



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Ciências e Tecnologia
Curso de Pós Graduação em Engenharia Civil
Área de Engenharia de Recursos Hídricos
Aluna: *Núbia Bezerra Monteiro.*

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MODELAMENTO MATEMÁTICO PARA SIMULAÇÃO DO FLUXO SUBTERRÂNEO NO AQUÍFERO ALUVIAL NO SEMI-ÁRIDO DE SANTA LUZIA-PB

Campina Grande - Paraíba

Novembro de 1997

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL
ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MODELAMENTO MATEMÁTICO PARA SIMULAÇÃO
DO FLUXO SUBTERRÂNEO NO AQUIFERO ALUVIAL
NO SEMI-ÁRIDO DE SANTA LUZIA-PB**

Aluna: *Núbia Bezerra Monteiro.*
Orientador: *Hans Dieter Max Schuster - Dr.*
Co-Orientador: *Vajapeyam Srirangachar Srinivasan - Ph. D.*

Campina Grande - Paraíba

Novembro de 1997

Núbia Bezerra Monteiro

**MODELAMENTO MATEMÁTICO PARA SIMULAÇÃO DO
FLUXO SUBTERRÂNEO NO AQUÍFERO ALUVIAL NO SEMI-
ÁRIDO DE SANTA LUZIA-PB**

Dissertação de mestrado apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos - DEC/CCT/UFPB, Campus II, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Orientador:

Prof. Dr. Hans Dieter Max Schuster.

(DMG - CCT - UFPB)

Co-Orientador:

Prof. Vajapeyam Srirangachar Srinivasan - Ph.D.

(DEC - CCT - UFPB)

Campina Grande

UFPB / CAMPUS II / CCT / DEC

Novembro de 1997



M791m

Monteiro, Núbia Bezerra.

Modelamento matemático para simulação do fluxo subterrâneo no aquífero aluvial no semi-árido de Santa Luzia-PB / Núbia Bezerra Monteiro. - Campina Grande, 1997. 77 f.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, 1997.

Referências.

"Orientação : Prof. Dr. Hans Dieter Max Schuster, Prof. Dr. Vajapeyam Srirangachar Srinivasan".


1. Aquífero Aluvial. 2. Fluxo Subterrâneo. 3. Semi-árido - Santa Luzia (PB). 4. Dissertação - Engenharia Civil. I. Schuster, Hans Dieter Max. II. Monteiro, Bernardo Silva. III. Srinivasan, Vajapeyam Srirangachar. IV. Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande (PB). V. Título

CDU 556.33(043)

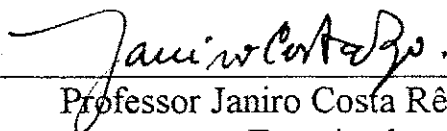
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APROVADA EM: 27/11/97




Professor Dr. Hans Dieter Max Schuster
Orientador



Professor Vajapeyam Srirangachar Srinivasan - Ph. D.
Co-Orientador



Professor Janiro Costa Rêgo - M. Sc.
Examinador



Professor Tumkur Rajarao Gopinath - Ph. D.
Examinador

Campina Grande - PB
Novembro de 1997.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, pelo maravilhoso presente que me foi dado que é a vida.

À UFPB, a todas as pessoas da pós-graduação em Engenharia Civil e particularmente aos professores, representados pelos coordenadores, professores Vajapeyam Srirangachar Srinivasan e Gledsneli Maria Lins. Agradeço ainda ao professor Seemanapalli Venkata Kameswara Sarma pelas contribuições diretas ou indiretas a este trabalho. Aos técnicos qualificados do Laboratório de Hidráulica, sobretudo a Ismael e Ronaldo que souberam se fazer presente quando solicitados.

Agradecimentos especiais ao orientador professor Dr. Hans Dieter Max Schuster, pela orientação, dedicação, empenho e ensinamentos ministrados, salientando ainda o estímulo e a solicitude indispensáveis ao desenvolvimento deste trabalho de dissertação.

Ao meu colega de trabalho e amigo Wellington de Medeiros Meira, aluno de Iniciação Científica do CNPq, sob orientação do professor Hans Dieter Max Schuster.

Aos meus colegas do mestrado, sobretudo a Fernando Fernando da Silva pelas contribuições e correções feitas ao trabalho.

Ao CNPq, pelo seu importante apoio à pesquisa científica no país.

Aos meus familiares que souberam compreender e aceitar a minha ausência. Sobretudo, a minha irmã Zenaide Bezerra Monteiro e ao meu cunhado Arlindo José Bazante que foram tão importantes no desempenho deste trabalho.

E a todos as demais pessoas que de alguma forma contribuíram na elaboração desta dissertação de mestrado.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
<i>1.1. Os Objetivos do Modelamento Hidrológico</i>	2
1.1.1. Objetivos Gerais	2
1.1.2. Objetivos Específicos	3
<i>1.2. Metodologia Adotada</i>	4
2. OS DIVERSOS ASPECTOS DE UM MODELO DE FLUXO SUBTERRÂNEO 8	
<i>2.1. O Modelo Conceitual de um Aquífero</i>	8
2.1.1. A Geomorfologia	9
2.1.2. A Hidrogeologia e a Hidrologia	10
<i>2.2. O Modelo Matemático de Fluxo de Água Subterrânea</i>	17
2.2.1. Introdução	17
2.2.2. Descrição dos Parâmetros e da Variável do Sistema Aquífero ...	18
2.2.3. A Abordagem dos Modelos Bidimensionais	19
<i>2.3. A Formulação Matemática do Modelo</i>	20
2.3.1. A Equação do Fluxo Subterrâneo no Aquífero Freático	20
2.3.2. A Equação do Fluxo em Diferenças Finitas	22
2.3.3. A Solução do Sistema de Equações Lineares de Fluxo	29
3. AS CARACTERÍSTICAS DO AQUÍFERO ALUVIAL DO RIACHO CHAFARIZ	33
<i>3.1. O Clima</i>	35
3.1.1. Classificação Climática	35
3.1.2. Temperatura	35
3.1.3. Umidade Relativa do Ar	35
3.1.4. Insolação	36

3. 1. 5. Velocidade do Vento	36
3. 1. 6. Evaporação.....	37
3. 1. 7. Regime Pluviométrico	37
3. 2. <i>A Agropecuária</i>	38
3. 2. 1. <i>A Vegetação</i>	38
3. 2. 2. <i>A Pecuária</i>	40
3. 3. <i>A Área de Modelamento</i>	40
3. 3. 1. <i>A Topografia</i>	42
4. O DESENVOLVIMENTO DO MODELO	45
4. 1. <i>O Programa Computacional do Modelamento</i>	45
4. 2. <i>O Design do Modelo do Riacho Chafariz</i>	47
5. APLICAÇÃO DO MODELO	52
5. 1. <i>A Calibração do Modelo</i>	52
5. 2. <i>A Verificação do Modelo</i>	59
5. 2. 1. <i>Generalidades</i>	59
5. 2. 2. <i>A Simulação Não-Estacionária</i>	60
5. 3. <i>A Previsibilidade do Modelo</i>	64
5. 3. 1. <i>Generalidades</i>	64
5. 3. 2. <i>A Simulação de Bombeamento</i>	65
5. 3. 3. <i>A Simulação dos Efeitos das Barragens Submersas</i>	67
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	71
7. BIBLIOGRAFIA	72
8. ANEXOS	76

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Fluxograma das etapas de modelamento	5
Figura 2 - Classificação dos depósitos aluviais (Fonte: COSTA, 1996)	15
Figura 3 - Representação esquemática de um aquífero freático em interação mútua com um rio	23
Figura 4 - Balanço hídrico para o elemento 0.....	24
Figura 5 - Esquema de uma malha de 3x3 nós.....	28
Figura 6 - Matriz de coeficientes de dimensão 9x9	28
Figura 7 - Mapa de localização da área de estudo confeccionado a partir de aerofotos na escala de 1:20000.....	43
Figura 8 - Mapa da sub-bacia hidrográfica de drenagem Rio Seridó	44
Figura 9 - Perfil topográfico longitudinal do sistema Riacho Chafariz	44
Figura 10 - Níveis piezométricos e pluviométricos no Riacho Chafariz.....	49
Figura 11 - Discretização e zoneamento da área de estudo do Riacho Chafariz	53
Figura 12 - Fluxo não-confinado de um aquífero estratificado verticalmente	56
Figura 13 - Gráfico B7 - Resultados da simulação variando as bases aluviais em relação à forma/largura aluvial (meandrado, largura variável), Gráfico C7 - Resultados	

da simulação das várias formas/larguras com relação à base do aluvião (74 m variável).....	58
Figura 14 - Resultados da simulação estacionária mostrando as linhas de fluxo com marcas de tempo de 100 dias e as linhas de nível freático ($h_{\text{máx}} = 95 \text{ m}$, $h_{\text{mín}} = 75 \text{ m}$, $\Delta h = 1 \text{ m}$).....	60
Figura 15 - Resultados de uma simulação não-estacionária (38 semanas) do poço P3 em função da taxa de recarga semanal, apresentando 4 curvas freáticas sob várias tensões hidrológicas diferentes.....	62
Figura 16 - Simulação de bombeamento durante duas vezes ao dia com duas horas de duração.....	66
Figura 17 - Simulação de bombeamento durante dois dias o dia todo	66
Figura 18 - Desenho esquemático da barragem submersa no aluvião	68
Figura 19 - Mapa de nível freático do aluvião modelado (isolinhas de carga hidráulica em metros).....	69
Figura 20 - Gráfico carga versus tempo da simulação com barragens	70
Figura 21 - Gráfico carga versus tempo da simulação sem barragens	70
Figura A1 - Resultados da simulação variando as bases aluviais com relação à forma/largura aluvial.....	77
Figura A2 - Resultados da simulação variando a forma/largura aluvial com relação à base aluvial.....	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Reservas mundiais de água subterrânea segundo diversos autores.....	1
Tabela 2 - Temperatura média mensal.....	35
Tabela 3 - Umidade relativa mensal em %	36
Tabela 4 - Insolação média mensal-horas diária de sol	36
Tabela 5 - Velocidade do vento média em m/s	35
Tabela 6 - Evaporação potencial média mensal	36
Tabela 7 - Precipitação média mensal	36
Tabela 8 - Proporção da vegetação da sub-bacia em estudo	38
Tabela 9 - Os dados de campo do ano de 1988 (OLIVEIRA, 1992)	50
Tabela 10 - Dados do perfil longitudinal (OLIVEIRA, 1992)	56
Tabela 11 - As combinações realizadas de simulação variando uma vez o fundo do aluvião em relação à forma aluvial (Linha) e, outra vez, a forma aluvial em relação ao fundo aluvial (Coluna) com e sem potencial definido nos poços.....	57
Tabela 12 - Gráficos que fazem parte das figuras	57
Tabela 13 - Taxa de precipitação medida, taxas de recarga e evaporação estimadas para a calibração não-estacionária do poço P3 no período 08/01 a 24/09/1988.....	63

LISTA DE SÍMBOLOS

A	(m ²)	área da seção vertical
b	(m)	distância do datum até o embasamento cristalino
b_r	(m)	distância do datum até o fundo do rio
E	(mm/ano)	evaporação
g	(m/s ²)	aceleração gravitacional
h	(m)	carga hidráulica
h_r	(m)	carga hidráulica no rio
h_p	(m)	carga hidráulica de pressão hidrostática
h_z	(m)	carga de elevação
I	(h/d)	insolação
K	(m/s)	condutividade hidráulica ou permeabilidade
K_L	(m/s)	condutividade hidráulica de leakage
$[K]$	(m/s)	tensor simétrico de condutividade hidráulica
		$[K] = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} \\ K_{xy} & K_{yy} \end{bmatrix}$
L	(1/s)	fator de "leakage" ou vazamento
m_L	(m)	espessura da camada confinante
n	(-)	porosidade
n_{ef}	(-)	porosidade efetiva
\bar{n}	(-)	vetor unitário perpendicular ao contorno
P	(mm/ano)	precipitação
p	(kg/m/s ²)	pressão hidrostática
q	(m ³ /s/m ²)	vazão específica ou fluxo específico
q_E	(m ³ /s/m ²)	vazão específica de extração
q_I	(m ³ /s/m ²)	vazão específica de infiltração
q_L	(m ³ /s/m ²)	vazão vazante específica
Q	(m ³ /s)	descarga (-) ou recarga(+) ou fluxo
Q_E	(m ³ /s)	vazão extraída
Q_I	(m ³ /s)	vazão de infiltração

Q_L	(m ³ /s)	vazão vazante
Q_s	(m ³ /s)	taxa volumétrica armazenada
R	(-)	fator de relaxação
S	(-)	coeficiente de armazenamento
S_y	(-)	rendimento específico
S_R	(-)	retenção específica
t	(s)	tempo
$[T]$	(m ² /s)	tensor simétrico de transmissividade
		$[T] = \begin{bmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{xy} & T_{yy} \end{bmatrix}$
T	(m ² /s)	transmissividade
T_I, T_J	(m ² /s)	transmissividade nas direções x e y
U_a	(%)	umidade relativa do ar
V	(m/s)	velocidade média do vento
x, y	(m)	coordenadas horizontais
\vec{v}	(m/s)	vetor da velocidade de filtro
v_D	(m/s)	velocidade aparente ou velocidade de Darcy
v_R	(m/s)	velocidade real ou velocidade nos poros
$\Delta x, \Delta y$	(m)	distâncias na malha nas direções x e y
z	(m)	coordenada vertical ou elevação vertical
θ	(-)	função de degrau (step function)
$\vec{\nabla}$	(1/m)	operador nabla em duas dimensões
		$\vec{\nabla} = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$
ρ	(kg/m ³)	densidade ou massa específica
Δ	(-)	diferença

RESUMO

Os aquíferos aluviais do Nordeste do Brasil têm grande importância sócio-econômica para os pequenos agricultores da região e devem ser explorados adequadamente. Porém, eles tem sido pouco investigados hidrologicamente. O tema desta dissertação faz parte de um estudo integrado de um projeto bilateral existente entre o Departamento de Hidrologia da Universidade Técnica em Hannover-Alemanha e do Laboratório de Hidráulica do Departamento de Engenharia Civil do CCT/UFPB em Campina Grande-PB.

Nesta dissertação aqui apresentada se estudou com métodos numéricos computacionais as propriedades hidrogeológicas de um aquífero aluvial com extensão de cerca de 5 km de largura variando de 50 m até 400 m e uma espessura irregular de 1 m até 10 m selecionado perto da cidade de Santa Luzia-PB. Como dados de entrada neste modelamento serviram as medições de campo adquiridas no ano de 1988 (OLIVEIRA, 1992) pelo projeto PB-41 do programa de desenvolvimento científico e tecnológico do Nordeste (PDCT-NE).

Nestes estudos realizados durante os anos de 1987-89 (SCHUSTER et al., 1990) foi iniciado pela primeira vez um modelamento numérico computacional com um modelo hidrogeológico unidimensional, o qual foi simples demais para simular adequadamente a situação hidrogeológica do aluvião em estudo.

Nesta dissertação utilizou-se o modelo bidimensional para simulação. Um enfoque especial foi dado para a calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do aluvião em estudo antes de simular a evolução do nível freático com tempo incluindo o efeito de recarga e evaporação anual a partir das taxas de precipitação medidas e valores empíricos de evaporação regional. No final deste estudo foi tentado estabelecer um modelo racional para simular os efeitos de bombeamento na área para irrigação e das duas barragens submersas instaladas no curso do aluvião nos anos de 1954 pelos moradores da região depois dos anos de seca de 1951-52.

Os resultados deste modelamento mostram ainda grandes deficiências por falta de mais dados de campo e portanto servirá como um modelo inicial para futuras novas simulações com base em novos dados a serem adquiridos.

ABSTRACT

The alluvial shallow aquifers in the Northeast of Brazil have great social-economic importance for the small farmers of the region, if they are adequately exploited. However, they are scarcely hydrologically investigated. The subject of this dissertation is part of a bilateral project that exists between the Hydrology Department of The Technical University in Hannover, Germany and the Civil Hydraulic Laboratory of the CCT/UFPB in Campina Grande- PB.

This dissertation is an attempt to study, with numerical computational methods, hydrogeological properties of an alluvial aquifer with a 5 km length, a 50 to 400 m width and an irregular thickness of 1m to 10m chosen near to Santa Luzia city - PB. The field measurements collected in 1988 (**OLIVEIRA, 1992**) by the B-41 project of the Northeast scientific and technological development program (PDCT-NE) were used as the input data in this modelling.

