

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSOS DE PÓS - GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

TITULO DA DISSERTAÇÃO:

ESTUDO DO COMPORTAMENTO DE AQUÍFEROS ALUVIAIS NO PERÍODO SECO NO
SEMI - ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO.

Campina Grande-Pb.

Março de 1992.

NELSON CÉSAR ERNANDES SANTOS

ESTUDO DO COMPORTAMENTO DE AQUIFEROS ALUVIAIS NO PERIODO SECO NO
SEMI - ARIDO DO NORDESTE BRASILEIRO.

Dissertação apresentada ao curso de MESTRADO EM ENGENHARIA CIVIL
da Universidade Federal da Paraíba, Campus II, em cumprimento às
exigências, para obter o Grau de Mestre.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

Msc. JANIRO COSTA REGO

PROF. DR. VAJAPYAM S. SRINIVASAN

Orientadores

Campina Grande-Pb.

Março de 1992.



S237e Santos, Nelson Cesio Fernandes
Estudo do comportamento de aquíferos aluviais no período seco no semi-árido do nordeste brasileiro / Nelson Cesio Fernandes Santos. - Campina Grande, 1992.
149 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia.

1. Aquífero 2. Aquíferos Aluviais - Comportamento 3. Semi-árido Nordestino 4. Dissertação I. Rego, Janiro Costa, Msc II. Srinivasan, Vajapeyam S., Ph. D. III. Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande(PB) IV. Título

CDU 556.33(043)

NELSON CESIO FERNANDES SANTOS

ESTUDO DO COMPORTAMENTO DE AQUÍFEROS ALUVIAIS NO PERÍODO SECO NO
SEMI - ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO.

Dissertação aprovada em 16/03/1992.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

Janir Costa Rego

Msc. JANIRO COSTA REGO

Orientador

V. Srinivasan

Ph.D. VAJAPÉYAM S. SRINIVASAN

Orientador

Jose do Patrocínio Tomaz Albuquerque

Msc. JOSÉ do PATROCÍNIO TOMAZ ALBUQUERQUE

Componente da banca

Marx Prestes Barbosa

Dr. MARX PRESTES BARBOSA

Componente da banca

Campina Grande - Pb.

Março de 1992.

A

Gilene Fernandes Santos,

Djânane Erlaine Fernandes Santos,

Walter Fernandes Santos,

Meus pais e amigos.

AGRADECIMENTOS

A aqueles professores da área de Pós - Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos do Departamento de Engenharia Civil da UFPb, Campus II, que participaram de forma direta e indistintamente no direcionamento deste estudo.

A todos os alunos da Pós - Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos, aos funcionários e aos amigos que acompanharam este trabalho.

Aos professores orientadores, Janiro Costa Régio e Vajapegam S. Srinivasan.

Aos professores José do Patrocínio Tomaz de Albuquerque, Sarma K. V. Semanapalli, Bernadete Feitosa Calvacante e Eduardo Eneias e Figueredo pelo incentivo moral e pela contribuição indireta no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pelo apoio financeiro, através da contemplação de uma bolsa de estudo por um período de trinta meses.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, através do seu programa PDCT - NE.

Ao Kernforschungszentrum, KFA, da República Federativa da Alemanha, pelo convênio de cooperação com o CNPq, no Brasil.

Enfim aos meus pais, Francisco Fernandes dos Santos e Maria da Conceição Fernandes S. e irmãos Gilene Fernandes S., Djãname Erlaine Fernandes S. e Walter Fernandes S., pelo incentivo e apoio financeiro, moral e intelectual transmitido ao longo do curso.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	v
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xii
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xv
CAPÍTULO 01	
01 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 02	
02 - PROCESSO DE MODELAGEM EM AQUIFEROS ALUVIAIS	5
2.1 - Os aquíferos aluviais	5
2.2 - Os aquíferos aluviais no Nordeste do Brasil	7
2.3 - A modelagem	9
2.4 - Formulação da equação geral do fluxo subterrâneo	15
2.4.1 - Descrição matemática do fluxo	15
2.4.1.1 - Lei de Darcy	15
2.4.1.2 - Condutividade hidráulica	16
2.4.1.3 - Equação da continuidade	17
2.5 - Equação diferencial parcial para aquíferos freáticos ..	20
2.5.1 - Hipóteses de Dupuit	21
2.5.2 - Condições de contorno e inicial	24
2.5.2.1 - Condições de contorno	24
2.5.2.2 - Condição inicial	25
2.6 - Métodos das diferenças finitas	26
2.6.1 - Desenvolvimento básico das técnicas de diferenças	

finitas	28
2.6.2 - Desenvolvimento dos métodos de resolução por diferenças finitas	32
2.6.2.1 - Método explícito	32
2.6.2.1.1 - Erro de truncamento ou de discretização	33
2.6.2.1.2 - Erro de arredondamento	33
2.6.2.1.3 - Estabilidade	34
2.6.2.1.4 - Convergência	34
2.6.2.1.5 - Consistência	34
2.6.2.2 - Métodos implícitos	35
2.6.2.2.1 - Métodos diretos	35
2.6.2.2.2 - Métodos iterativos	36
CAPITULO 03	
03 - DESCRIÇÃO DO SISTEMA AQUÍFERO	39
3.1 - Meio físico	39
3.2 - Hidrogeologia	42
3.3 - Os testes de aquífero	50
3.4 - Discretização espacial dos dados hidrogeológicos do sistema aquífero	51
3.4.1 - Generalidades	51
3.4.2 - Superfície do aquífero	52
3.4.3 - Níveis freáticos	54
3.4.4 - Base do aquífero	58
3.4.5 - Espessura do pacote aluvial	58
3.4.6 - Larguras do aquífero	60
3.4.7 - Extensão do aquífero	60

CAPÍTULO 04

04 - O MODELO UTILIZADO	62
4.1 - Apresentação	62
4.2 - Escolha do modelo	63
4.3 - Descrição do modelo	64
4.3.1 - Parâmetros	65
4.3.2 - Parâmetros de entrada	65
4.3.3 - Parâmetros de saída	66
4.3.4 - Discretização espacial dos parâmetros	66
4.3.5 - Condição de contorno	67
4.3.6 - Condição inicial	68
4.3.7 - Discretização temporal	68
4.3.8 - Funcionamento	69

CAPÍTULO 05

05 - CALIBRAGEM E VERIFICAÇÃO DO MODELO	74
5.1 - Considerações gerais	74
5.2 - Critério de ajuste	75
5.3 - Técnica de calibração	76
5.4 - Parâmetros de calibragem	77
5.5 - Processo de calibragem	77
5.6 - Discussão dos resultados	86
5.6.1 - Calibragem	86
5.6.2 - Verificação	93

CAPÍTULO 06

06 - APLICAÇÕES DO MODELO NO AQUIFERO	96
6.1 - Generalidades	96

6.2 - Aplicação com exploração - de vazões	99
6.2.1 - Considerações gerais	99
6.2.2 - Discussão dos resultados	102
6.3 - Aplicação com explorações de vazões em pontos diferentes do item anterior	110
6.3.1 - Considerações gerais	110
6.3.2 - Discussão dos resultados	112
6.4 - Aplicações de barragens subterrâneas com explorações de vazões de demanda	115
6.4.1 - Considerações gerais	115
6.4.2 - Barragem simulada no nó de número " 9 "	118
6.4.3 - Discussão dos resultados	120
6.5 - Barragem subterrânea simulada no nó " 13 " e no nó " 21 "	123
6.5.1 - Considerações gerais	123
6.5.2 - Discussão dos resultados	124
6.6 - Aplicações com duas barragens subterrâneas simultaneamente	131
6.6.1 - Considerações gerais	131
6.6.2 - Discussão dos resultados	131
6.7 - Barragens simuladas nos nós " 9 " e " 21 " e simultaneamente e " 9 " e " 22 " também de maneira simultânea	137
6.7.1 - Considerações gerais	137
6.7.2 - Discussão dos resultados	138

CAPITULO 07

07 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	142
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	145

LISTA DE FIGURAS

Figura	página
2.1 - Balanço de água no volume de controle.	17
2.2 - Modelo generalizado desenvolvido por diferenças finitas.	27
2.3 - Balanço de água na vizinhança do nó " 0 ".	28
3.1 - Mapa de localização geográfica da área em estudo.	39
3.2 - Hietogramas mensais da área em estudo.	41
3.3 - Mapa cartográfico do aquífero aluvial em estudo.	44
3.4 - Perfil litológico do furo F8.	46
3.5 - Perfil litológico do furo F26.	47
3.5 - Perfil litológico do furo F38.	48
3.7 - Perfil longitudinal do trecho modelado discretizado espacialmente.	53
3.8 - Evolução dos níveis freáticos do furo F8.	55
3.9 - Evolução dos níveis freáticos do poço amazonas PC6.	56
3.10 - Evolução dos níveis freáticos do poço amazonas PC9.	57
5.1 - Vazões de contribuições.	83
5.2 - Vazões de contribuições calculadas por Darcy.	84
5.3 - Resultado da calibração.	91
5.4 - Resultado da verificação.	95
6.1 - Resultado da aplicação com exploração de vazão de 2,5 l/s.	101
6.2 - Volume armazenado com simulação de vazão de 2,5 l/s.	105
6.3 - Vazões calculadas com simulação de vazão de 2,5 l/s.	106
6.4 - Resultado da aplicação com explorações de vazões de 2,5 e 0,5 l/s.	108

6.5 - Volume armazenado com simulação de vazões de 2,5 e 0,5 l/s.	109
6.6 - Resultado da simulação de vazão de 2,5 l/s em relação aos itens 6.2 e 6.3.	111
6.7 - Resultado da simulação de vazão de 0,5 l/s em relação aos itens 6.2 e 6.3.	114
6.8 - Resultado da aplicação de barragem distante 400 m da origem.	117
6.9 - Volume armazenado com barragem distante 400 m da origem.	122
6.10 - Resultado com barragem simulada a 600 m da origem.	125
6.11 - Resultado com barragem simulada a 1.000 m da origem.	126
6.12 - Volume armazenado com barragem simulada a 600 m e a 1.000 m da origem.	128
6.13 - Vazões com barragem simulada a 600 e a 1.000 m da origem.	129
6.14 - Resultado com barragens simulada a 600 e a 1.100 m da origem.	134
6.15 - Resultado com barragens simulada a 600 e a 1.050 m da origem.	135
6.16 - Resultado com barragens simulada a 600 e a 1.000 m da origem.	136
6.17 - Resultado com barragens simulada a 400 e a 1.000 m da origem.	139
6.18 - Resultado com barragens simulada a 400 e a 1.050 m da origem.	140

LISTA DE TABELAS

Tabela		página
5.1 -	Vazões de contribuições do aquífero calculados por Darcy.	80
5.2 -	Valores das condutividades hidráulicas calibradas.	92
5.3 -	Valores das porosidades efetivas calibradas.	93
6.1 -	Valores de demandas por cada área rural.	99

RESUMO

Esta dissertação foi desenvolvida em um aquífero aluvial localizado na micro região homogênea de Catolé do Rocha - Pb, onde estudos hidrogeológicos identificaram o aquífero com aproximadamente 3.0 km de extensão, largura variando de 50 a 250 m e espessura do pacote aluvial de 8 a 12 m. Foram realizados três testes de bombeamento no sistema aquífero, e calculada uma condutividade hidráulica média de $4,27 \cdot 10^{-3}$ m/s e uma porosidade efetiva média de 11,72 %, sendo caracterizado como um aquífero típico da micro região.

De acordo com as características acima citadas foi aplicado um modelo matemático de fluxo uni-dimensional, não permanente, sob condições isotrópicas e heterogêneas, que utiliza as técnicas das diferenças finitas e o método implícito básico de Jacob e Gauss - Seidel, com resolução iterativa para solução da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo para o aquífero em particular.

O processo de calibração e verificação para os níveis freáticos, apresentaram resultados satisfatórios no processo de simulação, para o período que corresponde a estação seca (junho à dezembro de 1986). Nesta etapa o modelo apresentou valiosas contribuições, que foram os valores calibrados dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, como sendo as condutividades hidráulicas e as porosidades efetivas, as vazões de contribuições referentes às nascentes sul, noroeste e leste, as vazões calculadas e os armazenamentos em cada nó da

malha.

A versatilidade do modelo através das aplicações de explorações de vazões de demanda máxima de cada propriedade rural e de barragens subterrâneas com explorações de vazões de demanda forneceu resultados importantes dos níveis freáticos, das vazões naturais e do volume armazenado ao longo do trecho modelado, que permitiu sistematizar o uso e a capacidade de exploração racional do aquífero, fornecendo importantes parâmetros para pequenos projetos de aproveitamento e planejamento dos recursos hídricos subterrâneos da região.

ABSTRACT

This dissertation represents a study of an alluvial aquifer located in the micro-homogeneous region of Catolé do Rocha in Paraíba. Hydrogeologic investigations show that the aquifer is approximately 3 km in length, the breadth varies from 50 to 250 m and its thickness is 8 to 12 m. Three pumping tests were carried out in the aquifer resulting on a mean hydraulic conductivity of 4.27×10^{-3} m/s and a mean porosity of 11.27 %, being considered typical of the region.

A mathematical model was applied to the aquifer under the conditions of unidimensional and unsteady flow for isotropic and heterogeneous media. The model utilizes the finite difference technique with the basic implicit method of Jacob and Gauss Siedel to resolve the partial differential equation for groundwater flow with successive iterations.

The calibration of the model and the verification was carried out for the freatic levels of the aquifer and the results of simulation for the dry (or depletion) period of June to December 1986 were satisfactory. At this stage useful insights of the aquifer became possible through modelling, like the calibrated parameter values and, the contributions to flow from the south, northeast and east.

The application of the model for the conditions of meeting the water demands from each of the farming areas and augmentation of flow to meet the demands through sub-surface

barrieres (dams) demonstrated the versatality of the model and provided useful results about the freatic levels, the flow rates and the stored volume in the model reach. This comprovide important parameter values for the planning and utilization of the groundwater resources of the region.

CAPÍTULO 01

01 - INTRODUÇÃO

Quando se fala sobre o problema da seca no Nordeste, vem logo a alternativa imediata de construções de grandes reservatórios superficiais, para armazenagem de água, como uma das soluções para resolver a escassez de água provenientes das irregularidades nas distribuições das chuvas tanto no espaço como no tempo.

Os recursos hídricos subterrâneos dentro deste contexto, vêm sendo sistematicamente desprezados, isto ocorre provavelmente por falta de uma política governamental de interesse nesta área, pela dificuldade de identificar o sistema aquífero e pelo custo inicial de implantação.

Os recursos hídricos subterrâneos são basicamente divididos em dois tipos de sistemas como: os aquíferos confinados e os aquíferos livres.

Este trabalho é uma continuação de um projeto de envolvido pelo curso de mestrado em Recursos Hídricos da Universidade Federal da Paraíba - UFPB, Campina Grande-Pb, sobre um aquífero aluvial representativo dos demais aquíferos aluviais da micro-região homogênea de Catolé do Rocha-Pb, onde foram feitos estudos sobre: a caracterização litológica e dimensional, testes de bombeamentos, para uma estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos e acompanhamento dos níveis freáticos em poços amazons já existentes na área aluvial e em poços piezométricos,

sistematicamente localizado ao longo do aquífero em estudo.

Estes recursos subterrâneos aluviais, são extensivamente encontrados na região semi-árida do nordeste, formando verdadeiros terraços aluvionais, sobre os leitos dos rios e ou riachos, com uma grande reserva subterrânea de água, porém são explorados empiricamente, sem nenhum planejamento adequado. Por isso estudos destes recursos são necessários e de grande importância para o desenvolvimento socio-econômico da região nordestina.

Neste sentido, este trabalho se propõe a estudar o comportamento hidráulico do aquífero, simulando condições de exploração de vazões, para atender a demanda rural da região, barragens subterrânea com explorações de vazões de demanda rural, obtenção de parâmetros hidrodinâmicos que caracterizem o sistema aquífero e definição de uma política de operação e planejamento adequado destes recursos, que são de grande importância no desenvolvimento socio-econômico da região.

Como ferramenta para viabilizar este estudo, foi escolhido um modelo matemático, que utiliza as técnicas numéricas de diferenças finitas para solução da equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea, usando o método implícito iterativo de Jacob, conjuntamente com o de Gauss-Seidel e "Line Successive Overrelaxation" (SOR).

Os modelos matemáticos são instrumentos usados na modelagem do fluxo subterrâneo, já amplamente conhecidos e divulgados, onde vêm sendo muito utilizados nestas últimas três

décadas, paralelamente com o avanço dos computadores e das técnicas matemáticas.

O modelo proposto para este estudo é o HRECHII, que foi desenvolvido para fluxo unidimensional, não permanente, sob condições isotrópicas e heterogêneas.

O trabalho se desenvolve nos seguintes capítulos:

Alem da introdução, que faz considerações sobre o problema proposto e a ser analisado, tem-se a seguinte sequência:

Capítulo 2 (processo da modelagem em aquíferos aluviais), faz uma breve revisão sobre os estudos realizados em aquíferos aluviais, modelagem matemática e as técnicas numéricas mais usadas, destacando as técnicas de diferenças finitas.

Capítulo 3 (descrição do sistema aquífero), faz uma descrição das características geométricas do sistema aquífero, localização e os testes de aquíferos realizados no mesmo, como também descreve o processo de discretização espacial dos dados hidrogeológicos do aquífero.

Capítulo 4 (o modelo utilizado), faz uma apresentação e descreve o seu funcionamento, como uma ferramenta escolhida para simular o sistema aquífero.

Capítulo 5 (calibragem e verificação do modelo), apresenta as técnicas, o processo e discussão dos resultados.

Capítulo 6 (aplicações do modelo no aquífero),
faz simulações sobre explorações de vazões e demanda e barragens
subterrâneas com explicação de vazões de demanda da região, com
discussões dos resultados.

Capítulo 7 (conclusões e recomendações).

CAPITULO 02

02 - PROCESSO DE MODELAÇÃO EM ÁLUVIÃO ALUVIAIS

2.1 - OS AQUÍFEROS ALUVIAIS

As formações geológicas aluviais são depósitos de origem recente (quaternário), que estão relacionadas com o desenvolvimento dos rios e ou rios, e são os agentes de erosão, sedimentação e transporte e são constituídos de materiais pedregulhentos, arenosos, siltosos e argilosos. Provavelmente os aluviões constituem atualmente a fonte do maior volume de água subterrânea bombeada em diversas regiões do mundo. (CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

Na sua maioria, os aluviões apresentam frações pedregulhentas e arenosas na parte inferior bastante permeáveis e na parte superior características semelhantes, porém menos permeáveis, separadas por cumbras de frações siltosas e argilosas. (Tolmar, 1938, in CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

De um modo geral os depósitos aluviais possuem características dimensionais, bastante variáveis, com espessuras do pacote aluvial quase nulas nos cabeceiras dos rios, até espessuras da ordem de 100 m na desembocadura. (CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

Segundo Davis e Drazic (1947), (CUSTODIO e LLAMAS, 1976), as espessuras típicas do pacote aluviais dos depósitos quaternários recentes estão entre 2 - 45 m.

Ainda segundo Davis e De Wieste (1966, in CUSTODIO e LLAMAS, 1976), existem cinco razões, que explicam os interesses em explorar água subterrânea destas formações aquíferas:

- 1º - são fáceis de escavar ou perfurar tornando a exploração rápida e barata.
- 2º - frequentemente estas formações se encontram depositadas nos fundos dos vales, onde o nível freático se encontra próximo a superfície do terreno.
- 3º - quase sempre estão em localizações que favorecem as recargas provenientes dos rios, riachos ou lagos.
- 4º - os sedimentos apresentam uma porosidade efetiva maior que das outras formações hidrogeológicas aquíferas.
- 5º - os valores das condutividades hidráulicas apresentam-se maiores que as outras formações hidrogeológicas.

Além dos cinco itens de Davis e De Wieste, considera-se neste trabalho, como razões importantes para a exploração de água em aquíferos aluviais duas outras:

- 1º - os aluviões estão depositados (assoreados) nos leitos dos rios e ou riachos, favorecendo as captações de água.
- 2º - os aluviões são favorecidos pelas recargas, provenientes das precipitações que ocorrem sobre a bacia hidrográfica, em que está inserido o aluvião, inclusive daquelas que ocorrem diretamente sobre o aluvião.

2.2 - OS AQUÍFEROS ALUVIAIS NO NORDESTE DO BRASIL

A primeira análise sobre as possibilidades hidrogeológicas dos aluviões é de Cederstrom e Assad (1964:42, in ALBUQUERQUE, 1984), onde foram feitas considerações teóricas sobre o processo de armazenamento d'água nos depósitos aluviais, em função da litologia dos mesmos, aventando a hipótese de que vários rios do nordeste brasileiro estejam assoreados pelos aluviões.

Schoff (1964:30, in ALBUQUERQUE, 1984), não percebeu a importância dos aluviões, referindo-se apenas aos aluviões da bacia do rio do Peixe, como um possível aquífero daquela área, desconhecendo no entanto suas espessuras e litologias, e citando os aluviões do vale do São Francisco como de grande capacidade armazenadora.

Segundo ALBUQUERQUE (1984), no inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste - folha 15, Albuquerque (1970:187), e na abordagem de Rebouças (1973:287), estas formações também foram relegadas como aquíferos de importância local e até regional.

Segundo ALBUQUERQUE (1984), o PLIRHINE (Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste de Brasil - fase I), assegura, ainda, que os potenciais e reservas dos aquíferos são consideráveis nos rios e afluentes principais que demandam das vertentes setentrional do Planalto da Borborema, entre eles o Piranhas, onde ocorrem espessuras e litologias favoráveis.

O sistema aquífero aluvial da bacia do rio Piranhas, em função do condicionamento geomorfológico, caracterizado pela existência de terraços de sedimentação, apresentam características dimensionais mais favoráveis que nas demais bacias, onde os aluviões constituem, apenas, depósitos atapetando o leito de trechos de rios e riachos formadores destas bacias, (ALBUQUERQUE, 1984).

As características dimensionais do sistema são, pois, maiores na bacia do Piranhas, onde as espessuras totais atingem 13 m ou mais, as saturadas, 6 a 8 m ou mais e as dimensões superficiais variam de 100 até 2.000 m de largura com o comprimento se estendendo por toda a extensão dos cursos da rede de drenagem, raramente sendo interrompido por afloramentos do substrato cristalino impermeável, (ALBUQUERQUE, 1984).

Os aluviões são rapidamente reabastecidos pelo processo de infiltração, provenientes das precipitações que ocorrem sobre as bacias hidrográficas que as contém e das enchentes que ocorrem sobre os leitos dos rios e ou riachos, que formam os aluviões típicos do nordeste do Brasil.

A partir de 1979, a CDRM (Companhia de Desenvolvimento de Recursos Minerais do estado da Paraíba), realizou uma série de estudos expeditos sobre os aluviões, compreendendo execução de sondagens e aberturas de poços tubulares rasos (de pequeno diâmetro ou poços Amazonas), para o conhecimento das características dimensionais e para determinação das taxas de produção, respectivamente. Estes estudos foram

realizados para as cidades de Catole do Rocha-Pb e para a escola estadual Agrotécnica, com o objeto de suprimento hídrico da população e para irrigação, respectivamente.

A partir de agosto de 1984, a Universidade Federal da Paraíba (UFPb), Campus II, através do programa registrado sob o código PB-14, vinculado ao Programa Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico para o Nordeste (PDCT/NE) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), com financiamento do Banco Interamericano de Desenvolvimento (BID), desenvolveu uma série de estudos desde a sua identificação, caracterização lito-estratigráfica e dimensional, acompanhamento do comportamento hidráulico, hidrológico e hidroquímico básicos e pesquisas preliminares sobre diferentes sistemas de captação e utilização da água subterrânea.

Dentro deste contexto, este trabalho é a continuação do referido projeto, que se propõem a estudar o comportamento do aquífero no período seco, utilizando como ferramenta para viabilizar este estudo um modelo matemático.

2.3 - A MODELAGEM

Este item contém uma revisão básica do processo de modelagem, citando os principais tipos de modelos existentes para o fluxo de água subterrânea, destacando-se os modelos matemáticos e as técnicas das diferenças finitas.

Segundo Prickett (1975, in WANG e ANDERSON, 1982), existem vários tipos de modelos para o estudo do fluxo

subterrâneo, podendo ser dividido em três grandes grupos, como a seguir: os modelos de tanque de arêia, os analógicos, incluindo os de fluidos viscosos e os elétricos e os modelos matemáticos, incluindo os analíticos e numéricos.

Os modelos de tanque de arêia são de muito pouco uso prático para as soluções de problemas de previsões do fluxo subterrâneo, pois envolvem muitas técnicas difíceis de serem executadas na sua construção, (BEAR, 1979).

Os modelos analógicos de fluidos viscosos, são também conhecidos como modelos de Hele-Shaw, e se dividem em modelos de: placas paralelas verticais e de placas paralelas horizontais. Os modelos analógicos elétricos, se dividem em modelos de papel condutor e em modelos resistores - capacitores.

Os modelos analógicos elétricos, foram amplamente usados nas décadas de 50 e 60, pois praticamente eram as únicas ferramentas disponíveis para resolver problemas de fluxo de água subterrânea, partindo do princípio de que o fluxo de água subterrânea regido pela lei de Darcy é análogo ao fluxo elétrico regido pela lei de Ohm (WANG e ANDERSON, 1982).

Os modelos híbridos, aproveitam as vantagens dos modelo de resistores - capacitores de resolver muito rápido a equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea para um número grande de nós e do modelo matemático de analisar os resultados de forma rápida e eficiente (CUSTODJO e LLAMAS, 1976).

Os modelos analíticos são baseados nas soluções analíticas da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo, que raramente são utilizados, pois suas soluções só são possíveis em alguns casos específicos, (REBOUÇAS, 1987).

Os modelos analíticos são os que dão solução exata da equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea, por meio de funções analíticas ou tabuladas, (CUSTODIO e LLAMAS, 1976). São muito usados nas soluções de hidráulicas de poços, que são casos específicos da solução da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo, dando origem para cada regime de fluxo no aquífero, uma equação analítica, de uso simples e direto, que se pode citar como um exemplo a equação de Theis (1935), para aquíferos confinados, sob condições de fluxo não permanente. Maiores detalhes em : Custodio e LLamas (1976), Bear (1979), Bowen (1986) e Kashef (1986).

Os modelos matemáticos que utilizam os métodos numéricos para resolver a equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea, tiveram um grande avanço a partir de 1960, paralelamente com o avanço da informatização através do surgimento de vários tipos de modelos desenvolvido para o estudo do fluxo subterrâneo (WANG e ANDERSON, 1982).

Segundo BEAR (1979), o produto final das pesquisas sobre modelos numéricos, tem sido programas de computadores, que se encontram disponíveis com certa facilidade e suporte técnico para os diversos fins, como por exemplo os desenvolvidos por: Pinder (1970), Prickett e Lonquist (1971,

1973), Trescott et al. (1976).

Segundo BFAR (1979) e CORRÊA (1990), os métodos numéricos mais usados para resolver a equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea são os das diferenças finitas e dos elementos finitos, comumente encontrados na literatura.

Segundo CLEARY (1989), o " International Groundwater Modeling Center ", localizado em Holcomb Institute of the University of the Butler in Indianapolis - Indiana, catalogou mais de quatrocentos modelos de fluxo e de transporte em todo o mundo (Von der Heij, 1984), onde mais de 50 % destes são de fluxo uni, bi e tridimensional, com 22 % possuindo suporte técnico disponível.

O modelo MODFLOW, desenvolvido para fluxo bi e tridimensional pelo U. S. Geological Survey por MacDonald e Harbaugh (1988) é um dos modelos mais utilizados atualmente, (CLEARY, 1989).

As técnicas de diferenças finitas têm sido aplicadas nas resoluções de uma variada gama de problemas hidrogeológicos, tais como: fluxo uni, bi e tridimensional, sob condições de regime de fluxo permanente ou não permanente, heterogêneo ou homogêneo, anisotrópico ou isotrópico e confinado ou freático (REBOUÇAS, 1987).

O método das diferenças finitas foi o primeiro a ser utilizado nas soluções sistêmicas de problemas, fundamentados e usados por matemáticos do século XVIII, como Taylor e Lagrange, e em engenharia sua aplicação data do início do século XX, com L. F. Richardson (1910), para solucionar a equação da difusão e por Shaw e Southwell (1941), para solucionar problemas de percolação, (Remson, 1971, in GOMES, 1990).

Peaceman e Rachford (1955), apresentaram na sua versão original o método Alternating Direction Implicit (ADI), para solução do conjunto de equações simultâneas e Prickett e Lonnquist (1971), combinou este método com o iterativo de Gauss-Seidel e um mecanismo especial de previsão e correção, (PRICKETT, 1975).

Trescott et al. (1976), discutiram duas outras técnicas de solução para o método (ADI) como sendo: Strongly Implicit Procedure (SIP) e Line Successive Over-relaxation (LSOR), (BEAR, 1979).

Segundo GOMES (1990) Faust e Mercer (1980), apresentaram um interessante trabalho sobre a evolução da modelagem, sugerido por Karplus (1976), onde dizem que a validade dos modelos é baixa no período inicial de sua aplicação e que só depois os cientistas e pesquisadores depuraram a qualidade dos modelos, é que a validade dos mesmos atingi altos índices, pois ocorre uma melhoria na qualidade dos modelos matemáticos, tornando muito útil a aplicação desses modelos a problemas reais.

MEIER (1987), ministrou na Universidade Federal da Paraíba - Campus-II - Campina Grande, um curso para o mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos, com o título de : " Modelagem Numérica do Fluxo da água Subterrânea pelo Método das Diferenças Finitas - uma Introdução ", " apostila ", apresentando de um forma geral as técnicas mais usuais de resolução da equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea, com aplicações de programas para o fluxo uni e bidimensional, permanente e não permanente, sob condições isotrópicas ou anisotrópicas e homogêneas ou heterogêneas para aquíferos dos tipos confinado e freático.

Longenbach (1978), desenvolveu um estudo sobre modelagem matemática pelo método das diferenças finitas para o fluxo de água subterrânea, argumentando que este método é amplamente utilizado desde 1963, para modelagem em aquíferos, concluindo que simulações adequadas de sistemas complexo de aquíferos, através dos mesmos, podem ser seguramente utilizados, (GOMES, 1990).

O desenvolvimento dos modelos matemáticos de simulação do fluxo de água subterrânea tem sido extensivamente justificados para vários objetivos associados ao planejamento e ao uso adequado dos sistemas aquíferos (CIRILO e CARRAL, 1989).

2.4 - FORMULAÇÃO DA EQUAÇÃO DIFERENCIAL PARCIAL GERAL DO FLUXO SUBTERRÂNEO

Neste item serão apresentados o desenvolvimento da equação diferencial parcial do fluxo, a lei de Darcy, a equação da continuidade, as hipóteses de Dupuit, a adaptação da equação para o caso estudado, as condições de contornos e a condição inicial e as definições dos parâmetros hidrodinâmicos.

2.4.1 - DESCRIÇÃO MATEMÁTICA DO FLUXO

A equação do fluxo para todos os tipos de aquíferos é obtida a partir de dois princípios básicos:

- A lei de Darcy e
- A equação básica da continuidade

2.4.1.1 - Lei de Darcy

Darcy (1856), investigando o fluxo de água em meios porosos, sob condições isotrópica e homogênea, para o fluxo unidimensional e incompressível, concluiu que a vazão é proporcional ao gradiente negativo.

$$Q = - K * A * DH/L \quad \text{eq. 2.1}$$

Onde: Q é a vazão com dimensões (l³/t).

K é o coeficiente de proporcionalidade (condutividade hidráulica) com dimensões (l/t).

A é a área da secção transversal com dimensão (l²).

DH/L é o gradiente hidráulico com dimensões (l/l).

A extensão da lei de Darcy para o fluxo tridimensional, sob condições anisotrópicas e heterogêneas, assume a seguinte forma:

$$\vec{v} = iK * \vec{\nabla} h \quad \text{eq. 2.2}$$

Onde: $\vec{v} = Q/A$ é a vazão específica com dimensões (l/t).

$\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$ é o vetor velocidade.

$\vec{\nabla} h = (dh/dx, dh/dy, dh/dz)$ é o operador diferencial.

iK é o tensor da condutividade hidráulica de segunda ordem.

$$iK = \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{pmatrix}$$

Onde: K_{xx} , K_{xy} , K_{xz} são as condutividades hidráulicas na direção x.

K_{yx} , K_{yy} , K_{yz} são as condutividades hidráulicas na direção y.

K_{zx} , K_{zy} , K_{zz} são as condutividades hidráulicas na direção z.

A heterogeneidade é adicionada com a condutividade hidráulica variando espacialmente.

2.4.1.2 - Condutividade Hidráulica

É a medida da capacidade do aquífero de conduzir água sob a influência do gradiente hidráulico, sendo a mesma uma função do meio poroso e do fluido (CLEARY, 1989).

2.4.1.3 - Equação da continuidade

Para obter a equação da continuidade, tem-se que introduzir o conceito da equação da conservação da massa.

Ao tomar um volume de controle infinitesimal de dimensões DX , DY e DZ , centrado sobre um ponto $P(x, y, z)$, no intervalo de tempo $(t, t + dt)$, o fluxo líquido que entra no volume de controle, deve balancear o aumento do fluxo armazenado na saída do volume de controle, como mostra a figura 2.1.

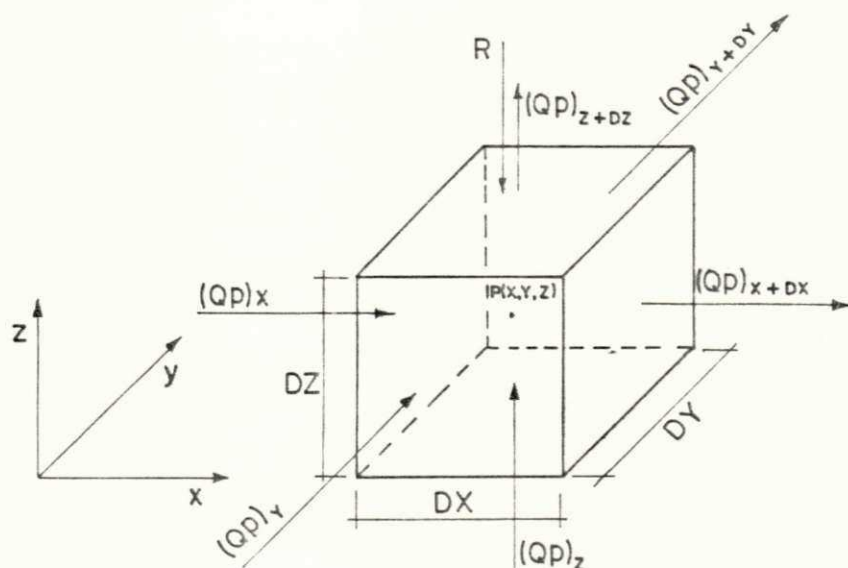


Figura 2.1-Balanco de água no volume de controle.

