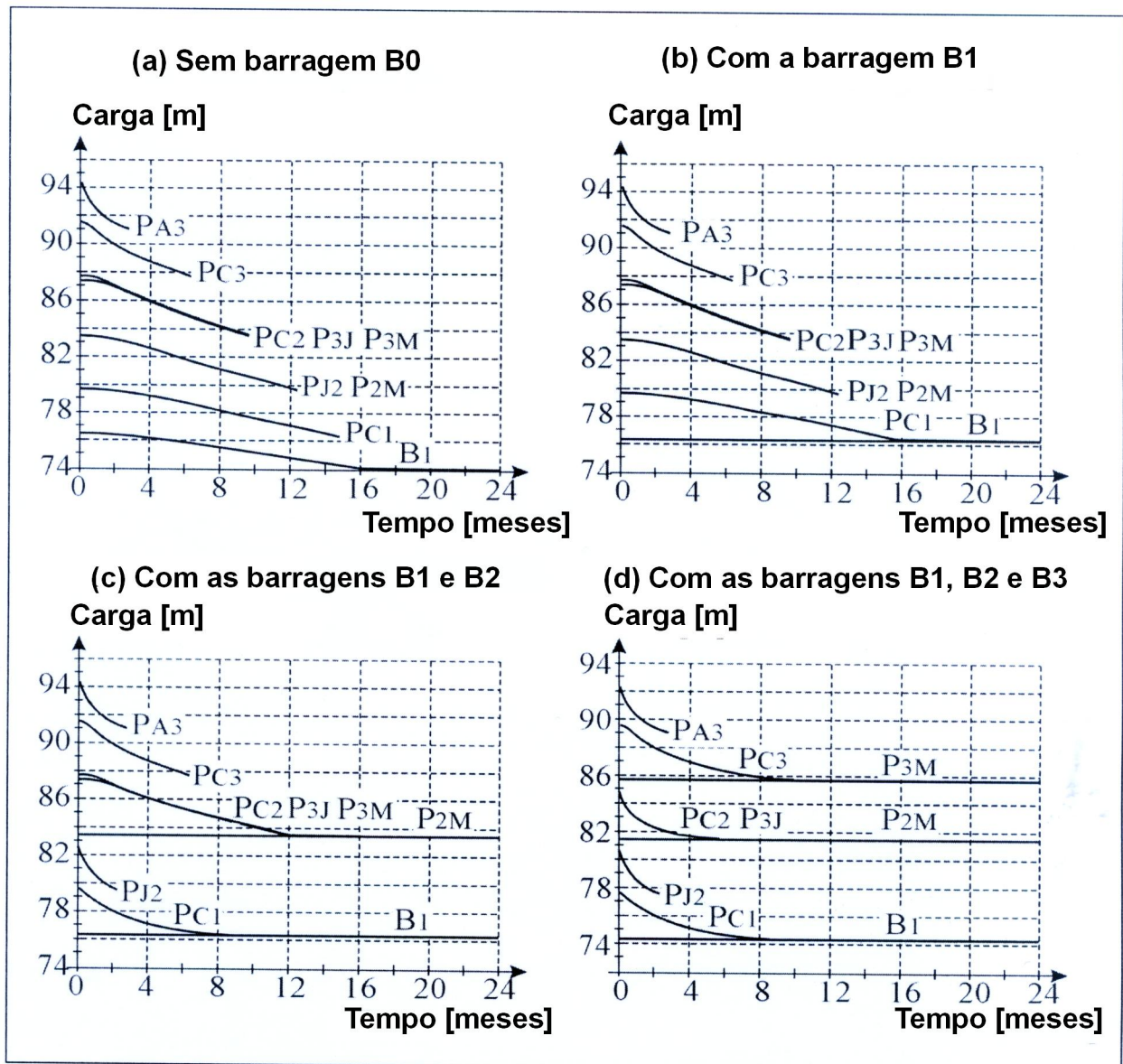


Figura 7 – Evolução temporal de 24 meses da carga hidráulica em nove poços de observação para os quatro casos simulados (Rabelo, 2000; Schuster et al., 2000)