In these studies carried out during 1987-1989 (**SCHUSTER et al., 1990**) for the first time a numerical computational modelling was initiated with a one-dimensional hydrogeological model, that was too simple to meet the hydrogeological situation of the alluvium in study.

In this dissertation a bidimensional model was used. A special approach was given for the calibration of hydrodynamical parameters of the alluvium studied before simulating the evolution of the freatic level with the time, implementing the recharge and evaporation effect from the precipitation rates measured and empirical values of the regional evaporation. At the end of this study it was tried to establish a reasonable model to simulate the effects of pumping in the irrigation area, still rudimentary in this region, and of the two submersed dams installed in the flow of the alluvium in the 1954 year by the region's dwellers after the draught years in 1951-52.

The modelling results show that there are still great deficiencies due to the lack of more experimental data and can only be used as an initial model for future simulations with new data.

1. INTRODUÇÃO

A água subterrânea participa com mais de 95 % da água doce do planeta. Portanto, é uma fonte vital para o abastecimento de águas, principalmente em regiões durante os verões áridos ou secas prolongadas, onde os rios não são perenes. Logo, se quisermos usá-la adequadamente devemos administrá-la e protegê-la de forma racional. Cada vez mais frequentemente tem ocorrido problemas de superbombeamento de aquíferos e poluição de águas subterrâneas. Para se evitar estes tipos de problemas ao meio ambiente, muitas vezes irreversíveis, é necessário se prever as reações dos aquíferos ao impacto humano tanto em relação a qualidade como a quantidade de água no subsolo.

As reservas mundiais de água subterrânea apresentam valores divergentes para alguns autores, dentre eles podemos citar: (Quadro 1).

Autores:	Dados dos autores consultados:	Reservas (km ³)
BOWER (1978)	NACE (1971) e FETH (1973)	8,4 x 10 ⁶
FREEZE e CHERRY (1979)	NACE (1971)	60 x 10 ⁶
HEAT (1983)	LVOVITCH (1970)	4 x 10 ⁶

Tabela 1 - Reservas mundiais de água subterrânea segundo diversos autores.

Fonte: RAMOS et al., 1979.

A região Nordeste do Brasil apresenta três tipos de climas: sub-amazônico, litorâneo e semi-árido (ATLAS GEOGRÁFICO DO ESTADO DA PARAÍBA, 1985). O clima sub-amazônico (tropical úmido) está localizado no estado do Maranhão e setores do Piauí. O clima litorâneo se estende ao longo da costa, com agricultura próspera e precipitação com regularidade anual. O clima semi-árido nordestino ocupa uma área de 839.396 km², ocupando 54 % da região, sendo denominada de *Polígono das Secas* e extrapola os limites da região Nordeste, atingindo alguns municípios do estado de Minas Gerais.

O estado da Paraíba tem clima semi-árido em 77 % de sua área. O semi-árido da Paraíba apresenta baixos índices de pluviosidade e alta taxa de evaporação, ocasionando um déficit hídrico. No semi-árido existe a maior incidência de estiagem, onde ocorre de 81 % a 100 % das secas registradas na região Nordeste. Segundo dados de setores governamentais, em 1993 a seca reduziu o rebanho da Paraíba em 20 %. As pequenas propriedades rurais que estão inseridas no *Polígono das Secas* representam 91 % do total das propriedades. Aproximadamente 70 % da produção das culturas de subsistência são produzidas por estas pequenas propriedades.

Os aquíferos aluviais e rasos do Nordeste têm grande importância sócio-econômica para o pequeno agricultor, porém precisam ser explorados adequadamente. Sendo pouco investigados hidrologicamente (ALBUQUERQUE, 1984).

Os órgãos governamentais e regionais necessitam de informações mais detalhadas do sistema hidráulico e de metodologias modernas e eficientes para se prognosticar modelos de gerenciamento de recursos hídricos a longo prazo.

O modelamento numérico do aluvião Riacho Chafariz a 5 km a leste de Santa Luzia-PB se baseou principalmente nos dados disponíveis de campo adquiridos em uma campanha de perfurações com trado manual e teste de bombeamento. (OLIVEIRA, 1992). Foi utilizado o Método de Diferenças Finitas em um programa de computação de nome Aquifer Simulations Modell - ASM, (KINZELBACH & RAUSCH, 1995).

1. 1. Os Objetivos do Modelamento Hidrológico

1. 1. 1. Objetivos Gerais

O planejamento e o gerenciamento dos recursos de água subterrânea, bem como a proteção e a descontaminação de aquíferos poluídos dependem da habilidade em se quantificar os fenômenos de fluxo e de transporte em sistemas aquíferos. A quantificação pode ser feita tanto pelas medidas de campo quanto pelo modelamento matemático. A abordagem do levantamento de campo é a mais direta e a mais acurada, contudo, ela é raramente usada sozinha, devido aos altos custos despendidos.

O modelamento matemático para simulação do fluxo subterrâneo é uma ferramenta poderosa na mão do hidrólogo moderno. Atualmente, por meio dos computadores potentes de menor porte e um *software* profissional para um procedimento numérico eficiente e rápido. Usando-se um pacote de programas de *pós-processamento* para a visualização adequada dos resultados da simulação. Seus resultados ajudam muito aos órgãos públicos na tomada de decisões adequadas e planejamento racional, no gerenciamento e monitoramento dos aquíferos vulneráveis como fonte indispensável de abastecimento de água e seu aproveitamento para diversos usos. A combinação da experiência dos profissionais de campo com os especialistas em modelamento matemático auxilia nas interpretações das situações hidrológicas atuais e/ou nas previsões futuras nas áreas econômica e ecológica.

Seria difícil encontrar hoje em dia um grande projeto de água subterrânea que não usasse modelamento matemático de uma forma ou de outra. O uso do modelamento matemático de simulação visa a redução dos custos nas fases de planejamento e de execução do levantamento hidrológico na área de estudo. O modelamento também é aplicado na localização adequada dos poços de observação e de abastecimento de água, na delimitação das áreas de proteção dos poços de abastecimento, na previsão do destino e do transporte de poluentes na água subterrânea e naturalmente na otimização racional dos recursos de água subterrânea.

Os modelos matemáticos aumentam o conhecimento sobre o sistema aquífero em estudo. Eles tentam representar uma versão simplificada do que frequentemente é um sistema complexo. Logo, os resultados de cada modelamento são imperfeitos, mas, de qualquer modo, quando usados em conjunto com experiência e com dados de campo, eles nos ajudam a tomar decisões técnicas melhor do que seria possível por outros meios. Eles são particularmente úteis quando muitas alternativas são comparadas dentro de um mesmo projeto hidrológico, mostrando que uma alternativa é superior a várias outras.

1. 1. 2. Objetivos Específicos

Fazer a calibração dos parâmetros hidrodinâmicos no modelo matemático com a utilização de programas de simulação digital, determinando-se os parâmetros

hidrodinâmicos. Posteriormente comparar com os dados de campo existentes (OLIVEIRA, 1992) no regime *estacionário*. Serão simuladas na situação transiente ou não-estacionária em um período de janeiro de 1988 a agosto de 1989 em conjunto com os dados de campo existentes. Predizer sobre o comportamento do aluvião simulado sob tensões hidrológicas, tais como: bombeamento de poços, represa por causa das barragens submersas existentes neste aluvião e os efeitos da estiagem e da chuva.

1. 2. Metodologia Adotada

Os modelos matemáticos são técnicas que representam as alternativas propostas de solução e simulam condições reais que poderiam ocorrer. O modelamento simula condições planejadas e soluções para os problemas existentes. O modelo matemático deve ser visto como uma ferramenta de apoio que simula alternativas propostas e não resolve por si só o problema, cabendo isto aos seus usuários.

1. 2. 1. Etapas do Modelamento Matemático

Foram seguidas as seguintes etapas de modelamento para a simulação do fluxo de água subterrânea (figura 1):

a. Definir os Fins de Modelamento Hidrogeológico

Estabelecimento dos fins (motivação, objetivo) determinando as leis e equações básicas que resolverá.

b. Modelo Conceitual do Sistema

As unidades do sistema hidrostático e as condições de contorno são identificadas. Os dados de campo são coletados incluindo informações do balanço hídrico e os dados necessários para assumir os valores para os parâmetros do aquífero e tensões hidrológicas. (Durante este estágio é recomendado visitas ao campo).

c. Modelo Matemático

As equações diferenciais parciais de segunda ordem, do tipo Poisson para o regime estacionário e equações do tipo Fourier para o caso não-estacionário serão usadas para simular matematicamente o fluxo subterrâneo do aquífero.

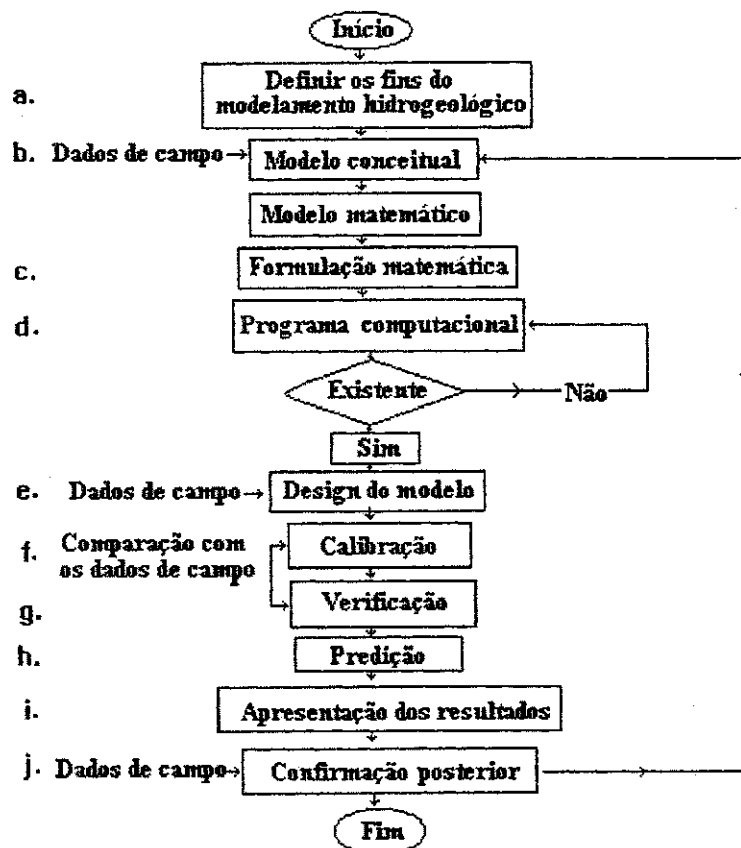


Figura 1 - Fluxograma das etapas do modelamento

Fonte: ANDERSON & WOESSNER, 1991.

d. Formulação Matemática

O modelo conceitual é colocado em forma de modelamento factível. Inclui-se o desenho da malha, seleção dos passos, colocação das condições de contorno, condições iniciais, seleção preliminar dos valores dos parâmetros e tensões hidrológicas do aquífero.

e. Programa Computacional

Caso existam programas computacionais se faz uma seleção dos mesmos. Deve-se levar em consideração à aplicabilidade dos programas computacionais com os problemas existentes. Caso não haja programas computacionais, é necessário a confecção dos mesmos.

f. Design do Modelo

Compilação de todas as partes da simulação do modelo concebido, tais como: dados de campo, condições de contorno, condições iniciais, parâmetros hidrodinâmicos, etc., no programa de modelamento planejado.

g. Calibração

Os parâmetros hidrodinâmicos (a condutividade hidráulica e o coeficiente de armazenamento) como dados de entrada serão ajustados pelo método direto (tentativa e erro) e pelo método inverso (método de mínimos quadrados) para atingir uma melhor aproximação entre os valores calculados e os valores observados.

h. Verificação

Visa estabelecer o grau de confiança no modelo usando os valores de parâmetros calculados.

i. Predição

Quantifica a resposta do sistema para o eventos futuros.

j. Apresentação dos Resultados

A apresentação clara do design do modelo e dos resultados é essencial para a comunicação efetiva do modelamento feito.

I. Confirmação Futura

A confirmação futura é conduzida vários anos depois do estudo de modelamento ser completado. Novos dados de campo são coletados para determinar quão correta estava a predição. Se a predição for precisa, o modelo é validado para um lugar particular.

m. Redefinição do Modelo

Normalmente a confirmação do sistema mostra novos parâmetros para a compreensão do comportamento do sistema que podem significar mudanças no modelo conceitual ou mudanças nos parâmetros de modelamento.

A área em estudo apresenta uma faixa estreita de depósitos aluviais ao longo do Riacho Chafariz, com um comprimento de 4,5 km e uma largura variando de 60 m a 250 m. É delimitada na parte jusante por um vertedor de concreto construído pelos agricultores da região e se estende por cerca de 4,5 km à montante. Além da recarga proveniente das precipitações e escoamentos superficiais das montanhas delimitadas na parte jusante a área é abastecida por um afluente de maior importância na ponte próxima à BR 230 no seu alto curso, onde se encontra a sua maior largura com cerca de 400 m. A parte jusante do Riacho Chafariz após o vertedor termina no açude principal da cidade de Santa Luzia - PB.

2. OS DIVERSOS ASPECTOS DE UM MODELO DE FLUXO SUBTERRÂNEO

Um estudo detalhado sobre o comportamento hidráulico de um aluvião do tipo aluvial foi realizado na área do curso inferior do rio Encanto-RN (MELO et al., 1987). Neste aluvião de extensão de 19 km foram realizados vários levantamentos de campo de maior detalhe com relação ao número das perfurações e dos testes de bombeamento realizados. No total foram executadas 63 sondagens com trado de mão em 14 seções transversais. Os parâmetros hidrodinâmicos deste aluvião foram avaliados a partir da interpretação de resultados de 8 testes de bombeamento de longa duração. O objetivo principal deste estudo amplo foi a avaliação das condições de armazenamento e captação de água deste aluvião, considerando a recarga por indução de água superficial proveniente da barragem Encanto. Os vários perfis litológicos mostraram tanto uma grande variação no material rochoso e assim uma variação no valor da condutividade hidráulica ($K = 1,3 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$) e do coeficiente de armazenamento ($S = 1,3 \cdot 10^{-3} - 5,6 \cdot 10^{-2}$) assim como uma irregularidade muito grande da superfície da base cristalino.

2.1. O Modelo Conceitual de um Aquífero

O primeiro passo para se fazer o modelamento matemático de um aquífero é o estabelecimento dos fins do modelamento. O segundo passo é a formulação de um modelo conceitual do sistema aquífero o qual será modelado. Um modelo conceitual é um modelo idealizado e simplificado da natureza complexa e serve para considerar e quantificar as mais importantes características e propriedades da área de estudo para os procedimentos mais adiantados no modelamento e simulação dos aquíferos.

Um modelo conceitual em geral deve englobar:

- a parte geomorfológica que reflete os processos endogenéticos e exogenéticos da superfície da área de estudo;

- a parte topográfica tais como: a extensão da área total de drenagem e do aquífero em estudo, as áreas de recarga e descarga; o relevo topográfico;
- a parte hidrogeológica do modelo conceitual que considera a estrutura geológica do aquífero, o material rochoso, o número e o tipo de camadas e as suas respectivas espessuras;
- a parte climatológica que considera a taxa média de precipitação no período previsível, a temperatura média, as horas de insolação, etc.
- a parte hidrológica que considera a distribuição dos seus rios tributários e sua vazão efluente para o aquífero em estudo;
- a parte hidráulica que considera a existência de obras de engenharia civil tais como: barragens submersas, vertedores e os possíveis canais ou drenos.
- a parte agrícola, que considera a frequência e intensidade de irrigação e a existência dos drenos;
- a parte agropecuária que considera tanto o tipo e a intensidade da vegetação natural e do cultivo agrícola quanto a criação de rebanho.

2. 1. 1. A Geomorfologia

Os constituintes básicos de uma paisagem são os declives. Os declives podem ser referidos como o lado de uma montanha, o acamamento de um rio ou a encosta de um rochedo. Os agentes de formação dos declives são os seguintes: redução de rochas, movimentos espontâneos de massa, corrosão, erosão, transporte de massa e acumulação. Nos processos de transporte, o aparecimento de um carregamento médio é de primeira importância. Um caso pode ser representado pelos rios. O fim do estágio de transporte de massa é a acumulação. Os agentes de transporte (água, vento e gelo) podem acumular material em várias áreas que podem formar declives. Isto ocorre não apenas em planos aluviais e em fluxos de água, mas também em material transportado por agentes externos. Perto das montanhas, o material pode ser depositado na forma de leques aluviais que ocorre no corte de encostas e montanhas. Suas declividades são de 1-10°, os

finos depósitos são sempre encontrados na periferia.