Em palavras a equação do balanço de massa pode assim ser expressa:

$$(\text{massa entrando} - \text{massa saindo}) = (\text{massa inicial} - \text{massa final}).$$

usando as quantidades demonstradas na figura 2.1, tem-se a seguinte equação:

$$DT * [(Qp)_x - (Qp)_x + dx + (Qp)_y - (Qp)_y + dy + (Qp)_z - (Qp)_z + dz + R * DX * DY * DZ] = [(\varnothing p)_t + dt - (\varnothing p)] * DX * DY * DZ \quad \text{eq. 2.3}$$

Onde: Q é a taxa de fluxo em volume.

p é a massa específica do meio.

R é taxa de recarga/descarga por unidade de volume.

\varnothing é a porosidade do meio.

Dividindo a equação 2.3 por $DX * DY * DZ$, aplicando a lei de Darcy, usando a definição de derivada e aplicando o limite de $DXDYDZ$ e DT tendendo a zero obtém-se:

$$d/dx (v_x p) + d/dy (v_y p) + d/dz (v_z p) + R = d/dt (\varnothing p) \quad \text{eq. 2.4}$$

Onde: v_x , v_y e v_z é a vazão específica da lei de Darcy.

Para um fluido praticamente incompressível como a água, as derivadas espaciais da massa específica podem ser desprezadas e relacionando a derivada do tempo a carga hidráulica da equação 2.4 (MFIER, 1987) obtém-se:

$$d/dx (K_{xx} * dh/dx) + d/dy (K_{yy} * dh/dy) + d/dz (K_{zz} * dh/dz) + R = S_w * dh/dt \quad \text{eq. 2.5}$$

Onde: S_w é o coeficiente de armazenamento específico, que é definido como o volume de água recebido pelo aquífero por unidade de volume e por unidade de aumento de carga hidráulica (HUYAKORN, 1983, in CIRILO e CABRAL, 1989).

A equação 2.5 é a equação diferencial parcial do fluxo tridimensional não permanente de água subterrânea, sob condições, heterogêneas e anisotrópicas.

A equação 2.5 mostra que para um meio heterogêneo e isotrópico a condutividade hidráulica passa a ser um escalar e a equação assume a seguinte forma:

$$\frac{d}{dx} (K * dh/dx) + \frac{d}{dy} (K * dh/dy) + \frac{d}{dz} (K * dh/dz) + R = S_e * dh/dt \quad \text{eq. 2.6}$$

Para obter a equação diferencial parcial do fluxo para aquíferos confinados, faz-se a integração ao longo da vertical (eixo z), considerando que a condutividade hidráulica, o coeficiente de armazenamento específico e a carga hidráulica e suas derivadas sejam uniformes, chegando-se a equação resultante abaixo.

$$\frac{d}{dx} (K * B * dh/dx) + \frac{d}{dy} (K * B * dh/dy) + R * B = S_e * B * dh/dt. \quad \text{eq. 2.7}$$

Substituindo $K * B$ por T , $R * B$ por W e $S_e * B$ por S tem-se:

$$\frac{d}{dx} (T * dh/dx) + \frac{d}{dy} (T * dh/dy) + W = S * dh/dt \quad \text{eq. 2.8}$$

Onde: T é a transmissividade, é definido como a taxa volumétrica de fluxo por unidade de largura, com altura igual a espessura " B " do aquífero, quando o gradiente hidráulico é uma unidade (CLEARY, 1939).

W é a taxa de recarga/descarga por unidade de área horizontal.

S é o coeficiente de armazenamento, é definido como o volume de água que o aquífero libera ou armazena, por unidade de área superficial do aquífero, por unidade de variação da carga normal àquela superfície (Todd, 1980, in CLEARY, 1989).

A equação 2.8 é a equação diferencial parcial de aquíferos confinados, para o regime de fluxo bidimensional e não permanente, sob condições isotrópica, heterogênea.

2.5 - EQUAÇÃO DIFERENCIAL PARCIAL PARA AQUÍFEROS FREÁTICOS

Para obter a equação diferencial parcial de aquíferos freáticos, duas modificações apenas serão necessárias na equação 2.7. A primeira é que nos aquíferos confinados a transmissividade é função apenas da locação e nos aquíferos freáticos a mesma torna-se função da espessura saturada, substituindo portanto (B) pela variação do nível freático ao longo do tempo, obtém-se a equação abaixo (KINZELBACH, 1986).

$$B = h - b \quad \text{eq. 2.9}$$

Onde: h é a cota do nível freático.

b é a cota da base do aquífero.

A segunda é que nos aquíferos confinados o coeficiente de armazenamento é o armazenamento por compressibilidade da camada confinante e nos aquíferos freáticos,

este armazenamento é negligenciado em relação ao armazenamento efetuado pelo movimento de subida ou descida do nível freático, que representa a porosidade efetiva (n), sendo portanto substituído o coeficiente de armazenamento (S) pela porosidade efetiva (KINZELBACH, 1986).

Substituindo a equação 2.9 na equação 2.7 e o coeficiente de armazenamento (S) na equação 2.8, pela porosidade efetiva (n), tem-se a equação diferencial parcial para aquíferos freáticos.

$$\frac{d}{dx} [K * (h - b) * \frac{dh}{dx}] + \frac{d}{dy} [K * (h - b) * \frac{dh}{dy}] + W = n * \frac{dh}{dt} \quad \text{eq. 2.10}$$

A equação 2.10 é a equação diferencial parcial de aquíferos freáticos, para fluxo bidimensional, sob condições isotrópicas, heterogêneas e para o regime de fluxo não permanente.

2.5.1 - HIPÓTESES DE DUPUIT

A resolução da equação 2.6 satisfazendo simultaneamente a condição de contorno da superfície livre é difícil, pois matematicamente, este é um problema não linear.

Segundo PRICKETT (1975), na tentativa de solucionar este problema foram introduzidas as hipóteses de Dupuit (1863), abaixo enumeradas, que simplifica a equação diferencial parcial para aquíferos freáticos e a torna linearizada.

- 1ª - a velocidade ao longo da superfície livre é diretamente proporcional a tangente do ângulo entre a horizontal e o nível freático.
- 2ª - o fluxo é admitido como horizontal em qualquer secção vertical.
- 3ª - a velocidade do fluxo é uniforme ao longo da direcção vertical.

Em resumo, a componente do fluxo na direcção vertical, ou seja, na direcção " z " é negligenciada e a carga hidráulica ao longo da linha vertical é constante, com isso a equação 2.6 reduz-se ao plano horizontal de carga hidráulica.

A validade das hipóteses de Dupuit, tem sido analisada por vários autores, comprovando que a aproximação é aceitável para pequenas declividades do nível freático e para aquíferos não muito profundos (Wang e Anderson, 1982, in CIRILO e CABRAL, 1989).

As hipóteses de Dupuit são provavelmente as mais fortes ferramentas e as mais simples disponíveis, para o tratamento de fluxos livres, que os engenheiros e hidrologistas têm para resolver este problema (BEAR, 1979).

Numa aproximação de escala regional admite-se que o fluxo é essencialmente horizontal, hipóteses de Dupuit ($dh/dz = 0$), conforme mostra a equação 2.10.

No presente trabalho foi considerado que, numa aproximação de escala local, o fluxo é essencialmente predominante na direção do comprimento, ou seja, paralelo ao eixo dos "x", pois o aquífero em estudo é considerado de forma "cilíndrica", com a sua dimensão maior na direção do comprimento, com uma extensão de três quilômetros, por isso foi considerado como predominante o fluxo nesta direção, em relação a componente do fluxo na direção da largura, que sua maior dimensão é de duzentos e cinquenta metros. Isto resulta num equilíbrio relativamente rápido do potencial hidráulico na direção da largura, em relação ao potencial hidráulico na direção principal do fluxo, tornando-se portanto o mesmo uma função apenas do comprimento, caracterizando assim como fluxo unidimensional, e com a equação 2.10 assumindo a seguinte forma.

$$d/dx [K * (h - b) * dh/dx] + W = n * dh/dt \quad \text{eq. 2.11}$$

As equações de fluxo, para diferentes tipos de aquíferos são equações diferenciais parciais com relação ao tempo e ao espaço e são do tipo parabólica (KINZELBACH, 1986).

As equações 2.9, 2.10 e 2.11 são equações não-lineares, mas não constituem maiores problemas para a solução numérica, nos casos onde as variações espaciais e temporais do nível freático são pequenas em relação a espessura saturada inicial do fluxo, tornando-se linearizadas (KINZELBACH, 1986).

Para solucionar a equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo, através de modelos numéricos, utiliza-se as técnicas numéricas já mundialmente consagradas, que são as das

diferenças finitas e dos elementos finitos.

No presente trabalho a técnica numérica utilizada para resolver a equação 2.11 é a das diferenças finitas, usando os métodos implícitos de Jacob, Gauss-Seidel e " Line Sucessive Overrelaxation ", para a resolução das equações algébricas.

Para obter a solução única da equação diferencial parcial, correspondente a um dado processo físico, são necessárias informações adicionais sobre o estado físico do processo, que são descritas pelas condições de contorno e pela condição inicial (MEIR, 1987).

Matematicamente as condições de contorno, incluem a geometria dos contornos e os valores da variável dependente ou sua derivada normal ao contorno (MEIR, 1987).

2.5.2 - CONDIÇÕES DE CONTORNOS E INICIAL

2.5.2.1 - Condições de Contornos

As condições de contornos de um sistema de água subterrânea são de vários tipos, porém as mais utilizadas em problemas de modelagem são de três tipos possíveis,, conforme descreve-se abaixo:

1º tipo - condição de contorno de Dirichlet, onde especifica o valor da carga no domínio do contorno. A carga no domínio da modelagem é função de espaço e ou do tempo ou uma constante.

Na região modelada deverá existir pelo menos um ponto que constitua esta condição, para poder garantir a unicidade da solução numérica (KINZELBACH, 1986).

2º tipo - condição de contorno de Neumann, especifica o fluxo no contorno, significando um gradiente de carga normal no contorno. Um caso especial desta condição é o limite impermeável onde o fluxo é zero e as linhas de fluxos são formadas no contorno. Os poços também podem ser considerados como condição de contorno interior deste tipo.

Nas discretizações das modelagens matemáticas, os poços são considerados, como um termo adicional das recargas ou descargas distribuídas e não como condição de contorno deste tipo (KINZELBACH, 1986).

3º tipo - condição de contorno de Cauchy (ou mixta), são usadas em contornos de aquíferos semi-permeáveis ou quando não existe a condição do 1º ou do 2º tipo, fazendo uma combinação linear dos dois primeiros tipo.

2.5.2.2 - Condição Inicial

Consiste simplesmente no conhecimento da distribuição das cargas no tempo inicial t_0 da simulação.

2.6 - MÉTODOS DAS DIFERENÇAS FINITAS

Os métodos das diferenças finitas são os mais usados atualmente, para resolver a equação diferencial parcial do fluxo de água subterrânea, por serem os mais antigos, divulgados e provavelmente os mais bem entendidos pelos engenheiros (CIRILO e CABRAL, 1989).

São os métodos numéricos que aproximam a solução da equação diferencial parcial do fluxo. A idéia básica é que o processo de discretização do sistema físico contínuo, com um número infinito de incógnitas, passe a ser um problema discreto com um número finito de incógnitas, que possa ser resolvido por computadores na forma de programas (WROBEL, 1989).

A teoria básica do método, consiste em substituir a equação diferencial parcial do fluxo, por um conjunto de equações diferenciais discretizadas no espaço e no tempo (KINZELBACH, 1986).

São fortes ferramentas para ajudar os hidrologistas na evolução dos recursos de águas subterrâneas (PRICKETT, 1975).

As equações de diferenças finitas podem ser derivadas por dois caminhos: o primeiro é o matemático e de maior aceitação, e consiste em aproximar as derivadas parciais da equação do fluxo por derivadas e o segundo, é o do ponto de vista físico, envolvendo a lei de Darcy e a equação básica da continuidade, aplicando o princípio da conservação da massa

(PRICKETT, 1975).

A figura 2.2 mostra um esquema de modelo generalizado desenvolvido por diferenças finitas:

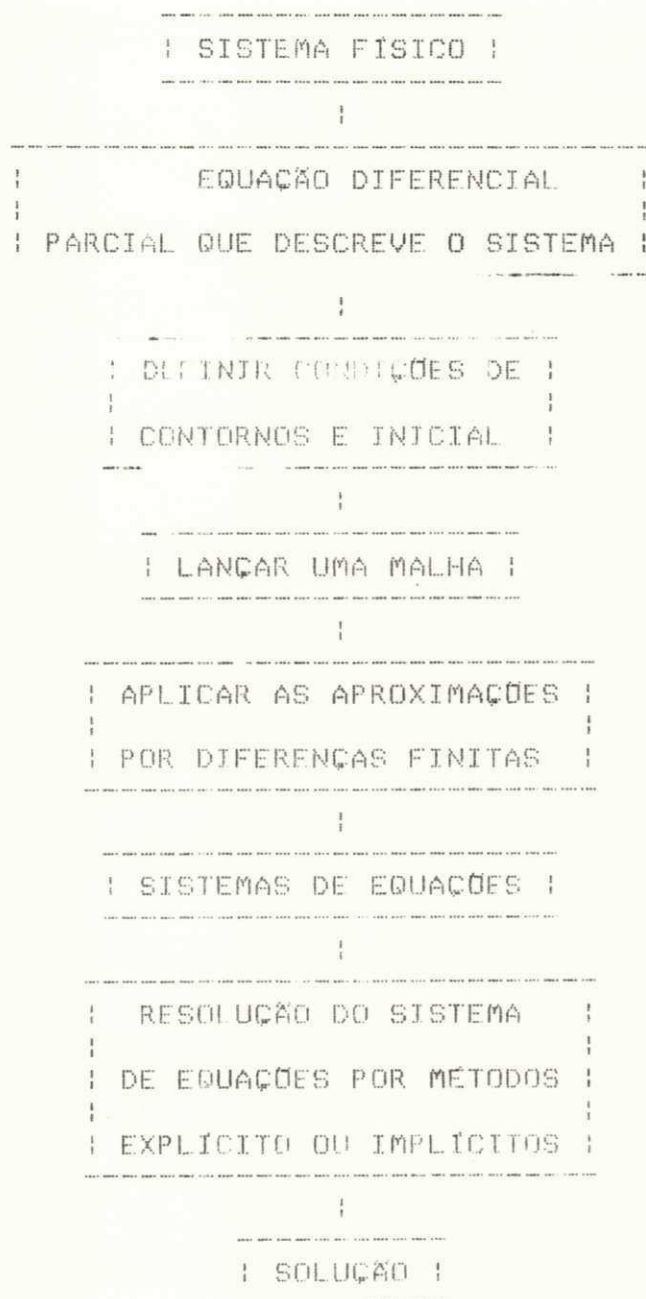


Figura 2.2 - Modelo generalizado desenvolvido por diferenças finitas.

2.6.1 - DESENVOLVIMENTO BÁSICO DAS TÉCNICAS DE DIFERENÇAS FINITAS

Como citado acima existem dois caminhos, para desenvolver as técnicas de diferenças finitas. Nesta dissertação o caminho usado, foi o do ponto de vista físico, aplicando a lei de Darcy e a equação da continuidade, para toda a malha discretizada, sobre o aquífero a cada intervalo de tempo " dt ".

O resultado é um sistema de equações, que permite o cálculo dos níveis freáticos em cada ponto da malha ao final do intervalo de tempo : $t, t + dt$) (KINZELBACH, 1986).

Neste item será discretizada a equação diferencial parcial para o fluxo unidimensional, não permanente, sob condições isotrópicas e heterogênea.

Considerando o balanço de água no nó " 0 " para intervalos de tempo " dt ", com duas entradas ou saídas dos fluxos, de origem dos nós vizinhos e a possibilidade de recargas ou descargas, provenientes da superfície, conforme mostra a figura 2.3, e aplicando o princípio da continuidade tem-se:

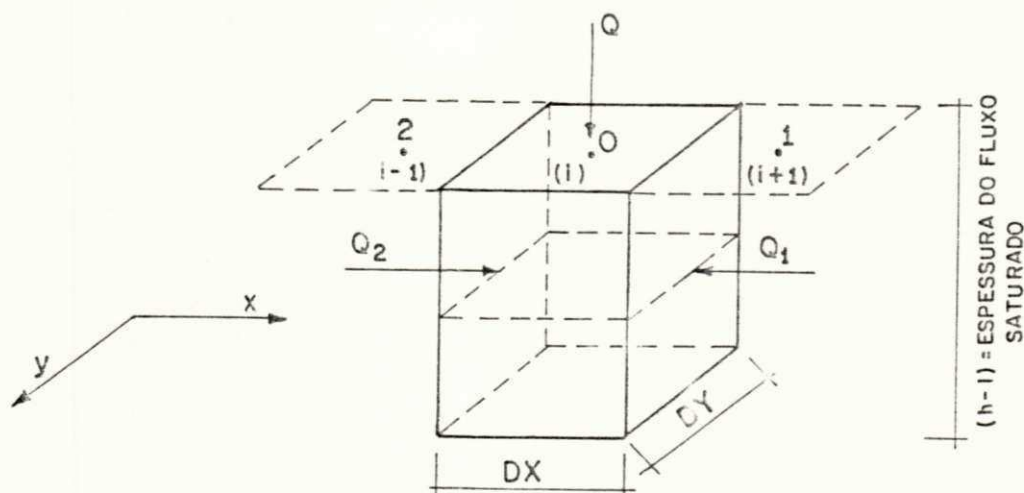


Figura 2.3 - Balanço de água na vizinhança do nó "0".

$$dt * (Q_1 + Q_2 + Q) = S_0 * dx * dy * [h_0 (t + dt) - h_0 (t)]$$

eq. 2.11

Aplicando a lei de Darcy obtém-se:

$$Q_1 = dy * T_{10} * [h_1 (t') - h_0 (t')] / dx$$

eq. 2.1

$$Q_2 = dy * T_{20} * [h_2 (t') - h_0 (t')] / dx$$

eq. 2.1

Onde: t' é o intervalo de tempo contido em $(t, t + dt)$.

Q_1 e Q_2 são os fluxos médios neste intervalo.

T_{10} e T_{20} são os valores das transmissividades médias espaciais entre os nós " 0 " e " 1 " e " 0 " e " 2 ", respectivamente.

Q é o fluxo de recarga ou descarga proveniente da superfície, por unidade de incremento " dt ".

Os valores médios espaciais das transmissividades são obtidos de duas maneiras. A primeira é usando a média aritmética e a segunda é utilizando a média harmônica. Ambas são igualmente usadas quando as transmissividades não variam muito espacialmente (KINZELBACH, 1986).

O modelo usado neste trabalho, utiliza a média harmônica das transmissividades, para o cálculo dos níveis freáticos e do fluxo, que será desenvolvido no capítulo 4.

Substituindo as equações 2.13 e 2.14 em 2.12 e dividindo por $dx * dy * dt$, tem-se a equação nodal do fluxo unidimensional.

$$T_{10} * [h_1 (t^-) - h_0 (t^-)] / dx^2 + T_{20} * [h_2 (t^-) - h_0 (t^-)] / dx^2 + \theta / dx * dy = S_0 * [h_0 (t + dt) - h_0 (t)] / dt \quad \text{eq. 2.15}$$

Onde: $\theta / dx * dy = q$ que é a taxa de fluxo externo por unidade de área, esta taxa é independente dos níveis freáticos, e é proveniente das recargas ou descargas, infiltração através de poços e evapotranspirações (KINZELBACH, 1986).

Da figura 2.3 tem-se:

$$T_{10} \rightarrow T_{i+1, i}, \quad T_{20} \rightarrow T_{i-1, i}, \quad S_0 \rightarrow S_i, \quad q \rightarrow q_i \quad \text{eq. 2.16}$$

Substituindo a equação 2.16 na equação 2.15, obtem-se:

$$T_{i+1, i} * [h_{i+1, i} (t^-) - h_i (t^-)] / dx^2 + T_{i-1, i} * [h_{i-1, i} (t^-) - h_i (t^-)] / dx^2 + q_i = S_i * [h_i (t + dt) - h_i (t)] / dt \quad \text{eq. 2.17}$$

A equação 2.17 é a forma de diferenças finitas da equação diferencial parcial 2.11 que governa o regime de fluxo unidimensional e não permanente, sob condições isotrópicas, heterogêneas para os aquíferos livres. Da aplicação da equação 2.17 para cada nó " i ", obtem-se " N " equações lineares algébricas para " N " níveis freáticos desconhecidos, em $h_i (t + dt)$.

O algoritmo de tratamento das equações nodais segue usualmente o seguinte caminho: é projetada uma malha de forma retangular com " NX " células na direção " x ", e " NY " células na direção " y ", contendo toda a região modelada e mais uma malha fora da região modelada. Todas as malhas fora da região modelada, são tratadas com valores de transmissividades pontuais iguais a zero, e não contribuem para o fluxo. Também podem ser tratadas com potenciais fixos, e eventualmente apresentar alguns valores de níveis piezométricos fictícios e sem sentido (KINZELBACH, 1986).

Neste trabalho por se tratar de fluxo unidimensional, a malha discretizada é projetada através de uma linha, em que cada ponto da discretização é denominada de nó. A linha projetada contém um total de de 47 nós, sendo que 45 destes fazem parte do domínio da modelagem, delimitadas pelo furo F8 e pelo poço Amazonas PC9, e com dois nós restantes fazendo parte da malha, mas fora do domínio do contorno da modelagem. Estes dois nós fora do domínio do contorno da modelagem, são necessários pois fazem parte do processo de cálculo das equações nodais, mas com valores das transmissividades iguais a zero.

Com isso tem-se um sistema de " NX " equações lineares recursivas para resolver. Assim escolhe-se qual é o meio para intermediar o tempo " t " , contido na equação 2.17 no intervalo de tempo (t, t + dt). Ao aproximar-se " t " para " t " as equações são explícitas em $h_i (t + dt)$ e ao substituir t' por $t + dt$, obtem-se um sistema de dupla equações que contém " NX " níveis freáticos em $h_i (t + dt)$ e as equações são

implícitas.

2.6.2 - DESENVOLVIMENTO DOS MÉTODOS DE RESOLUÇÃO POR DIFERENÇAS FINITAS

Entre os métodos disponíveis para solução das equações algébricas lineares, podemos citar como os mais conhecidos, o método explícito e o método implícito, este último se divide em métodos diretos e iterativos.

Dentro dos iterativos, podemos destacar como os mais usuais: o esquema básico de Jacob, Gauss-Seidel, Successive Overrelaxation (SOR), Alternating Direction Implicit (ADI) e Iterative Direction Implicit (IADI).

2.6.2.1 - Método Explícito

Fazendo $t' = t$ na equação 2.17, reorganizando os termos e resolvendo para $h_i(t + dt)$, obtém-se um conjunto de equações para cada nó "i".

$$h_i(t + dt) = h_i(t) + (dt / S_i) \{ T_{i+1,i} [h_{i+1,i}(t) - h_i(t)] / dx^2 + T_{i-1,i} [h_{i-1,i}(t) - h_i(t)] / dx^2 + q_i \} \quad \text{eq. 2.18}$$

para $i = 1, 2, \dots, NX$.

O sistema de equações é de resolução direta, partindo da distribuição inicial dos níveis freáticos em $h_i(t)$, calcula-se $h_i(t + dt)$ diretamente para todos os nós da malha.

Este esquema é relativamente simples, tornando-se fácil para resolver em computadores, pois não é necessário resolver uma equação matricial complexa, apresentando portanto a desvantagem da instabilidade no processo de cálculo, para alguns valores de " dx " e " dt ", resultando em erros que aumentam a cada nível de tempo (MEIR, 1987).

A razão básica da instabilidade, é que este método, considera que as características do fluxo permanecem inalteradas durante todo o intervalo de tempo " t + dt " (CIRILO e CABRAL, 1989).

Para garantir a estabilidade, o intervalo de tempo " dt ", deve ser escolhido, tal que, cumpra o critério de estabilidade em todos os nós e para o fluxo unidimensional tem-se que:

$$T / S * (dt / dx^2) \leq 0,5 \quad \text{eq. 2.19}$$

2.6.2.1.1 - Erro de Truncamento ou de Discretização

É a diferença em módulo da solução exata da equação diferencial parcial (h_e) e da solução exata da equação por diferenças (h_d).

2.6.2.1.2 - Erro de Arredondamento

É a diferença em módulo da solução exata da equação por diferenças (h_d) e da solução numérica da equação por diferenças (h_n).

2.6.2.1.3 - Estabilidade

É basicamente relacionada com o esquema de integração no tempo, onde os cálculos numéricos são feitos até um número finito de casas decimais, podendo introduzir erros de arredondamentos na solução por computadores. Tais erros tendem a crescer e são acumulativos, a medida que o nível de cálculo avança no tempo, tornando qualquer método numérico instável.

2.6.2.1.4 - Convergência

É a condição em relação ao qual a solução da equação por diferenças tende para a solução exata da equação diferencial parcial a medida que os incrementos espaciais e temporais diminuem. O esquema é convergente quando os erros de truncamento tendem a zero (WROBEL, 1989).

2.6.2.1.5 - Consistência

Está relacionada com a aproximação do sistema contínuo de equações por um sistema discreto. Um esquema de diferenças finitas é consistente, quando as aproximações por diferenças finitas ao refinar-se no limite, tornam-se matematicamente equivalente a equação diferencial parcial, significando que quando os incrementos espaciais e temporais tendem a zero, o erro de truncamento também tende a zero (WROBEL, 1989).

2.6.2.2 - Métodos Implícitos

Os métodos implícitos são incondicionalmente estáveis.

Vimos que as equações do método explícito, podem ser resolvidas por uma substituição simples e direta, enquanto que as equações dos métodos implícitos, requerem a solução simultânea de um conjunto de equações lineares (MEIR, 1987).

Os métodos implícitos de resolução numérica dos sistemas de equações lineares, são divididos em dois:

1º - MÉTODOS DIRETOS

2º - MÉTODOS ITERATIVOS OU INDIRETOS.

2.6.2.2.1 - Métodos Diretos

São métodos em que as sequências de operações são feitas de uma única vez, levando a solução exata, exceto, pelos erros de arredondamento que ocorrem no processo de cálculo através dos computadores. Este método envolve o processo de triangulação de matrizes superiores e em seguida o processo de substituição inversa, para obter os novos valores da incognita, que são os níveis freáticos (MEIR, 1987). Podendo ser citado como um exemplo o método de Thomas.

Os métodos para resolverem equações matriciais diretas, requerem, ainda grandes espaços de armazenamentos de memória nos computadores, por isso os métodos iterativos, são

mais usuais na modelagem de água subterrânea (KINZELBACH, 1986).

Segundo Remson et alii. (1971, in KINZELBACH, 1986), os métodos iterativos geralmente necessitam de muito menos espaços de memória de computadores que os métodos diretos. Mesmo com o aumento da capacidade de memória dos computadores, os métodos diretos ainda dominam os iterativos. Mas mesmo assim os iterativos serão importantes nos casos onde as iterações são necessárias de qualquer forma, por causa da não linearidade da equação diferencial parcial para aquíferos livres.

2.6.2.2.2 - Métodos Iterativos

Vários métodos são disponíveis para resolver um grande número de equações simultâneas, inerentes as técnicas de diferenças finitas na modelagem do fluxo subterrâneo, entre os mais utilizados frequentemente tem-se: método de Jacob, Gauss-Seidel, Sucessive Overrelaxation (SOR), Alternating Direction Implicit (ADI), Iterative Alternating Direction Implicit (IADI) e várias outras combinações destes (PRICKETT, 1975).

Resolvendo a equação 2.17, pelo método de Jacob em $h_1 (t^*) = h_1 (t + dt)$ e rearrumando os termos, obtém-se a seguinte equação iterativa:

$$h_1 (t + dt) = [dx^2 * S_1 * h_1 (t) + dt * h_{1-1,1} (t + dt) * T_{1-1,1} + dt * h_{1+1,1} (t + dt) * T_{1+1,1} + dx^2 * dt * q_1] / (dt * T_{1+1,1} + dt * T_{1-1,1} + dx^2 * S_1) \quad \text{eq. 2. 20}$$

Para solucionar a equação 2.20, entra-se primeiro com a estimativa inicial dos valores do lado direito da equação. Com esta estimativa inicial, geralmente a equação matricial não será satisfeita. Em seguida toma estes novos valores como corretos para a próxima estimativa, dos valores de $h_i (t + dt)$, um esquema iterativo é estabelecido da seguinte forma:

$$h_i^{novo} (t + dt) = f [h_{i-1, i}^{velho} (t + dt), h_{i+1, i}^{velho} (t + dt)] \quad \text{eq. 2.21}$$

O método indica que este procedimento sempre converge para a solução do sistema matricial, muito embora com uma convergência lenta. Mesmo com o aumento da capacidade de memória dos computadores, métodos que aumentem a velocidade de convergência são mais úteis (KINZELBACH, 1986).

O método de Jacob, torna-se mais eficiente, melhorando a convergência, para isso usa-se os valores reais de $h (t + dt)$ do lado direito da equação 2. 21, formando o seguinte esquema de iteração:

$$h_i^{novo} (t + dt) = f [h_{i-1, i}^{novo} (t + dt), h_{i+1, i}^{velho} (t + dt)] \quad \text{eq. 2.22}$$

Este esquema é chamado de Gauss-Seidel

O esquema de solução é feito percorrendo uma malha na ordem inversa, onde ora começa pela primeira linha e ora pela última linha, evitando assim tendências locais na precisão do cálculo iterativo (KINZELBACH, 1986).

Um fator de redução acelerada " overrelaxation " é introduzido no método de Gauss-Seidel, para melhorar a velocidade de convergência, na correção de $h(t + dt)$, produzindo a seguinte equação:

$$h_{i,novo}(t + dt) = h_{i,velho}(t + dt) + OVR * DH_i \quad \text{eq. 2.23}$$

Onde: OVR é o fator de redução acelerada

DH_i é a correção da carga

O valor ótimo do fator de redução acelerada, conduz a uma convergência mais rápida do que no método de Gauss-Seidel, e seu valor está situado entre 0 e 2. Valores entre 0 e 1 são usados quando os valores de $h(t + dt)$ durante o processo iterativo oscilam em volta da solução e os valores entre 1 e 2 são geralmente os mais usados, podendo em algumas situações levar o esquema iterativo a não convergir.

CAPÍTULO 03

03 - DESCRIÇÃO DO SISTEMA AQUÍFERO

3.1 - MEIO FÍSICO

O sistema aquífero faz parte da bacia hidrográfica do riacho Estrela, sub-bacia do rio Piranhas, e está localizado na micro-região homogênea de Catolé do Rocha no sertão paraibano, entre os meridianos $37^{\circ} 48'$ e $37^{\circ} 50'$ W e os paralelos $6^{\circ} 17'$ e $6^{\circ} 23'$ S, conforme mostra a figura 3.1.



Figura 3.1- Mapa de localização geográfica da área em estudo.

FONTE: ALBUQUERQUE e RÉGO, 1990

O sistema aquífero estudado está inserido numa região do semi-árido do nordeste brasileiro, que apresenta uma precipitação média anual inferior aos 900 mm/ano e superior aos 300 mm/ano ao nível de 75 % de probabilidade, e apresenta uma média de dois a quatro meses por ano com precipitações superiores a evapotranspiração potencial, (Silva e Cebalos, 1982:18, in ALBUQUERQUE, 1984).

A temperatura média mensal do ar tem uma variação relativamente pequena ao longo dos anos se comparada com os valores médios mensais dos índices pluviométricos ao longo dos anos. A temperatura média varia em torno dos 26°C, a média da mínima nos 22°C e a média da máxima em 33°C. Em consequência destes fatores climatológicos e hidrológicos adversos da região, a mesma apresenta uma evapotranspiração potencial média anual muito elevada em torno dos 2.500 mm, (ALBUQUERQUE, 1984). Esta evapotranspiração corresponde a uma média aritmética mensal de 208 mm. Esta informação, quando analisada em relação aos índices pluviométricos da área do sistema aluvião mostrados através dos hietogramas da figura 3.2, verifica-se que há um déficit hídrico em quase todos os meses do ano, exceto no mês mais chuvoso de março do ano de 1988, onde ocorre um balanço hídrico mensal positivo, embora os hietogramas mostrados na figura 3.2, não seja representativo de uma série histórica de precipitações para a região. Mas de uma forma geral pode-se considerar um balanço hídrico negativo durante todo o ano, e numa situação mais crítica nos meses seco do ano, o qual é objeto deste trabalho.