Tabela 1 – Volumes iniciais, drenados armazenados após um período de 24 meses para os quatro casos simulados (Rabelo, 2000; Schuster et al., 2000)

Volumes de Água (m³/largura)	Sem B ₀	Com B ₁	Com B ₁ e B ₂	Com B ₁ , B ₂ e B ₃
Volume Inicial	1625,90	1625,90	1625,90	1625,90
Volume Drenado	1625,77	1483,45	1377,87	1225,31
Volume Armazenado	0,13	142,45	248,03	400,59

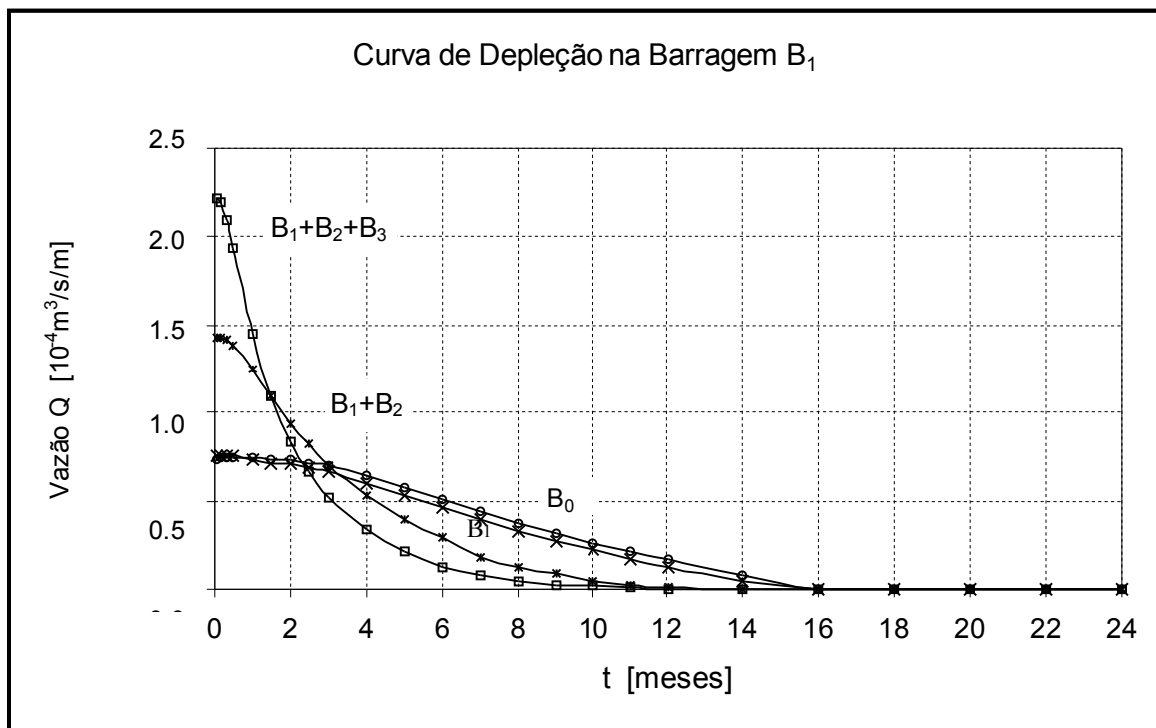


Figura 8 – Curvas vazão (Q [$m^3/s/m$]) versus tempo (t [mês]) para os quatro casos simulados (Rabelo, 2000; Schuster et al., 2000)

tempo para acompanhar a evolução da superfície freática com custos baixos e maior rapidez.

O gráfico do quadrado das cargas freáticas em função da distância pode ser a melhor maneira de detectar as mudanças da permeabilidade ao longo do comprimento e isto, também, pode ajudar em descobrir as mudanças significativas no aluvião devido às alterações nos processos de deposição que resultam em estratificação do meio poroso.