O tipo de aluvião leque aluvial (*alluvial fan*) se encontra sempre em regiões semi-áridas, é principalmente um produto de dois processos exogenéticos (SCHEIDEGGER, 1961). O primeiro processo é a meteorização das rochas em pequenas partes por desintegração mecânica devido à variação brusca de temperatura, tanto diurna quanto noturna, provocando rupturas nas rochas, inicialmente em fendas e progride para partículas de tamanhos menores sem haver mudanças na composição mineralógica. Uma vez que a ruptura mecânica da rocha permite a circulação da água e de agentes químicos, a decomposição química das rochas provoca a alteração *in situ* dos minerais originais. A decomposição química afeta principalmente os feldspatos, micas e minerais ferro-magnesianos e depende de sua instabilidade em temperatura normais na presença de água e de gás carbônico. Os organismos vivos também participam da meteorização. As raízes das plantas penetram nas fraturas das rochas e durante seu crescimento desenvolvem uma força que ultrapassa a resistência da própria rocha. Bactérias, algas e fungos atuam pela secreção como agentes químicos ativos na decomposição das rochas. Certas plantas atacam as rochas extraindo elementos químicos indispensáveis à sua subsistência.

O segundo processo necessário é o transporte do material detrítico devido à gravidade exercida por causa de declive natural da serra através das fortes correntes de águas escoadas durante os curtos períodos de chuva intensas e também o fenômeno dos ventos fortes. O estágio final do transporte é a acumulação do material detrítico na área de planície (*alluvial fan*) no pé-da-serra de declive suave. Observa-se uma graduação nos grãos depositados encontrando-se o material mais fino na periferia do leque aluvial, neste aluvião.

2. 1. 2. A Hidrogeologia e a Hidrologia

Este capítulo se refere principalmente à publicação dos estudos fundamentais sobre a hidrogeologia dos aquíferos aluviais do nordeste do Brasil pelo hidrogeólogo Waldir D. Costa da UFPE em Recife - PE (COSTA, 1986).

a. A Descrição

O termo aquífero significa em hidrogeologia, uma formação geológica que acumule e libere água com facilidade nos seus poros. Ou seja, essa formação possua porosidade e permeabilidades boas a regulares. Um aluvião é um depósito de origem fluvial, acumulado no leito ou calha atual de um rio ou em superfícies de níveis mais elevados do que a calha atual, na forma de terraços fluviais e que são periodicamente encobertos, nas enchentes do rio; esses últimos são também denominados, sob o aspecto morfológico de *planície de inundação*.

O aquífero aluvial é constituído por detritos das mais variadas frações granulométricas, desde areia muito grossa até argilas, com predomínio da fração arenosa. No baixo curso do rio, onde os gradientes são muito suaves e por causa disso as velocidades de fluxo são baixas, a tendência é para depositar material de granulação pelítica (material mais predominante siltoso e argiloso); o mesmo ocorre nos obstáculos barráveis ao longo do curso do rio tais como afloramentos e barragens no curso do aluvião.

A geometria do aquífero aluvial é bem diferente daquela de um aquífero de uma bacia sedimentar, pois as suas características principais são a desproporcionalidade entre as suas dimensões, apresentando-se com comprimento muito maior do que a largura. E a largura maior do que a espessura.

Existe uma grande variação ao longo do seu eixo maior (comprimento), das outras duas dimensões (largura e espessura). Geralmente, encontra-se zonas de extrema largura sendo alternadas com estrangulamentos laterais do leito. A espessura também varia muito, tanto no sentido longitudinal como transversal. Esta variação de dimensões torna difícil a avaliação das reservas hídricas acumuladas e disponíveis para exploração, em estudos de planejamento do uso de recursos hídricos subterrâneos.

b. A Constituição Granulométrica

Geralmente a granulometria composta pelo depósito aluvial diminui do alto para o baixo curso do rio, na medida em que diminui a sua velocidade por causa da declividade do relevo, no baixo curso do rio.

Outros fatores que interferem na velocidade do fluxo do rio que propiciam mudanças na distribuição granulométrica é a variação de velocidades de fluxo em uma seção transversal ao eixo do rio com a diminuição do centro para as margens em um trecho retilíneo e por outro lado nos trechos curvados do rio onde a velocidade maior se desloca para o lado externo das curvas provocando aí uma maior escavação das margens e a velocidade menor se desloca para o lado interno, onde ocorre uma maior sedimentação.

Nos barramentos naturais (afloramentos rochosos pela ondulação do embasamento) ou artificiais (barragens, barreiros, açudes, etc.) o fluxo de água será interrompido abruptamente e o material detrítico trazido em várias formas de transporte será diferenciado na ordem granulométrica, em função da distância do obstáculo. Primeiro, os depósitos mais grosseiros se depositarão, depois, os depósitos de grão médio arenosos e finalmente os finos siltico-argilosos.

Existem outros agentes que atuam na constituição granulométrica de modo a propiciar variações granulométricas, como os obstáculos descontínuos no leito (afloramento rochoso, vegetação, etc.); cruzamento de cursos de água por outros; mudanças laterais do curso, através de variações sazonais ou anuais do regime do rio.

Essas variações acarretam muitas vezes feições granulométricas muito irregulares como estratificação cruzada, formações lenticulares de qualquer constituição granulométrica e terminações em cunhas, dificultando assim a avaliação de reservas e recursos exploráveis dos aquíferos aluviais, pois, a porosidade total, porosidade eficaz, permeabilidade e demais coeficientes são variáveis em função da constituição granulométrica do depósito aluvial.

c. Os Tipos de Depósitos Aluviais

Segundo W. D. Costa se pode distinguir quatro tipos de depósitos aluviais no nordeste brasileiro, bem distintos (figura 2).

O primeiro tipo, classificado como *Terraços sucessivos*, integrados ao nível do rio, evidentemente mostrando a maior disponibilidade de acumulação de água subterrânea. Mesmo durante o período de estiagem, esse depósito se mantém

parcialmente saturado de água, como se pode ver na figura 2, com nível desenhado na linha tracejada mais inferior, passando abaixo do talvegue da calha menor. No início do período chuvoso, o nível do rio se eleva alimentando o aquífero aluvial (drenagem influente). No pico da enchente do período chuvoso que pode se repetir várias vezes em cada ano, o nível de drenagem superficial cobre toda a calha maior, ou terraço inferior, elevando-se o nível de saturação dos terraços superiores. Eventualmente, a determinados intervalos de anos, ocorrem as grandes enchentes que fazem elevar o nível de escoamento superficial até cobrir os terraços superiores que ficam completamente saturados. Entretanto, como essas enchentes duram poucos dias, logo a água de saturação desses terraços superiores é restituída ao leito da calha maior e depois ao leito da calha menor, voltando a ocupar, no final do período seco, o nível mais inferior possível.

O segundo tipo, com *Calha aluvial encaixada* e sem terraços suspensos, apresenta o mesmo comportamento do anteriormente descrito, com exceção da fase de grandes enchentes, onde não existem depósitos mais superiores a serem saturados. Em termos dimensionais todavia, esse tipo apresenta muito menor disponibilidade de acumulação de reservas hídricas subterrâneas do que o primeiro analisado.

O terceiro tipo, de *Terraços suspensos com depósito na calha fluvial*, apresenta a mesma sistemática de evolução de níveis de drenagem e de saturação descrita para o primeiro, difere fundamentalmente daquele, por não possuir capacidade de acumulação de água nos terraços superiores. Com efeito, os terraços suspensos são permanentemente secos, pois as águas que nele se infiltram diretamente pela precipitação ou pelo escoamento superficial nos taludes do vale, tendem naturalmente a percolarem para a calha (drenagem efluente) devido aos gradientes existentes. Em casos particulares, em depressões dessa superfície de embasamento elevada, podem ocorrer algumas zonas de saturação que se constituem em aquíferos aluviais suspensos. Devido a precária circulação, essas são de má qualidade.

Finalmente, o quarto tipo, de *Terraços suspensos sem depósito na calha*, representa a pior situação aluvial, semelhante praticamente àquela do vale fluvial sem nenhum depósito aluvial. Eventualmente esses terraços podem possuir um nível de saturação quando os gradientes são muito baixos, permitindo a acumulação de água

numa delgada faixa de aluviões, como mostra a figura 2. A calha fluvial é totalmente rochosa, sem qualquer depósito, ficando absolutamente seca, em poucos meses ou mesmo dias, após o encerramento do período chuvoso. Muitos rios do nordeste brasileiro apresentam extensos trechos com essas características.

d. As Explorações Possíveis

A mais simples forma de captação das águas do aquífero aluvial é a escavação circular até o nível da água. Essas escavações são vulgarmente chamadas de *poços*. A água é retirada pelo homem através de baldes, latas ou potes e também é usada para os animais.

Não há qualquer proteção sanitária contra os poluentes orgânicos, como a uréia (decorrente da urina do animal enquanto está bebendo água). A água fica em pouco tempo imprestável para consumo humano e até mesmo para o gado. O homem abandona aquele poço e abre outro mais adiante que também ficará imprestável depois de certo tempo. Então, o aquífero aluvial ficará todo imprestável até a sua renovação no próximo período de chuva.

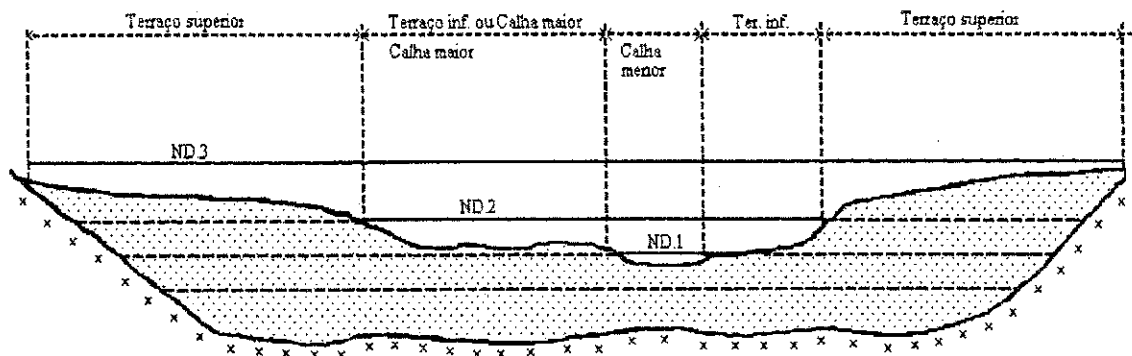
A *cacimba* ou *cacimbão* também é considerada obra de captação, pode ser construída de várias maneiras e variados tipos de materiais. Usualmente é utilizado a parede de tijolo de pedra com argamassa de cimento, cal e areia, tendo a forma cilíndrica, com diâmetro variável de 1 até 5 m. Também são usados os cacimbões de tubo de concreto pré-fabricados com diâmetro de 0,8 m a 1,5 m que vão sendo colocados um anel sobre o outro até alcançarem a profundidade desejada.

O tipo mais sofisticado de cacimba que recebe o nome de *poço amazonas*, é construído com um pré-filtro de cascalho de diâmetros diferenciados, em torno da parede que é usada como filtro.

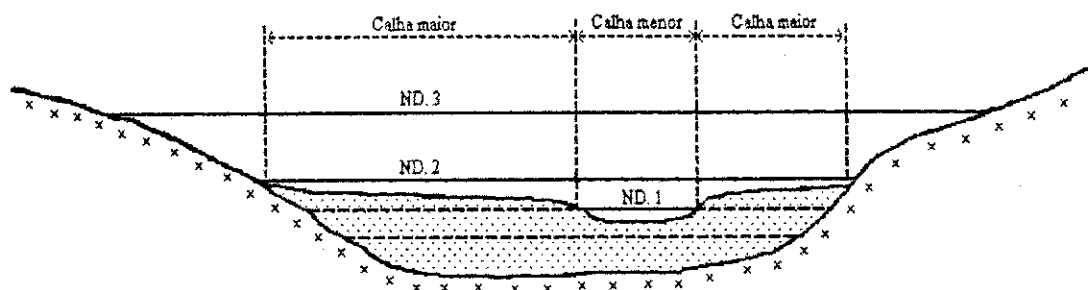
A cacimba e o poço amazonas podem ser abertos ou tampados na superfície. Esta tampa de concreto ou madeira evita a entrada de animais mortos ou dejetos poluidores.

A captação de água nessas cacimbas ou poços amazonas pode ser feita de maneira manual através de um balde preso a uma corda puxada diretamente com a mão ou por meio de uma manivela, a água pode ser retirada ainda por meio de uma pequena

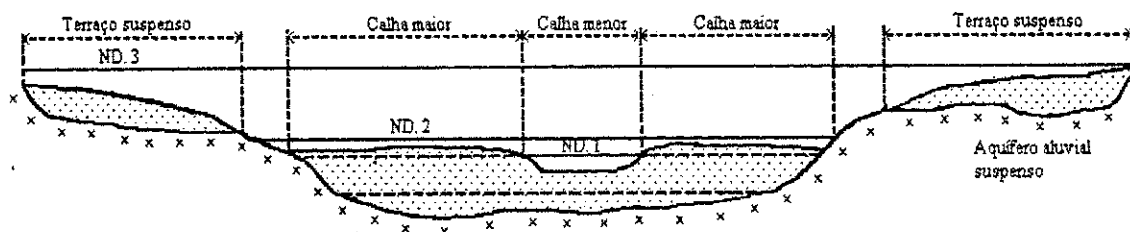
bomba manual; são utilizados ainda motores movidos a cata-vento, a óleo diesel ou eletricidade que recalcam a água para caixas elevadas.



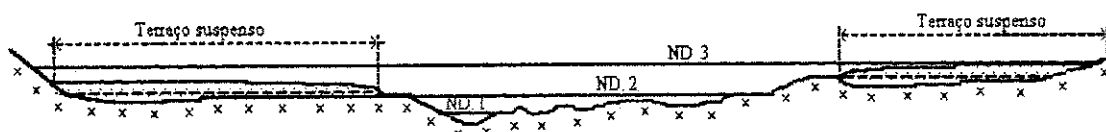
Primeiro tipo: TERRAÇOS SUCESSIVOS, integrados ao nível de drenagem do rio
 ND.1 - Nível de drenagem no início do período chuvoso; ND.2 - Nível de drenagem mais intenso do ano; ND.3 - Nível de drenagem das grandes enchentes.



Segundo tipo: CALHA ALUVIAL ENCAIXADA, com terraço reduzido e integrado ao nível de drenagem do rio.
 Ausência de planície de inundação nas grandes enchentes.



Terceiro Tipo: TERRAÇOS SUSPENSOS, em geral secos, com depósito na calha mais integrado ao nível de drenagem do rio.



Quarto tipo: TERRAÇOS SUSPENSOS sem depósito na calha fluvial.

Figura 2 - Classificação dos depósitos aluviais (Fonte: COSTA, 1996).

O *poço tubular* é um poço revestido em canos de ferro ou plástico PVC rígido. Estes tubos são perfurados ou frestados na área de captação (zona de saturação), possuindo ainda um pré-filtro, representado por um cascalho fino, depositado no espaço anelar entre a parede do poço e o revestimento. A perfuração do poço tubular pode ser feita com máquina perfuratriz ou por meio de trados manuais.

As *galerias* são escavações na horizontal, abaixo do nível de saturação, nas quais são colocados tubos perfurados envolvidos por um pré-filtro selecionado e direcionado para um poço coletor. Dependendo da permeabilidade do aquífero e sua extensão, consideráveis volumes podem ser obtidos desse tipo de captação.

Os *drenos* são tubos filtrantes injetados sob pressão, do interior de um poço amazonas ou de um simples tubo coletor. Os tubos são colocados radialmente em torno do poço, em número de quatro a seis, alcançando na horizontal extensões de cerca de 20 a 50 m. Seu custo de construção é muito elevado em relação aos demais métodos convencionais, não justificando o seu emprego, a menos que seja para abastecimento de comunidades quando se tem uma recarga induzida de um curso de água superficial.

As *barragens subterrâneas* são obras que ficam restritas ao depósito aluvial, a partir da base do pacote (sobre o embasamento rochoso, sem chegar a aflorar na superfície). A sua construção é muito simples, podendo ser construída no interior de uma vala escavada no aluvião, transversalmente ao eixo do rio, uma parede de alvenaria de pedra com argamassa, ou simplesmente uma camada de argila, como utilizada no núcleo das barragens de terra.