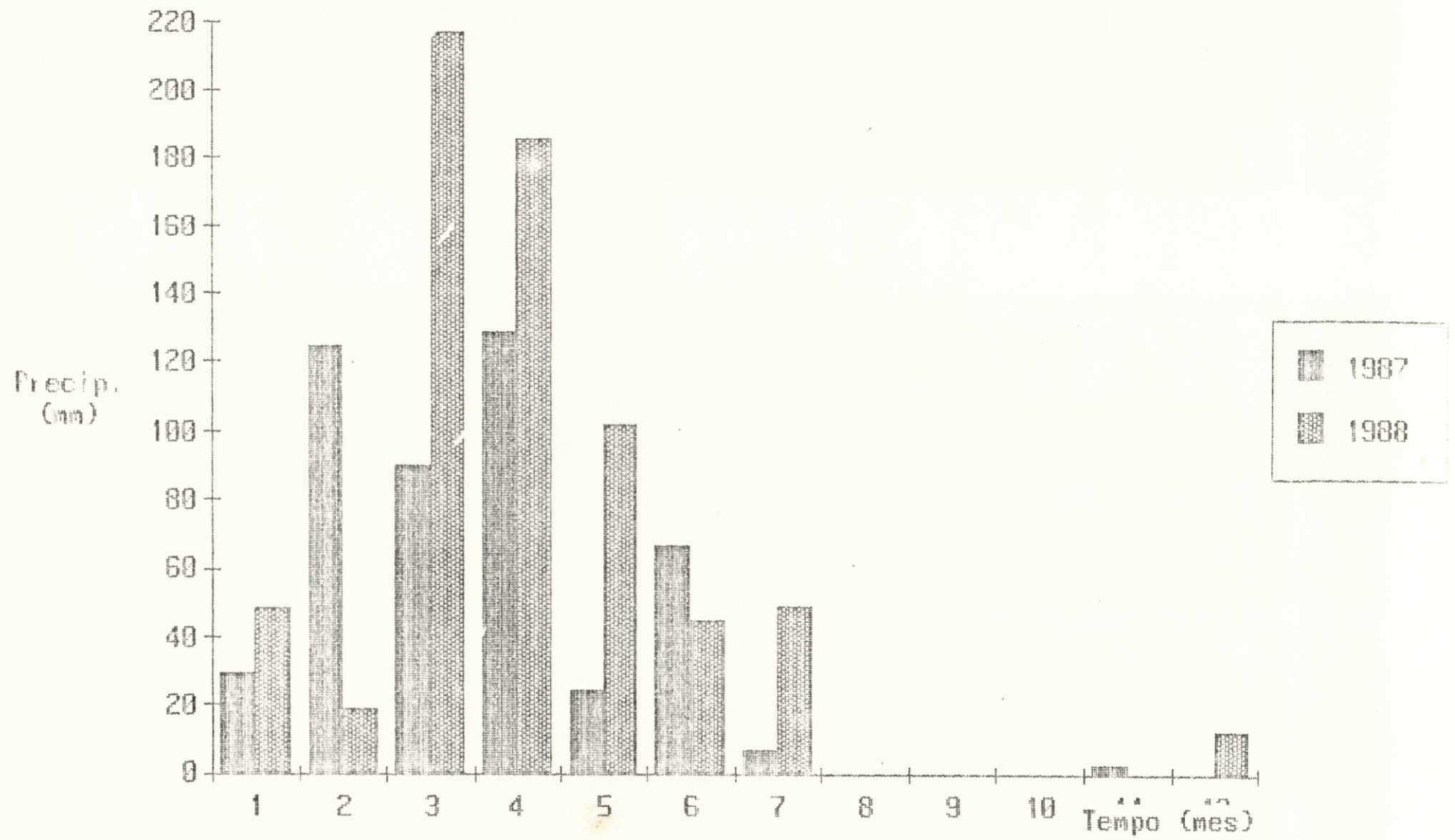


Figura 3.2 - Hietogramas mensais da área em estudo.

FONTE: REGO E ALBUQUERQUE, 1986.

A morfologia da região estudada faz parte da chamada depressão de Patos com cotas em torno dos 250 m, desenvolvendo-se um relevo de chãs, a partir do litoral sententrional do nordeste, que corresponde a área de drenagem da bacia hidrográfica do rio Piranhas (ALBUQUERQUE, 1984), sendo formado pelo afluente secundário do rio Piranhas denominado de riacho Estrelo, tendo sua nascente na serra do Estrelo à oeste da cidade de Catolé do Rocha-Pb.

A vegetação da região é típica da região semi-árida, desenvolvendo uma caatinga de xerófita à hiperxerófita, dominando as cactáceas e bromeliáceas, caracterizadas por pequeno porte, com predominância das espécies espinhentas, de caule retorcidos, entremeados por algumas árvores lenhosas, como a catingueira, juazeiro, oiticica e a craibeira, apresentando o solo coberto por um extrato de ervas e gramíneas, (ALBUQUERQUE, 1984).

3.2 - HIDROGEOLOGIA

Os aquíferos aluviais apresentam uma geologia de formação sedimentar fluvial, ligado a dinâmica dos ciclos erosivos atuais e sub-atuais que atapetam leitos e margens de rios e riachos, das diversas bacias hidrográficas que drenam o Estado da Paraíba. Na bacia do rio Piranhas os mesmos se apresentam mais espessos e extensos, constituindo, frequentemente os terraços aluviais, de constituições geológicas arenosas, incoerentes, quase sempre capeados por depósitos argilosos de pouca espessura na forma de lentes argilosas e chegando a atingir

uma espessura de até 13 m ou mais, as saturadas, 6 a 8 m ou mais e as dimensões superficiais variam de 100 até 2.000 m de largura, com um comprimento se estendendo por toda a extensão dos rios e ou riachos e onde se constata os maiores sistemas aquíferos do Estado da Paraíba, (ALBUQUERQUE, 1984).

O aquífero aluvial em estudo apresenta-se de uma forma geral com as mesmas características hidrogeológicas das formações aluviais que ocorrem na bacia do rio Piranhas.

Através de levantamentos planialtimétrico e planimétrico, este último obtido de restituições de fotografias aéreas, cedidas pela Fundação de Colonização e Desenvolvimento Agrário do Estado da Paraíba (FUNDAP), sondagens mecânicas e geofísicas e levantamentos complementares realizados por sondagens e visitas a área aluvial, deram origem ao mapa cartográfico mostrado na figura 3.3, (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

Estes estudos caracterizaram o aquífero com dimensões superficiais variando de 50 a 250 m de largura, espessuras do pacote aluvial de 9 a 12 m, as saturadas no início do período seco de 8 a 12 m e uma extensão de 3.000 m, apresentando também boas condições de jazimento e circulação e parâmetros hidrodinâmicos elevados, mas característicos do sistema aluvião, (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

Os estudos lito-estratigráficos indicam que os contornos laterais estão conectados com o embasamento cristalino intemperizado, da mesma forma ocorrendo com o contorno inferior e o

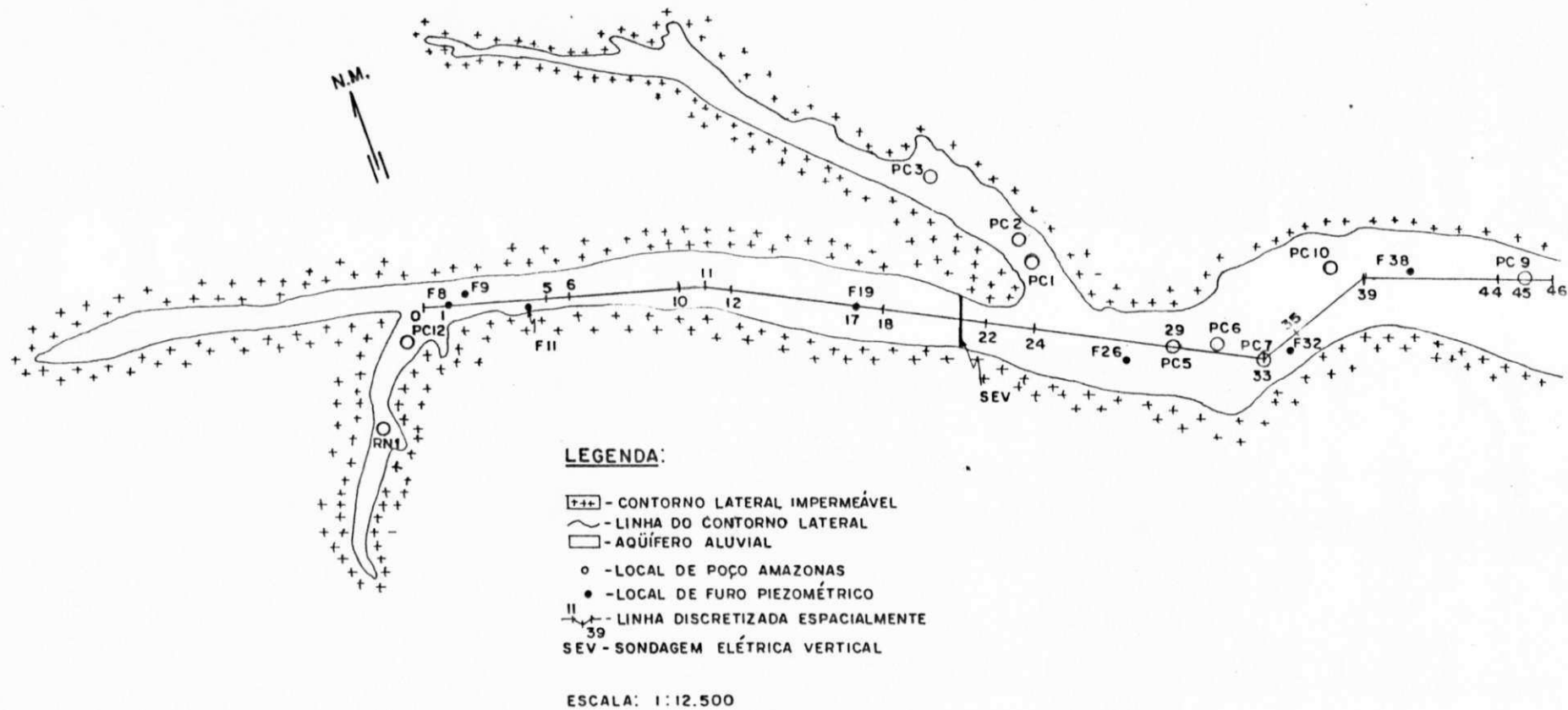


Figura 3.3 - Mapa cartográfico do aquífero aluvial em estudo.
MODIFICADA DE RÊGO E ALBUQUERQUE, 1986.

superior aflorando com superfície do terreno (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

A área representativa estudada é de 54, 5 ha, apresentando uma extensão de 3 km e está inserida numa bacia hidrográfica de 13,1 km².

Através do levantamento litológico realizado, constatou-se uma formação de solos azonais diversificados, constituídos de camadas intercaladas, onde predominam os cascalhos no limite inferior do aquífero com o embasamento cristalino adjacente, seguidos de camadas arenosas intercaladas de argilas, conforme mostra as figuras 3.4, 3.5 e 3.6 dos perfis litológicos dos furos F8, F26 e F38 indicados na figura 3.3, como também apresenta seus limites laterais conectados com o cristalino intemperizado (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986). Estes furos foram, estrategicamente escolhidos ao longo do aquífero, para caracterizar a diversificada formação geológica do sistema aquífero aluvial estudado.

O comportamento hidrológico foi pesquisado com o acompanhamento dos níveis freáticos e das precipitações, sendo que os níveis freáticos foram acompanhados com medições realizadas semanalmente através de medidores de níveis de poços com funcionamento a bateria, e foram coletados através de poços de produção (Amazonas) já existentes no aquífero e em poços piezométricos estrategicamente instalados ao longo do mesmo, e foram coletados por um período de três anos correspondendo de junho 1986 à agosto de 1989 (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA - UFFB. SUB-UNIDADE DE EXECUÇÃO DO PDCT/NE - SUEP PROJETO Nº 14 - BTD/CNPq ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS / DEC / CCT			
ESTUDOS DE AVALIAÇÃO E UTILIZAÇÃO RACIONAL DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS ALUVIONAIS DA MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA.			
REGISTRO DE SONDAGEM		SEÇÃO DE SONDAGEM Nº	
TRECHO ALUVIAL: RIACHO PILAR / ESTRELO.		FURO DE SONDAGEM Nº 08	
MUNICÍPIO: CATOLÉ DO ROCHA - Pb.		REVESTIMENTO DO FURO: DIÂMETRO INTERNO 3 1/2"	
MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA - PARAIBA		AMOSTRADOR: DIÂMETRO EXTERNO 2" DIÂMETRO INTERNO 1 3/8"	
COTA EM RELAÇÃO AO R.N.	COTA EM RELAÇÃO AO NÍVEL DO TERRENO	ESCALA CONVENÇÃO E POSIÇÃO DA AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO DO MATERIAL LITOLOGIA
	0,93m	1	1) Areia fina argilosa; cor bege; com material grosseiro disseminado de feldspato; sem rolamento e sem esfericidade.
	1,48	2	2) Argila arenosa; cor marron-escuro; com algum pedregulho disseminado de feldspato; pouco rolamento e pouca esfericidade; nenhuma plasticidade.
	3,92	3	3) Argila pouco arenosa; cor marron-escuro; média plasticidade.
	6,00	4	4) Cascalho areno-argiloso; cor marron-escuro; composição - pedregulhos de feldspato bege; sem rolamento e sem esfericidade.
	11,70	5	5) Argila arenosa; cor marron; nenhuma plasticidade.
		6	6) Rocha sã.
R.N. :	NÍVEL D'ÁGUA:		DESENHISTA:
COTAS:	TÉCNICO RESPONSÁVEL:		ESCALA: 1 : 100.
INÍCIO:			DATA:
TÉRMINO:			
OBSERVAÇÃO:			

Figura 3.4 - Perfil litológico do furo F8.

FORTE: RÉGO E ALBUQUERQUE, 1986.

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA - UFPB.
 SUB-UNIDADE DE EXECUÇÃO DO PDCT/NE - SUEP
 PROJETO Nº 14 - BID/CNPq

ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS / DEC / CCT

ESTUDOS DE AVALIAÇÃO E UTILIZAÇÃO RACIONAL DOS RECURSOS HÍDRICOS
 SUBTERRÂNEOS ALUVIONAIS DA MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA.

REGISTRO DE SONDAGEM	SEÇÃO DE SONDAGEM Nº
TRECHO ALUVIAL: RIACHO PILAR / ESTRELO.	FURO DE SONDAGEM Nº 26
MUNICÍPIO: CATOLE DO ROCHA - Pb.	REVESTIMENTO DO FURO: DIÂMETRO INTERNO 3 1/2"
MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA - PARAÍBA	AMOSTRADOR: DIÂMETRO EXTERNO 2" DIÂMETRO INTERNO 1 3/8"

COTA EM RELAÇÃO AO R.N.	COTA EM RELAÇÃO AO NÍVEL DO TERRENO	ESCALA	CONVENÇÃO E POSIÇÃO DA AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO DO MATERIAL LITOLOGIA
	0,60m	1 2 3 4 5 6 7		1) Areia fina a média, cor vermelho-ocre; rica em óxido de ferro.
	0,90			2) Argila arenosa; cor marron-avermelhada; com pedregulhos disseminados de feldspato; rica em óxido de ferro e matéria orgânica; pouca plasticidade.
	2,50			3) Argila arenosa; cor marron; com pedregulhos disseminados de feldspato; presença de matéria orgânica; sem plasticidade.
	4,85			4) Argila arenosa; cor bege; com pedregulhos disseminados de feldspato; presença de matéria orgânica; sem plasticidade.
	5,60			5) Cascalho fino a grosso argiloso, cor marron; com seixos de feldspato e quartzo; sem rolamento e alguma esfericidade.
	9,90			6) Areia média a grossa argilosa; cor marron-avermelhado; com pedregulhos de feldspato; pouco rolamento e pouca esfericidade.
				7) Rocha sã.

R.N. :	NÍVEL D'ÁGUA:	DESENHISTA:
COTAS:	TÉCNICO RESPONSÁVEL:	ESCALA: 1 : 100.
INÍCIO:		DATA:
TÉRMINO:		
OBSERVAÇÃO:		

Figura 3.5 - Perfil litológico do furo F26.

FONTE: RÉGO E ALBUQUERQUE, 1986.

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA - UFPB. SUB-UNIDADE DE EXECUÇÃO DO PDCT/NE - SUEP PROJETO Nº 14 - BID/CNPq ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS / DEC / CCT			
ESTUDOS DE AVALIAÇÃO E UTILIZAÇÃO RACIONAL DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS ALUVIONAIS DA MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA.			
REGISTRO DE SONDAGEM		SEÇÃO DE SONDAGEM Nº	
TRECHO ALUVIAL: RIACHO PILAR / ESTRELO.		FURO DE SONDAGEM Nº 38	
MUNICÍPIO: CATOLÉ DO ROCHA - Pb.		REVESTIMENTO DO FURO: DIÂMETRO INTERNO 3 1/2"	
MICRO-REGIÃO DE CATOLÉ DO ROCHA - PARAIBA		AMOSTRADOR: DIÂMETRO EXTERNO 2" DIÂMETRO INTERNO 1 3/8"	
COTA EM RELAÇÃO AO R.N.	COTA EM RELA- ÇÃO AO NÍVEL DO TERRENO	ESCALA CONVENÇÃO E POSIÇÃO DA AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO DO MATERIAL LITOLOGIA
	1,26 m	1	1) Silte arenoso cascalhento; cor mar- ron-escuro, seixos e grãos de felds- pato.
	2,90	2	2) Silte arenoso, fino, cascalhento; cor marron-escuro, seixos e grãos de feldspato.
	3,50	3	3) Areia grossa, pedregulhosa, cor ver- melha; sem rolamento e nenhuma esfé- ricidade.
	3,70	4	4) Silte argiloso, arcossiano; cor mar- ron-claro.
	7,30	5	5) Areia grossa pedregulhosa; cor ver- melha; sem rolamento e nenhuma es- fericidade.
	11,26	6	6) Areia grossa, pedregulhosa; cor be- ge; de composição com muito quartzo; pouco rolamento e nenhuma esfericida- de.
		7	7) Rocha sã.
R.N. :		NÍVEL D'ÁGUA:	DESENHISTA:
COTAS:		TÉCNICO RESPONSÁVEL:	ESCALA: 1 : 100.
INÍCIO:			DATA:
TÉRMINO:			
OBSERVAÇÃO:			

Figura 3.6 - Perfil litológico do furo F38.

FONTE: RÉGO E ALBUQUERQUE, 1986.

Os dados de precipitações foram coletados diariamente, por dois pluviômetros do tipo Ville de Paris, localizados, um na cabeceira da bacia hidrográfica onde se encontra o aluvião em estudo próximo ao furo F8 e o outro no trecho médio inferior próximo ao PC5 ainda na área da bacia, como indica a figura 3.3 e foram coletados por um período que compreende de janeiro de 1987 à dezembro de 1988 (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1988).

A região em estudo apresenta os maiores índices de precipitações no trimestre de fevereiro março e abril conforme indica a figura 3.2, representada pelos hietogramas referentes aos anos de 1987 e 1988, calculados através das médias aritméticas mensais de dois pluviômetros instalados na bacia, que mostra a distribuição da média mensal das precipitações ao longo de todo o ano sobre o aquífero aluvial, evidenciando uma concentração das precipitações no primeiro semestre com uma média de 94,46 % da precipitação anual e no trimestre mais chuvoso uma precipitação média de 71,24 % em relação ao primeiro semestre.

Em relação ao primeiro semestre há uma concentração quase que absoluta do índice pluviométrico anual, caracterizando assim uma má distribuição espacial e temporal dos índices pluviométricos da região semi-árida do nordeste, confirmando o caráter severo das estiagens e a distinção nítida das estações de seca e de inverno.

3.3 - OS TESTES DE AQUÍFERO

No trecho aluvial estudado foram realizados por RÉGO e ALBUQUERQUE, (1986), três testes de bombeamento nos poços Amazonas identificados por PC1, PC7 e PC9 (Figura 3.3). Estes testes foram interpretados pelos métodos de Theis (1935) e Jacob (1942) que se adequaram plenamente às características do aquífero, do poço bombeado e do piezômetro de observação, previamente exigidas para a aplicação destes métodos.

Os testes de bombeamento nos poços PC1, PC7 e PC9 mostraram que os parâmetros hidrodinâmicos são condizentes com as características litológicas e dimensionais do aquífero, fornecendo valores de condutividades hidráulicas de $3,58 \times 10^{-9}$, $6,48 \times 10^{-9}$ e $2,76 \times 10^{-9}$ m/s e coeficientes de armazenamentos de 9,96, 10,3 e 14,9 % respectivamente. A condutividade hidráulica decresceu de montante para jusante, fato compatível com as características litológicas dos poços perfurados ao longo do aquífero aluvial, onde são mais ricos em frações argilosas, nos trechos à jusante, devido ao processo natural de formações geológicas dos aluviões de erosão por deposição fluvial, em que as partículas mais finas são carreadas a longas distâncias (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

O mesmo não ocorreu no PC1, pois nas análises das curvas dos métodos citados revelaram a existência de uma barreira impermeável, observada pelo desvio das curvas típicas dos dois métodos, sendo a barreira o contorno lateral do aquífero; mesmo assim o valor não muito afastou-se dos outros e traduziu as

condições litológicas e dimensionais locais. Com relação aos valores do coeficiente de armazenamento o comportamento foi crescente de montante para jusante sendo compatível com as características hidrogeológicas do aquífero (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1986).

3.4 - DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS SISTEMA AQUÍFERO

3.4.1 - GENERALIDADES

De acordo com os estudos realizados no aluvião, através de sondagens mecânicas, geofísicas, levantamentos planialtimétricos e planimétrico e visitas à região, foram definidas as características dimensionais e hidrogeológicas do sistema físico contínuo.

Este conjunto de informações são essenciais para a análise sistêmica dos dados e para o processo de discretização espacial e temporal dos dados, que são de fundamental importância para a modelagem matemática.

A figura 3.3 indica as localizações dos furos das sondagens mecânicas e da sondagem elétrica vertical transversal (SEV), como também o contorno físico lateral superficial do sistema, as nascentes noroeste, sul e leste, as localizações dos poços de produção (Amazonas), a área do aluvião, a variação da largura, e a linha que define a discretização espacial do aquífero.

A área aluvial representativa para a discretização espacial dos parâmetros, é de 35,5 ha e está inserida na bacia hidrográfica acima citada, com uma extensão de 2.200 m a partir da localização do furo denominado de F8, estendendo-se na direção principal do riacho Estrelo até o encontro do poço de produção identificado por PC9, como indica a figura 3.3.

3.4.2 - SUPERFÍCIE DO AQUÍFERO

A discretização espacial do contorno superior do pacote aluvial no trecho modelado foi obtida através dos dados do levantamento planialtimétrico, tendo como pontos de referências as cotas dos furos identificados por F8, F9, F11, F19, F32 e F38, como também os poços amazonas identificados por PC5, PC6, PC7, PC10, PC9, conforme mostra a figura 3.3, onde os mesmos foram considerados como confiáveis e que estão localizados no alinhamento do leito do riacho Estrelo. As cotas do contorno superior a cada 50 m foram obtidas por interpolações lineares, entre os pontos indicados acima, e estão plotadas conforme mostra a figura 3.7. Este processo constitui uma boa aproximação da realidade física local, tendo em vista que os aquíferos aluviais pelo seu próprio processo de formação geológica através dos ciclos erosivos por deposição, mantem a tendência topográfica de declive suave de montante para jusante.

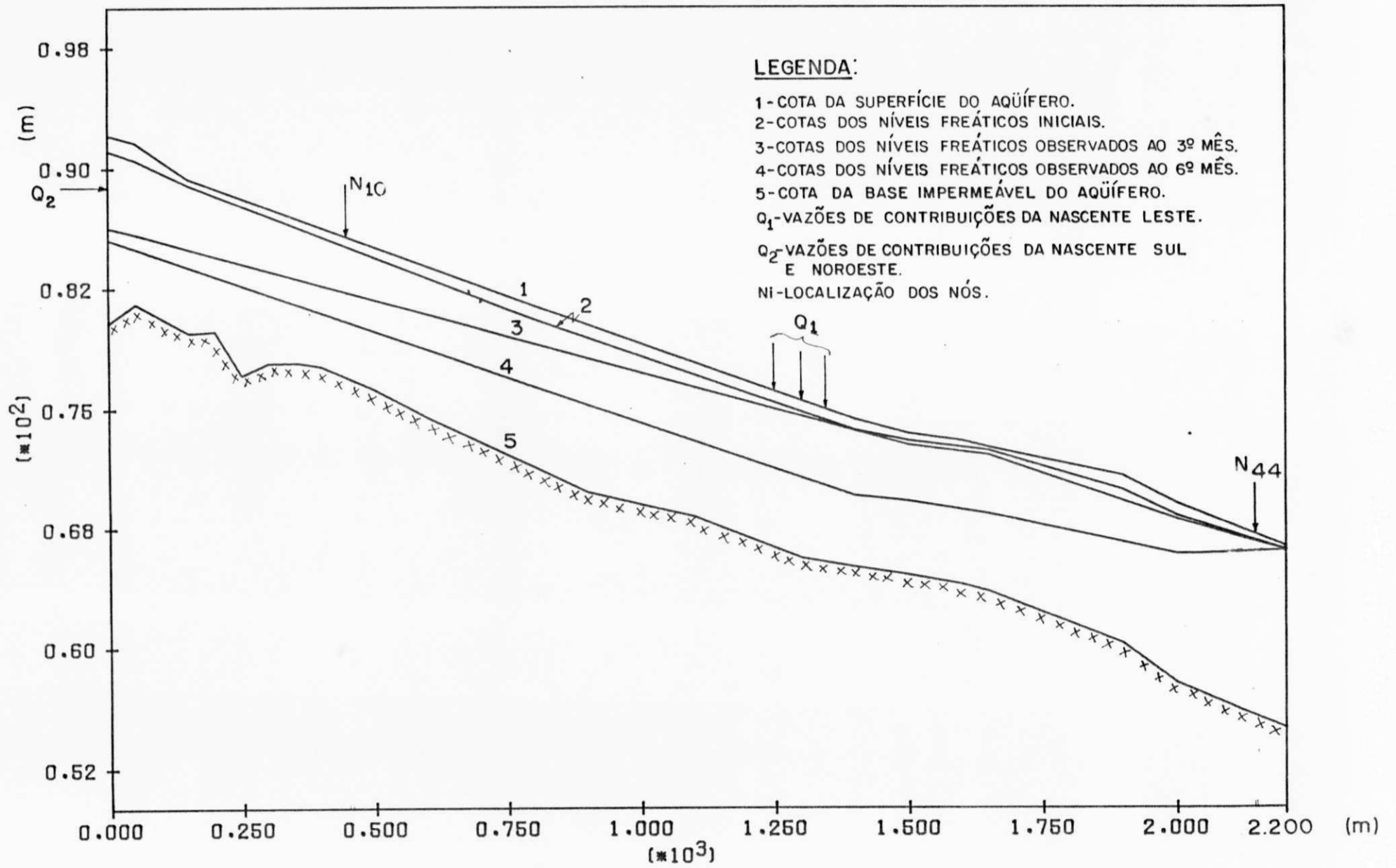


Figura 3.7-Perfil longitudinal do trecho modelado discretizado espacialmente.

3.4.3 - NÍVEIS FREÁTICOS

A discretização espacial dos dados das cotas dos níveis freáticos foram obtidas através do acompanhamento das medições dos níveis freáticos nos mesmos pontos de referência citados no item anterior. No processo de discretização espacial dos níveis freáticos foi adotado o mesmo critério da superfície do terreno, ou seja, foram calculadas as cotas dos níveis a cada 50 m, formando uma linha freática como indicado na figura 3.7.

Estes dados, como já mencionados no item 3.2, foram coletados semanalmente, compreendendo um período que vai de junho de 1986 à agosto de 1989. Os níveis freáticos são parâmetros que variam tanto no espaço como no tempo. Por este último motivo e ao ser concluída a etapa de análise sistêmica dos dados foi constatado que somente os dados do período que compreende junho à dezembro de 1986, foram confiáveis e suficientes para o processo de funcionamento e operação do modelo. A discretização destes valores no tempo, estão indicadas na figura 3.7 na forma de três níveis freáticos, que correspondem respectivamente ao nível freático inicial em 28 de junho, a 21 de setembro e a 14 de dezembro de 1986.

As figuras 3.8, 3.9 e 3.10, mostram o acompanhamento semanal dos níveis freáticos no furo F8 e nos poços de produções PC6 e PC9 respectivamente no período que corresponde de 28 de junho à 14 de dezembro de 1986, para uma visualização melhor do comportamento dos níveis freáticos ao longo do tempo estabelecido.

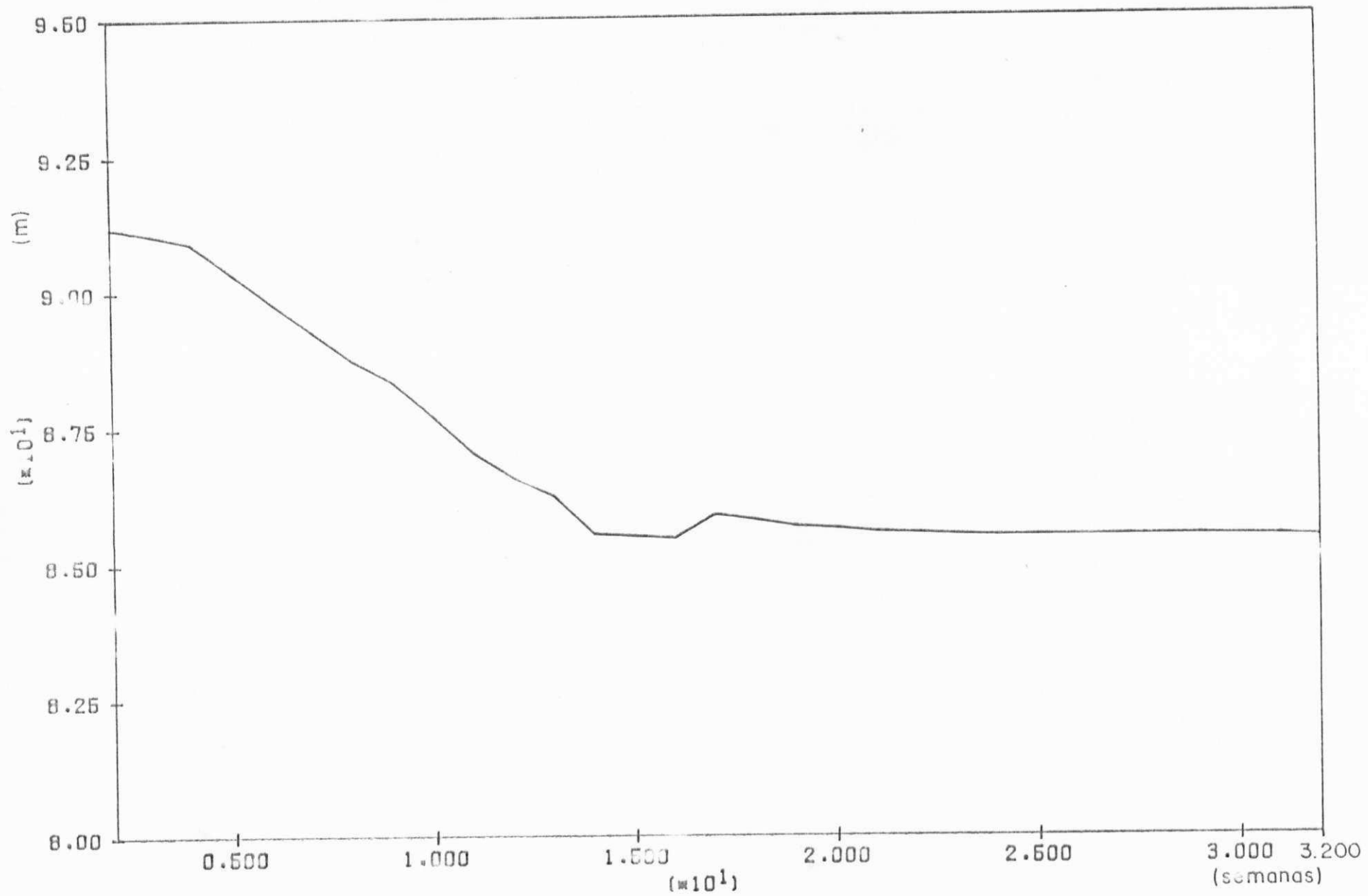


Figura 3.8 - Evolução dos níveis freáticos do furo F8.

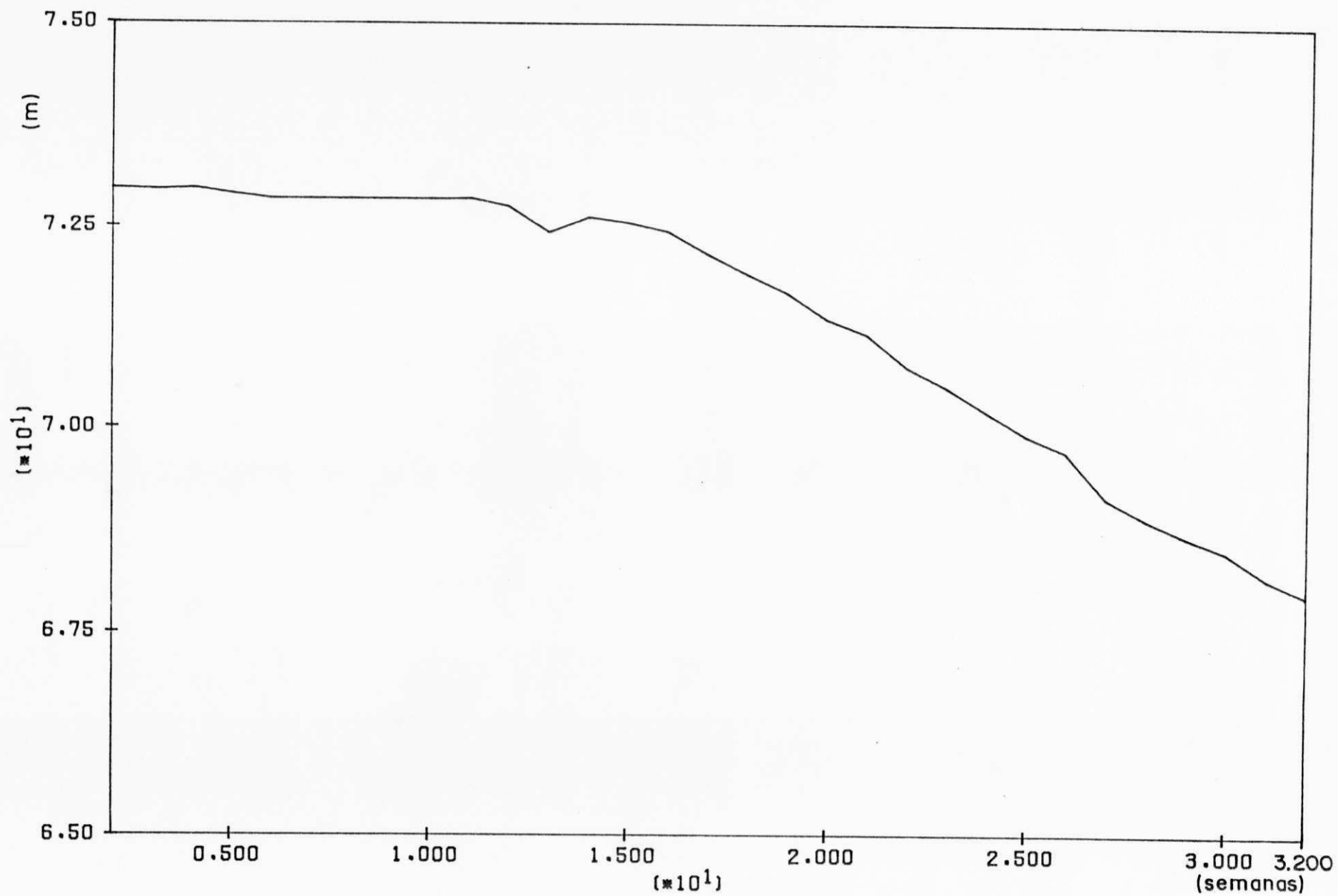


Figura 3.9 - Evolução dos níveis freáticos do poço Amazonas PC 6.