As simulações bidimensionais estacionárias podem ser simplificadas para um caso unidimensional, sem grandes erros, quando se trata de aluviões estreitos como são encontrados, em geral, no semi-árido Nordeste. Porém, o efeito da inclinação do embasamento cristalino não pode ser desprezado nas simulações, mesmo quando a declividade é pequena. A presença das barragens subterrâneas dentro do aluvião reduz, significativamente, a velocidade de fluxo e o escoamento. Isto facilita manter reservas significativas de água a montante de cada barragem subterrânea que poderá possibilitar a sobrevivência de pequenos produtores rurais durante secas prolongadas. Este foi tipicamente o caso na área de estudo próximo à cidade de Santa Luzia durante os anos secos de 1998 e 1999 quando os agricultores conseguiram manter suas pequenas produções.

Este fenômeno pôde ser comprovado tanto pelas observações no campo quanto nas simulações numéricas.

O trabalho mostra que é possível obter bons resultados de simulação numérica para aquíferos aluviais estreitos sem a necessidade de ter dados extensivos que são onerosos para a coleta.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao CNPq e ao Deutsche Luft- und Raumfahrtgesellschaft (DLR) Bonn na Alemanha pelo suporte financeiro e apoio técnico recebido na realização do projeto. Os autores agradecem ao Dr. Billib e ao Dr. Bochs da Universidade de Hannover, Alemanha pela colaboração durante a execução do projeto.

REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, J. P. T. (1984): *Os Recursos Hídricos de Água Subterrânea do Trópico árido da Paraíba*. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFPB, Campus II, Campina Grande – PB, 191 p.