As *barragens de assoreamento* podem ser consideradas como barragens mistas, pois sua construção acarreta a acumulação de água superficial durante um certo espaço de tempo, servindo prioritariamente à acumulação de depósitos detriticos grosseiros, a montante do barramento.

A finalidade da construção desse tipo de barragem é a de propiciar a deposição de detritos no leito fluvial, aumentando a espessura do depósito aluvial, para uso posterior.

e. O Sistema Integrado de Água Superficial e Água Subterrânea

Mesmo com o barramento subterrâneo, as reservas acumuladas em depósitos aluviais não são suficientes para a manutenção de um projeto de irrigação com dezenas ou centenas de hectares, por causa das características do aquífero já discutidas acima.

A fim de que possamos garantir a recarga do manancial hídrico subterrâneo de pequena espessura como o aquífero aluvial, necessário se faz uma integração entre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

A forma mais racional de preservação da recarga do aquífero aluvial é o represamento da água superficial em barragem a montante do curso, atuando como um manancial. A água armazenada nessa barragem será liberada gradativamente pela calha aluvial, à medida que os recursos hídricos subterrâneos forem sendo reduzidos pela exploração contínua da irrigação. O sistema atuará assim, como uma reserva superficial com adução subterrânea, implicando em grande economia, pois se evitará a construção de adutoras, diminuindo a evaporação e otimizando a captação que se fará em qualquer ponto do depósito aluvial.

2.2. O Modelo Matemático de Fluxo de Água Subterrânea

2.2.1. Introdução

A maioria dos modelos aplicados são determinísticos. Eles relacionam causa e efeito e envolvem parâmetros físicos dos aquíferos. Tais como: a condutividade hidráulica, o coeficiente de armazenamento e o coeficiente de leakage para determinar a variável de potencial hídrico. No caso do fluxo subterrâneo, um modelo típico pode prever que a carga (ou potencial) hidráulico estará em uma certa altura acima de um referencial arbitrário após certo número de dias de bombeamento do poço ou após o período de chuva ou seca. No caso do transporte, um modelo prevê a distribuição da concentração do poluente depois de vários anos após o acidente da contaminação.

Foi utilizado apenas o modelamento do fluxo em um aluvião típico para o semi-árido nordestino brasileiro.

2. 2. 2. Descrição dos Parâmetros e da Variável do Sistema Aquífero

A variável do sistema aquífero, a qual é medida no campo e calculada sob várias diferentes condições do modelo aquífero é a carga hidráulica ou potencial hidráulico, a qual é função do espaço e do tempo: $h = h(x,y,z,t)$ é medida em metros de altura.

O parâmetro mais importante do sistema aquífero é a condutividade hidráulica, às vezes chamado de coeficiente de permeabilidade que descreve a capacidade do meio poroso de transmitir água subterrânea: $K = K(x,y,z)$ em m/s . O outro parâmetro de maior importância é o que descreve a capacidade do sistema aquífero de armazenar água, o coeficiente de armazenamento, um coeficiente adimensional representado pela letra S que define o volume de água (ΔV), que pode ser extraído (ou adicionado) de um aquífero por unidade de superfície horizontal ($\Delta x \cdot \Delta y$) e por diminuição (ou aumento) unitários de carga hidráulica (Δh). Nos aquíferos freáticos como o aluvião estudado neste trabalho, o coeficiente S não depende do coeficiente de compressibilidade da água e do coeficiente de compressibilidade vertical do material do aquífero, como no caso dos aquíferos confinados, mas da capacidade de drenar água nos poros do leito em estudo. Esta propriedade de um aquífero livre é chamada vazão específica ou porosidade efetiva, n_{ef} e junto com a propriedade de retenção específica S_r é igual à porosidade total: $n = S_r + S_R = n_{ef} + S_R$. O seu valor é muito maior do que o coeficiente de armazenamento para aquíferos confinados S ($S=0,01-0,00001$) e está na faixa de $n_{ef} = 0,1$ até $0,35$ para aquíferos livres. Um parâmetro menos considerado em um estudo é a possibilidade de interação entre o aquífero superior e/ou um aquífero inferior. Esta situação se encontra em geral em sistemas de aquíferos confinados. Em um caso de aquífero livre, uma interação mútua existe com a presença dos rios e lagos acima do aquífero livre. Esta interação entre dois sistemas hidrológicos isolados é conhecida e descrita pela expressão *leakage* ou drenança, é caracterizada pelo coeficiente de leakage L , em l/s . Na realidade, o fenômeno de leakage depende da diferença das cargas ou potenciais hidráulicos dos sistemas em consideração. É um fluxo vertical, Q em m^3/s , entre os respectivos sistemas separados por uma camada confinante de espessura m_L e uma condutividade hidráulica

bastante reduzida K_L .

Para descrever a direção e quantidade do fluxo subterrâneo em um sistema aquífero, é preciso mais uma variável, uma variável composta, que representa a lei mais fundamental da hidrologia das águas subterrâneas, a *Lei de Darcy*, como é apresentada na equação 2. Esta lei descreve uma vazão específica q que passa por uma seção vertical A , $q = Q/A$, em $m^3/s/m^2$, possui dimensão de uma velocidade aparente, a *velocidade de Darcy*, $v_D = q$. A verdadeira velocidade de fluxo se obtém ao considerar a área da passagem corrigida por efeitos dos poros no meio poroso da forma: $v_R = v_D / n_{ef}$. A velocidade verdadeira do fluxo subterrâneo v_R é sempre maior que a *velocidade de Darcy* (também conhecida pelo nome de *velocidade de filtro* ou *velocidade linear*). Seu valor máximo é de cerca de um metro por dia, uma velocidade muito pequena em relação à velocidade de escoamento superficial que possui um valor médio de um metro por segundo. Este fato facilita a análise matemática da água subterrânea por ser considerada como um fluxo laminar na faixa do *número de Reynolds* de valor 1-10 para fluxo laminar onde a *Lei de Darcy* (equação 2) tem a sua validade.

2. 2. 3. A Abordagem dos Modelos Bidimensionais

Em áreas de grande extensão do aquífero, onde os efeitos das áreas de recarga, de descarga e dos poços parcialmente penetrantes não são importantes, o fluxo de água subterrânea pode ser caracterizado como um fluxo *horizontal*. Esta condição que é realizada na maioria dos casos estudados, simplifica qualquer estudo de águas subterrâneas, especialmente o modelamento matemático. Pois, o modelo que em geral tem três dimensões espaciais, reduz-se segundo esta suposição a um modelo *bidimensional* como consequência, no qual a carga hidráulica $h(x,y,z,t)$ tende a $h(x,y,t)$ e as linhas equipotenciais em uma seção vertical se apresentam como linhas verticais, ortogonais ao fluxo horizontal no sistema aquífero.

A outra consequência é que a carga (potencial) hidráulica, a qual é a soma da carga de elevação devido ao efeito da gravidade z e da carga de pressão $p/\rho g$ (onde ρ é a massa específica, g é a aceleração gravitacional), medida em um poço de observação

(piezômetro), não depende do tamanho de sua penetração em um respectivo aquífero, porque $h = h_z + h_p = z + p/\rho g = \text{constante}$. Para esclarecer melhor esta situação, define-se a carga de elevação como a distância a partir do datum arbitrário até a base do filtro do piezômetro. A carga de pressão é a altura da coluna de água acima da base do piezômetro. A profundidade de penetração do piezômetro na zona saturada do respectivo aquífero não tem efeito sobre a carga hidráulica total, medida como a altura de nível de água no piezômetro com auxílio de um medidor de nível elétrico condutivo, quando se encontra a condição do fluxo horizontal.

Uma outra consequência do modelo *bidimensional* é o efeito da anisotropia do meio poroso em direções diferentes. A anisotropia é descrita por um tensor da propriedade do meio poroso, ou seja, a condutividade hidráulica é não só um coeficiente, mas um tensor simétrico da forma:

$$[K] = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$

Onde todo elemento K_{ij} deve ser conhecido. No modelo *bidimensional* os nove elementos se reduzem aos três elementos K_{xx} , K_{xy} , K_{yy} . Em geral, a situação se simplifica mais no fluxo horizontal no meio poroso de areia como se encontra nos aquíferos aluviais. Lá é justificada uma situação isotrópica de maneira que $K_{xx} = K_{yy} = K$. Isto não é mais verdade no modelo vertical bidimensional. Lá a condutividade vertical é várias vezes menor do que a condutividade horizontal ($K_{xx} \cong 5 \text{ a } 10 K_{zz}$).

2.3. A Formulação Matemática do Modelo

2.3.1. A Equação do Fluxo Subterrâneo no Aquífero Freático

A equação que descreve o fluxo de águas subterrâneas em um aquífero *freático* é obtida pela combinação da *equação da continuidade*:

$$\bar{\nabla} \cdot (h \cdot \bar{v}) + q = S_Y \cdot \frac{\partial h}{\partial t}; \quad n_{ef} = S_Y \quad (1a)$$

ou em componentes:

$$\frac{\partial}{\partial x}(h \cdot v_x) + \frac{\partial}{\partial y}(h \cdot v_y) + q = S_Y \frac{\partial h}{\partial t}; \quad (1b)$$

com a equação de Darcy:

$$\bar{v} = -[K] \cdot \bar{\nabla} h; \quad (2)$$

ou em componentes:

$$\begin{aligned} v_x &= -K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}; \\ v_y &= -K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}; \end{aligned} \quad (3)$$

A equação 1 diz que a soma de todos os fluxos de entrada e saída é igual a taxa de variação do armazenamento em um volume de controle.

A equação 2 diz que a *velocidade de Darcy* é proporcional ao *gradiente hidráulico* negativo. O coeficiente de proporcionalidade é a *condutividade hidráulica* K .

Colocando-se a *lei de Darcy* (equação 2) na expressão da *continuidade* (equação 1) resulta em uma equação do fluxo subterrâneo:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q = S_Y \cdot \frac{\partial h}{\partial t}; \quad (4)$$

A equação 4 é *não-linear* por causa dos termos: $h \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$ e $h \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$.

A necessária linearização pode ser realizada por:

$$K \cdot h = T = \text{constante} \quad (5)$$

durante cada intervalo de tempo e daí obtêm-se:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q = S_Y \cdot \frac{\partial h}{\partial t}; \quad (6)$$

Esta constância da transmissividade definida na equação 5 *apenas* existe no aquífero *freático* quando a variação de h é muito pequena, isto é chamada da *suposição de Dupuit*. ($\Delta h \ll h$).

O termo do fluxo vertical, q em $m^3/s/m^2$, é composto dos termos de infiltração, q_I e extração, q_E como é realizado em um bombeamento, evaporação do aquífero e um termo de leakage, q_L , entre o rio e o aquífero que depende do gradiente hidráulico *rio - aquífero* (figura 3).

$$\text{Logo:} \quad q = q_I - q_E \pm q_L; \quad (7)$$

$$\text{com:} \quad q_L = L \cdot (h_r - h); \quad e \quad L = \frac{K_L}{m_L};$$

Colocando os termos de fluxo vertical na equação 4, obtêm-se:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot (h-b) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot (h-b) \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q_I - q_E \pm L \cdot (h_r - b) = S_Y \cdot \frac{\partial h}{\partial t}; \quad (8)$$

onde b é a distância do datum até o embasamento cristalino.

A equação 8 é a equação básica do fluxo subterrâneo no aquífero *freático*, *anisotrópico*, *não-homogêneo* sob regime *não-estacionário*.

Recebe-se facilmente a respectiva equação do fluxo sob o regime *permanente* (caso *estacionário*) ao se colocar o termo de armazenamento na equação (8) igual a zero, ou seja, $S = 0$. Isto significa que na média não há armazenamento de água no volume de controle durante um longo período de tempo.

2.3.2. A Equação do Fluxo em Diferenças Finitas

Para se resolver as equações de fluxo, as quais são equações diferenciais parciais,

precisa-se das condições de valores iniciais para a variável desconhecida $h(x,y,t)$ e das condições de contorno.

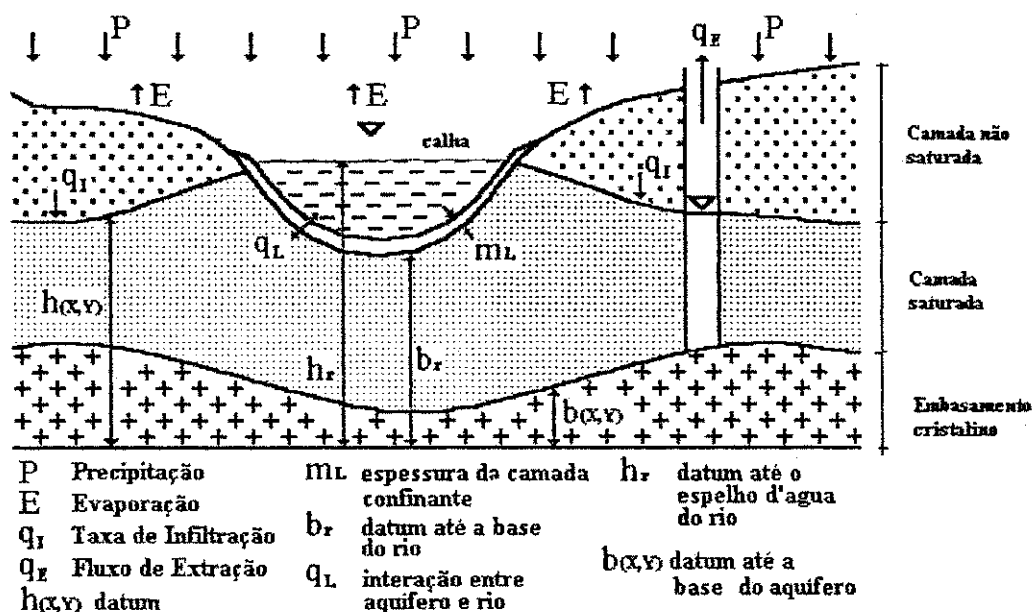


Figura 3 - Representação esquemática de um aquífero freático em interação mútua com um rio

Os contornos da área de estudo podem ser condicionados pelas situações hidrológicas que criam as procuradas *condições de contorno*, tais como os potenciais hidráulicos definidos, $h = f(t)$ ou $h = h_0$ (tipo *Dirichlet*) ou os fluxos laterais normais aos contornos da área: $T \cdot \frac{\partial h}{\partial n} = q$ ou $T \cdot \frac{\partial h}{\partial n} = 0$ (tipo *Neumann*).

As equações de fluxo apenas têm soluções *analíticas* nas situações hidrológicas relativamente simples, como no caso do fluxo *radial* em poços, como se conhece pelos trabalhos de *Theis* e *Hantush*. Em geral, em um problema de fluxo *horizontal* em um aquífero *não-homogêneo* e de forma de área *irregular*, a respectiva equação de fluxo (equação 8) pode ser resolvida apenas *numericamente* com o emprego de métodos numéricos, tais como o *Método das Diferenças Finitas* (MDF) e o *Método dos Elementos Finitos* (MEF).

Neste trabalho foi utilizado exclusivamente o *Método das Diferenças Finitas* (MDF) que aproxima os *quocientes diferenciais* por *diferenças finitas* da forma:

$$\frac{\partial h}{\partial x} \cong \frac{\Delta h}{\Delta x}; \quad \text{e} \quad \frac{\partial h}{\partial y} \cong \frac{\Delta h}{\Delta y}; \quad (9)$$

A abordagem deste método é realizada ao se fazer o balanço hídrico em um elemento numerado 0 que possui o nó (i,j) e seus quatro elementos vizinhos com seus respectivos nós $(1, 2, 3, 4)$ como é apresentado na figura 4.