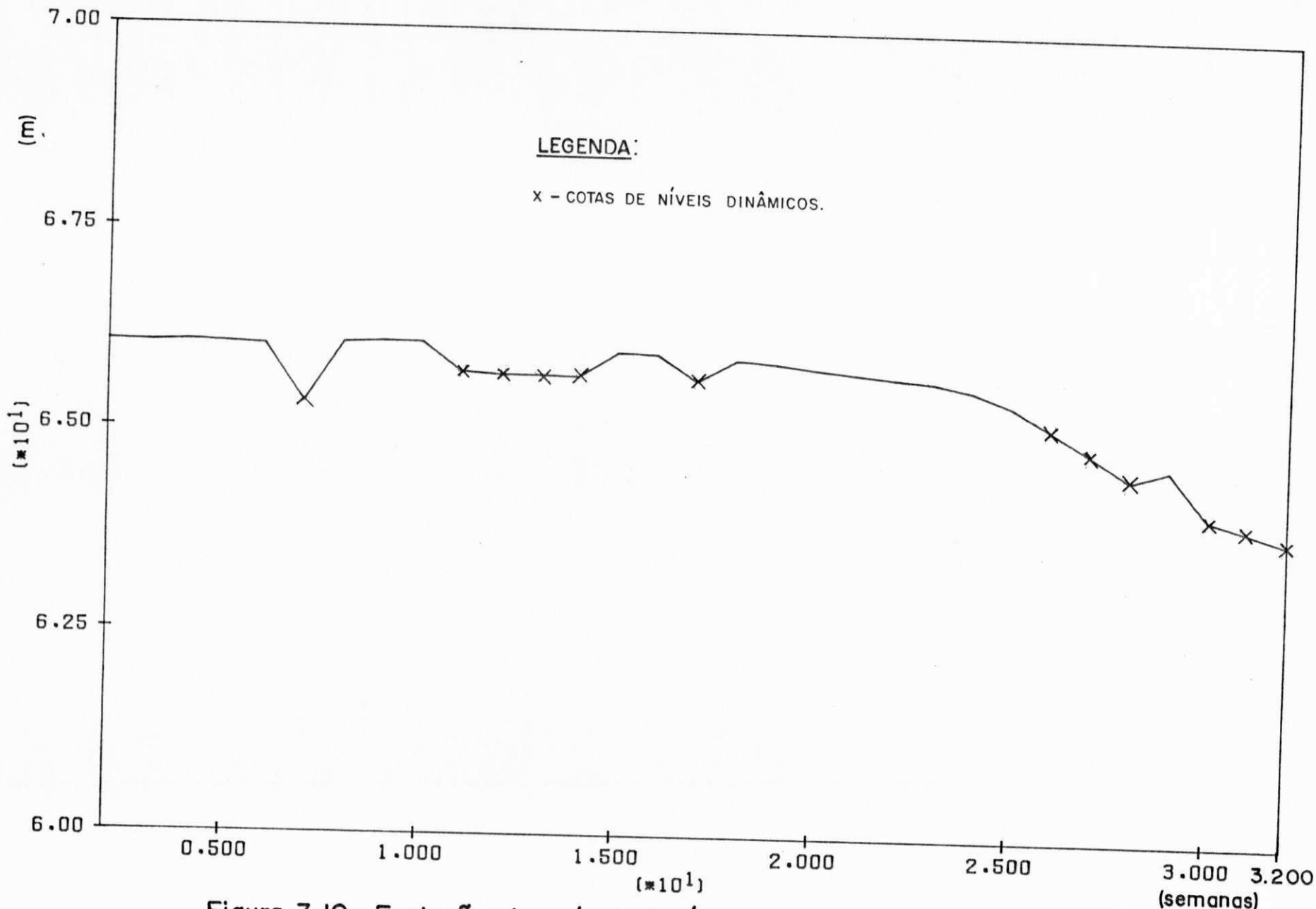


Figura 3.10 - Evolução dos níveis freáticos do poço Amazonas PC 9.

3.4.4 - BASE DO AQUÍFERO

Com base no levantamento planialtimétrico, nas sondagens mecânicas e geofísicas, estas últimas feitas através de perfilagens elétricas transversais, e utilizando os mesmos pontos de referência dos itens acima descritos, determinou-se os valores das cotas da base do aquífero, subtraindo os valores das cotas da superfície do aquífero nos pontos de referência das profundidades das sondagens mecânicas e geofísica. O processo de discretização espacial foi obtido a cada 50 m, do mesmo modo que nos itens anteriores, formando a linha da base do aquífero, que está indicada na figura 3.7.

3.4.5 - ESPESSURA DO PACOTE ALUVIAL

O pacote aluvial tem sua espessura desde a cota da base do aquífero, que é assentada sobre o cristalino adjacente impermeável até a cota da superfície do aquífero, que é a mesma cota do leito do riacho; embora a figura 3.7 mostre que o nível da superfície freática inicial, está abaixo da superfície do aquífero, isto não define a espessura do pacote aluvial, pois em se tratando de aquíferos livres a altura do nível freático naquele instante não define a espessura do pacote aluvial, mas sim a espessura saturada do aquífero naquele instante.

Esta situação ocorre porque o aquífero neste período estava sendo solicitado por bombeamento intermitente para suprir o abastecimento rural e pequenas irrigações da região, por estar no período seco e também devido ao processo de

esvaziamento natural do mesmo. Durante o período de inverno o aquífero sofre o processo de recarga, sob a forma de infiltração diretamente da precipitação que ocorre sobre a bacia hidrográfica e sobre o próprio aluvião e como também pelo leito do riacho Estrelo quando há o escoamento superficial direto. Esta forma de recarga é imediata e se renova anualmente durante este período.

No período de inverno o aquífero apresenta-se com sua espessura saturada máxima, ou seja, a espessura do pacote aluvial é igualada à espessura saturada máxima, e é neste período que a superfície freática se iguala com a superfície do terreno. Com relação a espessura saturada mínima, a mesma ocorre quando a superfície freática se iguala com a cota da base do aquífero, isto é, o aquífero seca. Esta última situação acontece no trecho à montante do afluente leste de contribuição do aquífero principal, constatado por inspeção "in loco" no período seco, correspondendo ao último trimestre do ano e em anos de precipitações escassas, em que não há recarga completa do aluvião.

O processo de discretização espacial foi obtido de forma idêntica aos itens anteriores conforme mostra a figura 3.7, com a espessura variando ao longo do aquífero desde seu valor mínimo de 9,00 m no nó " 10 ", a 450 m da origem (Figura 3.7) e um valor máximo de 11,88 m no nó " 44 ", a 2.150 m da origem (Figura 3.7).

3.4.6 - LARGURAS DO AQUÍFERO

A figura 3.3, mostra que o aquífero tem uma variação espacial das larguras que aumentam de montante para jusante, bem característicos do processo de formação hidrogeológica dos aquíferos aluviais. O processo de discretização espacial das larguras foi obtido através de medições feitas diretamente da figura 3.3, com intervalos de a cada 50 m. A figura 3.3 indica que os valores das larguras discretizados, crescem de montante para jusante, ou seja, valores menores no início do trecho modelado, ocorrendo o menor valor no nó " 6 ", a 250 m da origem do trecho modelado (Figura 3.3) e a jusante da nascente leste, ocorrendo as maiores larguras do aquífero, atingindo o valor máximo no nó " 35 " a 1.700 m da origem (Figura 3.3).

3.4.7 - EXTENSÃO DO AQUÍFERO

Como já discutido no item 3.2 o aquífero não apresenta uma grande extensão, em relação à outras formações aquíferas que ocorrem na bacia do rio Piranhas; mas ao comparar seu valor com os obtidos no processo de discretização espacial em relação as larguras e as espessuras do pacote aluvial ao longo do aquífero, verifica-se que a extensão pode ser considerada predominante em relação as larguras e as espessuras do pacote aluvial, apresentando um comprimento de 3.000 m desde a sua nascente noroeste até o poço de produção identificado por PC9.

O trecho do aquífero escolhido para o processo da modelagem, está compreendido entre o furo F8 e poço de produção PC9, correspondendo a um comprimento de 2.200 m. Este foi o trecho estudado e que foi discretizado espacialmente em intervalos de 50 m, formando uma linha que passa pelo centro do aquífero, composta de quarenta e sete nós, conforme indica a figura 3.3.

CAPÍTULO 04

04 - O MODELO UTILIZADO

4.1 - APRESENTAÇÃO

O modelo, HRECHII, na sua versão original foi desenvolvido para os fluxos uni, bi e tridimensional (RÉGO, 1990; comunicação oral). O modelo é do tipo numérico, faz o uso das técnicas de diferenças finitas para resolução da equação diferencial parcial geral do fluxo subterrâneo, em linguagem FORTRAN 77 implantado para micro computadores (tipo IBM PC) e desenvolvido pelo Institut Fur Wasserwirtschaft, Hydrologie Und Landwissent Schaftlichen Wasserbau, Universidade de Hannover (RFA).

Através do convênio de cooperação internacional - Universidade de Hannover (RFA) - CNPq - UFPb - UFC, foram feitas algumas modificações no seu algoritmo em relação a versão original, sem haver descaracterização do mesmo, passando o modelo a calcular o fluxo numa única direção, denominado de fluxo unidimensional.

O modelo na versão modificada de fluxo unidimensional foi aplicado no aquífero aluvial do Rio Palhano, município de Morada Nova - Ce, afluente secundário à margem esquerda do Rio Jaguaribe, fornecendo resultados satisfatórios, (GOMES, 1990).

A versão utilizada neste estudo é uma versão modificada em relação a utilizada por Gomes (1990). As modificações foram feitas por Rêgo et alli. (1990), sem descaracteriza-lo e utilizado neste estudo.

4.2 - ESCOLHA DO MODELO

Como citado no capítulo 2 os modelos matemáticos dominam claramente a moderna hidrologia de água subterrânea. Com base nesta afirmação, a escolha foi feita usando como critérios, as características técnicas do modelo e as características físicas do sistema.

Com base nos critérios técnicos foi aplicado o modelo matemático em linguagem Fortran 77 para micro computadores do tipo IBM-PC, sendo o mesmo baseado no método das diferenças finitas e com resolução das equações diferenciais parciais, utilizando o método implícito. Do do ponto de vista físico o sistema é um meio contínuo de fluxo tridimensional sob condições não permanente, heterogêneas e anisotrópicas, regido pela equação diferencial parcial geral do fluxo subterrâneo, com soluções matemáticas muito complexas, usados principalmente para casos particulares de simulação de poluição de sistemas aquíferos. Por isso foi desenvolvido um modelo de fluxo unidimensional não permanente, sob condições, heterogêneas e isotrópicas.

A simplificação adotada neste trabalho de um sistema com fluxo tridimensional para um sistema de fluxo unidimensional, deve-se ao fato de que as condições

hidrogeológicas do sistema físico contínuo foram satisfatórias para este tipo de estudo, tais como, o aquífero apresentar uma grande extensão em relação à largura, negligenciando a componente do fluxo na direção da largura; ou seja; a componente da derivada da carga na direção do eixo do (y) e a outra restrição é a aplicação das hipóteses de Dupuit ($dh/dz=0$); ou seja; assumindo que o fluxo seja essencialmente horizontal, com a componente da derivada da carga na direção do eixo (z) igual a zero (na espessura do pacote aluvial), com isto, resta apenas a componente do fluxo na direção do comprimento (eixo x), tornando-se o fluxo unidimensional não permanente e sob condições isotrópicas e heterogêneas.

Uma outra justificativa para a simplificação adotada é a relação entre as dimensões geométricas do aquífero aluvial; tais como: espessura aluvial (e), largura (l) e comprimento (c). Esta proporção entre e : l : c é de aproximadamente 8 : 80 : 2.200; sendo assim a relação entre l : c é de 1 : 27,5, o que constitui um problema para a solução do método implícito, não convergindo facilmente, causando instabilidade no método (GOMES, 1990).

4.3 - DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo utilizado necessita de informações para sua operação e para o processo de calibragem e verificação. Estas informações são traduzidas na forma de parâmetros, sendo estes divididos em parâmetros de entrada, de saída e de calibragem e condições de contornos e condição inicial.

4.3.1 - PARÂMETROS

Os parâmetros são as variáveis definidas para cada tipo de aquífero estudado, com o objetivo de particularizar o modelo para o aquífero em estudo, de modo que o modelo reproduza satisfatoriamente o comportamento hidrogeológico do aquífero e as condições de contorno geométricas do sistema aquífero. Estes parâmetros são específicos para este sistema aquífero aluvial e para o modelo utilizado. Observa-se que os parâmetros hidrodinâmicos, recarga e ou bombeamento e infiltração e ou evaporação são obtidos através do processo de calibragem e serão discutidos no capítulo 5.

4.3.2 - PARÂMETROS DE ENTRADA

- 1 - Cota da base do aquífero - (m)
- 2 - Largura do aquífero - (m)
- 3 - Cota da superfície do aquífero - (m)
- 4 - Número de nós na direção X
- 5 - Espaçamento entre os nós - (m)
- 6 - Intervalo de tempo - (semanal)
- 7 - Números de intervalos de tempo
- 8 - Condutividade hidráulica - (m/s)
- 9 - Porosidade efetiva - (%)
- 10 - Recarga e ou bombeamento - (m³/s)
- 11 - Infiltração e ou evaporação - (l/skm²)

4.3.3 - PARÂMETROS DE SAIDA

- 1 - cota dos níveis freáticos - (m)
- 2 - vazões naturais - (m³/s)
- 3 - armazenamentos - (m³)

4.3.4 - DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DOS PARÂMETROS

No item 3.3 foi feita uma descrição da discretização espacial dos dados que fazem parte da geometria e da hidrogeologia do sistema aquífero. Neste item será justificado a discretização espacial do sistema, que faz parte do processo de modelagem numérica pelo método das diferenças finitas para o aquífero em particular.

A discretização do sistema é uma técnica usada na modelagem numérica que utiliza o método das diferenças finitas em hidrologia subterrânea, com a finalidade de solucionar as equações diferenciais parciais do fluxo subterrâneo que são derivadas do sistema físico contínuo com um número infinito de incógnitas a um problema discreto com um número finito de incógnitas (WROBEL, 1989).

A figura 3.3 indica a região de estudo delimitada à montante pelo furo F8 e a jusante pelo poço Amazonas PC9, que foi discretizada espacialmente em intervalos constantes espaçados a cada 50 m, formando uma malha unidimensional na direção do comprimento do aquífero, transformada em uma linha que passa no eixo do riacho composta de " 47 " malhas, em que cada ponto da mesma é denominada de nó.

O critério usado para estabelecer o intervalo de discretização foi a extensão do aquífero e a limitação do modelo, tendo como base o critério de que quanto menor for o intervalo de discretização espacial maior será a aproximação geométrica ao verdadeiro aquífero, aumentando a medida da convergência, diminuindo os erros de truncamento e mais confiáveis serão os resultados obtidos na etapa de calibração.

A figura 3.7 mostra a representação do aquífero em corte longitudinal com os dados discretizados espacialmente em intervalos de 50 m obtidos conforme descrito no item 3.3, sendo que as interpolações lineares foram feitas para o intervalo acima mencionado, no qual mostra uma malha unidimensional na direção do comprimento, representada por uma linha contendo " 47 " nós.

4.3.5 - CONDIÇÃO DE CONTORNO

Para o funcionamento do modelo e unicidade da solução da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo do aquífero estudado, além dos parâmetros de entrada e condição inicial, tem-se a condição de contorno do modelo, que para este caso específico foi usada a condição de contorno do primeiro tipo (DIRICHLET) que especifica o nível freático nos contornos do aquífero.

Esta condição foi aplicada como sendo, o nível freático uma função do espaço e do tempo, isto é, o valor do nível freático variando no tempo para o contorno de montante que corresponde ao nó inicial da malha unidimensional e constante no

tempo no contorno de jusante correspondendo ao nó final da malha conforme pode-se ver na figura 3.7. A condição de nível freático no contorno de jusante ser constante no tempo, aproxima-se da realidade física do sistema aquífero. Pois neste trecho há um encontro do riacho Estrela com um outro riacho, formando nesta área uma depressão que acumula água subterrânea, fazendo com que o nível freático fique próximo à superfície do terreno, com pouca e lenta variação durante o ano, como também é necessário ter pelo menos um ponto nos contornos da modelagem que satisfaça esta condição para garantir a unicidade e a estabilidade da solução numérica das técnicas das diferenças finitas.

4.3.6 - CONDIÇÃO INICIAL

A condição inicial é interpretada como sendo os níveis freáticos distribuídos ao longo de todos os nós da malha, no tempo inicial $t_0=0$ e representa os valores da variável dependente no modelo. Esta condição é fundamental para o funcionamento do modelo, quando o regime de fluxo é não permanente, o que é uma realidade física para este sistema aquífero aluvião, conforme mostra a figura 3.7.

4.3.7 - DISCRETIZAÇÃO TEMPORAL

Nos aquíferos livres os níveis freáticos variam em função do tempo, sendo portanto a variável dependente no processo de modelagem numérica. A discretização temporal da variável dependente é função da capacidade de memória do computador e também do processo físico real. A discretização

temporal do modelo para o aquífero em particular foi adotada para um intervalo de tempo semanal e para um período de simulação de seis meses, tendo como condição inicial os níveis freáticos de 28 de junho de 1986.

O período de simulação foi dividido em duas etapas: a primeira etapa foi usada para a fase de calibração do modelo, por um período de três meses a partir do dia 28 de junho à 21 de setembro de 1986 e a segunda etapa foi utilizada para a verificação da etapa anterior, para o período dos três meses seguintes que corresponde de 21 de setembro à 14 de dezembro de 1986.

Como citado no capítulo 3 o período de dados disponíveis dos níveis freáticos, correspondem ao período de junho de 1986 a agosto de 1989. Porém, os anos de 1987 e 1988 não apresentaram dados suficientes para serem utilizados no modelo, conseqüentemente estes anos não foram considerados. Portanto o período utilizado para o estudo da modelagem foi de junho a dezembro de 1986, correspondendo ao período de estiagem, conforme se explica no capítulo 3, item 3.4.3.

4.3.8 - FUNCIONAMENTO

O modelo é composto de duas sub-rotinas principais denominadas de GWSM1I e FLOW1D, sendo que a primeira calcula os níveis freáticos em cada nó da malha para cada passo de tempo da iteração e a segunda os fluxos naturais correspondentes para o mesmo procedimento.

Para a solução da equação diferencial parcial geral do fluxo subterrâneo, existem vários modelos, como citado no capítulo 2, dentro dos quais foi escolhido o modelo matemático, no qual a solução da equação diferencial parcial para o fluxo unidimensional é feita pela técnicas de diferenças finitas, com a resolução da mesma pelo método implícito iterativo básico de JACOB, conjuntamente com o esquema de GAUSS-SEIDEL, e com a introdução do fator de redução acelerada (overrelaxation).

A subrotina GWSM1I considera a transmissividade em cada nó " i " da malha unidimensional da seguinte maneira: cada transmissividade é multiplicada pela largura de cada nó " i ", esta transmissividade foi calculada de maneira diferente da calculada pelo método tradicional, em que a mesma é calculada por unidade de largura do aquífero. Esta modificação básica foi introduzida por se tratar de fluxo unidimensional, e o cálculo da transmissividade média foi feito através da média harmônica entre os nós " i-1,i " e os nós " i,i+1 ", como mostra a sequência de equações a seguir.

$$T_0 = K(I) * [HA(I) - AB(I)] * AW(I) \quad \text{eq. 4.1}$$

$$T_1 = K(I-1) * [HA(I-1) - AB(I-1)] * AW(I-1) \quad \text{eq. 4.2}$$

$$T_2 = K(I+1) * [HA(I+1) - AB(I+1)] * AW(I+1) \quad \text{eq. 4.3}$$

$$t_1 = 2 * T_0 * T_1 / (T_0 + T_1) \quad \text{eq. 4.4}$$

$$t_2 = 2 * T_0 * T_2 / (T_0 + T_2) \quad \text{eq. 4.5}$$

Onde: $K(I)$ é a condutividade hidráulica em cada nó "i" (m/s)

$HA(I)$ é a cota do nível freático inicial em cada nó "i"
(m).

$AB(I)$ é a cota da base do aquífero em cada nó "i" (m).

$AW(I)$ é a largura do aquífero em cada nó "i" (m)

$T0$ é a transmissividade no nó "i" (m²/s)

$T1$ é a transmissividade no nó "i-1" (m²/s)

$T2$ é a transmissividade no nó "i+1" (m²/s)

$t1$ e $t2$, são as médias harmônicas das transmissividades

Como já mencionado no capítulo 2 a resolução da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo é função dos níveis freáticos em cada nó "i", para cada passo da iteração. Com a modificação feita no cálculo das transmissividades conforme descrito acima a resolução do sistema de equação pelo método implícito iterativo de JACOB e GAUSS-SEIDEL em função do nível freático assume uma forma diferente da descrita no capítulo 2 conforme mostra a equação abaixo.

$$\text{HNEU} = [\text{DX}^2 / \text{DT} * \text{S(I)} * \text{AW(I)} * \text{HA(I)} + \text{t1} * \text{H(I-1)} + \text{t2} * \text{H(I+1)} + \text{Q(I)} * \text{DX}] / [\text{t1} + \text{t2} + \text{DX}^2 / \text{DT} * \text{S(I)} * \text{AW(I)}] \quad \text{eq. 4.6}$$

$$\text{DEV} = \text{HNEU} - \text{HA(I)} \quad \text{eq. 4.7}$$

Onde: DX é a distância entre cada nó "i" (m)

DT é o intervalo de discretização temporal (semanal)

S(I) é a porosidade eficaz em cada nó "i" (%)

Q(I) é a recarga em cada nó "i" (m³/s)

HNEU é o nível freático calculado em cada nó "i" para cada

passo da iteração (m).

DEV é a diferença entre o nível freático calculado e o observado para cada nó "i".

Em seguida calcula o nível freático em cada nó "i" da malha pelo esquema do fator de redução acelerada como mostra a equação abaixo.

$$H(I) = H(I) + OVR * DEV \quad \text{eq. 4.8}$$

onde: OVR é o fator de redução acelerada

A vazão é calculada como um fluxo médio no intervalo de tempo "t, t+dt", substituindo o nível freático em cada nó "i" pelo valor médio deste intervalo, isto resulta no esquema amplamente usado de Crank-nicholson, 1949 (KINZELBACH, 1986).

A subrotina FLOWD1 calcula as vazões em cada nó "i" da malha unidimensional como mostra a equação abaixo:

$$QX(I) = t2 * [H(I) - H(I+1)] / DX \quad \text{eq. 4.9}$$

Onde: QX (I) é a vazão média em cada nó "i" (m^3/s)

H (I) é o nível freático médio entre o intervalo de tempo "t,t+dt"

O modelo calcula o armazenamento em cada nó "i" da malha e o armazenamento total do aquífero a cada intervalo de iteração, como mostram as equações descritas a seguir.

$$ST(I) = S(I) * [HA(I) - AB(I)] * AW(I) * DX \quad \text{eq. 4.10}$$

$$SG = SG + ST(I) \quad \text{eq. 4.11}$$

Onde: $ST (I)$ é o armazenamento em cada nó "i" para cada intervalo de tempo semanal em (m^3).

SG é o armazenamento total para cada intervalo de tempo semanal em (m^3).

CAPÍTULO 05

05 - CALIBRAGEM E VERIFICAÇÃO DO MODELO

5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A determinação dos parâmetros e a avaliação do grau de ajuste do modelo ao aquífero, é o principal problema enfrentado pelos hidrologistas subterrâneos. Isto é o que constitui o processo de calibragem.

A questão é o que se gostaria de saber sobre a descrição interna do sistema (os parâmetros, estados e suas interações), que é de uma ordem maior do que o que pode ser observado sobre a descrição externa do sistema (as entradas e as saídas); na prática o problema se reduz a uma função objetivo, para calibrar os parâmetros que tem uma forma imperfeita sobre a qual é difícil localizar eficiente e consistentemente um valor ótimo único, segundo Wheter et alii. (1986), in Galvão (1990).

Uma maneira de encontrar os melhores valores para os parâmetros de um modelo para um dado aquífero é a atribuição de valores por " TENTATIVA ", baseando-se na experiência e na sensibilidade hidrogeológica do sistema. Duas consequências são previsíveis; o processo pode torna-se muito demorado, se o modelador não tiver muita experiência com o modelo e o conceito de " ótima " calibragem vai depender apenas do modelador, (GALVÃO, 1990). Uma outra maneira é o processo de otimização

automática dos parâmetros, apenas citado como outro critério do processo de calibragem, mas não será desenvolvido neste trabalho por fugir dos objetivos propostos, e o modelo não adotar esta técnica.

5.2 - CRITÉRIO DE AJUSTE

A calibração necessita de um índice que exprima a concordância entre os valores observados e calculados. Este índice ou critério de ajuste do modelo, é comumente chamado de "função objetivo". A mesma pode ser determinada sobre todo o intervalo de duração da série observada dos níveis freáticos ou em períodos pré-determinados. O período usado para a calibração foi de três meses, (de 28 de junho à 21 de setembro de 1986), e os três meses seguintes foram usados para a verificação do modelo, (de 21 de setembro à 14 de dezembro de 1986). Assim o critério adotado pelo modelador foi de períodos pré-determinados, sobre a série histórica dos níveis freáticos.

A função objetivo usada para cada nó da malha é:

$$F = \sum (H(I) - HA(I)) \quad \text{eq. 5.1}$$

Onde: $H (I)$ é o nível freático calculado no nó "i" (m)

$HA (I)$ é o nível freático observado no nó "i" (m)

Para facilitar a calibragem, o modelo permite a visualização da função na tela e em gráficos.

5.3 - TÉCNICA DE CALIBRAÇÃO

Para chegar à técnica de calibragem foi feita a montagem dos dados com a discretização no espaço e no tempo. Como já mencionado anteriormente, esta discretização foi apenas das características geométricas do sistema físico; ou seja: a configuração do aquífero e dos níveis freáticos.

Nesta etapa serão discretizados os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero em particular, quais sejam, condutividade hidráulica e a porosidade efetiva, esta última por se tratar de aquífero livre, as vazões provenientes das contribuições das nascentes sul, leste e noroeste em forma de recargas, que é um parâmetro de calibragem e que será descrito como foi introduzido no modelo e sua utilidade no processo da modelagem no item 5.5 e finalmente o parâmetro de infiltração e ou evaporação que será discutido no desenvolvimento do referido item.

A técnica usada na calibração foi manual, com os parâmetros de condutividade hidráulica, porosidade efetiva e vazões de contribuições sendo utilizados para ajustar a função objetivo.

O objetivo da modelagem é chegar o critério de ajuste que satisfaça a minimização da função objetivo, sendo utilizada a experiência do modelador em modelos matemáticos com calibração manual e o conhecimento do comportamento hidrodinâmico do aquífero.

5.4 - PARÂMETROS DE CALIBRAGEM

Os parâmetros que fazem parte do processo de calibragem do modelo são:

- 1 - Condutividade hidráulica - (m/s)
- 2 - Porosidade efetiva - (%)
- 3 - Recarga e ou bombeamento - (m³/s)
- 4 - Infiltração e ou evaporação - (l/s*km²)

Estes parâmetros foram calibrados através do método de tentativas, tendo como único critério de ajuste a função objetivo, definida como a diferença entre os valores observados e calculados dos níveis freáticos.

A discretização espacial da condutividade hidráulica e da porosidade efetiva, como também a discretização temporal e espacial da recarga e ou bombeamento e infiltração e ou evaporação serão descritas a seguir.

5.5 - PROCESSO DA CALIBRAGEM

Nesta etapa de calibragem são feitos os ajustes do modelo ao sistema físico, a definição dos parâmetros a serem calibrados e a sensibilidade de cada um destes parâmetros no modelo.

A discretização espacial da condutividade hidráulica e da porosidade efetiva, foram feitas tendo como base as localizações dos testes de bombeamento realizados no aquífero

e distribuídos ao longo do mesmo. Como os resultados obtidos dos testes de aquífero, representam valores médios dos parâmetros hidrodinâmicos para cada área de influência do poço bombeado, foi utilizado este conhecimento para estabelecer o tamanho de cada faixa discretizados espacialmente sobre a malha unidimensional para cada teste de bombeamento.

O modelador dividiu a malha discretizada espacialmente a cada 50 m, em três faixas de valores para as condutividades hidráulicas e as porosidades efetivas, por serem faixas representativas das características hidrogeológicas do aquífero, em que: a primeira faixa de valores é do nó " 1 " ao nó " 26 ", a segunda faixa do nó " 27 " ao " 38 " e a terceira do nó " 39 " ao " 45 ".

A calibração foi obtida através de várias tentativas de mudança nos valores dos parâmetros hidrodinâmicos. Como já citado, primeiro definiu-se três faixas de valores para a condutividade hidráulica e a porosidade efetiva e para cada faixa foi atribuído um valor inicial diferente para cada um destes parâmetros, onde os mesmos foram os calculados através dos testes de bombeamento.

A figura 3.3 mostra três braços ou nascentes do riacho Estrelo que se interligam ao aquífero principal fazendo parte do mesmo sistema aquífero e que contribuem com uma parcela considerável do escoamento natural para o aquífero estudado, onde as mesmas são identificadas por sul, noroeste e leste.

Esta parcela foi introduzida no processo de calibragem e verificação em forma de vazões, ou seja, como o parâmetro identificado por recarga e não como uma condição de contorno e foram discretizados no espaço e no tempo.

Os valores das vazões na forma de recarga do afluente da margem esquerda em relação ao trecho do aquífero modelado foi calculado pela fórmula de DARCY (1856), onde as suposições impostas foram atendidas.

$$Q = (K * DH * L * DHS) / D \quad (\text{DARCY, 1856}) \quad \text{eq. 5.2}$$

Onde: Q é a recarga em (m³/s)

K é a condutividade hidráulica em (m/s)

DH é a diferença de nível em (m)

L é a largura do aquífero em (m)

DHS é a espessura saturada do aquífero em (m)

D é a distância entre os poços em (m)

Os calculos das vazões foram feitos usando os dados dos níveis freáticos dos poços de produção (Amazonas) PC1 e PC3, a distância entre eles tirada da figura 3.3, a largura como sendo o valor médio do aquífero nesta região, a espessura saturada que foi calculada como sendo os níveis freáticos do PC1 a cada semana menos a cota da base do aquífero no PC1 e o valor da condutividade hidráulica calculada através do teste de bombeamento realizado no PC1, estes dados estão na tabela 5.1, cujo o conteúdo é explicado por coluna.

Tabela 5.1 - Vazões de contribuições do aquífero calculadas por Darcy.

ANO/86	$K \cdot 10^{-2}$	L	AB	D	PC3 HA	PC1 HA	DH	DHS	$Q \cdot 10^{-4}$ m^3/s	Q l/s
29/6	3,58	190	170	220	82,02	78,24	13,78	18,24	456	145,6
06/07	3,58	190	170	220	82,03	78,25	13,78	18,25	453	145,3
13/07	3,58	190	170	220	82,01	78,25	13,76	18,25	454	145,4
20/07	3,58	190	170	220	82,00	78,25	13,75	18,25	453	145,3
27/07	3,58	190	170	220	81,98	78,22	13,76	18,22	453	145,3
03/08	3,58	190	170	220	81,95	78,20	13,75	18,20	450	145,0
10/08	3,58	190	170	220	81,95	78,20	13,75	18,20	450	145,0
17/08	3,58	190	170	220	81,87	78,18	13,69	18,18	442	144,2
24/08	3,58	190	170	220	81,82	78,17	13,65	18,17	437	143,7
31/08	3,58	190	170	220	81,75	78,17	13,58	18,17	428	142,8
07/09	3,58	190	170	220	81,62	78,07	13,55	18,07	419	141,9
14/09	3,58	190	170	220	81,52	78,01	13,51	18,01	412	141,2
21/09	3,58	190	170	220	81,41	77,91	13,50	17,91	405	140,5
28/09	3,58	190	170	220	81,11	77,74	13,37	17,74	382	138,2
05/10	3,58	190	170	220	80,83	77,62	13,21	17,62	358	135,8
12/10	3,58	190	170	220	80,67	77,48	13,19	17,48	349	134,9
19/10	3,58	190	170	220	80,09	77,12	12,97	17,12	310	131,0
26/10	3,58	190	170	220	79,75	76,79	12,96	16,79	294	129,4
02/11	3,58	190	170	220	79,57	76,43	13,14	16,43	296	129,6
09/11	3,58	190	170	220	79,05	76,02	13,03	16,02	267	126,7
16/11	3,58	190	170	220	78,79	75,72	13,07	15,72	257	125,7
23/11	3,58	190	170	220	78,16	75,26	12,90	15,26	223	122,3

30/11	3,58	1901701220177,94175,1112,8315,111	212	121,21
07/12	3,58	1901701220177,61174,6712,9414,671	201	120,11
14/12	3,58	1901701220177,29174,3112,9814,311	188	118,81
21/12	3,58	1901701220177,08174,0413,0414,041	180	118,01
28/12	3,58	1901701220176,74173,7812,9613,781	164	116,41
04/01	3,58	1901701220176,67173,6013,0713,601	161	116,11
11/01	3,58	1901701220176,35173,4312,9213,431	147	114,71
18/01	3,58	1901701220176,19173,2612,9313,261	140	114,01
25/01	3,58	1901701220175,93173,0412,8913,041	129	112,91
01/02	3,58	1901701220175,72172,8912,8312,891	120	112,01

-Coluna 1 - data de cada medição do nível d'água

-Coluna 2 - valor da condutividade hidráulica no PC1 em (m/s) :
 $K \cdot 10^{-3}$

-Coluna 3 - largura média do aquífero entre os poços PC1 e PC3 em
 (m) : L

-Coluna 4 - cota da base do aquífero no poço PC1 em (m) : AB

-Coluna 5 - distância entre os poços PC1 e PC3 em (m) : D

-Coluna 6 - nível freático do PC3 em (m) : HA

-Coluna 7 - nível freático do PC1 em (m) : HA

-Coluna 8 - diferença de nível entre os poços PC1 e PC3 em (m)
 : DH

-Coluna 9 - espessura saturada do aquífero no poço PC1 em (m) :
 DHS

-Coluna 10 - vazão calculada em (m^3/s) : $Q \cdot 10^{-4}$

-Coluna 11 - vazão calculada em (l/s) : Q

Os valores das vazões calculadas do afluente da margem esquerda foi introduzido no processo de calibragem e verificação como um parâmetro não calibrável, na forma de recarga e foram calculadas para cada intervalo semanal de tempo, distribuídas nos nós de números 26, 27 e 28 da malha unidimensional, que correspondem à distância de 1.250, 1.300 e 1.350 m respectivamente da origem da figura 3.7.