- ANDRITZKY, G.; BUSCH, K. (1975). *Mapa Geológico da Região de Santa Luzia* – PB. 1:1.000.000. Recife-PE. SUDENE – DRN, Divisão de Geologia.
- BEAR, J. (1979) *Hydraulics of Groundwater*, New York; McGraw-Hill, p80-81.
- BEAR, J. (1979). *Hydraulics of ground water*. McGraw-Hill Inc, New York. p80-81.
- BEAR, J.; ZASLAVSKY, D.; IRMAY, S. (1968). *Physical principles of water percolation and seepage*. Arid Zone Research, UNESCO, 465p.
- BEYER, W. (1964). *Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve*. Wasserwirtschaft Wasser-technik, V.14, p. 165-168
- BISCHOFF, J. H.; VITORINO, S. F.; SCHUSTER, H. D. M.; PLAUMANN, G. (1988). *Electromagnetic Prospecting for Groundwater in the Semi-arid Region of Paraíba*. Belém – PA: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, V. 4, p. 1539-1550.
- CHIANG, W.H.; KINZELBACH, W. (1998). *Processing Modflow – A simulation system for modeling groundwater flow and pollution (Versão 5)*. Washington – DC: User's Manual, Scientific Software Group, 200 p.
- CIRILO, J. A.; COSTA, W. D.; PONTES, M.; MAIA, A. Z. (1998). *Barragem Subterrânea : Um programa Pioneiro em Pernambuco*. Campina Grande – PB: 4º Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. CD - ROM.
- COSTA, W. D. (1984). *Aqüíferos aluviais como suporte agropecuário no nordeste*. Fortaleza-CE: Anais do 3º Congresso Bras. de Águas Subterrâneas, V.1, p. 431-440.
- COSTA, W. D. (1986). *O Aqüífero Aluvial e sua Exploração Racional*. IV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Brasília – DF: Anais do 4º Congresso Brasil. de Águas Subterrâneas. p. 277-278.
- COSTA, W. D. (1987). *Pesquisa Hidrogeológica Visando a Implantação de Barragens Subterrâneas em Aluviões*. Recife – PE: I Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste. p. 13-23.
- HANSON, G.; NILSSON, Å. (1986). *Ground-Water Dams for Rural-Water Supplies in Developing Countries*. Ground Water, V. 24, n. 4, p. 497-506
- McDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. (1988). *A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model*. U. S. Geological Survey, Open File Report 83-875, Chapter A1.
- MELO, J. G.; LOPES, V. L. (1987). *Comportamento Hidráulico dos Aluviões do Curso Inferior do Rio Encanto* – RN. Recife – PE : I. Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste. p. 25-36.
- MONTEIRO, L. C. C.; BIANCHI, L.; FEIRREIRA FILHO, W. M. (1989). *Armazenamento de Água em Barragens Subterrâneas*. Recife –PE:: VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, p. 228-237.
- MONTEIRO, N. B. (1997). *Modelamento Bidimensional do Fluxo do Aqüífero Aluvial para Uso de Pequenos Agricultores no Semi-árido de Santa Luzia* – PB. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFPB, Campus II, Campina Grande – PB, 78 p.
- MARIÑO, M. A.; LUTHIN, J. N. (1982). *Seepage and Groundwater*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, p. 183-184.
- POLUBARINOVA-KOCHINA, P. Y. (1952). *Theory of the Motion of Ground Water*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, p. 211-227.
- PAVLOVSKY, N. N. (1966). *Collected Works*. Leningrad: Akad. Nauk USSR.
- RABELO, J. L. (2000). *Simulação de Fluxo Unidimensional em Aqüíferos Aluviais com Barragens Subterrâneas*. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFPB, Campus II, Campina Grande – PB, 82 p.
- OLIVEIRA, P.R.S. (1992). *Estudo hidrogeológico de um aqüífero aluvial com barragens sub-mersas na região de Santa Luzia, Paraíba*. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFPB, Campus II, Campina Grande – PB, 115 p.
- SCHUSTER, H. D. M.; OLIVEIRA, P. R. S.; KOCH, U. (1990). *Estudo Hidrogeológico de um Aqüífero Aluvial com Barragens Subterrâneas na Região de Santa Luzia-Paraíba*. Porto Alegre – RS: Anais do 6º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, p. 30-37.
- SCHUSTER, H. D. M.; SRINIVASAN, V. S.; MONTEIRO, N. B.; SILVA, F.F. (1998). *Modeling and Simulation in an Alluvial Aquifer in a Semi-Arid Region of Brazil*. Hydraulic Engineering Software VII. Southampton UK: Ed. W. Blain. WIT-Press Computational Mechanics Publications, p. 479-488.
- SCHUSTER, H. D. M.; RABELO, J. L.; SILVA, F.F.; MONTEIRO, N. B.; SRINIVASAN, V. S. (2000). *Efeito de Barragens Subterrâneas no Fluxo de um Aqüífero Aluvial*. I Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas (I Joint World Congress on Groundwater). Fortaleza–CE. Trabalho completo no CD-ROM
- SILVA, F. F. (1998). *Investigação e Modelamento do Fluxo Subterrâneo em Aqüífero Aluvial na Região Semi-árida da Paraíba*. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFPB, Campus II, Campina Grande – PB, 99 p.
- UEHARA, K (1981). *Estudos de Sistemas Alternativos para Armazenamento e Captação*. Fortaleza – CE: Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos. Anais. V.3. p. 202-209.

An Investigation of Hydraulic Effects of Sub-surface Dams in an Alluvial Aquifer in the Semi-Arid Region of Paraíba State

ABSTRACT

An alluvial aquifer in the semi-arid region of Brazil was chosen for two-dimensional modelling and simulation. The aquifer is near the city of Santa Luzia in the state of Paraíba. The alluvial deposit is 50 m to 400 m broad and 1 m to 10 m deep, and is about 5 km. The water table levels have been observed for several years since 1988. The Finite Difference Method was used to calibrate the permeabilities and to simulate the variation of the groundwater levels in the aquifer with its subsurface dams. The influences of different boundary conditions and varying morphological properties as well as the effect of the dams on the ground water flow were evaluated during the simulation process. The results show the usefulness of such dams to conserve water resources during lengthy droughts.

Key words: Alluvial aquifer; Subsurface dams