Para cada nó na malha de discretização da área, estabelece-se uma equação de fluxo a partir deste *balanço hídrico*. Por exemplo para o nó (i,j) no elemento 0:

$$\sum Q_i = Q_{10} + Q_{20} + Q_{30} + Q_{40} + Q_I + Q_E \pm Q_L - Q_S = 0 \quad (10)$$

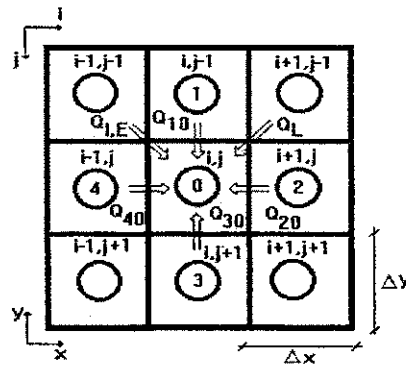


Figura 4 - Balanço hídrico para o elemento 0

Com o auxílio da *lei de Darcy* (equação 3), os vários termos de fluxo se apresentam:

$$Q_{10} = \frac{\Delta x \cdot T_{10} (h_1 - h_0)}{\Delta y};$$

$$Q_{20} = \frac{\Delta y \cdot T_{20} (h_2 - h_0)}{\Delta x};$$

$$Q_{30} = \frac{\Delta x \cdot T_{30} (h_3 - h_0)}{\Delta y};$$

$$\begin{aligned}
Q_{40} &= \frac{\Delta y \cdot T_{40} (h_4 - h_0)}{\Delta x}, \\
Q_E &= q_{0E} \cdot \Delta x \Delta y, \\
Q_I &= q_{0I} \cdot \Delta x \Delta y, \\
Q_L &= L_0 \cdot (h_1 - h_0) \cdot \Delta x \Delta y, \\
Q_S &= S_0 \left(\frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} \right) \cdot (h_0(t + \Delta t) - h_0(t)),
\end{aligned} \tag{11}$$

com uma *transmissividade* calculada entre os respectivos nós vizinhos, por exemplo:

$$T_{10} = \frac{2 \cdot T_1 \cdot T_0}{(T_1 + T_0)}; \tag{12}$$

Este valor de transmissividade é o valor *médio harmônico*, o qual tem uma vantagem prática para definir os contornos impermeáveis da área em relação ao valor *médio aritmético*:

$$T_{10} = \frac{(T_1 + T_0)}{2}; \tag{13}$$

Colocando-se todos os termos da equação 11 na expressão do balanço hídrico da equação 10, recebe-se depois do reagrupamento e da divisão pela área ($\Delta x \cdot \Delta y$) a equação do fluxo *bidimensional*, expressa pelas *diferenças finitas*:

$$\begin{aligned}
S_0 \cdot \frac{h_0(t + \Delta t) - h_0(t)}{\Delta t} &= T_{10} \cdot \frac{h_1(t') - h_0(t')}{\Delta y^2} + T_{20} \cdot \frac{h_2(t') - h_0(t')}{\Delta x^2} + T_{30} \cdot \frac{h_3(t') - h_0(t')}{\Delta y^2} + \\
&+ T_{40} \cdot \frac{h_4(t') - h_0(t')}{\Delta x^2} + q_0;
\end{aligned} \tag{14}$$

e fazendo as seguintes transformações:

$$\begin{array}{llll}
0 \rightarrow (i, j) & h_0 \rightarrow h_{i,j} & & S_0 \rightarrow S_{i,j} \\
1 \rightarrow (i, j-1) & h_1 \rightarrow h_{i,j-1} & T_{10} \rightarrow T_{J_{i,j-1}} & q_0 \rightarrow q_{i,j} \\
2 \rightarrow (i+1, j) & h_2 \rightarrow h_{i+1,j} & T_{20} \rightarrow T_{I_{i,j}} & \\
3 \rightarrow (i, j+1) & h_3 \rightarrow h_{i,j+1} & T_{30} \rightarrow T_{J_{i,j+1}} & \\
4 \rightarrow (i-1, j) & h_4 \rightarrow h_{i-1,j} & T_{40} \rightarrow T_{I_{i-1,j}} & \\
\text{com } i = 1, 2, \dots, Nx & j = 1, 2, \dots, Ny; & &
\end{array} \tag{15}$$

Obtém-se $N_x \cdot N_y = N$ equações *lineares* do tipo da equação 16 para determinar as N variáveis desconhecidas $h_{i,j}(t + \Delta t)$.

$$S_{i,j} \frac{h_{i,j}(t + \Delta t) - h_{i,j}(t)}{\Delta t} = TJ_{i,j-1} \frac{h_{i,j-1}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta y^2} + TI_{i,j} \frac{h_{i,j-1}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta x^2} + TJ_{i,j} \frac{h_{i,j+1}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta y^2} + TI_{i-1,j} \frac{h_{i-1,j}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta x^2} + q_{i,j}; \quad (16)$$

Em primeiro lugar, tem que ser definido o tempo t' , o qual é um tempo intermediário no intervalo de tempo $(t, t + \Delta t)$. No caso $t' = t$ colocado na equação 16 e resolvida para $h_{i,j}(t + \Delta t)$ obtém-se a solução *explícita* para a variável não conhecida $h_{i,j}(t + \Delta t)$, (equação 17):

$$h_{i,j}(t + \Delta t) = h_{i,j}(t) + \frac{\Delta t}{S_{i,j}} \cdot \left(TJ_{i,j-1} \frac{h_{i,j-1}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta y^2} + TI_{i,j} \frac{h_{i+1,j}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta x^2} + TJ_{i,j} \frac{h_{i,j+1}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta y^2} + TI_{i-1,j} \frac{h_{i-1,j}(t') - h_{i,j}(t')}{\Delta x^2} + q_{i,j} \right); \quad (17)$$

A solução *explícita* é facilmente programável em um computador, mas tem a grande desvantagem de que os passos de tempo na simulação *não-estacionária* têm que ser muito pequenos para ser garantida a estabilidade durante o procedimento de cálculo. O *critério de Neumann*:

$$\frac{T}{S} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x^2} + \frac{\Delta t}{\Delta y^2} \right) \leq \frac{1}{2}; \quad (18)$$

tem que ser considerado para cada nó. Logo, é necessário executar a simulação numérica com excessivo número de passos de tempo para chegar ao tempo final da simulação.

Isto pode ser evitado colocando-se $t' = t + \Delta t$ na equação 16 que apresenta depois do reagrupamento uma equação *linear acoplada*, na qual é contida o termo

desconhecido $h_y(t+\Delta t)$ implicitamente, ou seja, recebe-se uma solução *implícita*:

$$\begin{aligned}
 & h_{i-1,j}(t+\Delta t) \cdot \frac{TI_{i-1,j}}{\Delta x^2} + h_{i,j-1}(t+\Delta t) \cdot \frac{TJ_{i,j-1}}{\Delta y^2} + \\
 & + h_{i,j}(t+\Delta t) \cdot \left(-\frac{TI_{i-1,j}}{\Delta x^2} - \frac{TI_{i,j}}{\Delta x^2} - \frac{TJ_{i,j-1}}{\Delta y^2} - \frac{TJ_{i,j}}{\Delta y^2} - \frac{S_{i,j}}{\Delta t} \right) + \\
 & + h_{i+1,j}(t+\Delta t) \cdot \frac{TI_{i,j}}{\Delta x^2} + h_{i,j+1}(t+\Delta t) \cdot \frac{TJ_{i,j}}{\Delta y^2} = -q_{i,j} - S_{i,j} \cdot \frac{h_{i,j}(t)}{\Delta t};
 \end{aligned} \tag{19}$$

Na prática será assumido um valor médio para o tempo t' , aplicando o esquema de *Crank & Nicholson* da forma:

$$h_{i,j}(t') = (1-\theta) \cdot h_{i,j}(t) + \theta \cdot h_{i,j}(t+\Delta t); \tag{20}$$

- Onde: $\theta = 0$ (solução *explícita*)
 $\theta = 1$ (solução *implícita*)
 $\theta = 0,5$ (solução devido a *Crank & Nicholson*)

Em geral, será utilizado sempre um algoritmo de solução *implícita*, com o objetivo de garantir a estabilidade durante o procedimento de cálculo numérico.

A equação da solução *implícita* (equação 19) será submetida a uma transformação da forma:

$$(i, j) \rightarrow K = (j-1) \cdot NX + i; \tag{21}$$

para estabelecer uma expressão matricial da equação 19:

$$\sum_{i=1}^N a_{K,L} \cdot h_i(t+\Delta t) = b_K \quad \text{com } K = i, \dots, N; \tag{22}$$

ou

$$\begin{aligned}
 [A] \cdot \{h\} = \{b\} \Leftrightarrow & \begin{aligned} a_{11}h_1 + a_{12}h_2 + \dots + a_{1n}h_n &= b_1 \\ a_{21}h_1 + a_{22}h_2 + \dots + a_{2n}h_n &= b_2 \\ &\vdots \\ a_{n1}h_1 + a_{n2}h_2 + \dots + a_{nn}h_n &= b_n \end{aligned} \quad (23)
 \end{aligned}$$

A matriz de coeficientes (a_{KL}) é uma matriz de dimensão $N \times N$, mas a maior parte dos coeficientes são iguais a *zero* (matriz *esparsa*). Em cada linha, no máximo cinco elementos podem ser diferentes de *zero*.

Observe este comportamento simples em um aquífero com 3x3 nós:

1	2	3
4	5	6
7	8	9

Figura 5 - Esquema de uma malha de 3x3 nós.

Observa-se que o nó 1 tem relação com os nós 2 e 4, o nó 2 com os nós 1, 3 e 5, o nó 5 com os nós 2, 6, 4 e 8, etc.

O resultado é para o caso de 3x3 nós, uma matriz de coeficientes de dimensão 9x9, como se apresenta na figura 6.

$$(a_{KL}) = \begin{pmatrix} x & x & 0 & x & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ x & x & x & 0 & x & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & x & x & 0 & 0 & x & 0 & 0 & 0 \\ x & 0 & 0 & x & x & 0 & x & 0 & 0 \\ 0 & x & 0 & x & x & x & 0 & x & 0 \\ 0 & 0 & x & 0 & x & x & 0 & 0 & x \\ 0 & 0 & 0 & x & 0 & 0 & x & x & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & x & 0 & x & x & x \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & x & 0 & x & x \end{pmatrix}$$

Figura 6 - Matriz de coeficientes de dimensão 9x9.

Os coeficientes a_{KL} propriamente, calculam-se segundo as seguintes expressões:

$$\begin{aligned}
 a_{K,K} &= \frac{-T_{i-1,j}}{\Delta x^2} - \frac{T_{i,j}}{\Delta x^2} - \frac{T_{i,j-1}}{\Delta y^2} - \frac{T_{i,j}}{\Delta y^2} - \frac{S_{i,j}}{\Delta t}, \\
 a_{K,K+1} &= \frac{T_{i,j}}{\Delta x^2}; & a_{K,K-1} &= \frac{T_{i-1,j}}{\Delta x^2}; \\
 a_{K,K-NX} &= \frac{T_{i,j-1}}{\Delta y^2}; & a_{K,K+NX} &= \frac{T_{i,j}}{\Delta y^2};
 \end{aligned} \tag{24}$$

Portanto, para o nó 1 com seus dois nós adjacentes (2 e 4), os respectivos elementos são diferentes de *zero*, simbolizado na matriz a pela letra minúscula x . A linha 5 possui o maior número de elementos *não-nulos*, é justificado pelo fato de que o nó 5 tem quatro vizinhos (nó 2 = $a_{5,2}$; nó 6 = $a_{5,6}$; nó 8 = $a_{5,8}$; nó 4 = $a_{5,4}$). O elemento *diagonal* $a_{5,5}$ representa o próprio nó 5. Observa-se o fato de que a linha *diagonal* ($a_{K,K}$) é *não-nula*. Sabe-se que todas as equações de fluxo mostram uma matriz de coeficientes a com a propriedade *diagonal dominante*, isto é, a soma dos elementos *não-diagonais* em cada linha da matriz não ultrapassa o valor do elemento *diagonal* da mesma linha. A matriz $a_{K,L}$ possui uma estrutura de faixa que contém todos os valores *não-nulos*. Estas propriedades específicas da matriz $a_{K,L}$ têm importância ao estabelecer algoritmos rápidos e efetivos que economizam espaço de memória do computador usando-se algoritmos para o tratamento de matrizes esparsas.

2.3.3. A Solução do Sistema de Equações Lineares de Fluxo

O processo de discretização transforma as equações *diferenciais* governantes em equações algébricas *lineares*. Estas equações podem ser resolvidas tanto por um método *direto* de solução quanto por um método *iterativo*.

Um método *direto* bem conhecido é a técnica de *eliminação de Gauss-Jordan*, por exemplo, que usa o fato de que a solução do sistema de equações lineares não se altera se uma equação deste sistema for multiplicado por um fator ou se for somado com

uma outra equação deste sistema. O processo de *eliminação* resulta em uma matriz *triangular superior* (o triângulo *inferior* da matriz é preenchido com *zeros*) com elementos *diagonais* de valor *unitário*. A última linha é a solução para o potencial h_n , dali esta solução é substituída na linha $N-1$ para determinar o potencial h_{n-1} e assim sucessivamente, até chegar finalmente ao potencial h_1 . A desvantagem deste método é o grande espaço de memória envolvido, mesmo aplicando técnicas que se aproveitam da propriedade de faixa na matriz e que eliminam a maior parte dos elementos *não-nulos*.

Os métodos *iterativos* evitam esta deficiência, a qual pode ser fatal para os microcomputadores e demandam menos memória que os métodos *diretos*, às custas de maior tempo de processamento. Existem três métodos iterativos mais utilizados:

Método de *Gauss-Seidel*

Método *IADI* (*Iterative Alternating Direction Implicit*)

Método *PCG* (*Preconditioned Conjugate Gradient*)

No método de *Gauss-Seidel* as iterações são efetuadas nó por nó, o que significa que a transmissão de informação ao longo da malha é efetuada um nó por iteração. A *convergência* é normalmente lenta neste método:

$$h_{i,j}^{n+1} = h_{i,j}^n + \Delta h_{i,j};$$

mesmo com a introdução de fatores de relaxação para acelerar a taxa de *convergência*

$$h_{i,j}^{n+1} = h_{i,j}^n + R\Delta h_{i,j};$$

onde: R é o fator de *relaxação* ($1 < R < 2$) e $\Delta h_{i,j}$ é a *correção* depois de n -ciclos.

No método *IADI* não serão corrigidos todos os elementos da matriz, mas o processo será acelerado através da resolução sequencial das equações ao longo de linhas horizontais e verticais. Consequentemente, uma sucessão de sistemas *tridiagonais*, cujos

algoritmos de resolução são bastante simples (Algoritmo de *Thomas*) deve ser resolvido recursivamente. A taxa de *convergência* é assim muito mais elevada que no método de *Gauss-Seidel*.

No método PCG, o sistema de equações *lineares* é formulado como problema de otimização, na forma de equações matriciais (equação 23).

$$[A] \cdot \{h\} = \{b\}; \quad \text{ou} \quad [A] \cdot \{h\} - \{b\} = 0;$$

transforma-se em uma equação matricial da forma:

$$y = \frac{1}{2} \{h^t\} [A] \{h\} - \{h^t\} \{b\};$$

como pode ser verificado pela diferenciação.

O procedimento de *otimização* é um processo *iterativo*, procurando o vetor da variável desconhecida *h* para fazer a equação:

$$y = \frac{1}{2} \{h^t\} [A] \{h\} - \{h^t\} \{b\} \rightarrow \text{mínimo};$$

Começamos com o vetor *inicial* de *h*, o processo procura o *gradiente* para localizar a menor área multidimensional definida pelos parâmetros do problema. Os passos da *descida* nos valores da superfície multidimensional são executados em direções ditas *conjugadas* que garante que os progressos ao achar os mínimos não serão destruídos pela iteração consecutiva. O procedimento PCG é ideal para problemas com grande número de nós. A única condição é que a matriz de coeficientes a_{LK} seja *simétrica*, o que sempre ocorre no caso dos problemas de fluxo.

Para se ter confiança em um certo esquema numérico de aproximação, no sentido de garantir que a solução obtida com o método numérico representa uma aproximação razoável da solução exata do problema matemático, é necessário que o método utilizado apresente propriedades de *consistência*, *convergência* e *estabilidade*. A *consistência* está relacionada com a aproximação do sistema *contínuo* de equações por um sistema

discreto de diferenças finitas. Um esquema de diferenças finitas é dito *consistente*, quando as diferenças *espaciais* e *temporais* tendem a zero.

A *convergência* ocorre quando a solução de um método aproximado tende para a solução *exata* da equação diferencial à medida que as diferenças finitas diminuem.

A *estabilidade* é uma propriedade relacionada, basicamente, com o esquema de integração do tempo. Quando um método numérico qualquer é *instável*, uma pequena perturbação, tal como um *erro de truncamento*, tende a crescer à medida que o processo de cálculo avança no tempo. Todas as soluções *implícitas* são incondicionalmente *estáveis*. Apenas a solução *explícita* é condicionalmente *estável* e deve obedecer o *critério de Neumann* em cada nó (equação 18).