A figura 5.1 mostra os valores destas vazões ao longo de todo o período de calibração e verificação, sendo que os mesmos são diferentes dos valores calculados pela fórmula de Darcy e que estão indicados na tabela 5.1. A justificativa é que estes valores ao serem plotados em forma de gráfico como indicado na figura 5.2, não obedeceram ao ajustamento de uma linha que representassem todos os valores, como também a limitação do modelo no arquivo de entrada quanto ao número de casas decimais, por isso os valores que representam a recarga na forma de vazão para o período de calibração e verificação, estão mostrados na figura 5.1.

As contribuições referentes ao esvaziamento natural oriundas das nascentes sul e noroeste deste aquífero, foram introduzidas no modelo na forma de vazões para as etapas de calibragem e verificação, conforme já citado, e com a localização no encontro das duas nascentes, que representa o nó inicial da malha unidimensional, conforme indica a figura 3.3.

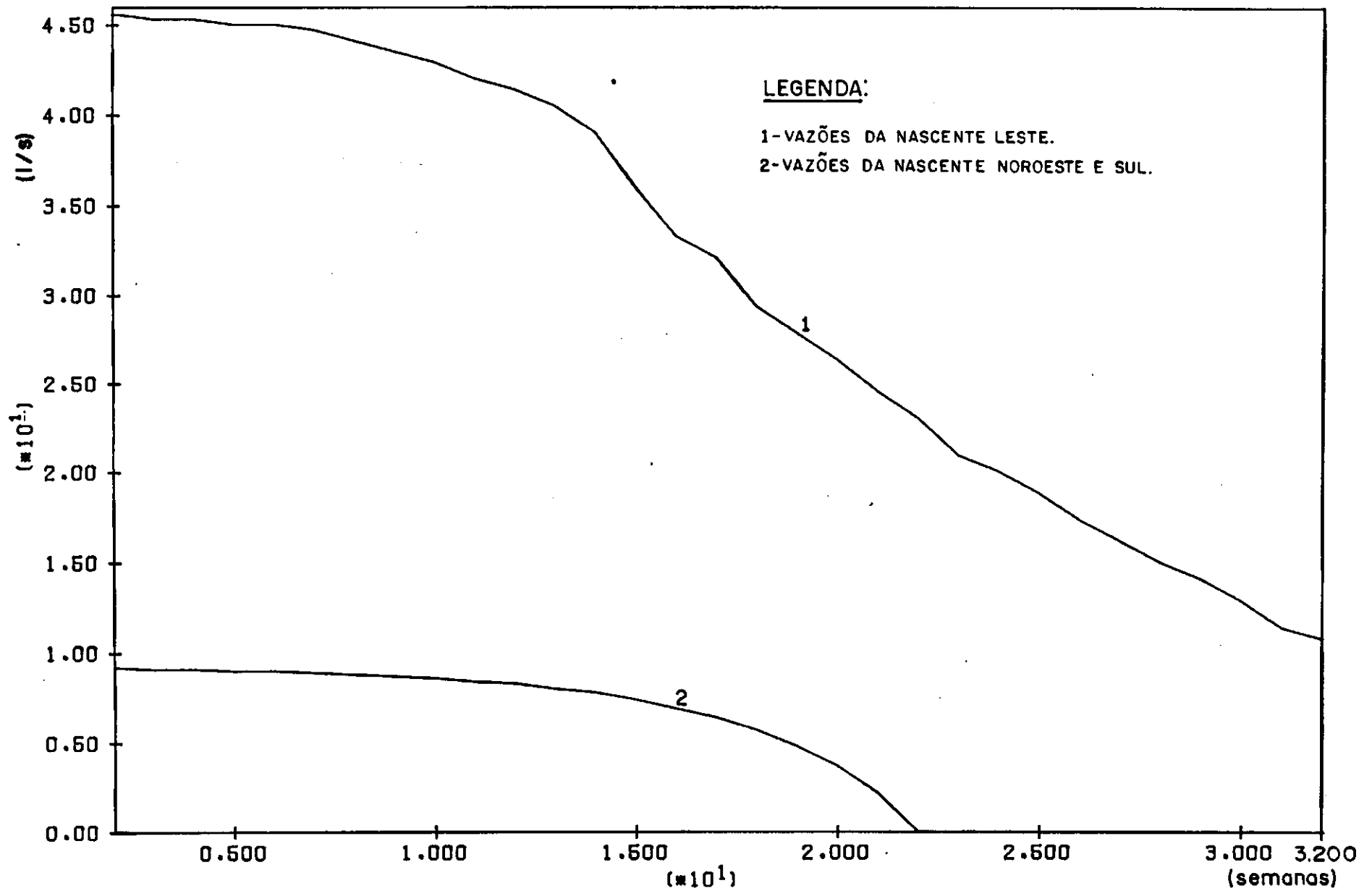


Figura 5.1- Vazões de contribuições.

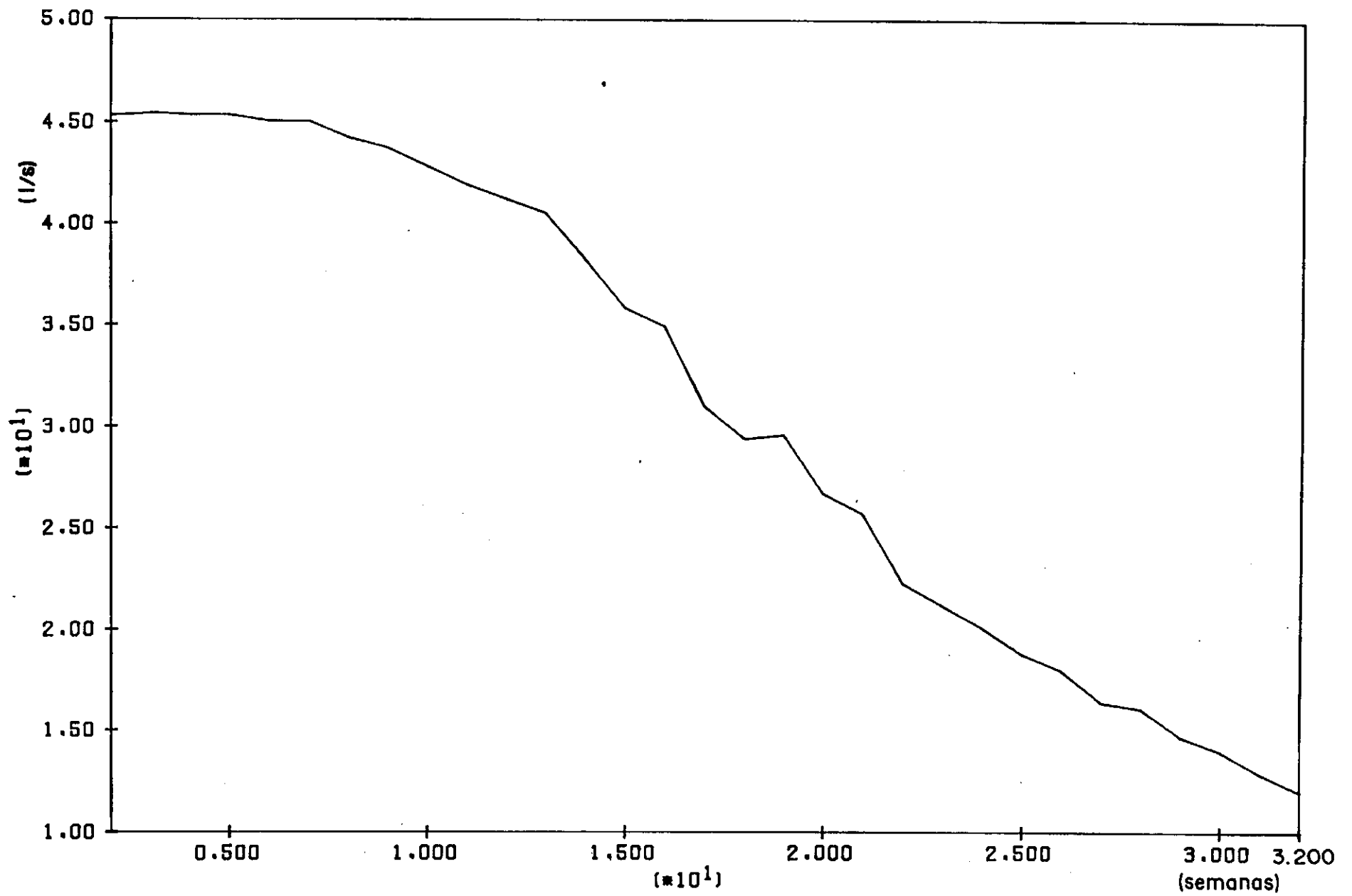


Figura 5.2 - Vazões de contribuições calculadas por Darcy.

As contribuições das nascentes sul e noroeste foram estimadas em função das calculadas no afluente da margem esquerda do aquífero modelado; ou seja; nascente Leste, e por inspeção " in loco ". Observou-se que estes valores são bem menores em relação aos valores das vazões calculadas no afluente leste, isto porque na nascente sul foi observado por Rêgo e Albuquerque (1986, 1987 e 1988), a influência de uma barragem subterrânea natural na retenção parcial do fluxo, através do acompanhamento semanal dos níveis freáticos no PC12, ter pequena extensão e pouca largura e na nascente noroeste por ser de pequena extensão e muito estreita em relação ao trecho modelado.

Observando as características acima citadas, os valores das contribuições destas nascentes foram introduzidas na forma de vazões e estão indicadas na figura 5.1 para todo o período de calibração e verificação do modelo.

O parâmetro de infiltração e ou evaporação como pode-se perceber é específico de uma determinada condição, em relação ao tempo, principalmente quando se trata de aquíferos aluviais.

As infiltrações são provenientes dos escoamentos superficiais e subsuperficiais que ocorrem sobre o leito do riacho Estrelo que forma o aquífero, como também dos afluentes que são interligados ao aquífero modelado, das precipitações que ocorrem sobre a área do próprio aquífero e dos excessos provenientes das irrigações sobre a área do aquífero.

Este parâmetro como pode-se perceber é uma função do período chuvoso e das irrigações, onde a parcela relacionada com o período chuvoso é nula, pois este estudo foi desenvolvido para o período seco e com relação a parcela proveniente das irrigações, a mesma foi negligenciada, por causa das irrigações que ocorrem na área aluvial e nas laterais serem intermitentes e em pequena escala, tornando portanto este parâmetro com valor zero, ficando portanto o parâmetro correspondente a evaporação.

O parâmetro da evaporação é função da transpiração das plantas freatófitas, que obtém sua necessidade de água desde o nível freático (CORRÊA, 1990). No nosso caso este parâmetro foi negligenciado, pois sobre o aquífero estas plantas não se apresentam em grandes quantidades e com tanta intensidade.

5.6 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.6.1 - CALIBRAGEM

Esta etapa é de difícil execução, pois é preciso muito conhecimento hidrogeológico da região aquífera e como também sobre o modelo.

Uma vez conhecidos os dados que compõem o sistema aquífero, definido a discretização espacial e temporal do sistema aquífero e elegido modelo, tem-se um conjunto de dados no sentido matemático e um conjunto de incógnitas no sentido hidrogeológico, que são os parâmetros de calibragem, cujos valores são conhecidos de forma aproximada, (CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

Para comprovar a validade destes dados é realizada a fase de calibração, que consiste em simular um período histórico dos níveis freáticos e comprovar se os resultados obtidos com o modelo se ajustam de forma aceitável aos dados observados (CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

Várias combinações dos dados geométricos, hidrogeológicos e históricos, produzem ajustes aceitáveis dos níveis freáticos. Para evitar este tipo de problema, deve-se variar aqueles dados que produzam os ajustes degejáveis (CUSTODIO e LAMAS, 1976).

A combinação dos parâmetros calibráveis por tentativas e erros não tem a garantia de ser única (WANG e ANDERSON, 1982). GILLHAM e FARVOLDEN (1974) in Wang eAnderson, (1982), demonstra que diferentes distribuições da condutividade hidráulica produz basicamente as mesmas distribuições dos níveis freáticos.

Nesta etapa em geral são determinados um jogo de dados hidrogeológicos, que são escassos ou podem conter alguns erros de medição e ou registro (DVWK, 1982, McLaughlin, 1984 in Corrêa, 1990).

Nesta fase é comum fazer de 20 à 50 tentativas de calibração antes da calibragem torna-se aceitável e confiável (WANG e ANDERSON, 1982).

A primeira tentativa de calibração dos níveis freáticos, foi realizada com os valores iniciais dos parâmetros

hidrodinâmicos calculados nos testes de bombeamento e analisou-se o comportamento dos níveis freáticos ao término do período de calibração. Este procedimento foi repetido várias vezes, com mudança destes parâmetros por tentativas e observando os valores das diferenças pontuais da função objetivo ao longo do aquífero.

Como pode-se perceber este processo torna-se repetitivo, até encontrar valores destes parâmetros que satisfaça a minimização da função objetivo. Esta minimização foi obtida através do conhecimento hidrogeológico do sistema aquífero e da experiência do modelador com o modelo, tornando a calibração repetitiva e demorada, pois a mesma é manual.

Inicialmente foram realizadas várias tentativas de simulações para adquirir a sensibilidade da influência de cada parâmetro hidrodinâmico no processo de calibragem e familiaridade com o modelo implantado. Nesta etapa foi verificado pelo modelador através das respostas do modelo que a condutividade hidráulica é o parâmetro de maior influência no processo de calibragem, pois pequenas variações destes valores ocasionam uma dispersão relativamente grande na minimização da função objetivo.

Os resultados obtidos na calibragem foram animadores dentro dos objetivos do trabalho, obtendo-se parâmetros hidrodinâmicos que caracteriza o sistema aquífero aluvial e a minimização do valor da função objetivo. O período usado para esta etapa foi de 29 de junho a 21 de setembro de 1986 como já citado, justificando ser um período seco e que necessita

de um manejo adequado destes recursos para a região de estudo.

Dentro dos objetivos propostos o modelo forneceu resultados satisfatórios para os valores dos parâmetros hidrodinâmicos calibrados do sistema como também o ajuste dos níveis freáticos.

O critério de ajuste foi os dos níveis freáticos como já enfatizado, pois os mesmos são mais frequentemente usados e disponíveis com mais facilidades, como também por serem as incognitas da equação diferencial parcial na forma discretizada. Porém nada implica em calibrar o modelo através das vazões, desde que conheça-se a sua série histórica, esta operação é idêntica a anterior, pois conhecendo-se os níveis freáticos e as transmissividades, pode-se calcular as vazões (CUSTODIO e LLAMAS, 1976).

Esta última operação não foi aplicada como um outro critério de calibragem porque não se teve dados disponíveis para realizar. Como as operações são inversas uma das outras, foi utilizada a primeira e como consequência o modelo passou a calcular as vazões correspondentes para cada nó da malha unidimensional.

Concluiu-se a calibragem final pelo uso do processo de "tentativas" e análise de sensibilidade da condutividade hidráulica. Este último tornou mais rápida e eficiente o processo de calibragem. Estes métodos nem sempre acompanha o comportamento do sistema aquífero, por isso é importante para o modelador o conhecimento prévio das

características hidrogeológicas do mesmo. Este conhecimento foi obtido através dos testes de aquíferos realizados, das características geológicas obtidas através dos furos de sondagens mecânicas e dos dados da geofísica e visitas à área.

A figura 5.3 mostra os resultados da calibração, obtidos através da minimização da função objetivo conforme já definida como sendo a diferença entre os valores observados e calculados dos níveis freáticos ao final do terceiro mês de simulação.

Conforme mostra a figura 5.3, existem diferenças evidentes, entre os valores observados e calibrados dos níveis freáticos no trecho inicial até aproximadamente a metade do aquífero modelado, estas diferenças consiste basicamente no fato de que os valores observados foram interpolados linearmente entre um ponto e outro; isto é; tinha-se apenas os valores pontuais no furo F8 no início da malha e no furo F11, que correspondé a uma distância de 200 m da origem do trecho, sendo uma distância considerável em relação a discretização do modelo, que é de a cada 50 m e além disso ocorre que o modelo realiza os cálculos dos níveis interagindo todos os dados hidrogeológicos e geométricos do sistema aquífero, estando implícitos os erros de arredondamento e com relação ao trecho que vai do furo F11 ao furo F19, este intervalo é três vezes maior, tornando mais irreais as interações hidrogeológicas neste trecho por interpolações lineares e como no modelo o intervalo de discretização é menor, ficando mais representativa a realidade física do sistema e mais evidentes as diferenças dos valores

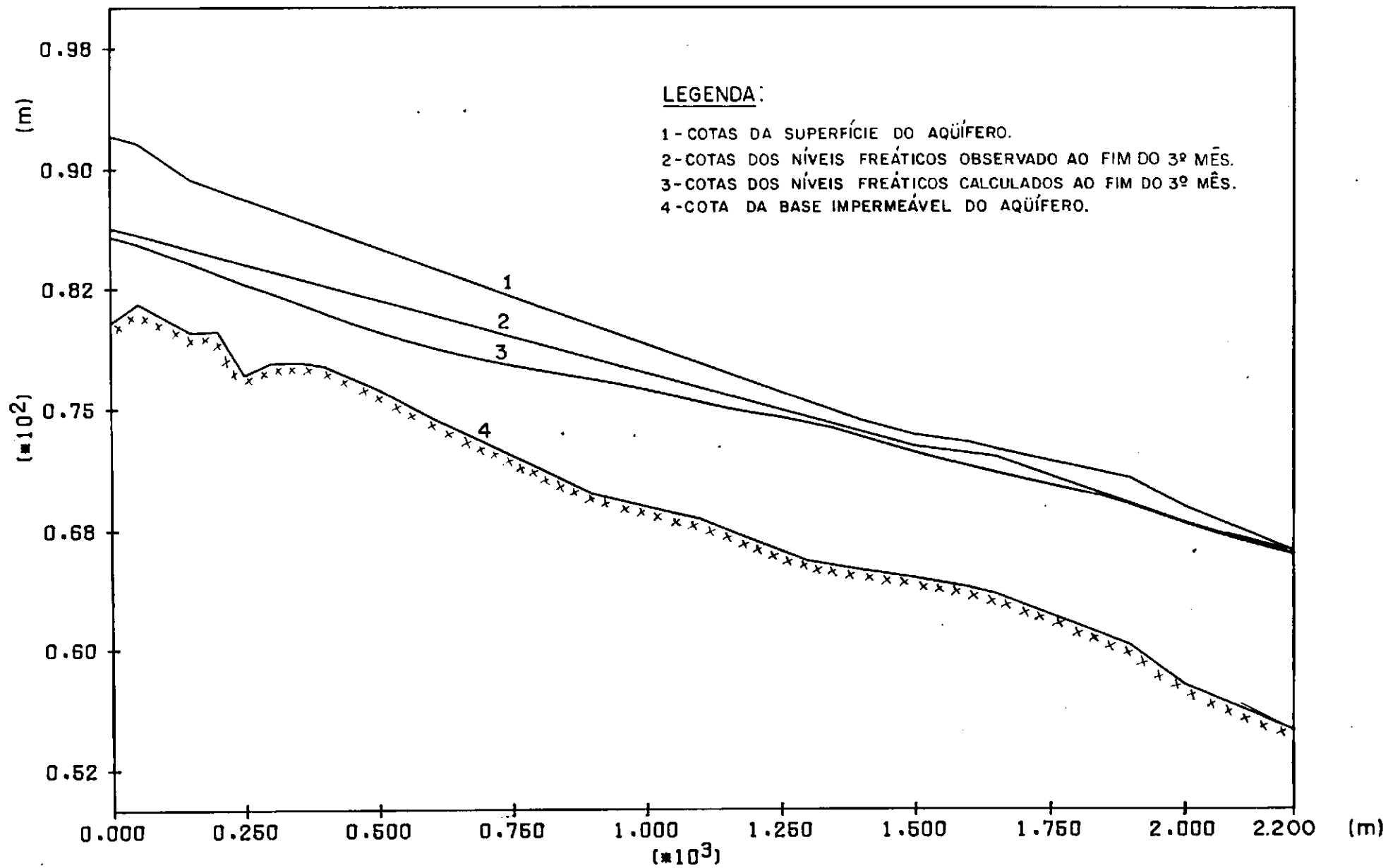


Figura 5.3 - Resultado da calibração.

calculados e observados dos níveis freáticos.

Os valores calibrados das condutividades hidráulicas estão mostrados na tabela 5.2.

Tabela 5.2 - valores das condutividades hidráulicas calibradas.

nós	$K \cdot 10^{-9}$ (m/s)
1 à 26	2,25
27 à 38	4,15
39 à 45	2,70

Os valores mostrados na tabela acima indicam uma distribuição espacial da condutividade hidráulica, no qual sua influência maior foi na distribuição do ajuste dos níveis freáticos, do que propriamente no seu valor absoluto, já que sua variação em ordem de grandeza é de 10° .

O conhecimento hidrogeológico foi de fundamental importância na calibragem, como também os dados dos teste de bombeamento, que foi um parâmetro decisivo para a discretização espacial e para o seu valor absoluto.

Na tabela 5.3 estão os valores calibrados das porosidades efetivas.

Tabela 5.3 - valores das porosidades efetivas calibradas.

nós	S (%)
1 à 26	17
27 à 38	19
39 à 45	18

Os valores das porosidades efetivas como pode-se perceber seguiram a mesma distribuição espacial das condutividades hidráulicas. Esta combinação de parâmetros foi a que levou ao melhor ajuste dos níveis freáticos observados, com uma variação máxima da porosidade de 2 %, apresentando-se compatível com as características hidrogeológicas do aquífero, como também com os valores encontrados através dos testes de bombeamento.

É necessário que após concluída a calibragem seja feita a aferição através de critérios objetivos e aceito pela comunidade científica, sendo o critério usado para a aferição a etapa de verificação.

5.6.2 - VERIFICAÇÃO

A moderna hidrologia subterrânea tem seu desenvolvimento voltado para o uso dos modelos numéricos e com crescentes aplicações dos mesmos nos mais diversos campos. Com isso são preocupações dos denominados modeladores a etapa de validações dos modelos mediante as respostas dos modelos a cada

tipo de problema, esta etapa é comumente chamada de verificação.

O sucesso da verificação é demonstrar que o modelo é capaz de simular varios eventos hidrogeológicos históricos para os quais os dados de campo sejam disponíveis (WANG e ANDERSON, 1982).

Esta etapa foi realizada com os mesmos parâmetros obtidos na etapa de calibragem, e aplicando as mesmas condições de simulação definida para o modelo. A série histórica utilizada para a verificação dos níveis freáticos foi os três meses seguintes , que corresponde ao período de 21 de setembro à 14 de dezembro de 1986.

A figura 5.4 mostra os resultados obtidos nesta etapa dos valores dos níveis freáticos observados e verificados ao final do sexto mês de simulação, que corresponde ao final do período usado para este estudo, sendo considerados satisfatórios pelo modelador.

Os resultados até aqui encontrados vêm confirmar o uso e aplicabilidade do modelo HRECH1I no estudo da modelagem do aquífero aluvial característico da micro região homogênea de Catolé do Rocha-Pb.

Embora o período de dados observados tenha sido muito curto para as fases de calibração e verificação, mas de uma maneira geral os resultados obtidos foram satisfatórios.

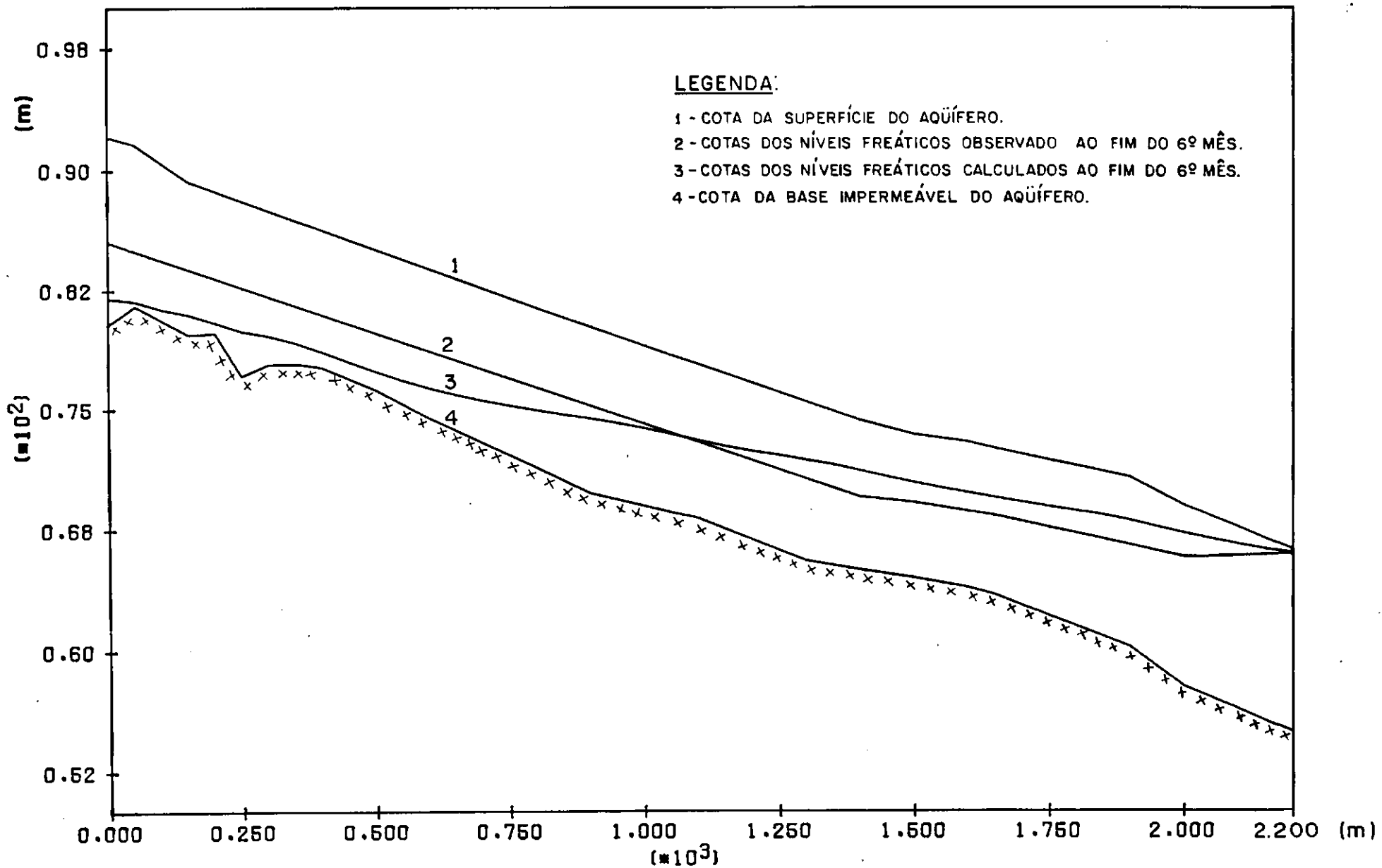


Figura 5.4 - Resultado da verificação.

CAPÍTULO 06

06 - APLICAÇÕES DO MODELO NO AQUÍFERO

6.1 - GENERALIDADES

Nesta etapa serão desenvolvidas as aplicações mais comuns de uso e explorações dos aquíferos aluviais da região, dentro dos objetivos estabelecidos e limitações de natureza técnica e operacional.

Esta é a terceira e última etapa de simulação do modelo utilizado, que corresponde a fase denominada de aplicação. Esta é realizada após terem sido concluída as etapas de calibração e verificação do modelo, que foi objeto do capítulo 5.

Foram realizadas oito aplicações, destacando as mais diferentes ações atuantes no aquífero, classificadas como as mais representativas intervenções de natureza artificial, quais sejam: 1ª - explorações de vazões de demanda da região, com mudança nas localizações das mesmas nos nós discretizados ao longo do trecho modelado e a 2ª - barragens subterrâneas com explorações de vazões de demandas da região, com mudanças de localizações ao longo do trecho à montante da nascente leste.

As aplicações tiveram como base os estudos realizados na região, sobre estimativas de demandas rurais, onde foram levantados dados sobre cada tipo de demanda rural identificada na região.

O estudo realizado por Rêgo e Albuquerque (1990), sobre estimativas de demandas de água no trecho aluvial do riacho Estrelo, definiu os seguintes tipos de demandas rurais:

- 1 - demanda habitacional por propriedade
- 2 - demanda animal por propriedade
- 3 - demanda para irrigação por propriedade

Através do mapa fundiário cedido e elaborado pela FUNDAP (Fundação de Colonização e Desenvolvimento Agrário do Estado da Paraíba) e por visitas a região aquífera, foram identificadas as propriedades rurais, num total de oito ao longo do aquífero modelado com as seguintes características: a área de cada propriedade em hectares (ha), a área irrigável em hectares (ha), excluindo as áreas altas reservadas para as pastagens nativas e agricultura de sequeiro e as edificações de cada propriedade (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1990).

De posse destes levantamentos, foram estimados seis habitantes por edificação, com um consumo médio diário de 100 l/hab./dia para um total de cento e trinta e oito habitantes, correspondendo a um consumo médio anual de 5.037 m³ (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1990).

Com relação ao consumo animal foram estimados uma taxa proporcional de um animal leiteiro para cada cinco habitantes, com um consumo médio de 20 l/animal/dia, para um total de vinte e seis animais obteve-se um consumo médio anual de 189,8 m³ (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1990).

As demandas para as irrigações foram estimadas a uma taxa proporcional de $5.000 \text{ m}^3/\text{ha}/\text{ano}$ (DNOCS - Perímetro irrigado de São Gonçalo, comunicação oral feita por, RÉGO e ALBUQUERQUE, 1990). Para um total de $61,5 \text{ ha}$ irrigáveis ao longo de toda a área de estudo, foi calculado um consumo médio anual de 307.500 m^3 (RÉGO e ALBUQUERQUE, 1990).

O consumo médio referente a demanda populacional calculado, corresponde a uma vazão média de $0,16 \text{ l/s}$, a parcela correspondente ao consumo animal, equivale a uma vazão média de $0,006 \text{ l/s}$ e a referente as irrigações representa uma vazão média de $9,886 \text{ l/s}$.

A vazão média total de consumo é equivalente a soma das parcelas referentes ao consumo humano, animal e das irrigações, perfazendo-se um total de $10,052 \text{ l/s}$. Este valor dividido para as oito propriedades rurais distribuídas ao longo do trecho modelado, corresponde a uma vazão média de consumo de $1,257 \text{ l/s}$ por área rural.

O estudo realizado por Régo e Albuquerque (1990) definiu por área rural, os seguintes valores para cada demanda e que estão mostrados e explicados por coluna na tabela 6.1.

Coluna 1 - propriedade rural identificada pelo mapa fundiário

Coluna 2 - área de cada propriedade em hectares

Coluna 3 - área irrigável de cada propriedade em hectares

Coluna 4 - consumo médio anual para habitantes em m^3/ano

Coluna 5 - consumo médio anual para animais em m^3/ano

Coluna 6 - consumo médio anual para irrigações em m^3/ano

Coluna 7 - consumo médio total em m³/ano

Coluna 8 - vazão média total em l/s

Tabela 6.1 - valores de demandas por cada área rural.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
PROPRIED.	ÁREA	ÁREA IRRIG.	CONSUM. HUMAN.	CONSUM. ANIM.	CONSUM. IRRIG.	CONSUM. TOTAL	VAZÃO
(No)	(Ha.)	(Ha.)	(m ³ /ANO)	(m ³ /ANO)	(m ³ /ANO)	(m ³ /ANO)	(l/s)
4/83	35,0	15,0	1.314	51,1	75.000	76.365,1	2,5
4/94	8,0	3,0	438	14,6	15.000	15.452,6	0,5
4/96	15,0	7,0	1.314	51,1	35.000	36.365,1	1,2
4/95	38,0	13,0	657	21,9	65.000	65.678,9	2,1
4/125	16,0	12,0	219	7,3	60.000	60.226,3	1,9
4/127	100,0	10,0	1.095	43,8	50.000	51.138,8	1,6
4/124	6,0	1,0			5.000	5.000,0	0,2
4/123	5,0	0,5			2.500	2.500,0	0,1
TOTAL	223,0	61,5	5.037	189,8	307.500	312.726,8	10,1

6.2 - APLICAÇÃO COM EXPLORAÇÕES DE VAZÕES

6.2.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Com o conhecimento dos estudos realizados na área do aquífero modelado sobre estimativas de demandas rurais, fez-se uso destes dados para simular o comportamento do sistema aquífero, utilizando como ferramenta o modelo implantado neste trabalho.