3. AS CARACTERÍSTICAS DO AQUÍFERO ALUVIAL DO RIACHO CHAFARIZ

Descendo da Serra da Borborema ao longo da BR-230 em curvas meandradas em direção à Santa Luzia-PB, pode-se observar do lado esquerdo um aluvião bem estreito em uma certa profundidade, abaixo da estrada escavado na serra. Constituído por rochas migmáticas, seguindo aproximadamente o percurso da estrada. Chegando-se na ponte da estrada da BR-230 cerca de 5 km de Santa Luzia onde termina a Serra da Borborema e começa uma planície, o aluvião se alarga significativamente e se estende nesta planície como um tipo de leque aluvial (*alluvial fan*).

O aquífero aluvial em estudo, o Riacho Chafariz, tem uma estreita faixa de depósitos aluviais com aproximadamente 22 km de comprimento total e largura variando de 60 m a 400 m. É abastecido por apenas um afluente de maior importância na altura da ponte da BR-230 no seu alto curso, onde se encontra a sua maior largura com aproximadamente 400 m.

Todos os riachos que nascem nas serras que cercam quase completamente esta bacia e deixam apenas uma saída na direção da cidade de Santa Luzia têm água corrente por poucas semanas, na época das chuvas, durante os meses de janeiro a maio e desembocam no açude de abastecimento público da cidade.

Através de sondagens elétricas executadas nesta área se encontra uma profundidade irregular variando de 1 m até no máximo 10 m, até o embasamento cristalino representado por Migmatitos Pré-Cambrianos (VITORINO, 1990; ANDRITZKI & BUSCH, 1975) e indicam uma sequência aluvial relativamente homogênea de areias médias a grossas com poucas intercalações argilosas.

O trecho montante do Riacho Chafariz é principalmente um vale fluvial e se caracteriza mais ou menos como o quarto tipo dos depósitos aluviais, segundo a classificação dos tipos de aquíferos de W. D. Costa. Depois de cerca de 10 km, perto do pé-da-serra, o Riacho Chafariz se abre em um leque aluvial e se transforma assim em um depósito aluvial do terceiro tipo. Mostrando claramente um leito (*Calha* menor) de uma largura estreita variando de 10 m até no máximo 50 m em alguns locais do material

granular e relativamente grossa (quartzo, feldspato, etc.) e os terraços planos (Calhas maiores) de uma largura às vezes de até 300 m, apenas na margem direita do riacho, o lado ao longo da BR-230 em direção à Santa Luzia e finalmente os terraços em declive (*Terraços suspensos*) em ambos lados do Riacho Chafariz.

Estes terraços planos são constituídos por material mais silto-arenoso que fica em suspensão, nos períodos de cheias do riacho e depois são depositados nas suas margens, como também, dos sedimentos provenientes das serras que cercam à planície. Na margem esquerda do leito não se encontra um equivalente dos terraços planos, ao contrário, este lado mostra em muitos lugares o cristalino aflorante ou o terraço suspenso sem transição.

Existem na área de estudo duas barragens submersas que foram soterradas (B2) e (B3) e uma barragem superficial (B1), onde existe um vertedor. Elas foram inicialmente construídas por um morador da região em 1952 e terminadas em 1954 em virtude de uma grande seca nos anos de 1951 e 1952. As barragens submersas funcionam como um barramento de fluxo subterrâneo. Em decorrência disto muitos agricultores plantam no local batata e feijão, com sucesso. O estudo se limitou em um comprimento parcial de cerca de 5 km de extensão, do total de 24 km do Riacho Chafariz, com fronteira a montante a partir do poço amazonas PA3 e fronteira a jusante por um vertedor de barragem artificial B1, com cerca de 2 m de altura.

A geologia geral da região em estudo é composta por rochas que predominam no complexo cristalino, formando o complexo Gnáissico-Migmatítico-Granítico de idade Arqueozóica que é afetado por intrusões de rochas magmáticas do Proterozóico. Também do Proterozóico, discordante sobre os terrenos Arqueozóicos e formando faixas orientadas SW-NE que é a sequência constituinte da Formação Seridó com micaxistos Quaternários que existem como cobertura aluvial sobre o embasamento cristalino com no máximo 10 m de espessura e com predominância de minerais granulares e mais grosseiros. Estas rochas se apresentam bastante heterogêneas, destacadas do cristalino até a areia fina e intercalações de argilas (ANDRITKY & BUSCH, 1975; ATLAS GEOGRÁFICO DO ESTADO DA PARAÍBA, 1985 & MAPA GEOLÓGICO DA PARAÍBA, 1982).

3. 1. O Clima

3. 1. 1. Classificação Climática

O clima de Santa Luzia apresenta desigualdades na distribuição pluviométrica, além de irregularidades inter-anuais.

Trata-se de uma das áreas mais secas do estado da Paraíba, com uma precipitação média anual em torno de 550 mm/ano medida no posto pluviométrico de Santa Luzia-PB (SUDENE, 1985 & LMRS, 1997) e uma estação seca que pode atingir até 10 meses por ano. O início das chuvas ocorre de janeiro ou fevereiro e terminam em maio ou junho.

3. 1. 2. Temperatura

A temperatura média das máximas é de 28,0° C e das mínimas 25,6° C. As temperaturas máximas mensais ocorrem no mês de outubro e as mínimas de junho a julho, cujos valores médios estão apontados na tabela 2 (SUDENE, 1973).

Tabela 2 - Temperatura média mensal (T) em °C:

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Média
T,°C	27.9	27.3	26.9	26.8	26.5	25.6	25.6	25.7	27.1	28.0	27.7	27.8	26.9

Fonte: SUDENE, 1973

3. 1. 3. Umidade Relativa do Ar

Os dados sobre umidade relativa do ar (U_a , %) podem ser estimados a partir dos dados da estação climatológica de Patos, cujos valores médios estão apontados na tabela 3 (SUDENE, 1973). Os valores mostrados na tabela 3 são baixos, com uma média anual de 49%, uma máxima de 60% em março e uma mínima de 41% em outubro. Observa-se

também que não existe uma variação mensal significativa.

Tabela 3 - Umidade relativa mensal em %

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Média
Ua, %	47.0	53.0	60.0	57.0	54.0	51.0	48.0	44.0	42.0	41.0	42.0	44.0	49.0

Fonte: SUDENE, 1973

3. 1. 4. Insolação

Os dados sobre insolação (I) na região da bacia do Seridó foram estimados a partir dos dados da estação climatológica de São Gonçalo, cujos valores médios estão apontados na tabela 4 (SUDENE, 1973). A insolação média ao longo do ano é igual a 8,7 horas, uma máxima de 9,7 h/d em outubro e uma mínima de 7,6 h/d em março.

Tabela 4 - Insolação média mensal - horas diárias de sol

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Média
I, h/d	8.7	8.1	7.6	7.9	8.4	8.4	8.8	9.5	9.4	9.7	9.0	9.1	8.7

Fonte: SUDENE, 1973

3. 1. 5. Velocidade do Vento

A velocidade do vento (V) na região da bacia do Seridó pode ser estimada a partir dos dados desta variável medidos na estação climatológica de Patos, cujos valores médios estão apontados na tabela 5 (SUDENE, 1973). O valor médio anual é igual a 1,8 m/s, o mínimo mensal igual a 1,0 m/s (em abril) e o máximo mensal igual 2,5 m/s (em outubro).

Tabela 5 - Velocidade do vento média em m/s

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Média
V, m/s	2.1	1.8	1.4	1.0	1.1	1.4	1.8	1.9	2.4	2.5	2.3	2.2	1.8

Fonte: SUDENE, 1973

3. 1. 6. Evaporação

Os dados sobre evaporação (E) na região da bacia do Seridó podem ser estimados a partir dos dados da estação climatológica de Patos, cujos valores médios estão apontados na tabela 6. Os dados da tabela 6 apontam que o total médio anual é bastante elevado (3.450,7 mm), alcançando o pico no mês de outubro, quando a evaporação atinge a cifra de 357,5 mm. É importante observar que a evaporação na região de Santa Luzia corresponde a um total de aproximadamente de 2.070 mm, uma vez que a mesma medida no tanque classe A é multiplicada por um fator de 0,6 típico da região Nordeste.

Tabela 6 - Evaporação potencial média mensal

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Total
E, mm	331.0	368.6	254.9	214.7	222.1	220.2	257.9	314.0	324.8	357.5	342.7	342.3	3450.7

Sabe-se que a evaporação potencial é sempre maior que a evaporação real, a qual depende da disponibilidade atual da água superficial ou da água próxima à superfície exposta livremente às condições ambientais durante a época de observação. No processo do modelamento apenas a taxa de evaporação real será utilizada. Logo depois da época da chuva aparecem lâminas finas de escoamento superficial no leito nu do aluvião e permanecem até aproximadamente dois meses. Neste intervalo de tempo a taxa de evaporação real é considerável e tenderá à zero com o rebaixamento do nível freático até uma profundidade de cerca de 50 cm para o leito constituído de material relativamente grosso e sem cobertura vegetal. Nos terraços vegetados existem fora da evaporação real o efeito da transpiração das plantas pelas folhas, caules e raízes, a chamada evapotranspiração. A taxa de transpiração é função dos estômatos das folhas e dos caules, da profundidade efetiva das raízes na faixa de 0.50 m a 2 m e do tipo de vegetação.

3. 1. 7. Regime Pluviométrico

Na tabela 7, observa-se que o total médio anual se situa entre 500 e 600 mm e que

como nas demais regiões semi-áridas do Nordeste, o trimestre mais chuvoso é responsável por cerca de 75% dos totais acumulados ao longo do ano. Para uma abordagem simplificada apresentamos abaixo na tabela 7 a precipitação mensal média do período de 1950 a 1993.

Tabela 7- Precipitação média mensal, em mm

Meses	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maio	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Total
Méd.	37.3	105.2	184.1	147.1	38.5	14.9	11.9	2.2	1.8	4.0	7.9	25.2	580.1

Fonte: SUDENE, 1985 & LMRS, 1996

3. 2. A Agropecuária

3. 2. 1. A Vegetação

A vegetação da sub-bacia Rio Seridó é formada por uma Estepe arbórea aberta (caatinga) com palmeira (Eap), Estepe arbórea sem palmeira (Eas) e por agricultura de cultura cíclica (Acc). Na tabela 8 estão as proporções dos tipos de vegetação da região em estudo de acordo com o Mapa RADAMBRASIL, 1981.

Tabela 8 - Proporção da vegetação da sub-bacia em estudo :

TIPOS DE VEGETAÇÕES	PORCENTAGENS (%)
Eap	45
Eas	35
Acc	20
TOTAL	100

Fonte : RADAMBRASIL, 1981 - Escala 1:1.000.000

A área do Riacho Chafariz é caracterizada pelas Estepes arbóreas abertas, sendo representadas por formações arbustivas e herbáceas. Apresenta grande número de cactáceos e remanescentes arbóreos. Segundo observações *in situ* e por depoimentos de agricultores da

região (GOMES, 1996) se pode encontrar as seguintes espécies:

- *Aspidosderma pyrifolium* Mart. (*Pereiro*)
- *Astronium urundeava* Engl. (*Aroeira*)
- *Cinidosculus phyllacanthus* Pax et Hoff (*Favela*)
- *Mimosa acustistipula* Benth (*Jurema*)
- *Zigiphus joazeiro* Mart. (*Juazeiro*)
- *Croton sincorensis* Mart. (*Marmeleiro*)
- *Indigofera* Sp. (*Anil*)
- *Licanea rigida* Benth. (*Oiticica*)
- *Croton argyrophytoides* Muell. Arg. (*Velame*)
- *Sporobolus virginicus* Kunth. (*Capim Barba de Bode*)
- *Crataeva trapia* L. (*Trapiá*),
- *Prosopis juliflora* (*Algaroba*), entre outras.

Dentre as Xerófitas temos :

- *Cereus iamacuru* (*Mandacaru*)
- *Pilosocereus gournelli* (*Xiquexique*)
- *Melanocactus bahiensis* (*Coroa de Frade*)
- *Pilosocereus piauiensis* (*Facheiro*), entre outras.

Existe na região do Riacho Chafariz agricultura de subsistência de feijão, milho, algodão e macaxeira na calha maior do lado da BR-230 e parcialmente hortaliças, tais como: tomate, pimentão, coentro, alface, cebola, alho e pepino com irrigação nos terraços suspensos. Além disso, existe agricultura de frutas, tais como: manga, caju, goiaba, banana, pinha, melancia, melão, mamão e na margem da calha maior coqueiros, dentre outras. Nas áreas montantes das duas barragens submersas dentro da calha menor, do leito do Riacho Chafariz, encontra-se durante o ano todo plantações de batata-doce, feijão, entre outras.

Observa-se a crescente retirada de madeiras das árvores arbóreas e arbustivas para a confecção de cercas para criação de animais, construção de casas rurais e lenha para fogão.

Estes estragos ecológicos por causa do desmatamento e não-reflorestamento reduz a taxa de recarga anual, provoca a erosão mais e mais visível e inicia uma desertificação nesta região semi-árida.

Durante algum tempo foi incentivada em alguns trechos a plantação de algarobas nas margens da calha menor e na calha maior do Riacho Chafariz. Existe uma preocupação dos moradores da região em que esta plantação de algarobas venha a contribuir para o aumento do rebaixamento do lençol freático. Não será estudado este efeito neste trabalho.

3. 2. 2. A Pecuária

Existe no aquífero Riacho Chafariz a criação de gado e cabras que precisam de água de boa qualidade para o consumo. Uma cabeça de gado consome aproximadamente 50 litros de água por dia. Com as pisadas destes animais nos terraços do aluvião se aumenta a compactação do solo, diminuindo assim a capacidade de infiltração da água superficial, além disso se aumenta também a probabilidade de poluição da água infiltrada pelas fezes e urina dos animais nesta área de pasto. O grande número de cabras reduz a cobertura vegetal pois, são pouco seletivas na sua alimentação.

3. 3. A Área de Modelamento

A área do modelamento é apenas um trecho limitado do sistema aluvial do Riacho Chafariz (figura 7). A seleção foi feita a partir do primeiro poço de tipo *Cacimba*, PA3, aproximadamente no início do pé-da-serra e se estende por 5 km em direção à Santa Luzia. O fim da área selecionada é o vertedor B1, onde a água represada transborda em uma queda livre de cerca de 3 m e se espalha em uma superfície cristalina sem vegetação, está continuando o seu curso conforme o aluvião original até desembocar finalmente no açude de Santa Luzia.

O aluvião raso de profundidades de 1 m até 10 m no máximo com seu leito bem estreito e sem vegetação, de material granulado de tamanho médio até grosso possui uma

condutividade hidráulica na faixa de $K = 10^{-3}$ m/s e uma porosidade efetiva de cerca de $n_{ef} = 0,1$. Os seus terraços laterais mais largos e vegetados de material provavelmente mais fino, deveria ter valores menores em condutividade hidráulica e porosidade efetiva. A fronteira lateral do aluvião é visivelmente no lado esquerdo, a rocha cristalina não permite um fluxo lateral subterrâneo. Na margem perto da BR-230, a situação geomorfológica é menos clara por causa da existência dos terraços suspensos inclinados, mas a geologia geral desta região e a investigação geofísica nos anos de 1986-88 (VITORINO 1991, SCHUSTER 1990) mostram claramente que em uma profundidade de alguns metros, encontra-se também o embasamento cristalino. Portanto, o aluvião é encaixado lateralmente em ambos os lados pela rocha cristalina impermeável, então não há fluxos laterais subterrâneos (para o modelo numérico resulta a condição de contorno de fluxo nulo - *tipo Neumann*), mas fluxos laterais superficiais e sub-superficiais, os quais devem ser bastante importantes durante a época da chuva, suprindo o aluvião como uma área de recarga (condição de fluxo lateral definido, *tipo Neumann*). O vertedor B1 na saída da área de estudo garante um nível freático constante o ano todo, e assim serve como uma condição de contorno de carga hidráulica definida (*tipo Dirichlet*).

O único riacho tributário de importância que aflui no Riacho Chafariz é o Riacho São Gonçalo, perto da ponte da BR-230. O seu aluvião é barrado por um muro construído embaixo da ponte de modo que não há contato hidráulico direto com o Riacho Chafariz durante a época de estiagem. Mas, depois das chuvas fortes, a água do Riacho São Gonçalo se escoia superficialmente na planície aluvial do Riacho Chafariz e irá contribuir significativamente. Existem mais dois afluentes de menor escala, por causa disso, não serão considerados no modelo.