Com os dados obtidos da tabela 6.1, foi escolhida a máxima vazão de demanda por cada área rural de 2,5 l/s, e que foi simulada pelo modelador através do parâmetro de recarga e ou bombeamento, sendo que no capítulo 5 foi discutido o mesmo na forma de recarga e nesta aplicação será discutido na forma de bombeamento; ou seja: na forma de descarga.

Os valores deste parâmetro foram introduzidos no modelo com o sinal negativo, o que caracteriza uma saída e o arquivo de entrada de dados foi introduzido na forma de vazão na unidade de m^3/s , com o valor constante ao longo do aquífero e em cada passo da simulação. A distribuição dos valores foi realizada nos nós de número 5, 11, 17, 22, 29, 33 e 39 da malha unidimensional, correspondendo as distâncias de 200, 500, 800, 1.050, 1.400, 1.600 e 1.900 m respectivamente conforme indica a figura 6.1.

O critério de escolha dos nós para serem usados como pontos de extrações, foi de manter o máximo possível uma distribuição uniforme, em termos de distância entre os nós da malha unidimensional e como também alguns destes pontos por serem poços de exploração já existentes no aquífero modelado, que são os identificados pelos números 29, 33 e 39 e os que poderão ser poços de exploração para cada área rural, identificados pelos números 5, 11, 17 e 22, como indica a figura 3.3.

Nesta aplicação foram simuladas dois valores de vazões de demanda, divididos em duas fases. Na primeira fase foi simulada uma vazão de 2,5 l/s e a segunda, foi dividida em duas

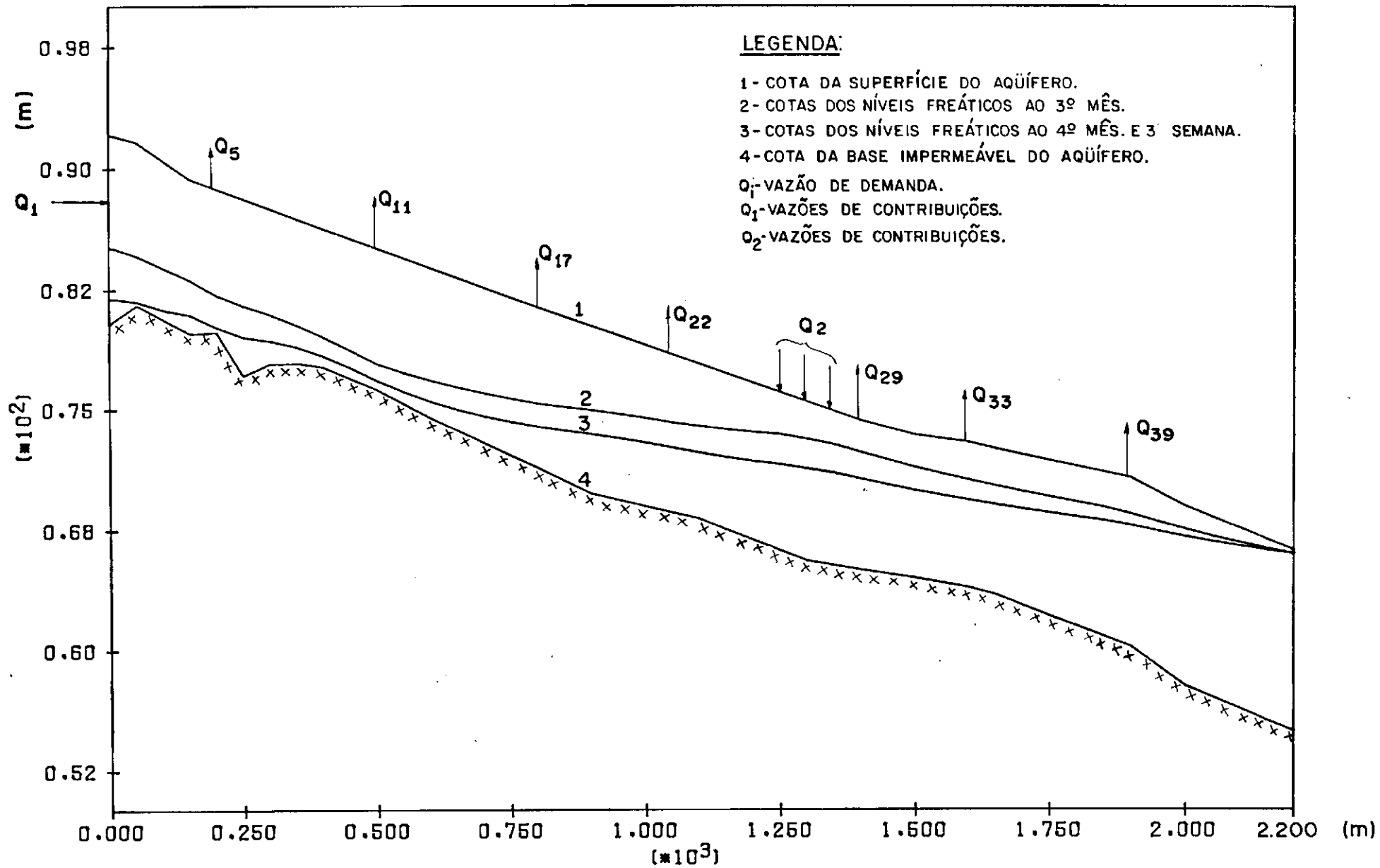


Figura 6.1-Resultado da aplicação com exploração de vazão de 2,5 l/s.

etapas, onde a primeira foi simulada a mesma vazão e a segunda uma vazão de 0,5 l/s. O período usado para esta aplicação foi de julho à dezembro de 1986, compreendendo o total de seis meses de simulação.

6.2.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados serão analisados por fase e dentro de cada fase serão discutidas as respostas da simulação sobre o rebaixamento do nível freático, o volume armazenado e as vazões naturais em cada nó da malha unidimensional.

Na primeira fase em que a vazão simulada é a de máxima demanda rural e corresponde a 2,5 l/s, o rebaixamento do nível freático ao terceiro mês de simulação, conforme mostra a figura 6.1, indica que o sistema aquífero respondeu satisfatoriamente as intervenções artificiais feitas através do modelo, garantindo uma única colheita no período seco, de culturas de subsistência para a região e o uso e o manejo adequado destes recursos para a região.

Entretanto o modelo mostra que o aquífero não suporta o bombeamento desta vazão por mais três meses seguintes, e sim por mais um mês e três semanas, correspondendo ao período total de quatro meses e três semanas, pois o mesmo seca a partir deste tempo de simulação, no trecho à montante do afluente leste, inviabilizando mais uma colheita de culturas de subsistência para a região, como indica os dados da figura 6.1.

Com estes resultados fornecidos pelo modelo pode-se concluir de uma forma geral que o sistema aquífero, na sua forma racional de exploração, não tem a capacidade de produzir água suficiente para manter a área irrigável produzindo por todo o período seco do ano, pois a sua maior parte é constituída pelo trecho à montante da nascente leste; ou seja; o trecho mais crítico do aluvião, conforme indica a figura 6.1 e por ser o trecho mais estreito do aluvião, indicado pela figura 3.3, tornando-se inviável a produção irrigada para o quarto trimestre do ano.

Este resultado vem confirmar o uso e a exploração no aluvião que ocorre de certa forma empírica, pois no mesmo não existe nenhum poço de exploração (Amazonas), talvez porque suas dimensões geométricas são bem menores do que no trecho à jusante da nascente leste, e também porque na nascente sul, existe o poço PC12 que se localiza a jusante da barragem subterrânea natural que produz pouca água, não suportando a exploração por todo o período seco, sendo portanto mais um dado para a não utilização do aquífero neste trecho.

O volume armazenado neste trecho foi baixo, como é de se esperar, pois o mesmo é função do nível freático, das características geométricas e da porosidade efetiva, e todos estes parâmetros foram menores do que no trecho à jusante da nascente leste, o que torna evidente a baixa potencialidade hidráulica.

A figura 6.2 mostra que os resultados provenientes desta fase de simulação em relação ao volume armazenado durante os três primeiros meses no quarto mês e três semanas respectivamente de simulação, indica que o mesmo à montante do afluente leste é baixo; ou seja; nos primeiros 1.100 m, deixando o aquífero neste trecho com uma capacidade de reserva praticamente esgotavel para fins de explorações, confirmando que o aquífero não suporta mais as demandas provinientes das irrigações para a segunda colheita no período seco do ano de 1986.

A figura 6.3 indica as vazões calculadas a cada nó da malha, para o terceiro e quarto mês e terceira semana, respectivamente. Como as mesmas são funções dos níveis freáticos, das características geométricas e dos parâmetros hidrodinâmicos, percebendo-se que todos estes parâmetros estão interagidos entre si, tendo como consequências as vazões no trecho à montante da nascente leste, bem menores do que no trecho à jusante da referida nascente, sendo também explicado, por causa das elevadas contribuições da referida nascente.

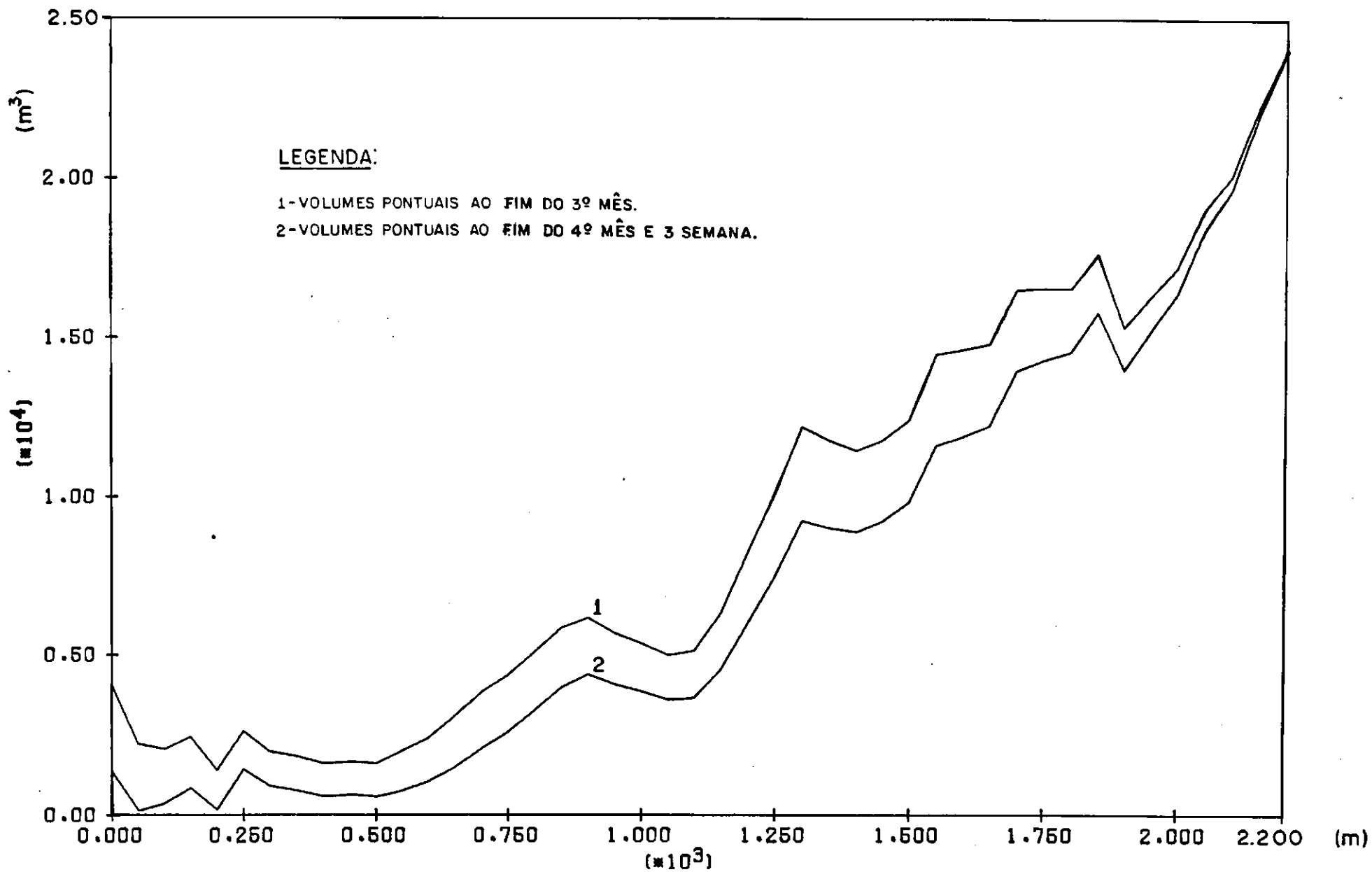


Figura 6.2 - Volume armazenado com simulação de vazão de 2,5 l/s.

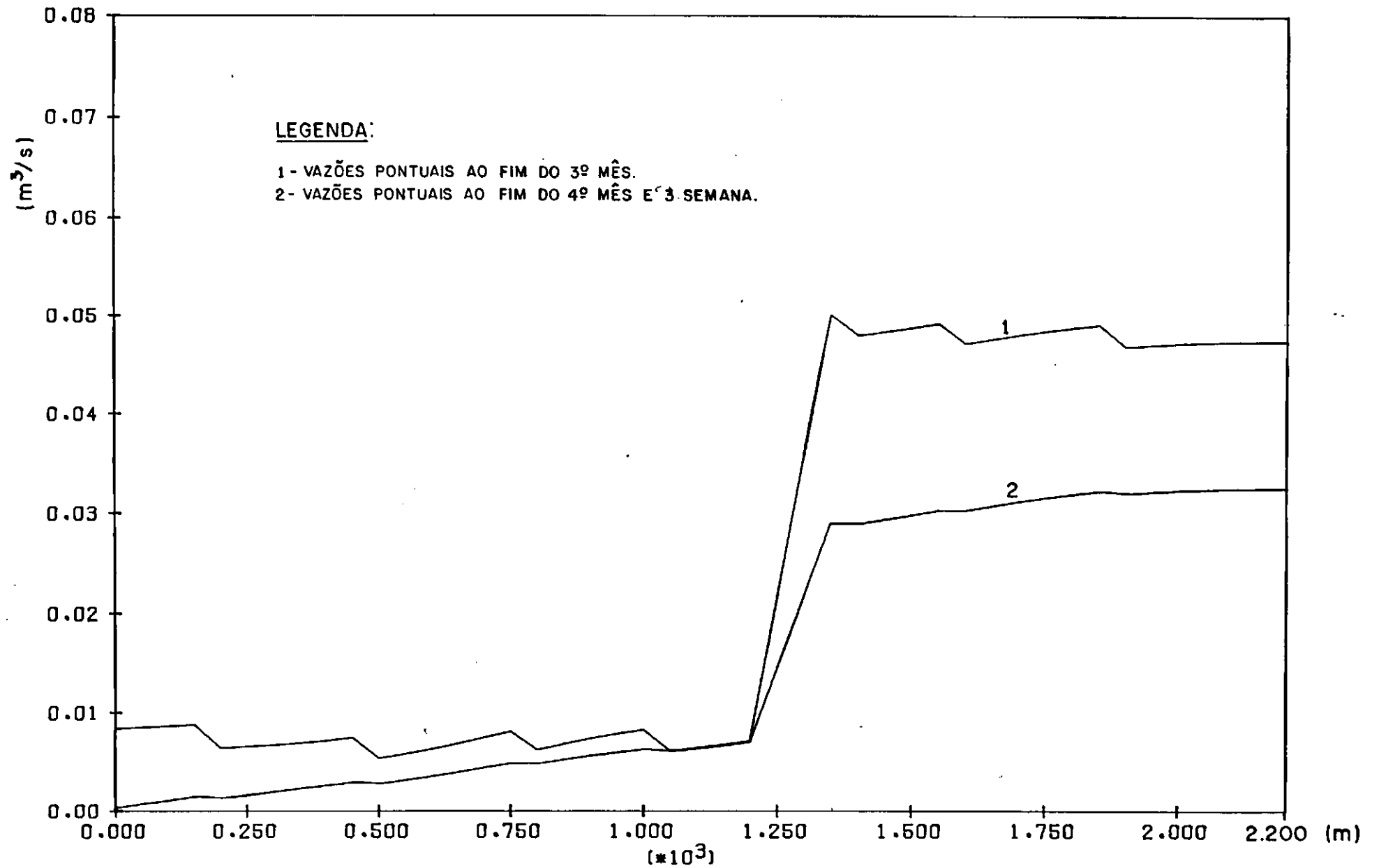


Figura 6.3 - Vazões calculadas com simulação de vazão de 2,5 l/s.

A segunda fase desta aplicação foi a simulação de vazão que atendesse as demandas provenientes do consumo animal e da população da região para os três meses seguintes, correspondente ao período total de seis meses de simulação, já que a vazão máxima de demanda não foi atendida para este período. Para isso foi simulada uma vazão de 0,5 l/s adotado pelo modelador, que corresponde a uma vazão média de demanda superior a calculada que foi de 0,166 l/s, e observou-se a resposta do modelo em relação ao rebaixamento do nível freático durante este período, mantendo-se a vazão de 2,5 l/s para os três meses iniciais.

A figura 6.4 mostra que a linha de número 2 corresponde ao rebaixamento do nível freático no terceiro mês de simulação, que representa o mesmo resultado da fase anterior e a linha de número 3 representa o nível freático do sexto mês de aplicação, concluindo que o aquífero supre esta demanda para este período, mantendo o uso e a exploração destes recursos de forma racional e garantindo o desenvolvimento sócio econômico da região.

A figura 6.5 mostra que o armazenamento se comportou de forma semelhante a fase anterior, com pouca potencialidade hidráulica no trecho à montante do afluente leste, caracterizado pelas baixas contribuições das nascentes noroeste e sul, baixa condutividade e porosidade efetiva e características dos contornos geométricos desfavoráveis para o armazenamento de reservas potencialmente exploráveis.

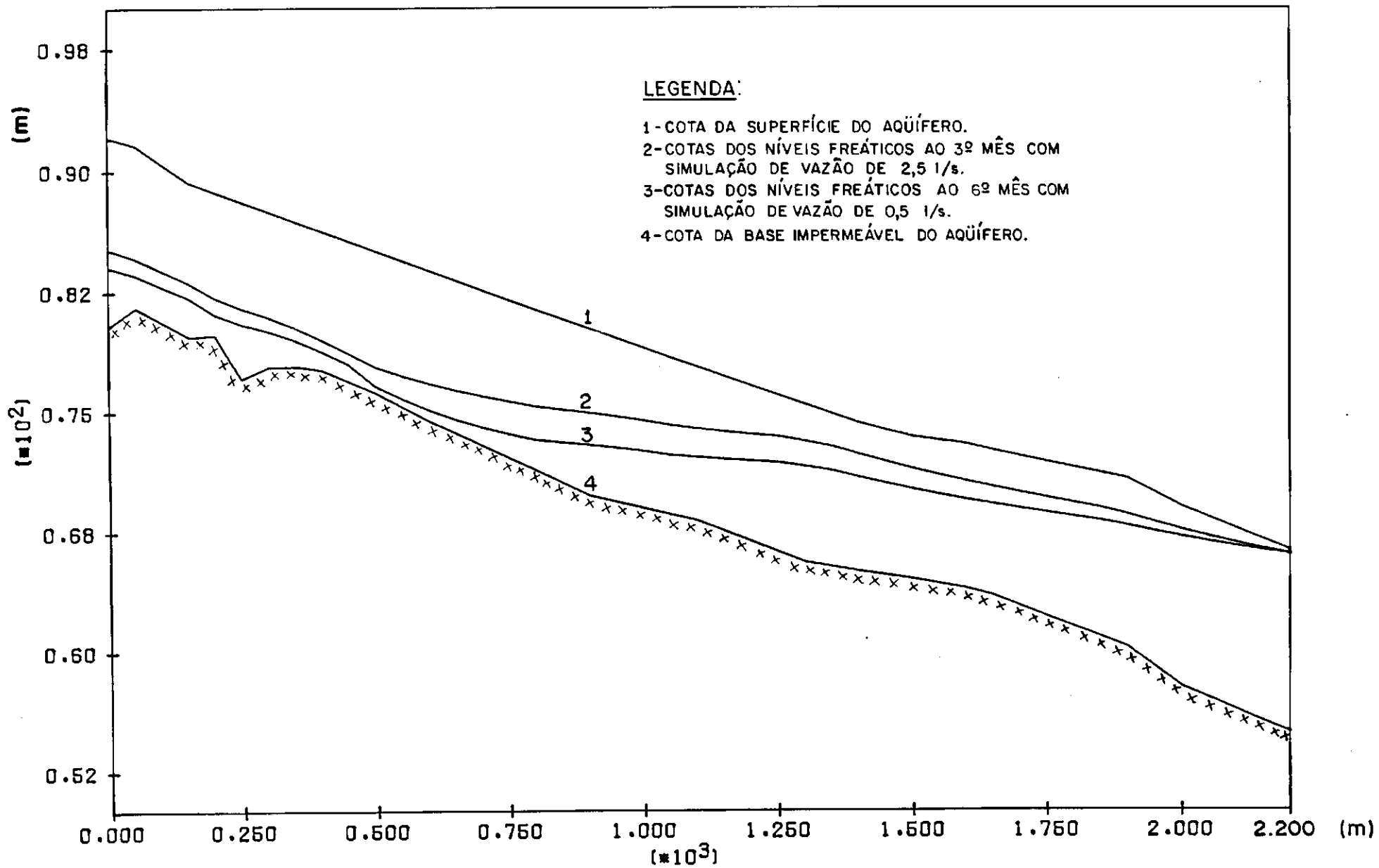


Figura 6.4 - Resultado da aplicação com explorações de vazões de 2,5 e 0,5 l/s.

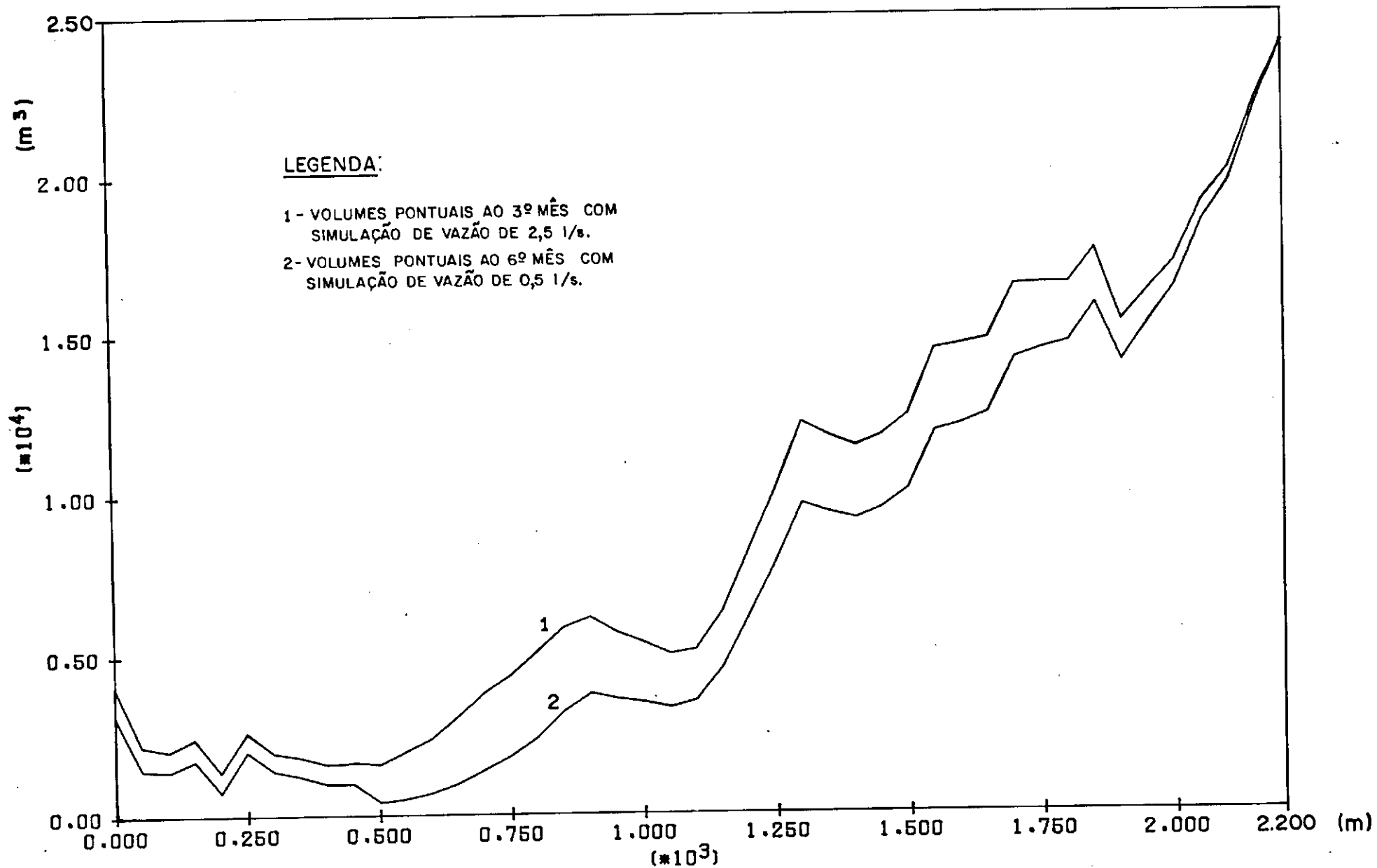


Figura 6.5 - Volume armazenado com simulação de vazões de 2,5 e 0,5 l/s.

6.3 - APLICAÇÃO COM EXPLORAÇÕES DE VAZÕES EM PONTOS DIFERENTES DO ITEM ANTERIOR

6.3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Nesta aplicação a mudança básica será na escolha dos nós de bombeamento, obedecendo as mesmas vazões de 2,5 l/s e 0,5 l/s, divididas nas mesmas fases; ou seja; a primeira com uma vazão de 2,5 l/s e a segunda com uma exploração de 2,5 l/s na primeira etapa e de 0,5 l/s na segunda etapa.

Os nós escolhidos ao longo do aquífero modelado são os identificados pelos números 6, 12, 18, 24, 29, 33 e 39, correspondendo a 250, 550, 850, 1.150, 1.400, 1.600 e 1.900 m respectivamente como indicado na figura 6.6.

Como é notório não houve mudança na localização dos nós identificados pelos números 29, 33 e 39, pois os mesmos já são poços de exploração existentes no aquífero e a mudança dos quatro nós restantes obedecem aos seguintes critérios:

- 1º - a largura do aluvião nestes nós são maiores que a dos nós anteriores.
- 2º - observa-se que os mesmos nós tem maior espessura saturada e maior espessura do pacote aluvial.

Estes critérios foram decisivos para a escolha desta aplicação, sem portanto haver significativas mudanças nas localizações dos nós, sem que interferissem na localização dos mesmos em relação a cada propriedade rural.

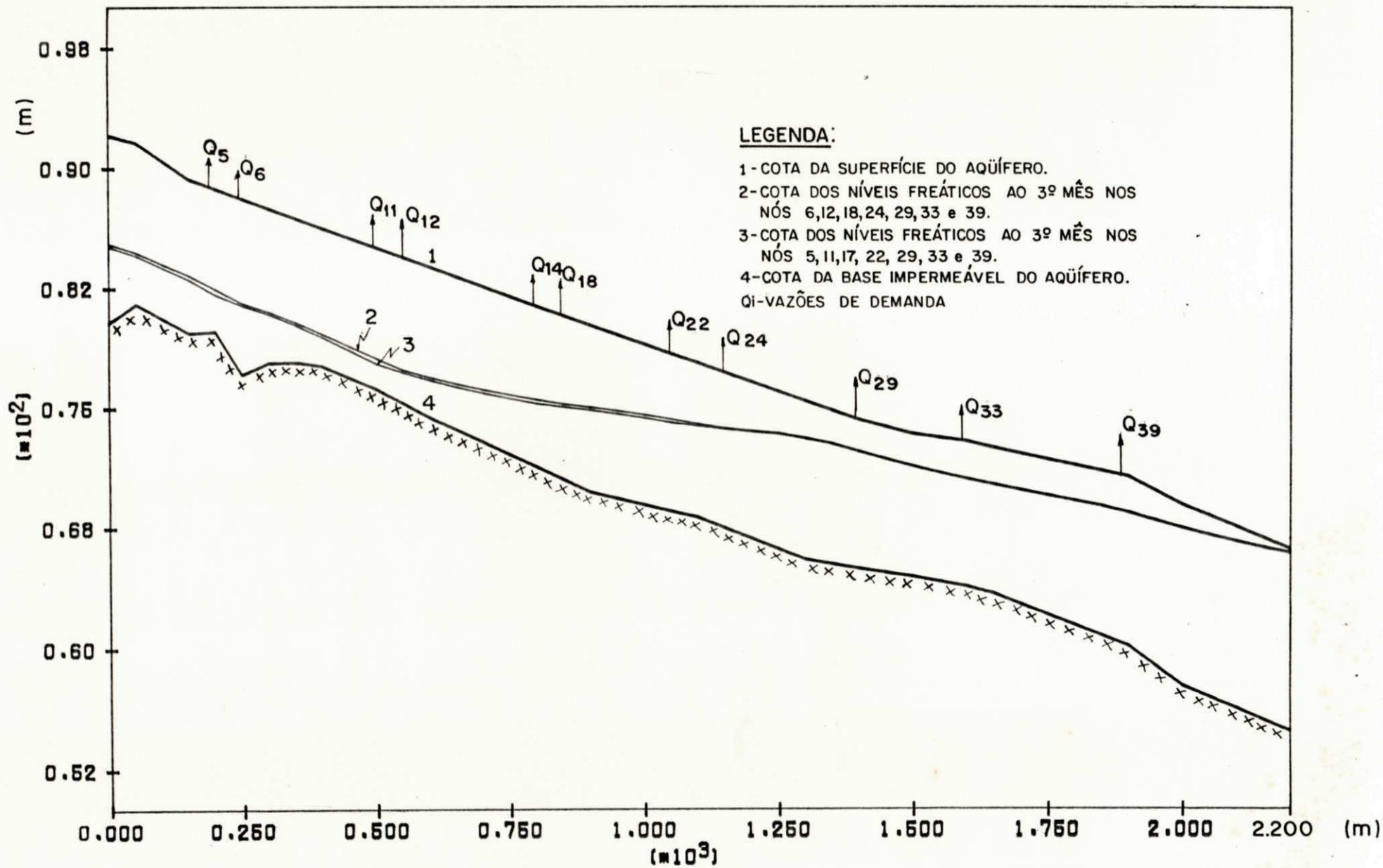


Figura 6.6-Resultado da simulação de vazão de 2,5 l/s em relação aos itens 6.2 e 6.3.

6.3.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados da primeira fase com relação ao rebaixamento do nível freático ao terceiro mês de simulação, foi menor do que a mesma fase do item 6.2.1, conforme indica a figura 6.6. Com isto o tempo de simulação aumentou de quatro meses e três semanas para cinco meses, mesmo assim não há uma garantia de mais uma colheita de cultura praticada na região.

A justificativa desta aplicação em relação a do item 6.2 é que aumentou o tempo de simulação por mais uma semana, por causa dos pontos de extrações estarem numa localização mais favorável hidraulicamente, com isto diminuiu as interferências entre os nós de bombeamento, tendo como consequência um aumento do volume armazenado de 2.000 m³ no terceiro mês de simulação.

A segunda fase como é de se esperar, teve o mesmo comportamento da fase anterior com relação ao rebaixamento do nível freático ao terceiro mês de simulação, tendo em vista que a vazão de exploração neste período foi a mesma, e com relação a segunda etapa desta fase; ou seja; simulação de vazão de 0,5 l/s o rebaixamento do nível freático ao sexto mês de simulação foi menor, ao ser comparado com a mesma fase do item 6.2, conforme mostra a figura 6.7, pela mesmas razões já mencionadas, e tendo como consequência um aumento significativo de 28.000 m³ do volume armazenado ao sexto mês de simulação.

Conclui-se de uma forma geral que o modelo oferece a flexibilidade de mudança nos pontos de bombeamento, ao longo do aquífero modelado e demonstrou que os nós escolhidos são mais

favoráveis hidráulicamente que os da aplicação anterior, indicando os possíveis pontos para construções de poços de exploração (Amazonas) e que o trecho à montante da nascente leste tem uma baixa potencialidade hidráulica, quando comparado com o trecho à jusante, mesmo assim não inviabiliza este trecho para as explorações de consumo humano e animal da região.