A área de estudo compreende vários poços do tipo cacimbão. Na primeira etapa de investigação, em 1988, foram perfurados cinco piezômetros distribuídos estrategicamente para observar a variação do nível freático durante o tempo integral do estudo. Foi instalado um pluviômetro em um local da área para registrar a taxa de precipitação neste tempo. Uma medição da depleção foi também iniciada, a qual servia como uma observação extra na calibração do modelo (OLIVEIRA, 1992).

Quanto ao efeito da evaporação na área de modelamento, pode-se registrar uma taxa elevada na faixa de até 10 mm/dia no período das chuvas, quando também se observa os

escoamentos superficiais do aluvião totalmente saturado. A partir de agosto ou setembro, o efeito da evaporação diminui como rebaixamento gradual do nível frático no leito. Um valor de cerca de 3 a 5 mm/dia pode ser estimado no modelamento.

Todas estas observações de campo servem como dados de entrada no modelo numérico na fase de calibração e verificação.

3.3.1. A Topografia

Foi confeccionado o mapa de drenagem da planície aluvial (figura 8) da área leste da cidade de Santa Luzia-PB, incluindo diversos sistemas aluviais de primeira ordem, tais como: Riacho do Fogo, Riacho do Saco e o Riacho Chafariz, o aluvião selecionado para o estudo, (Folhas SB.24-B-V - Jardim do Seridó e SB.24-Z-D-II - Juazeirinho). A partir deste mapa calcula-se uma área total de cerca de 520 km², tendo como área de recarga para o Riacho Chafariz, aproximadamente 220 km² e como área de descarga do aluvião uma área de 2,5 km².

A partir do mapa de drenagem foi confeccionado um perfil longitudinal do sistema aluvial do Riacho Chafariz do corte entre os pontos AB e do corte entre os pontos BC, como é indicado na figura 8. A parte montante do Riacho Chafariz começa cerca de 25 km a leste da cidade de Santa Luzia em uma altura topográfica de 750 m e tem uma queda aproximada de 10 km, isto é, um declive de cerca de 2,5° (perfil CB, na figura 9). Perto da ponte da BR-230, onde começa o pé da montanha até o Açude de Santa Luzia (Perfil BA, na figura 9) tem-se uma queda de 50 m até a altura topográfica do Açude de Santa Luzia ao longo de uma distância de 10 km, tendo um declive pequeno de 0,25° (figura 8).

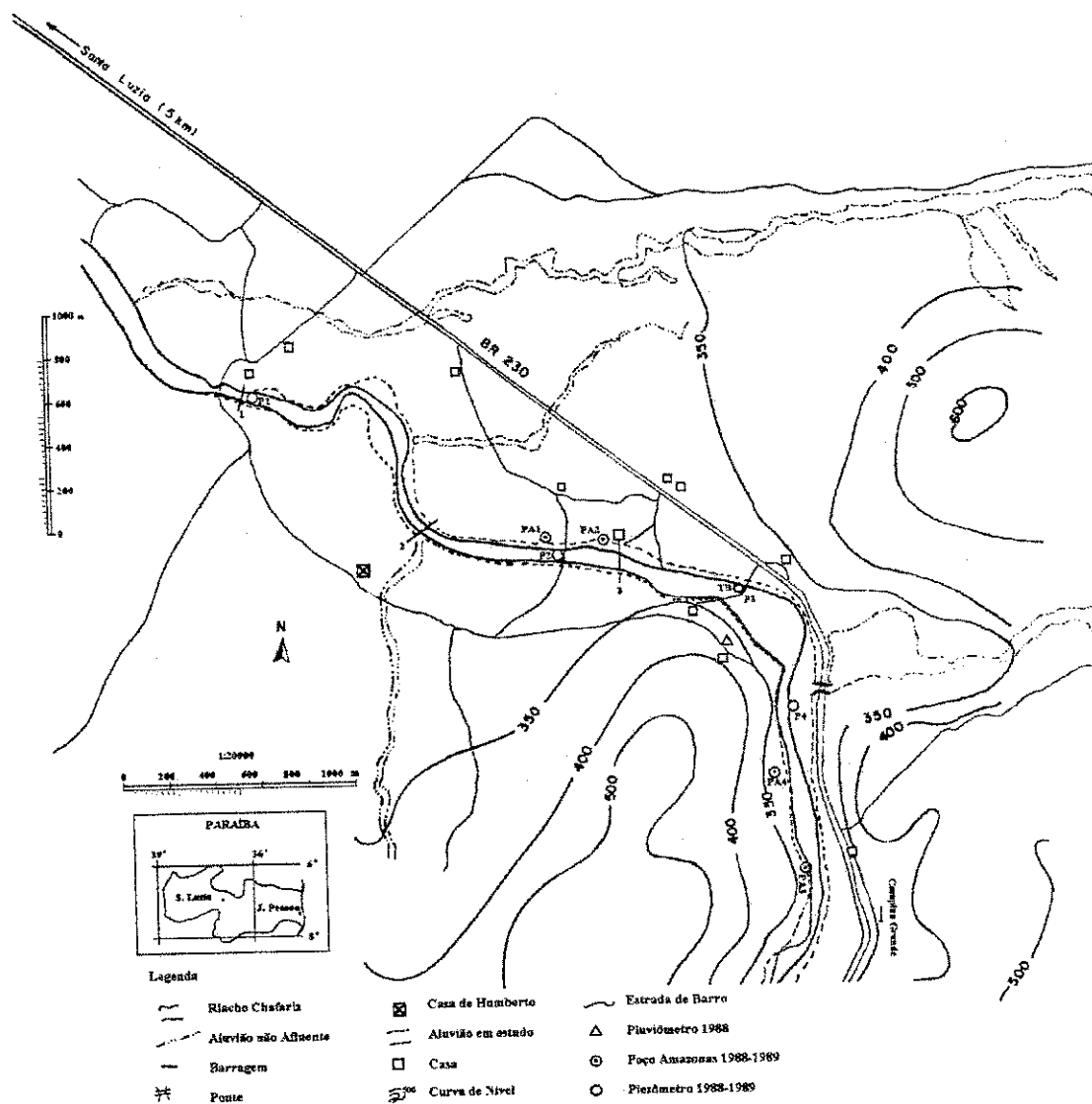


Figura 7 - Mapa de localização da área de estudo confeccionado através de aerofotos na escala de 1:20.000.

4. O DESENVOLVIMENTO DO MODELO

4.1. O Programa Computacional do Modelamento

No início do modelamento numérico a área de Recursos Hídricos não tinha um programa de modelamento próprio de águas subterrâneas. Portanto, fez-se necessário recorrer a alguns programas didáticos, mas incompletos, dos vários livros de introdução ao modelamento das águas subterrâneas. O primeiro foi um livro para iniciantes nesta área com título *Introduction to Groundwater Modelling* (WANG & ANDERSON, 1982) e alguns programas em FORTRAN estão acompanhando o texto como exemplos de programação. Um outro livro de texto mais avançado foi *Groundwater Modelling. An Introduction with Sample Programs in Basic* (KINZELBACH, 1986). Estes programas serviram como os primeiros programas de modelamento nesta dissertação. Com o apoio técnico em computação do aluno de iniciação científica (MEIRA, 1996) foram modificados e reescritos vários programas deste livro em PASCAL e foram usados para os primeiros passos neste modelamento apresentado aqui. Um livro de texto usado foi *Modelling Groundwater Flow and Pollution* (BEAR & VERRUIJT, 1990) que serviu apenas como um livro de informação e confirmação. Foram feitos os primeiros cálculos ao nível mais avançado, quando foi lançado um novo livro de modelamento em língua alemã *Grundwassermodellierung. Eine Einführung mit Übungen* (KINZELBACH & RAUSCH, 1995) junto com um disquete de programa de modelamento. Este programa de nome *ASM - Aquifer Simulations Modell* serviu como o programa principal deste trabalho. No final do ano 1996, aparece o novo MODFLOW, o programa já clássico do modelamento das águas subterrâneas, em uma versão modificada para rodar no *Windows* (*Processing Modflow PMWIN*), (CHIANG & KINZELBACH, 1996). Mas, este programa não podia mais ser considerado nesta dissertação dada a escassez de tempo.

O programa de modelamento numérico *ASM (Aquifer-Simulations-Modell)* é um programa didático ao nível de alunos de pós-graduação em hidrologia. Usa-se tanto para modelar o fluxo bidimensional (2-D) das águas subterrâneas como modelar o transporte bidimensional (2-D) dos poluentes. O *algoritmo* é expresso em diferenças finitas para o fluxo subterrâneo e o Método de *Random Walk* é usado para modelar os fenômenos de

transporte. O programa é escrito em *Microsoft Visual Basic*, salvo 3 módulos em *FORTRAN* para calcular problemas de erros ao resolver as equações lineares, criar distribuições estocásticas de permeabilidades hidráulicas e otimizar os parâmetros na calibração automática.

O programa pode rodar com apenas 4 MB RAM, mas, por causa disso, existem várias restrições severas tais como: a malha de discretização não pode ultrapassar uma grade de $80 \times 80 = 6400$ células. A resolução das equações lineares pode ser executada em duas versões diferentes atuando em dupla precisão. Pode-se escolher entre o procedimento de IADI (*Iterative Alternating Direction Implicit procedure*) ou o procedimento de PCG (*Preconditioned Conjugate Gradient procedure*) com o preconditionador de *Cholesky*. As linhas de fluxo (*pathlines*) e as isócronas serão calculadas pela integração de *Euler*. A calibração automática dos campos estacionários de fluxo é um procedimento de *Marquardt & Levenberg*. A simulação de transporte é baseada na teoria de *Ito-Fokker-Planck*.

O programa ASM permite modelar as seguintes situações hidrológicas:

- Apenas para problemas *bidimensionais* (2-D);
- Fluxo estacionário / não-estacionário;
- Aquíferos homogêneos / não-homogêneos;
- Aquíferos confinados / não-confinados / semi-confinados;
- Aquíferos isotrópicos / anisotrópicos;
- Extração / injeção dos poços com uma taxa de duração de tempo constante ou variável;
- Recarga da água pela precipitação em função do tempo e espaço;
- Balanço hídrico da área total ou área selecionada parcial do modelo;
- Comparação das cargas hidráulicas observadas e calculadas;
- Calibração automática dos campos estacionários de fluxo;
- Geração das distribuições estocásticas das permeabilidades hidráulicas;
- Cálculo das linhas de fluxo;
- Cálculo das isócronas ao redor de um poço de bombeamento;

- Distribuições de concentrações dos poluentes depois das injeções momentâneas ou permanentes;
- Curvas de concentrações dos poluentes em locais ou poços selecionados.

Para a fase de *pré-processamento* e para facilitar uma discretização da área do modelo tanto em espaçamento constante como variável, o ASM permite a integração dos arquivos gráficos do tipo DXF, criados por meio de um scanner junto com *CorelDraw* ou com um outro tipo de digitalizador, junto com a malha de grade definida. Como a fase de *pós-processamento* e para apresentar graficamente os resultados dos vários estágios de modelamento serão criados arquivos de HP-GL (*Hewlett-Packard Graphics Language*). Estes arquivos contêm os gráficos em forma de comandos de plotagem e podem ser imprimidos pelo processador de texto *Word for Windows*, versão 6.0.

4.2. O Design do Modelo do Riacho Chafariz

Atualmente para se fazer um design adequado do modelo de uma área de estudo de forma geométrica arbitrária é relativamente fácil. Com o mapa topográfico de escala de 1:20.000, feito a partir de aerofotos que se pode solicitar à FAB (Força Aérea Brasileira) ou talvez aos arquivos de companhias de perfuração de poços, esboça-se a área de interesse com alguns itens topográficos, por exemplo: a estrada principal para se orientar e se faz uma cópia de trabalho.

A área de estudo do trecho do Riacho Chafariz de comprimento de cerca de 5 km e de largura variando de 50 m até no máximo 400 m foi discretizada em células de dimensões constantes de 65 m x 65 m. Usou-se uma malha já confeccionada em papel vegetal em cima do mapa topográfico ampliado na máquina de xerox. Tendo como resultado uma discretização em 51 colunas na direção *x* e 26 linhas na direção *y*. Uma melhor resolução da respectiva malha de grade não é permitida pela limitação dos *arrays* das variáveis predefinidas pelo programa ASM (limite superior da discretização é uma malha de 80 x 80 células), mas, era desnecessária por causa dos poucos dados de campos disponíveis, como será apresentado na tabela 9 e figura 10.

O modelamento precisa dos dados de campo para serem usados como dados de

entrada no modelo numérico. Os dados de campo ou os dados de observação são principalmente adquiridos em poços de observação, os piezômetros, os quais são bem distribuídos em números limitados, em locais estratégicos na área de estudo. A observação regular da variação temporal da carga hidráulica (*hydraulic heads*) em certos intervalos de tempo pelo hidrólogo faz parte do estudo que dá as informações hidrológicas mais importantes sobre o comportamento hidrodinâmico do aquífero. Outras informações hidrológicas de maior valor são observadas das medições do fluxo lateral subterrâneo, a depleção, ou seja a extração contínua de água do lençol subterrâneo a uma taxa maior do que a de realimentação, e/ou, se for possível, medições de fluxos totais (superficial, sub-superficial e subterrâneo) em um vertedor construído. Informações adicionais, especialmente medições climatológicas como a medição da precipitação através de um pluviômetro instalado na área de estudo entre outros, servem para estimar o efeito de recarga do aquífero pela infiltração via zona não-saturada na época das chuvas e logo depois da época das chuvas. Se não existir um dispositivo para medir diretamente a infiltração ou não é estabelecido um modelo matemático como um modelo linear de tanque para estimar a taxa de recarga (MICHIE et al., 1985), o valor da recarga tem que ser determinado pelo processo da calibração. Se não foram instalados outros equipamentos climatológicos para medir a velocidade do vento, as horas de insolação e o grau de umidade, a taxa da evaporação tem que ser determinada também na calibração. Como um valor inicial será usado um valor teórico da evaporação potencial adaptado da região (tabela 6).

Os dados de campo desta dissertação (tabela 9) foram obtidos a partir de um projeto hidrológico durante os anos de 1986 a 1989 (*PDCT / NE - Projeto de Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Nordeste*) e já foram utilizados em uma dissertação (OLIVEIRA, 1991).

A existência das duas barragens subterrâneas B2 e B3 não foram reconhecidas e por causa disso, faltam informações completas sobre o efeito da represa a montante das respectivas barragens, tanto na medição como no modelamento desta dissertação.

Em uma campanha de trabalho de campo no final do ano de 1987, foram perfurados 5 poços de observação nesta área de estudo, além disso, ainda incluindo mais

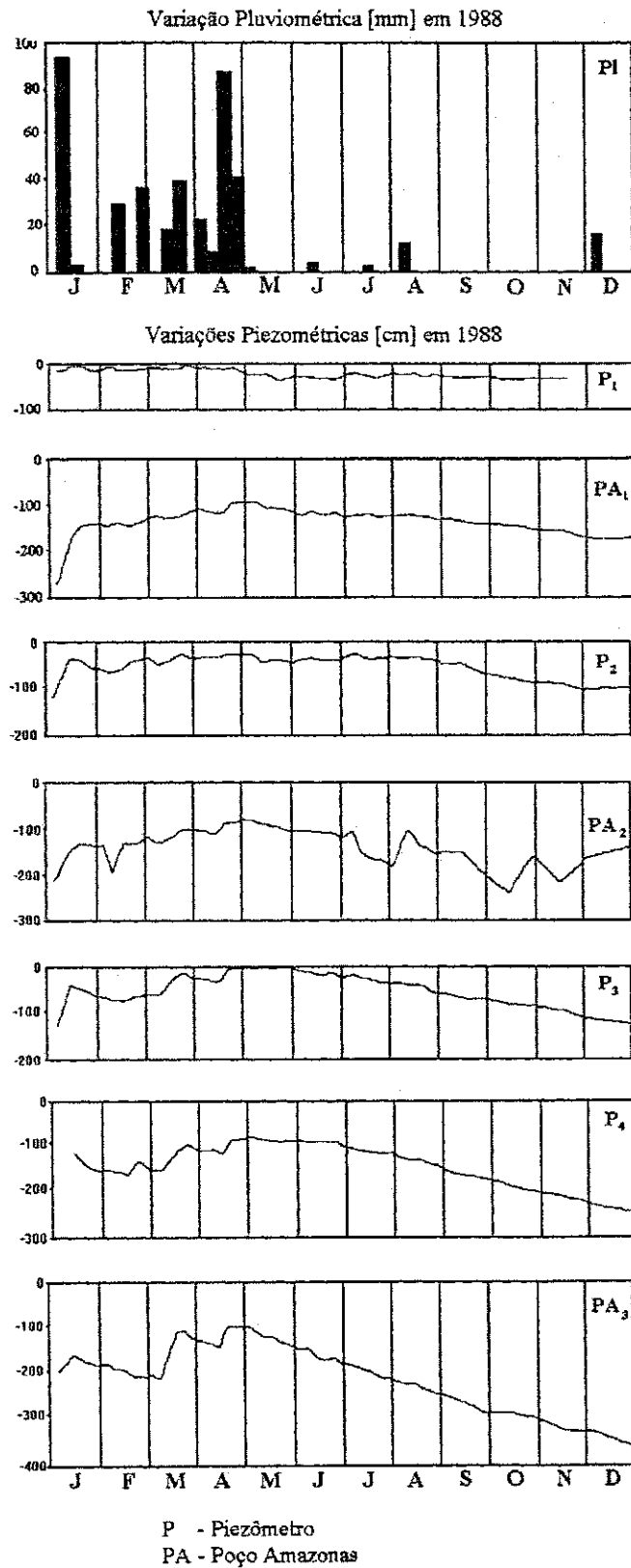


Figura 10 - Níveis piezométricos e pluviométricos no Riacho Chafariz.