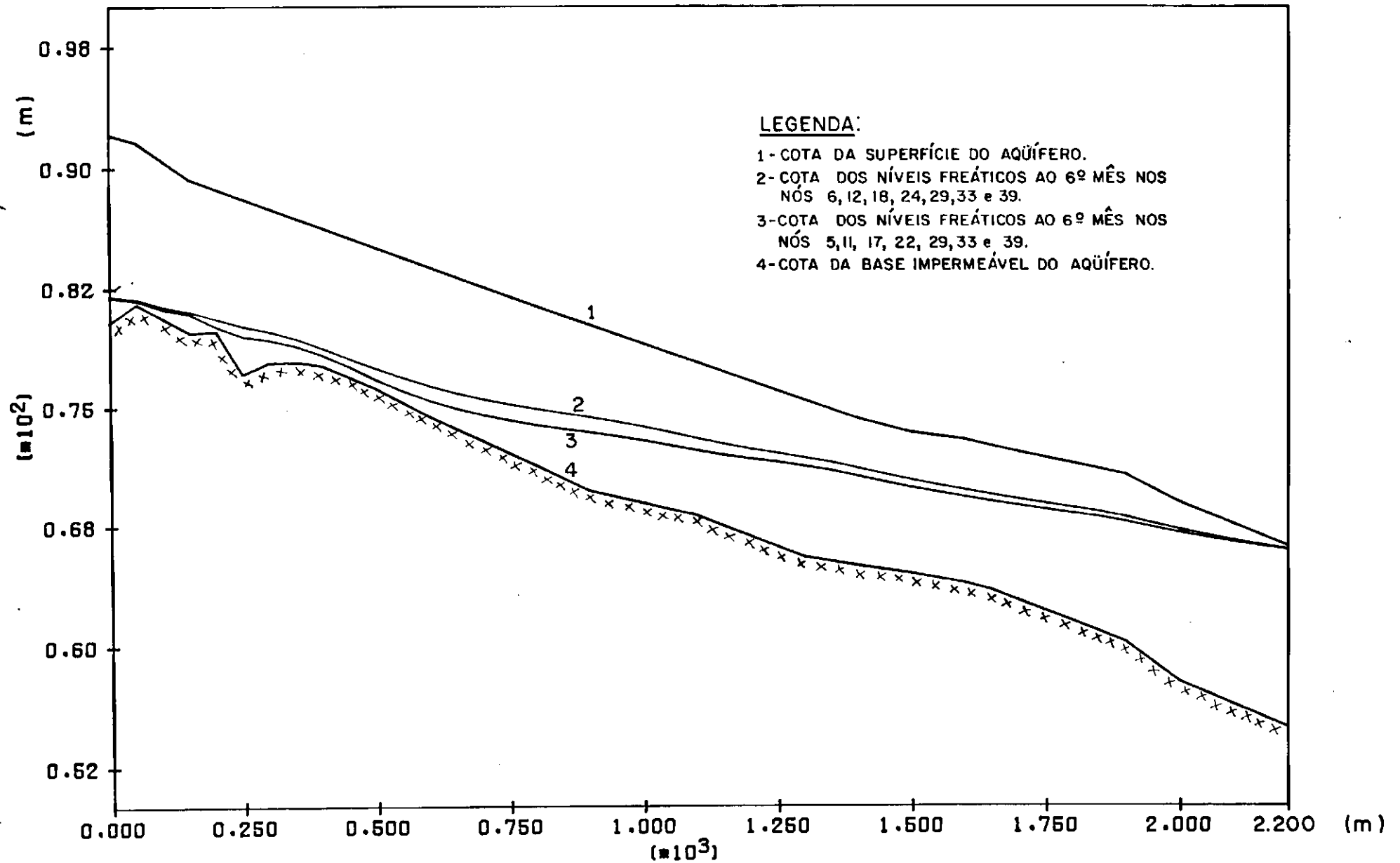


Figura 6.7- Resultado da simulação de vazão de 0,5 l/s em relação aos itens 6.2 e 6.3.

6.4 - APLICAÇÕES COM BARRAGENS SUBTERRÂNEAS COM EXPLORAÇÕES DE VAZÕES DE DEMANDAS

6.4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

O trecho do aquífero a montante da nascente leste de contribuição tem seu potencial hidráulico muito baixo, verificado através do processo de calibração e verificação, das aplicações referentes aos itens 6.2 e 6.3 e da intervenção natural da barragem subterrânea localizada no afluente Sul do aquífero, que foi identificada através de sondagem geofísica. Estes fatores associados as características geométricas reduzidas em relação ao trecho à jusante da nascente leste, faz com que o mesmo torne-se susceptível a intervenções artificiais para tentar resolver este problema.

Tendo em vista este problema o modelo permite simular barragens subterrâneas nos diversos pontos da malha e acompanhar o comportamento hidráulico do aquífero.

Os pontos escolhidos para esta simulação foram os identificados pelos números 9, 7, 13, 23, 22 e 21, correspondente a 400, 300, 600, 1.100, 1.050 e 1.000 m respectivamente da origem do trecho modelado e foram obtidos através dos seguintes critérios, pela ordem de prioridades, identificadas pelo modelador:

- 1º - por apresentarem a menor espessura saturada no tempo inicial para a simulação em ordem crescente dos nós como segue 9, 7, 13, 23, 22 e 21.

2º - por apresentarem a menor espessura do pacote aluvial na ordem crescente dos nós a seguir 9, 13, 23, 22, 7 e 21.

3º - por apresentarem a menor largura na ordem crescente dos nós a seguir 23, 22, 7, 9, 21 e 13.

Para simular esta aplicação foi considerada a vazão máxima de demanda de 2,5 l/s por todo o período de simulação e distribuídas ao longo do trecho modelado nos nós identificados pelos números 6, 12, 18, 24, 29, 33 e 39, correspondente a distância de 250, 550, 850, 1.150, 1.400, 1.600 e 1.900 m respectivamente como indica a figura 6.8 e no ponto escolhido para fazer a intervenção artificial da barragem subterrânea, foi introduzido um valor de condutividade hidráulica e porosidade efetiva diferente do obtido na etapa de calibração.

Por um problema de limitação do modelo, a condição inicial usada para esta aplicação, não foi a mesma utilizada nas aplicações anteriores e no processo de calibração, como sendo a distribuição dos níveis freáticos no tempo inicial da calibração e sim três meses após o tempo inicial da calibração. Isto porque ao ser simulada a barragem subterrânea, o nível freático atinge a superfície do terreno naquele ponto, tornando o nível freático constante à montante do mesmo ao longo do tempo de simulação, portanto para solucionar esta situação foi usada a condição inicial dos níveis freáticos observados ao terceiro mês, que corresponde a 21 de setembro de 1986, e com este artifício o nível não alcança a superfície do terreno.

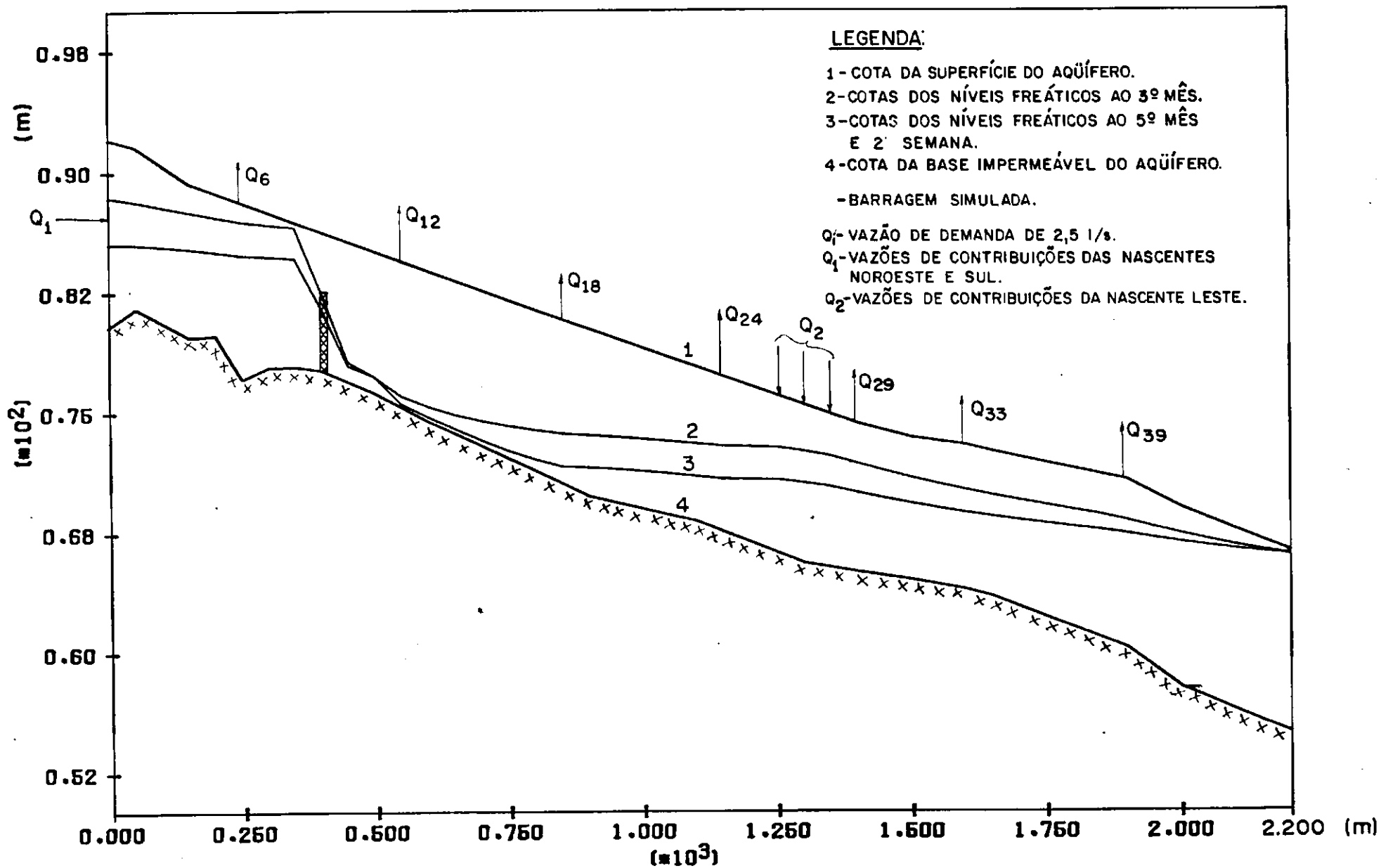


Figura 6.8 - Resultado da aplicação de barragem distante 400m da origem.

Esta situação da condição inicial teoricamente diminui a espessura saturada do aquífero, mas na prática significa que a barragem não iria à superfície do terreno e sim até a altura da condição inicial, barateando os custos construtivos e evitando a elevação do nível até a superfície, o que contribui para atenuar o processo de salinização do aluvião.

Uma outra restrição do modelo tendo como consequência a elevação do nível freático à superfície do terreno, nesta aplicação foi o valor simulado da condutividade hidráulica no nó em que está localizada a barragem, em que a partir de um determinado valor, o nível freático à montante da barragem simulada se eleva atingindo a superfície do terreno, mantendo-se constante ao longo do tempo simulado, ocasionando o mesmo problema da condição inicial, sendo contornada simulando um valor de condutividade hidráulica inferior a este determinado valor.

6.4.2 - BARRAGEM SIMULADA NO NÓ DE NÚMERO " 9 "

A escolha deste nó que corresponde a 400 m do início do aquífero modelado, deve-se ao fato de que ao ser analisado todos os nós que se localizam à montante da nascente leste, verificou-se que o mesmo tem a menor espessura saturada, menor espessura do pacote aluvial, apresenta uma das menores larguras e estar bem situado em relação ao início do trecho modelado.

A barragem foi simulada com o valor da condutividade hidráulica de $7 \cdot 10^{-5}$ m/s, que foi o valor onde a partir do qual ocorre o problema de limitação do modelo e uma porosidade efetiva de 10 %. Estes valores são característicos de uma areia siltosa, segundo (DUWK, 1982), citado por CORRÊA, (1990).

O valor da condutividade hidráulica foi introduzida no modelo na forma de arquivo como a seguir.

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	225	225	225	225	225	225	7	225	225	225
Nós	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	225	225	225	225	225	225	225	225	225	225
Nós	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	415	415	415	415	415	415	415	415	415	415
Nós	37	38	39	40	41	42	43	44	45			
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	415	415	270	270	270	270	270	270	270			

E o valor da porosidade efetiva foi introduzida na forma de arquivo como segue.

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$S \cdot 10^{-2}$ (%)	17	17	17	17	17	17	17	17	10	17	17	17	17	17	17	17	17
Nós	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
$S \cdot 10^{-2}$ (%)	17	17	17	17	17	17	17	17	17	19	19	19	19	19	19	19	19
Nós	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45						
$S \cdot 10^{-2}$ (%)	19	19	19	19	18	18	18	18	18	18	18						

6.4.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A resposta do modelo através desta aplicação, mostrou que o nível freático no trecho à montante da barragem subterrânea simulada teve um aumento considerável em relação as aplicações anteriores, e apresentando uma queda brusca à jusante da mesma, como indica a figura 6.8, esta queda acentuada explica o fato de que houve uma diminuição no valor da condutividade hidráulica, tendo como consequência uma diminuição do fluxo, tornando este trecho o mais crítico para esta aplicação e logo em seguida havendo uma recuperação de forma lenta e se estabilizando.

A figura 6.8 mostra a situação do nível freático referente a simulação da vazão máxima de demanda para o terceiro mês indicada pela linha de número 2 e para o quinto mês e segunda semana indicada pela linha de número 3. Mesmo assim a simulação da barragem subterrânea nesta localização no aquífero, não suporta a exploração por mais duas semanas, para completar o período total de seis meses de simulação, e garantir a segunda colheita das culturas praticadas na região, que em média tem um período cíclico de três meses.

A limitação do modelo permite simular que o menor valor da condutividade hidráulica é de 1×10^{-6} m/s e o valor simulado foi de 7×10^{-5} m/s, um valor setenta vezes maior que o mínimo e trinta e duas vezes menor que o calibrado, embora este valor não represente um material argiloso, que é o material mais usado em construções de barragens, mas o resultado encontrado em

termos de funcionamento hidráulico foi satisfatório.

O volume armazenado do aquífero aumentou significativamente, como mostra a figura 6.9, constatando-se que as barragens subterrâneas exercem fortes influências na retenção do fluxo subterrâneo, aumentando as reservas dos aluviões e servindo como regulador do nível freático, através da baixa condutividade hidráulica e porosidade efetiva simulada.

A figura 6.9 indica que no nó de localização da barragem há uma queda muito brusca do volume armazenado e logo em seguida uma recuperação, isto comprova a influência dos parâmetros hidrodinâmicos na retenção do fluxo naquele nó e é o que ocorre fisicamente com este tipo de intervenção no fluxo subterrâneo.

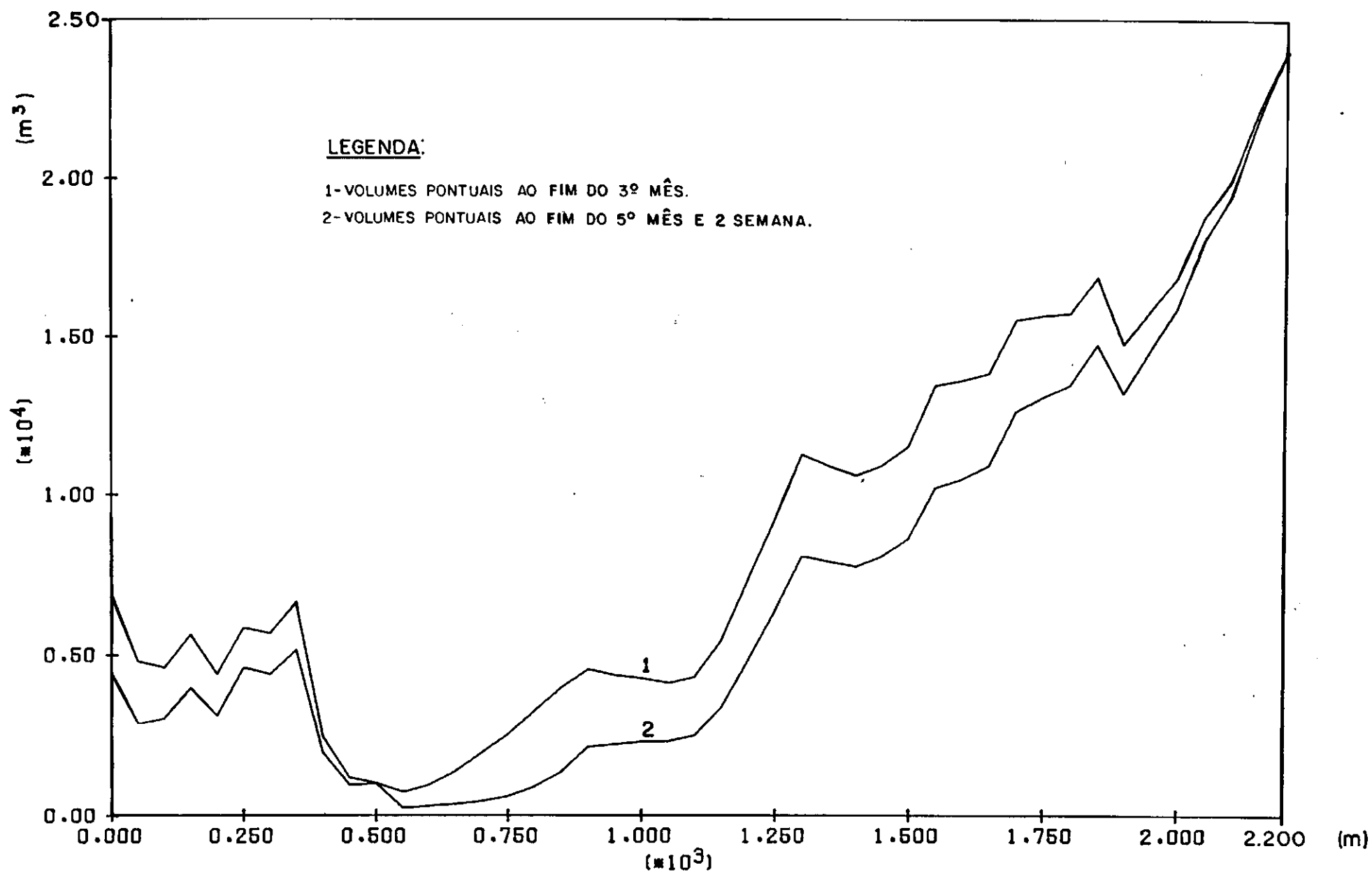


Figura 6.9-Volume armazenado com barragem distante 400m da origem.

6.5 - BARRAGEM SUBTERRÂNEA SIMULADA NO NÓ " 13 " E NO NÓ " 21 "

6.5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Esta aplicação tem o objetivo de simular barragem subterrânea com exploração de vazões de máxima demanda calculada no item 6.1, por todo o período de simulação e observar o comportamento do nível freático e o volume armazenado ao final da simulação.

De acordo com os critérios de escolha dos nós para a simulação de barragem descrito no item 6.4, o nó de número 13, que corresponde a 600 m da origem do aquífero, se encontra na terceira colocação e o de número 21, que corresponde a 1.000 m da origem do aquífero, está na última colocação.

A condição inicial e o parâmetro de recarga e bombeamento foram os mesmos do item 6.4.

Nesta aplicação foram simuladas para o nó 13, um valor de condutividade hidráulica de 2×10^{-5} m/s e uma porosidade efetiva de 10 % e para o nó 21 uma condutividade hidráulica de 3×10^{-5} m/s e uma porosidade efetiva de 10 %. Estes valores foram obtidos por tentativas e correspondem ao menor valor encontrado, onde a partir do qual ocorre o problema de restrição do modelo identificado pelo modelador e já discutido.

Os arquivos de entrada destes parâmetros foram introduzidos da mesma forma do item 6.4, com mudança apenas na localização dos mesmos.

6.5.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A resposta do modelo através da simulação da barragem subterrânea localizada a 600 m da origem do trecho modelado com relação ao nível freático, indica que esta intervenção atendeu ao objetivo proposto, de simular para o período total de seis meses, como indica a figura 6.10, permitindo a produção de cultura de subsistência irrigada por todo o ano, mantendo o uso e a exploração racional do aquífero.

A figura 6.11 mostra a posição do nível freático ao sexto mês de simulação, para a barragem localizada no nó 21 da malha unidimensional, verificando que esta intervenção atende também ao consumo máximo rural, sem comprometer o potencial hidráulico do aquífero ao longo do tempo de simulação.

Os valores das condutividades hidráulicas encontradas nestas aplicações foram de 2×10^{-5} m/s e 3×10^{-5} m/s para as barragens nos nós 13 e 21 respectivamente, sendo menores do que o simulado no item 6.4, sendo o mesmo portanto uma função de sua localização ao longo do aquífero modelado, o que caracteriza a heterogeneidade, como também foram os menores valores encontrados onde a partir do qual acontece a limitação do modelo, mas encontrando-se dentro da faixa de variação da areia siltosa.

Ao comparar esta aplicação com a do item anterior, constata-se que as localizações das barragens foram mais eficiente, aumentando o tempo de simulação e mantendo o uso e a exploração do aluvião de forma racional e intensificada.

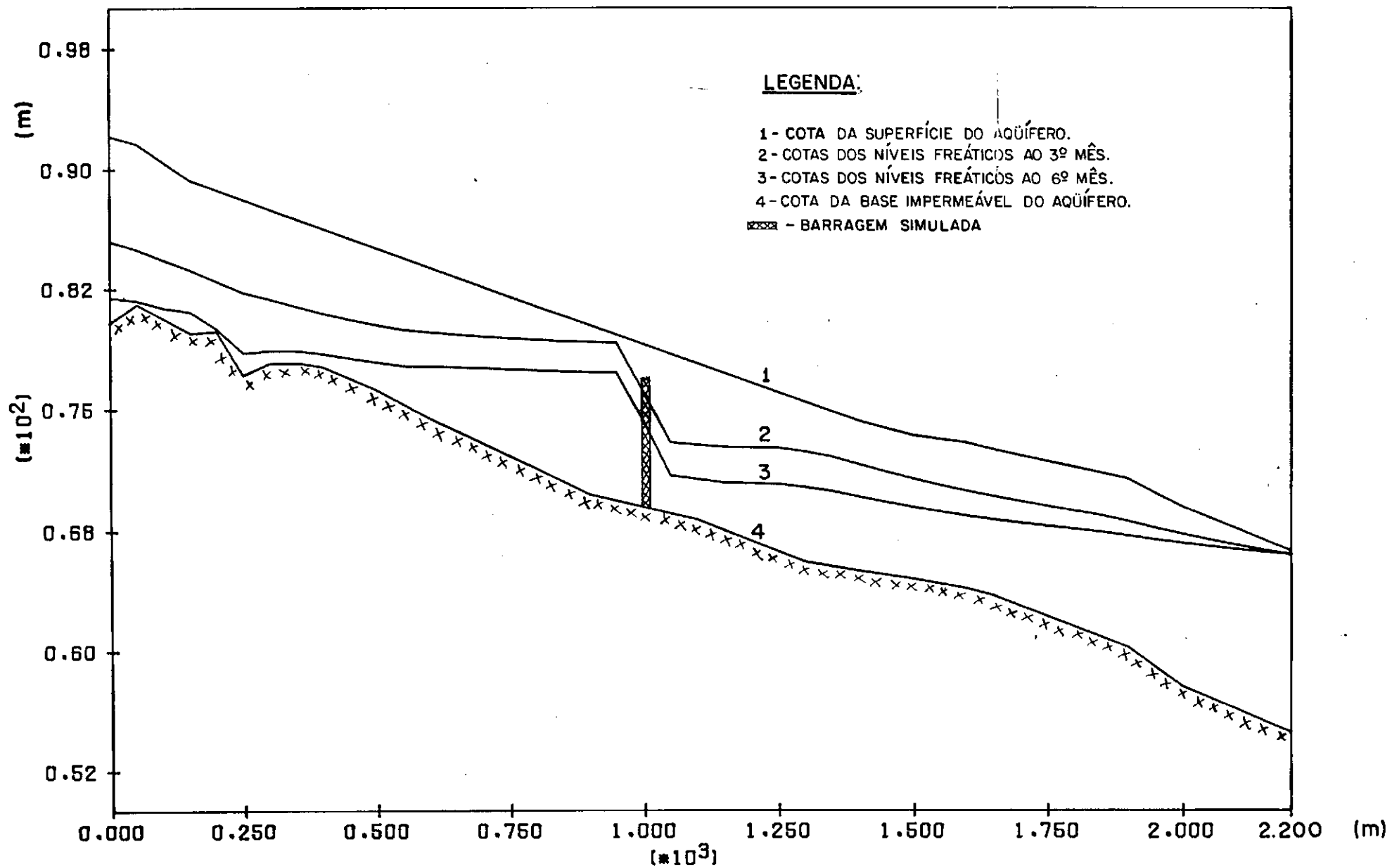


Figura 6.11-Resultado com barragem simulada a 1.000m da origem.

A barragem simulada na localização do nó 21, mostra-se mais eficiente em termos de volume armazenado para o aluvião ao final do período de simulação, com um aumento de 1.750 m³ em relação a barragem simulada no nó 13, muito embora a simulação feita no ponto 21, apresente-se como um nó sob o ponto de vista técnico construtivo mais oneroso, por ter o mesmo uma maior espessura do pacote aluvial, maior espessura saturada e maior largura.

A figura 6.12 mostra o volume armazenado ao sexto mês de simulação referentes as duas barragens, indicando uma queda brusca do armazenamento no ponto onde houve as simulações e o valor constante no nó final do trecho modelado, devido a condição de contorno do nível freático ser constante no tempo.

A figura 6.13 indica as vazões naturais calculadas ao sexto mês de simulação, referentes as barragens nos nós 13 e 21 respectivamente, identificando claramente os pontos onde há bombeamento, caracterizado por ocorrer uma diminuição da vazão e nos nós à jusante da barragem uma diminuição gradativa da vazão até atingir as contribuições da nascente leste, com um aumento brusco das vazões.

O modelo permite a simulação de barragem subterrânea, em várias localizações ao longo do trecho modelado, embora tenha sido feitas as simulações nos outros nós escolhidos como os de números 7, 22 e 23, mas os melhores resultados foram estes apresentados nestas aplicações.

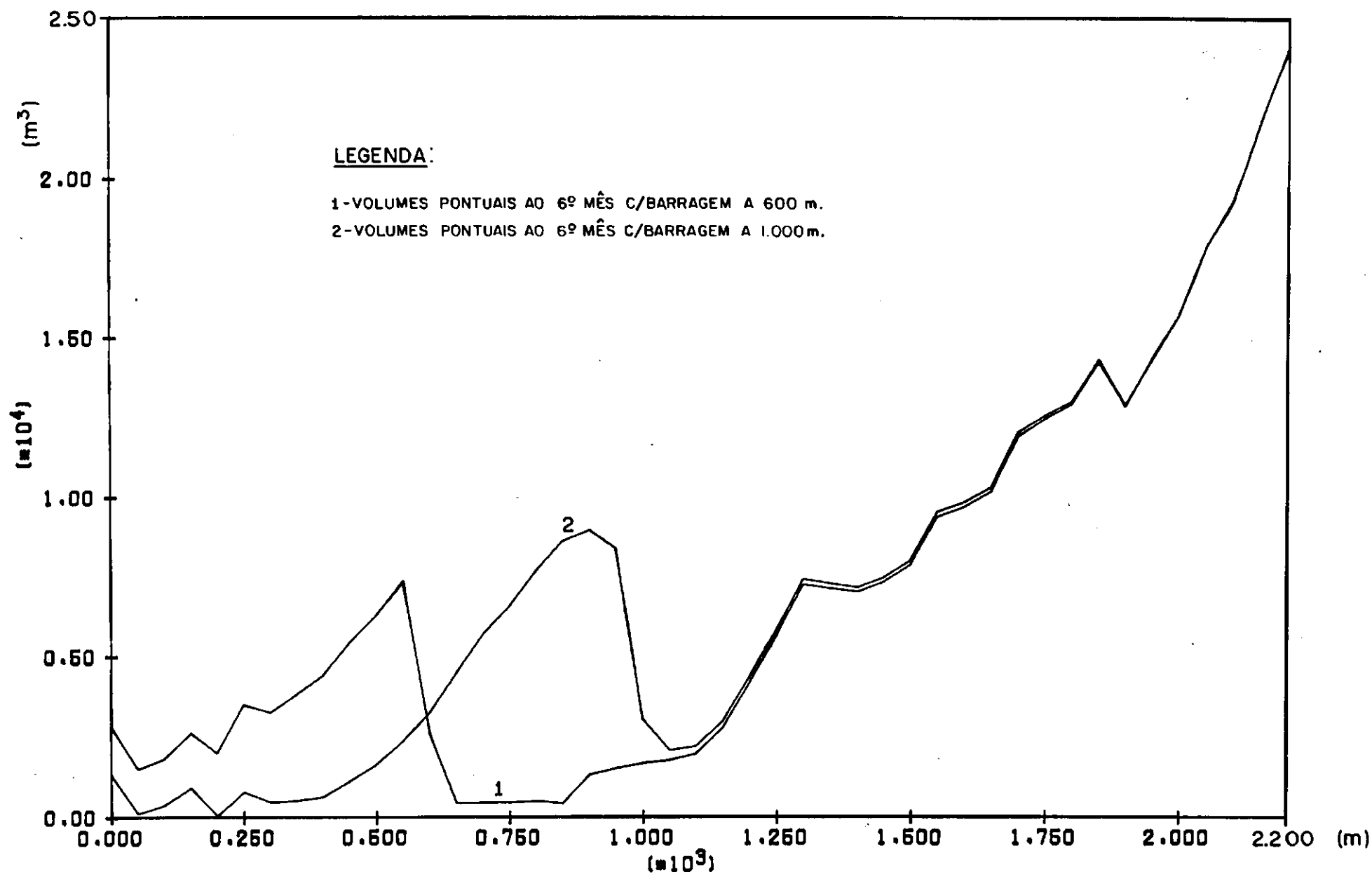


Figura 6.12-Volume armazenado com barragem simulada a 600m e a 1.000m da origem.

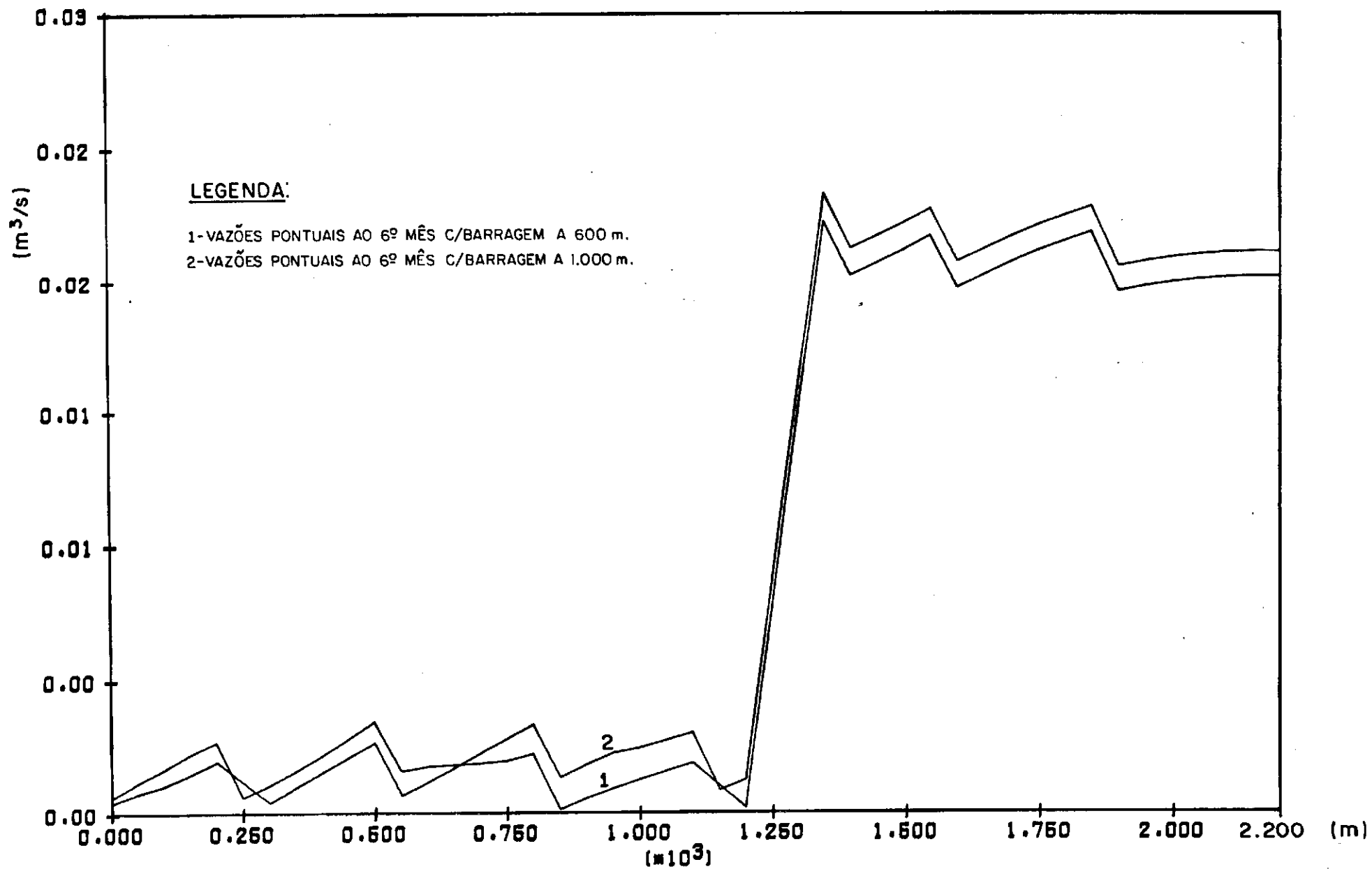


Figura 6.13-Vazões com barragem simulada a 600m e a 1.000m da origem.

Com relação a aplicação da barragem no nó 9, verifica-se que o modelo oferece condições para definir os possíveis melhores locais, para este tipo de intervenção e que não é em qualquer lugar no aquífero que este tipo de intervenção atende as necessidades hídricas e ao objetivo proposto de manter o uso e a exploração racional do aluvião em estudo.

Comparando as figuras 6.10 e 6.11, percebe-se que a barragem simulada no nó de número 13 (figura 6.10), tem seu trecho crítico de rebaixamento do nível freático a jusante da mesma, numa extensão de 200 m e ocorrendo ao final do período de simulação, isto explica o fato da diminuição do fluxo, por estes nós não serem muito favorável na sua espessura saturada e na do pacote aluvial e principalmente por estar sendo solicitado por todo o período de simulação com a máxima vazão de demanda da região, o que não ocorreu nas aplicações anteriores.

Em relação a figura 6.11 verifica-se que o trecho crítico agora não é mais a jusante como se esperava e sim a montante e distante 750 m da mesma, explicando que a partir desta distância a barragem não mais exerce influência na retenção do nível freático, ocasionando um problema de manejo e uso adequado do sistema neste trecho, verificando que este ponto não é propício para a construção de uma barragem, sendo este problema solucionado com a simulação de duas barragens simultâneas com diferentes combinações, que serão discutidas no próximo item.

6.6 - APLICAÇÕES COM DUAS BARRAGENS SUBTERRÂNEAS SIMULADAS SIMULTANEAMENTE

6.6.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Esta aplicação tem o objetivo de verificar se ocorre um aumento no tempo de simulação, prolongando por mais um trimestre, o que corresponde aos três primeiros meses do ano de 1987, que de uma forma geral ocorre poucas precipitações, tornando-se ainda crítico para a região.

Como se pode perceber, o critério de escolha dos nós, foram os mesmos já estabelecidos e discutidos no item 6.4 e a combinação destes nós para esta aplicação, seguiu o critério técnico de manter uma certa uniformidade com relação a distância entre si e estar sempre localizado no trecho à montante da nascente leste, correspondendo aos 1.100 m iniciais do trecho modelado.

Para isso foram simuladas nove combinações diferentes entre os nós escolhidos tais como: barragem nos nós 9 e 23, 9 e 22, 9 e 21, 7 e 23, 7 e 22, 7 e 21, 13 e 23, 13 e 22 e por último 13 e 21.

6.6.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados referentes as combinações das simulações das barragens localizadas simultaneamente nos pontos 7 e 23, 7 e 22, 7 e 21 e em 9 e 23, foram muito semelhante em relação ao rebaixamento do nível freático, obtendo-se apenas seis

meses e uma semana de simulação, sem comprometer o potencial hídrico do aquífero.

Com relação ao volume armazenado ao final da simulação, a aplicação nos nós 9 e 23, obteve um aumento de 440 m³ em relação a aplicação nos pontos 7 e 21, esta comparação foi feita para mostrar os dois extremos, isto é, a primeira aplicação com o maior volume de armazenamento e a segunda com o menor volume de armazenamento entre as simulações citadas acima. Ao comparar o volume armazenado no sexto mês de simulação da aplicação com barragens simulada nos nós 9 e 23 ao da aplicação com barragem simulada no nó 21, obteve-se apenas um aumento de 560 m³.

Conclui-se de uma maneira global que estas aplicações, quando comparadas com as dos itens 6.4 e 6.5, torna-se inviável, pois as mesmas não aumentaram significativamente o tempo de simulação e nem tão pouco o volume armazenado.

As construções das barragens nestes pontos do aquífero são inviáveis, pois aumentam os custos de implantação e o potencial hidráulico do aluvião torna-se praticamente o mesmo, quando comparados com os itens 6.4 e 6.5.

Os resultados referentes as aplicações com barragens localizadas simultaneamente nos nós 13 e 23, 13 e 22 e 13 e 21, tiveram uma conotação diferente, com um aumento no tempo de simulação de um mês em relação as aplicações nos pontos 7 e 23, 7 e 22, 7 e 21 e 9 e 23; isto é; passando de seis meses e uma semana para sete meses e uma semana.

Verifica-se nas figuras 6.14, 6.15 e 6.16, que o rebaixamento do nível freático das aplicações nos pontos 13 e 23, 13 e 22 e 13 e 21 respectivamente, indicam uma mesma tendência no comportamento do mesmo, suportando o mesmo tempo de simulação, com diferenças insignificantes no volume armazenado e que a partir de 350 m a montante da barragem simulada no nó 13, torna-se um trecho crítico, pois o mesmo a partir deste tempo de simulação seca, tornando inviável do ponto de vista técnico a construção de barragens subterrâneas nestas localizações.

Conclui-se que estes nós não recebem a influência da barragem subterrânea localizada no nó 13, correspondendo a 600 m de distância da origem do trecho modelado, indicando que a barragem exerce influência a 350 m à montante de sua localização.

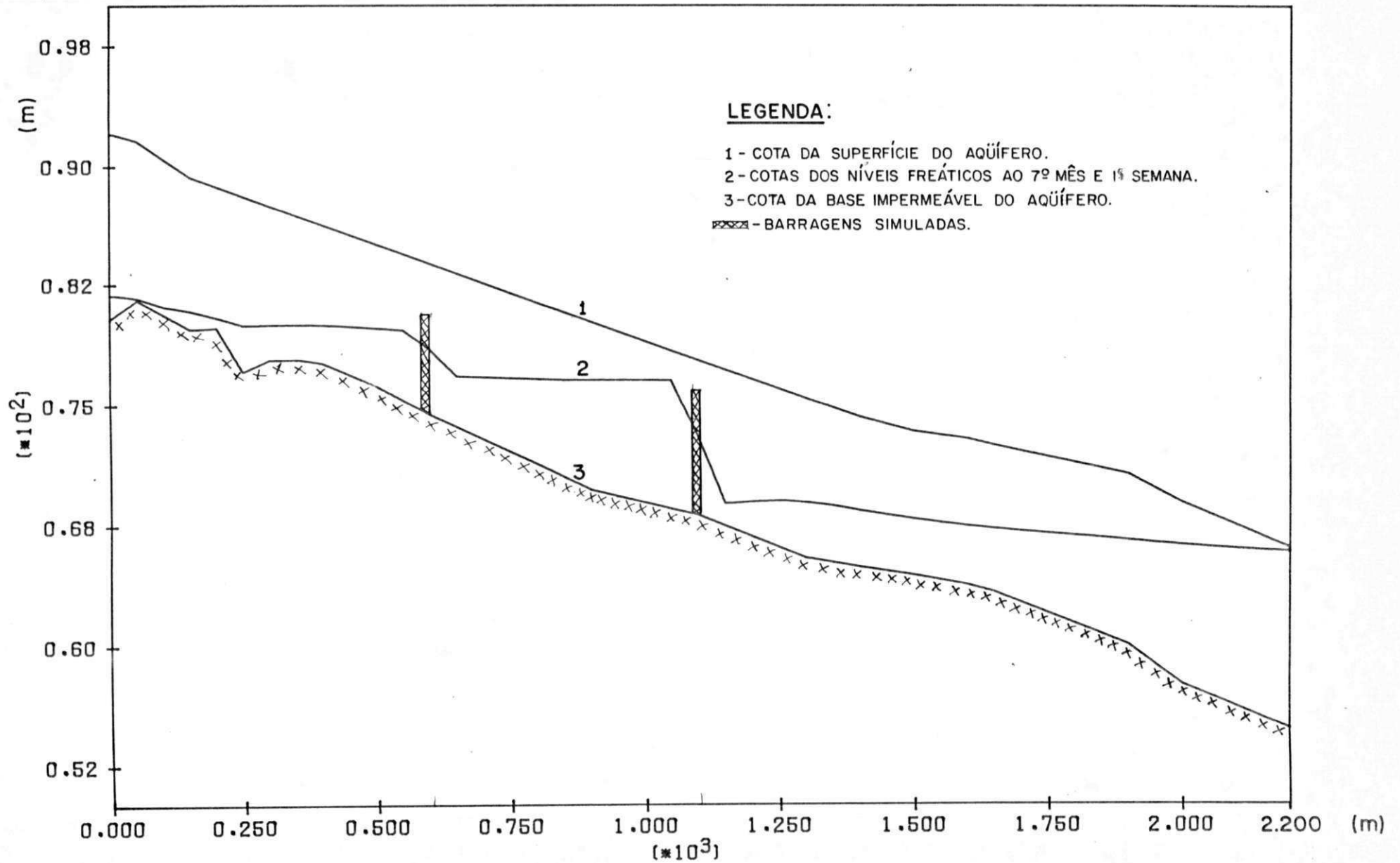


Figura 6.14-Resultado com barragens simulada a 600m e a 1.000m da origem.

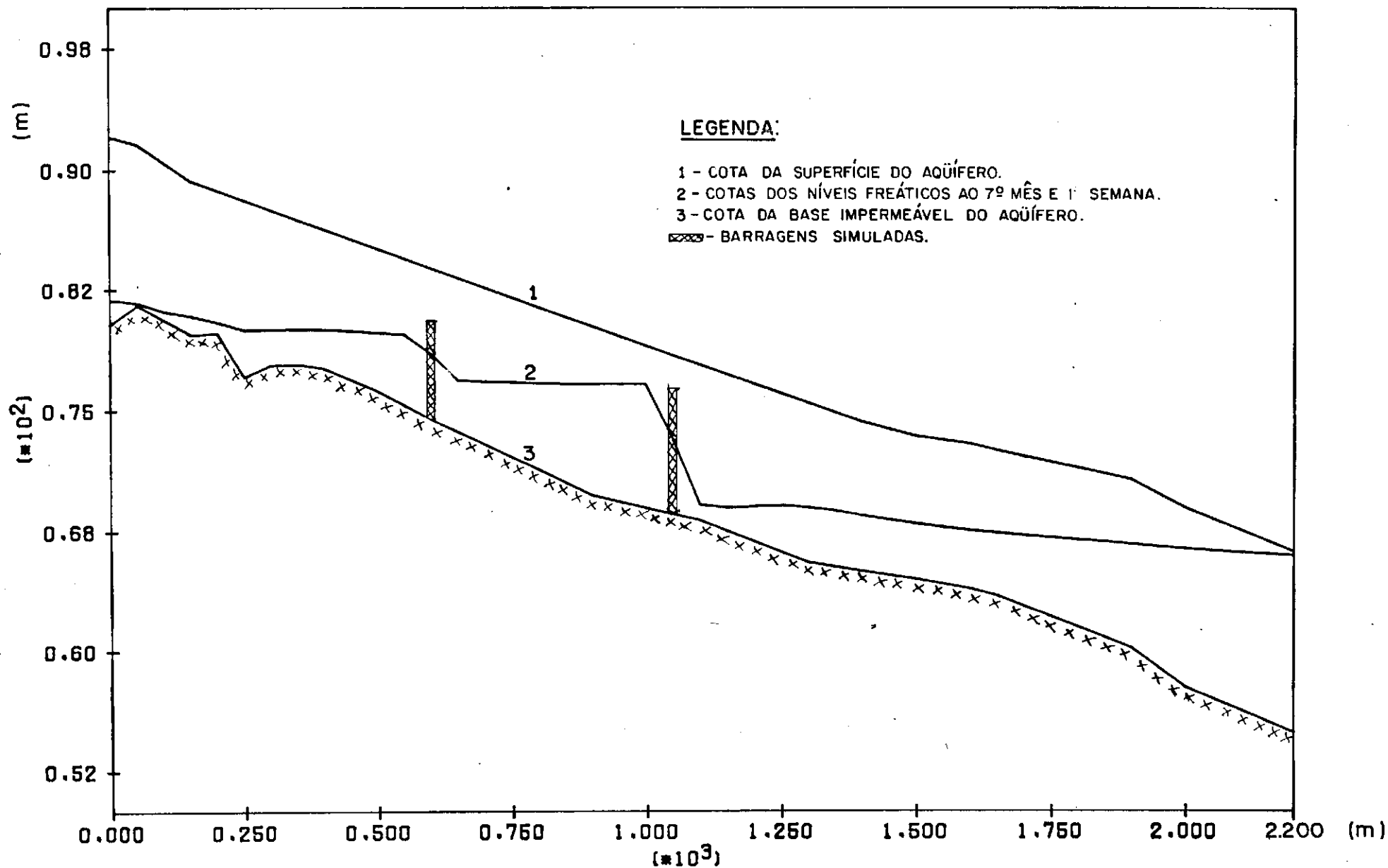


Figura 6.15-Resultado com barragens simulada a 600m e a 1.050m da origem.

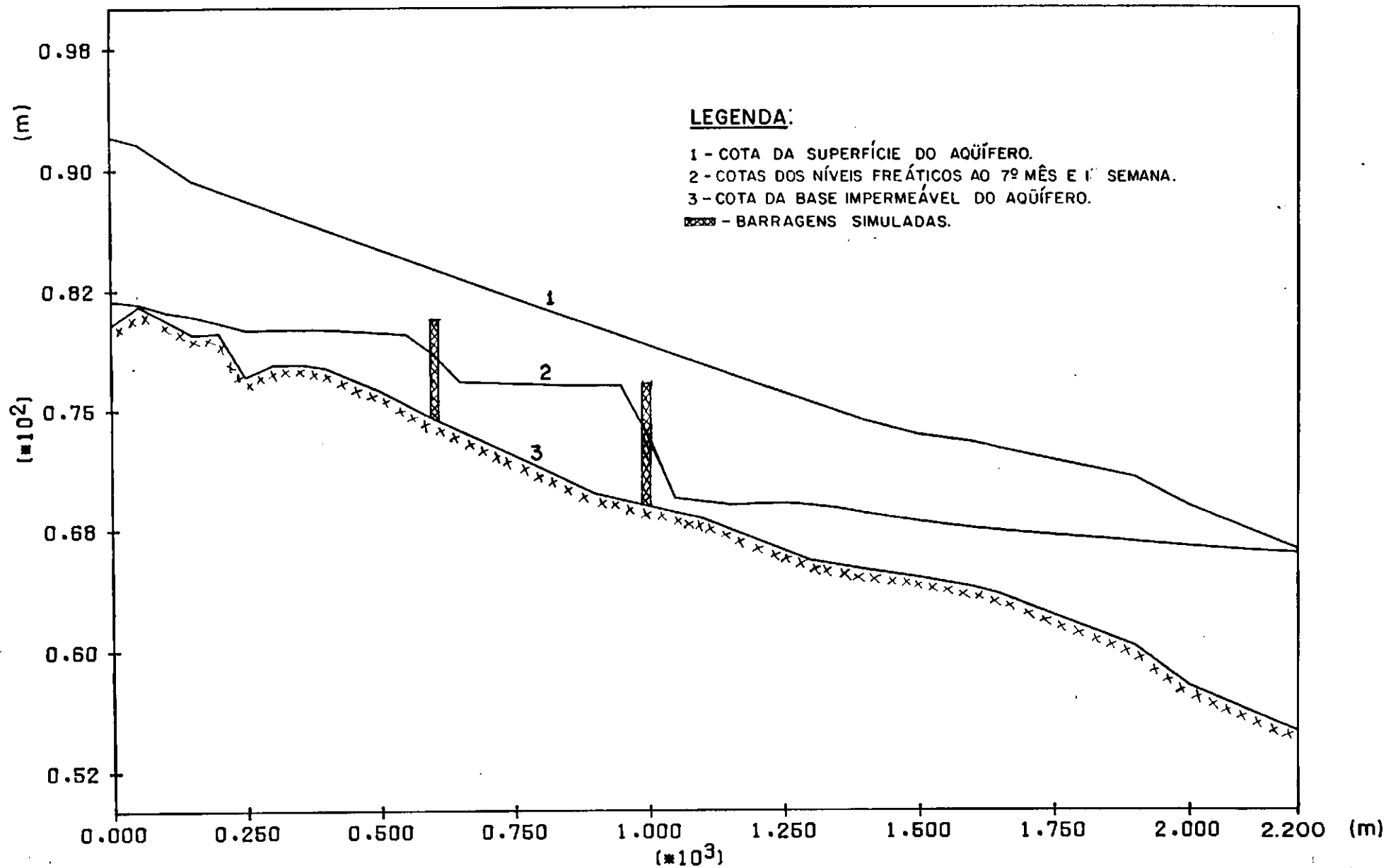


Figura 6.16-Resultado com barragens simulada a 600m e a 1.000m da origem.

6.7 - BARRAGENS SIMULADAS NOS NÓS " 9 " E " 21 " SIMULTANEAMENTE E " 9 " E " 22 " TAMBÉM DE MANEIRA SIMULTÂNEA

6.7.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Estas aplicações foram simuladas com o valor de condutividade hidráulica no nó 9, que corresponde a 400 m do início do trecho modelado de $7 \cdot 10^{-5}$ m/s e nos nós 21 e 22, que corresponde a 1.000 e 1.050 m respectivamente, com o valor de condutividade hidráulica de $1 \cdot 10^{-5}$ m/s e o valor da porosidade efetiva de 10 % em todos os nós onde foram simuladas as barragens, tendo os valores destes parâmetros a mesma justificativa do item 6.4.

Os valores das condutividades hidráulicas foram introduzidos no modelo para a simulação das barragens nos nós 9 e 21 na forma de arquivo como segue.

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	225	225	225	225	225	225	7	225	225	225
Nós	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	225	225	225	225	225	225	1	225	225	225
Nós	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	225	225	415	415	415	415	415	415	415	415	415	415
Nós	37	38	39	40	41	42	43	44	45			
$K \cdot 10^{-5}$ (m/s)	415	415	270	270	270	270	270	270	270			

Os valores das porosidades efetivas foram introduzidos para a mesma aplicação na forma de arquivo como segue.

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
S*10 ⁻² (%)	17	17	17	17	17	17	17	17	10	17	17	17	17	17	17	17	17
Nós	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
S*10 ⁻² (%)	17	17	17	10	17	17	17	17	17	19	19	19	19	19	19	19	19
Nós	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45						
S*10 ⁻² (%)	19	19	19	19	18	18	18	18	18	18	18						

Com relação a aplicação nos nós 9 e 22 simultaneamente os arquivos de entrada dos parâmetros hidrodinâmicos são os mesmos, com mudança apenas nos pontos de localizações, como é obvio.

6.7.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As figuras 6.17 e 6.18 mostram o rebaixamento do nível freático no oitavo mês de simulação, para as barragens localizadas nos nós " 9 e 21 " e " 9 e 22 " respectivamente, indicando que estas simulações são mais eficiente, que as dos itens 6.5 e 6.6, com um aumento do tempo de utilização do aquífero de dois meses. Embora estas simulações aumentem os custos de implantação, pois são duas barragens construídas ao longo do trecho à montante da nascente leste, atendendo as necessidades hídricas da região aquífera e ao objetivo proposto de mostrar soluções para o uso e manejo adequado destes recursos sem comprometer o potencial hídrico do aquífero.

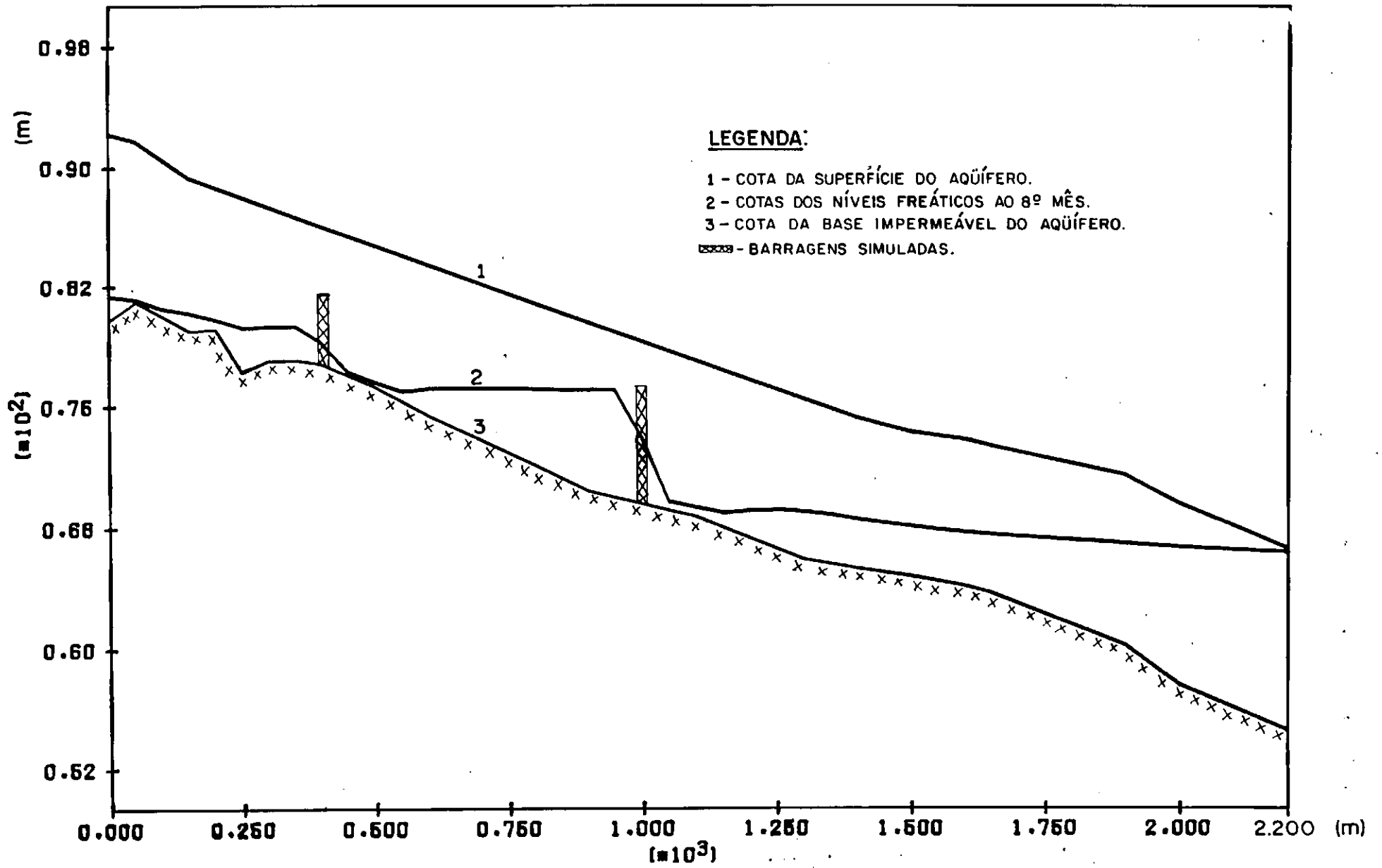


Figura 6.17 - Resultado com barragens simulada a 400m e a 1.000m da origem.

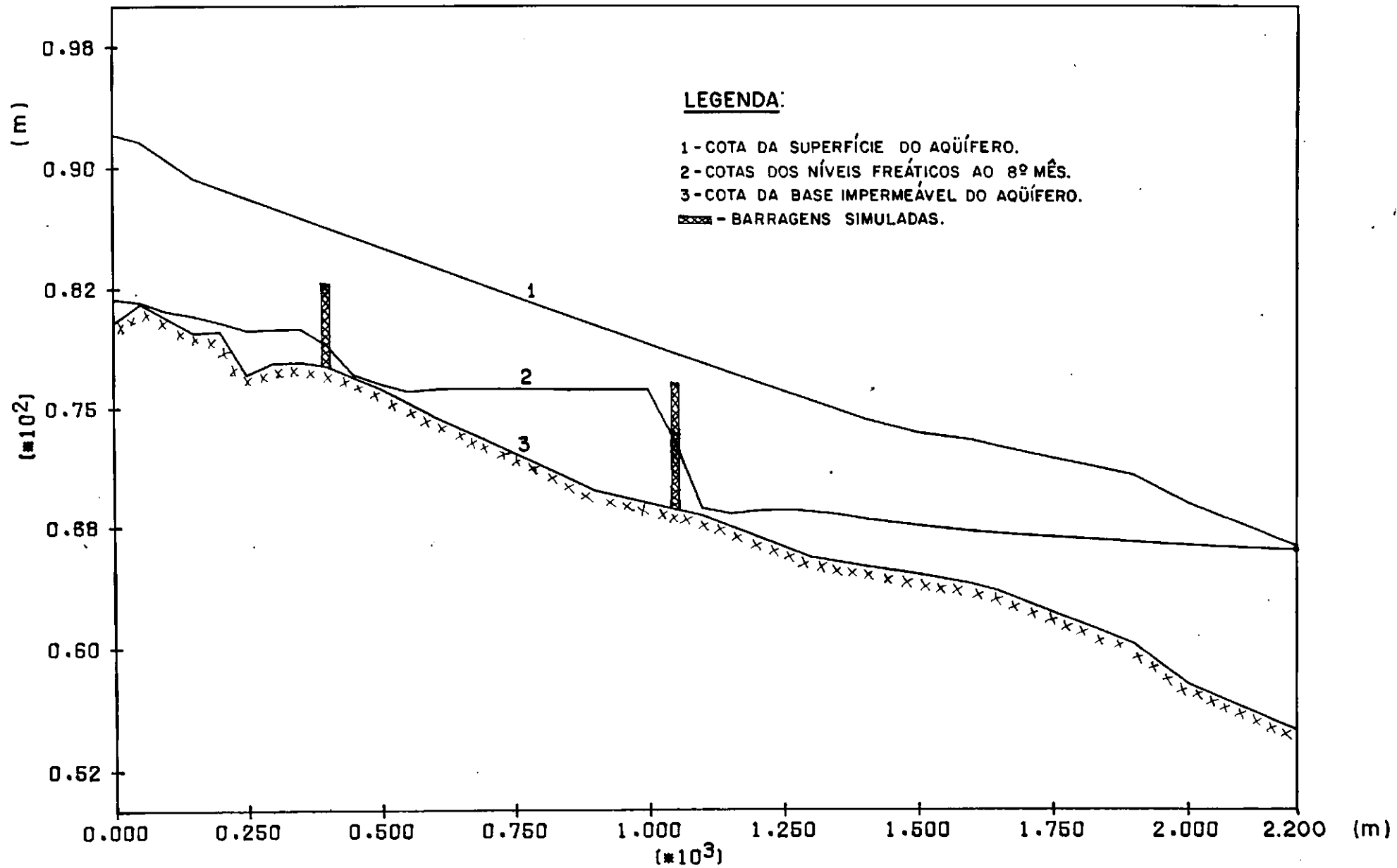


Figura 6.18-Resultado com barragens simulada a 400m e a 1.050m da origem.

A diferença básica entre estas duas aplicações, é que a simulação nos nós 9 e 22, obteve um aumento do volume armazenado de 700 m³ no oitavo mês de simulação em relação a aplicação nos pontos 9 e 21.

Conclui-se de uma maneira geral, que dentro das possíveis combinações citadas no item 6.6, estas foram as únicas, que aumentaram o tempo de simulação de seis para oito meses, sem comprometer o potencial hídrico do aquífero.

CAPÍTULO 07

07 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A utilização do modelo de fluxo unidimensional para este estudo em particular, apresentou resultados satisfatórios, atingindo os objetivos do trabalho.

O resultado da calibração foi bastante satisfatório, apresentando valores das condutividades hidráulicas e porosidades efetivas característicos do sistema aquífero aluvial da micro região de Catolé do Rocha-Pb e da ordem de grandeza dos encontrados nos testes de bombeamento.

A verificação dos dados calibrados foram satisfatórias, confirmando a validação do modelo nas aplicações do sistema aquífero aluvial característico do semi-árido do Nordeste.

O modelo identificou através do processo de calibragem e verificação, que as vazões de contribuições referentes a nascente leste são bem maiores que as das nascentes sul e noroeste juntas, isto foi uma grande contribuição do modelo neste estudo.

O trecho do aquífero à montante do afluente esquerdo (nascente leste), apresenta baixo potencial hidráulico, identificado pelo rebaixamento do nível freático no processo de calibração.

As vazões de bombeamento simuladas, indicam que o modelo é uma forte ferramenta para o planejamento dos recursos hídricos subterrâneos, tornando os aluviões como fonte de suprimento dos recursos hídricos da região estudada.

A simulação das duas barragens subterrâneas à montante do afluente leste, aumentaram significativamente as reservas exploráveis neste trecho do aquífero, constituindo uma forte ferramenta de intervenção artificial na modelagem numérica.

A flexibilidade do modelo em simular nos diversos pontos da malha vazões de demanda e barragens subterrânea, torna-se um instrumento importante, para o uso e manejo adequado dos recursos hídricos subterrâneos dos aluviões.

O modelo desenvolvido apresenta-se como uma valiosa ferramenta para o uso e manejo racionalizado dos recursos hídricos subterrâneos dos pequenos aquíferos aluviais do semi-árido do Nordeste do Brasil.

A técnica de calibração manual mostrou-se importante para o modelador, pois o mesmo adquire experiência com o modelo trabalhado e principalmente com o conhecimento de sensibilidade física do sistema, através das alterações dos parâmetros hidrodinâmicos.

A versatilidade do modelo através de suas respostas a diferentes tipos de aplicações, fornece valores dos níveis freáticos, vazões naturais e volume armazenado em quaisquer nós da malha unidimensional e no tempo estabelecido.

facilitando localizações de pontos com maiores potenciais hidráulico para instalações de poços de exploração e nós com menores potenciais hidráulico para intervenções de barragens subterrâneas ao longo do aquífero.

A partir dos conhecimentos adquiridos pelo modelador até o presente estudo, sugere-se algumas recomendações para trabalhos subseqüentes.

A implantação do maior número possível de piezômetros bem distribuídos ao longo do aquífero, para uma definição mais acurada da linha do nível freático e por um período maior de tempo, para obter uma série de dados históricos mais representativo do sistema aluvião.

Recomenda-se o uso deste modelo para a estação de inverno, com o objetivo de quantificar a taxa de infiltração proveniente diretamente do índice pluviométrico que ocorre sobre a bacia hidrográfica e sobre o escoamento superficial direto do leito do riacho Estrelo.

A escassez hídrica que ocorre e que mesmo com algumas simulações não foram supridas, é necessário uma investigação dos recursos hídricos superficiais disponíveis, recomendando-se um uso conjunto destes recursos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1984) Os Recursos de Água Subterrânea do Trópico Semi-Árido do Estado da Paraíba. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1990) Estruturas de Captação de Aquíferos Aluviais Ocorrentes na Região Semi-Árida do Estado da Paraíba. In: Anais VI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 205 - 210, Porto Alegre-RS.
- BEAR, J. (1979) Hydraulics of Groundwater. Israel, Macgrow Hill Series in Water Resources and Enviromentall Engeneering. P. 567.
- BEAR, J. & VERRUIJT, A. (1987) Modelling Groundwater Flow and Pollution - Teory and Transport in Porous Media. Dordrecht - Holand. D. Reidel Publishing Company, P. 414.
- CIRILO, J. A. & CABRAL, J. P. (1989) Modelos de Água Subterrânea. In: Métodos Numéricos em Recursos Hídricos, Luis Carlos Wrobel et alii. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, Cap. 5, Vol. 1, P. 302 - 377, Rio de Janeiro-RJ.
- CLEARY, R. W. (1989) Águas Subterrâneas. In: Engenharia Hidrológica. Fabio Ramos, et alii. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, Cap. 5, V. 2, P. 293 - 404. Editora da UFRJ, Rio de Janeiro-RJ.

- CORREA, N. R. (1990) Planejamento e Gerenciamento de Recursos Hídricos. Apostila do Segundo Curso, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- COSTA, W. O. (1986) O Aquífero Aluvial e sua Exploração Racional. In: Anais 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 467 - 478, São Paulo-SP.
- CRUZ, W. B. da; SILVA, A. B. da & FREIRE, A. O. (1986) Modelo Matemático do Aquífero Aluvionar de Ipatinga - Minas Gerais. In: Anais 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 467 - 478, São Paulo-SP.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1976) Hidrologia Subterrânea. Barcelona - Espanha. Ediciones Omega S.A Tomo II.
- FAUST, C. R. & MERCER, J. W. (1980) Groundwater Modelling- Recent Developments, U.S.A. V. 18, No 6, P. 569 - 577, Groundwater. Novembro - Dezembro.
- FREEZE, R. & CHERRY, J. A. (1979) Groundwater. New Jersey - U.S.A. Prentice - Hall, Inc. Englewood Cliffs, P. 604.
- GALVÃO, C. O. (1990) Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Micro-Baciais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- GOMES, C. C. (1990) Modelagem Matemática para Estudo de Comportamento de Aquífero Aluvial Represado por Barragem Subterrânea. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-Ce.

- KASHEF, Abdel - Aziz (1986) Groundwater Engineering. McGraw-Hill Book Company, New York.
- KINZELBACH, W. (1986) Groundwater Modelling - An Introduction With Simple Programs in Basic. Elsevier, Amsterdam.
- MEIER, W. (1987) Modelagem Numérica de Fluxo de Água Subterrânea pelo Método das Diferenças Finitas - uma Introdução. In: I Curso de Métodos Avançados em Hidrologia Aplicada, Parte I, (apostila), Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- MONTENEGRO, A. A.; RIGHETTO, A. M. & SINELI, O. (1988) Modelação do Manancial Subterrâneo de Ribeirão Preto. 1 - Descrição do Domínio 2 - Modelação Matemática. In: Anais do 5º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 32 - 51, São Paulo-SP.
- PRICKETT, T. A. (1975) Modelling Techniques for Grounwater Evolution. In: Advances in Hydroscience, Chow, V. Academic Press, Cap. 01, V. 10, P. 1 -128, New York.
- REBOUÇAS, A. C. (1987) Técnicas de Modelação Matemática de Uso Conjunto Água Superficial e Água Subterrânea. In: I Curso de Métodos Avançados em Hidrologia Aplicada, parte I, (apostila), Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- RÉGO, J. C. & ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1986) Estudos de Avaliação e Utilização Racional dos Recursos Hídricos Subterrâneo dos Aluviais da Micro-Região de Catolé do Rocha-

- Pb. Relatório de Atividades Técnicas, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- RÉGO, J. C. & ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1987) Estudos de Avaliação e Utilização Racional dos Recursos Hídricos Subterrâneo dos Aluviais da Micro-Região de Catolé do Rocha-Pb. Relatório de Atividades Técnicas, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- RÉGO, J. C. & ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1988) Estudos de Avaliação e Utilização Racional dos Recursos Hídricos Subterrâneo dos Aluviais da Micro-Região de Catolé do Rocha-Pb. Relatório de Atividades Técnicas, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- RÉGO, J. C.; ALBUQUERQUE, J. do P. T. & BOOCHS, P (1990) Modelo de Fluxo e de Manejo de um Aquífero Aluvial da Região do Semi-Árido Paraibano. In: Anais 6º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 112 - 116. Porto Alegre-RS.
- RÉGO, J. C. & ALBUQUERQUE, J. do P. T. (1990) Estimativas de Demandas de Água no Trecho Aluvial do Riacho Estrelo - Catolé do Rocha-Pb. Trabalho não publicado, P. 4, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-Pb.
- ROBERT, B. (1986) Groundwater. Elsevier Applied Science Publishers, second Edition, London and New York.
- SANTOS, N. C. F.; RÉGO, J. C. & ALBUQUERQUE, J. P. T. de (1991) Estudo do Comportamento de Aquíferos Aluviais no Período Seco no Semi-Árido do Nordeste Brasileiro. In: Anais do IX

Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos - ABRH, V. I, P. 244 -253, Rio de Janeiro-RJ.

SEMANAPALLI, S. K. V. (1986) Mathematical Modelling of Aquifer Systems in the Sumé Valley. In: Anais do 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas - ABAS, P. 426 - 433, São Paulo-SP.

TODD, D. K. (1964) Groundwater. In: Chow, V. T. (ed.) Handbook of Applied Hydrology, section 13.

WANG, A. (1982) Introduction to Groundwater Modelling - Finite Difference and Finite Element Method, Ed. Freeman & Co. S. Francisco.

WROBEL, L. C. (1989) Introdução aos Métodos Numéricos. In: Métodos Numéricos em Recursos Hídricos. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, Cap. 1, Vol. 1, P. 2 - 88, Rio de Janeiro-RJ.