Fonte: OLIVEIRA, 1992

3 poços de cacimba já existentes para registrar semanalmente os níveis freáticos nestes locais. Um pluviômetro simples foi também instalado para medir a taxa de precipitação (figura 10 e tabela 9).

O projeto bilateral permitiu uma repetição de todas as medições necessárias de campo para melhorar o futuro modelamento, também considerando os efeitos hidrodinâmicos das barragens B1, B2 e B3. Nesta etapa do trabalho de campo, iniciado no mês de agosto de 1996, foram reativados os velhos poços de observação já não mais existentes e além disso, foram perfurados poços adicionais a pouco metros a montante e a jusante das barragens B2 e B3.

A primeira observação dos dados de campo na figura 10, comparando diretamente a forma dos níveis freáticos nos vários poços com a taxa de precipitação registrada semanalmente durante o ano de 1988. Observa-se que depois do início da primeira chuva forte de 92 mm na segunda semana do mês de janeiro, todos os níveis freáticos se elevaram drasticamente, depois da estiagem do ano passado de 1987, a qual ainda não foi registrada. Houve uma pausa de quase um mês, até o verdadeiro período de chuva, começou novamente com taxas variáveis de 20 mm até 86 mm. Nesta pausa de um mês, observa-se já pequenas ondulações nos níveis freáticos no mês de fevereiro.

Depois se percebe novamente uma subida nas curvas freáticas até chegar um ponto máximo no final de abril. A partir daí, os níveis freáticos se rebaixaram lentamente em um declive quase linear até o início do mês de dezembro, onde uma pequena chuva de 14 mm novamente provocou um pequeno levantamento dos níveis freáticos mais jusantes. Observa-se que o rebaixamento dos níveis freáticos durante os meses de estiagem a partir de maio até final de novembro é mais pronunciado nos poços de observação mais montantes, por exemplo no poço PA3, com relação aos poços jusantes como no poço PA1 por exemplo. Este comportamento reflete claramente o efeito que a água a jusante é represada na saída do aluvião perto do vertedor B1 e dali, observa-se uma curva de depleção exponencial. As águas a montante podem escoar para o curso inferior do aluvião. É observado que o poço de cacimba PA2 mostra um comportamento de *zig-zag*, o qual apenas pode ser interpretado como um efeito de bombeamento diário neste local por causa da irrigação de uma área relativamente grande de cultivo de alface e outras hortaliças.

5. APLICAÇÃO DO MODELO

5.1. A Calibração do Modelo

Neste trabalho são apresentados os resultados de um modelamento no aquífero aluvial do Riacho Chafariz perto da cidade de Santa Luzia -PB por meio do programa didático ASM (*Aquifer-Simulations-Modell*), (KINZELBACH, 1995).

Os dados de campo disponíveis para a calibração e ajuste de modelo eram escassos. O modelo de simulação utilizado é um modelo de malhas constantes com $DX = DY = 65$ metros, compreendidas em um reticulado de 51 colunas x 26 linhas, discretizou-se a área de $5,6 \text{ km}^2$ em 1326 células (figura 11).

As condições de contorno para o regime estacionário eram do tipo de Neumann (fluxo nulo perpendicular às margens laterais do aluvião) e do tipo Dirichlet (carga hidráulica constante na fronteira montante, definida pelo nível freático no poço PA3, $h = 94,57 \text{ m}$ e na fronteira jusante no vertedor B1, $h = 74,99 \text{ m}$). Os demais parâmetros geométricos, como a altura do topo, da base e a largura do aluvião neste modelamento são apresentados na tabela 10, os quais provêm do trabalho de Patrice R. da Silva Oliveira (OLIVEIRA, 1992). Os demais valores foram interpolados, especialmente os valores da base do aluvião. Na realidade, houveram apenas 5 valores da profundidade até o embasamento cristalino que provêm das perfurações dos piezômetros executadas no ano de 1987.

Os valores iniciais do modelamento estacionário são as cargas hidráulicas, os quais podem ser valores arbitrários na região de modelamento, mas devem ser definidos e permanecidos fixos na fronteira montante e jusante da área de modelamento (*Condições de contorno*). Não foi considerado nenhum bombeamento de poços neste modelo. Os parâmetros hidrodinâmicos iniciais que devem ser ajustados posteriormente pelo processo de calibração eram valores da literatura dos poucos estudos técnicos publicados sobre aquíferos aluviais (MELO, 1987):

$$\text{Condutividade hidráulica } K = 10^{-3} \text{ m/s}; \text{ Porosidade efetiva } n_{ef} = 0,1$$

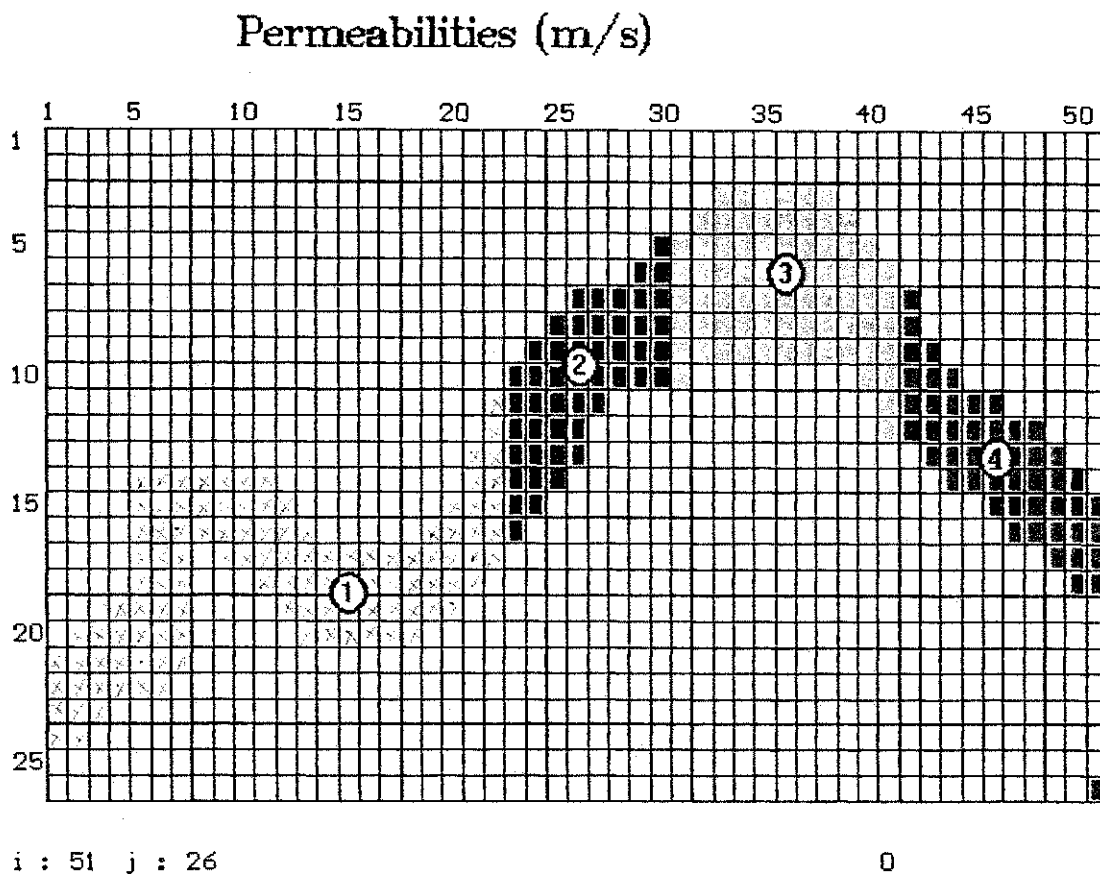


Figura 11 - Discretização e zoneamento da área de estudo do Riacho Chafariz.

$$K_1 = 2,8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}; K_2 = 6,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}; K_3 = 7,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s e } K_4 = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s.}$$

O aquífero aluvial em modelamento foi considerado: *isotrópico, freático e homogêneo*, apenas nas primeiras simulações.

Com estes dados de campo e os parâmetros hidrodinâmicos iniciais foram efetuadas as primeiras simulações no regime estacionário (figura 14).

Depois de ter conseguido o ajuste da condutividade hidráulica, continuou-se a fase de simulação no *regime não-estacionário* ou *regime transitório*. Usando-se os valores simulados de carga hidráulica, em cada célula do modelo no regime estacionário como valores iniciais de carga hidráulica. No processo de regime não-estacionário simulou-se a evolução freática do aquífero no curso de tempo de 12 meses.

A calibração foi realizada com os seguintes valores de níveis freáticos medidos nos poços no dia 04/06/1988:

$PA3 = 94,57$ metros (Condição de contorno montante)

$P4 = 92,22$ metros

$P3 = 89,59$ metros

$PA2 = 85,52$ metros

$P2 = 84,31$ metros

$PA1 = 84,34$ metros

$P1 = 74,99$ metros (Condição de contorno jusante)

Esta data foi selecionada por ser o término da época das chuvas, onde também, o efeito da evaporação pode ser considerado bastante reduzido.

A partir deste estágio de modelamento, ajustou-se o valor *único* da condutividade hidráulica para o aluvião, considerando-se como *homogêneo*. Posteriormente, o aluvião foi considerado como *não-homogêneo*, de modo que a área total foi subdividida em 4 sub-áreas (por causa de apenas 4 poços de observação a serem calibrados) pelo método de *Thiessen* (figura 11) e atribuindo a cada sub-área o seu próprio valor da condutividade hidráulica. O procedimento de reajuste foi feito uma vez por *método direto* de tentativa e erro (*Trial and Error*). Depois de não ter conseguido um reajuste razoável, foi tentada a calibração outra vez por *método inverso*, onde uma otimização dos parâmetros foi feita pela calibração automática, integrado no programa ASM, baseando-se no método dos mínimos quadrados (*Least Squares Fit*), mas com o mesmo sucesso insatisfatório, de onde se conclui que as sub-áreas selecionadas com seu próprio valor de condutividade hidráulica foram mal-definidas.

Fazer o zoneamento da condutividade hidráulica não é fácil, mas possível no aquífero constituído por rochas e de litologias diferentes se o mapeamento geológico delineia as fronteiras litológicas. Este zoneamento não se consegue fazer no aquífero de constituição do material não-consolidado por causa da falta das fronteiras litológicas claras.

Sabe-se da teoria que o nível freático em uma dimensão é uma curva parabólica. Ao mudarmos a condutividade hidráulica ao longo deste trecho unidimensional, pode-se observar, segunda a teoria (figura 12) uma curva composta de tantos segmentos parabólicos como existem condutividades hidráulicas diferentes. Se for possível

descobrir em um perfil longitudinal do nível freático (confeccionado depois da simulação) certas ondulações, poderiam ser explicadas por mudanças na condutividade hidráulica no meio poroso e/ou por efeitos geométricos (variações na forma do curso, na largura e na profundidade) do aquífero aluvial.

Para se investigar isto em mais detalhes, tentou-se primeiramente estudar os prováveis efeitos na evolução da superfície freática em relação direta com os fatores geométricos como a forma, a largura e a profundidade do respectivo aluvião e daqui, eliminar estes distúrbios que provém destes fatores geométricos do aluvião antes de continuar com a calibração. Por serem realizados estes estudos, foram consideradas as seguintes situações geométricas como se pode ver nas tabelas 11 e 12:

Modelou-se um aquífero de forma *reta* com largura *constante* (caso 1), forma *reta* com largura *variável* (caso 2), um aquífero *meandrado* com largura *constante* (caso 3) e *meandrado* com largura *variável* (caso 4) em função da profundidade da base do aluvião de *0 metro*, *70 metros linear*, *74 metros linear* e *74 metros ondulado*. Estas 16 combinações diferentes foram simuladas no regime *estacionário*, com as condições de contorno simples, de modo que a carga hidráulica foi definida e fixada na entrada e saída do aluvião. Os resultados destas simulações relativamente amplas são apresentados como exemplo na figura 13 no texto e nas figuras A1 e A2 no anexo.

A conclusão a que se chega é que a superfície freática de um aluvião não depende tanto da sua largura e forma superficial, mas muito da profundidade da sua base.

Este resultado, no entanto, não possibilitou em nenhuma maneira a calibração da condutividade hidráulica ainda pendente. Ficou a certeza que de um lado pela deficiência dos dados de campo e por outro lado, por interferência das barragens submersas no sistema aluvial, não era possível efetuar uma calibração suficiente satisfatória.

Diante desta dificuldade percebida, foi tomado providência na execução de uma nova campanha de trabalho de campo, realizado no mês de agosto de 1996, pois neste mês, o aquífero estava ainda bastante saturado. Conseguiu-se medir o nível da água em cada 100 metros de distância ao longo do trecho completo utilizando-se uma haste perfurada, enterrada temporariamente com uma marreta para medir o nível de água através uma trena eletrocondutiva e um levantamento topográfico em seguida. Diante destas dificuldades, houve uma calibração satisfatória, já que foi feita com dados de

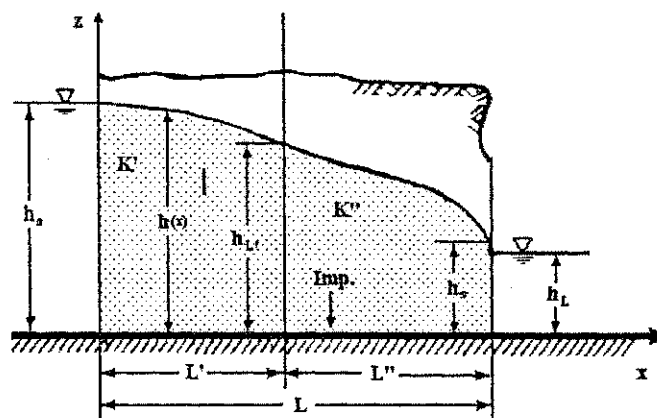


Figura 12 - Fluxo não-confinado de um aquífero estratificado verticalmente

Fonte: BEAR, 1979

Tabela 10 - Dados do perfil longitudinal (OLIVEIRA, 1992).

Nó	Distância [m]	Topo [m]	Barragem [m]	Base [m]	Largura [m]	Carga [m]	Observação:
1	0	96,4		89,6	200,0	95,6	PA3, Qm
2	200	95,6		88,0	150,0	95,2	
3	400	95,0		86,6	150,0	94,0	
4	600	94,2		85,2	200,0	93,2	
5	800	93,5		83,7	300,0	92,4	Qside
6	1000	92,8		82,9	400,0	92,0	P4
7	1200	92,0		82,6	300,0	91,2	
8	1400	91,2		82,3	300,0	90,6	
9	1600	90,5		82,0	300,0	90,0	
10	1800	89,8		81,6	300,0	89,3	P3
11	2000	88,6		81,3	300,0	88,4	
12	2200	87,4		80,9	200,0	87,2	
13	2400	86,3	85,0	80,5	250,0	86,0	B3
14	2600	85,0		80,0	300,0	84,4	P2
15	2800	84,0		79,7	300,0	83,7	
16	3000	83,0		79,0	200,0	82,7	
17	3200	82,0	80,0	78,4	200,0	81,7	B2
18	3400	81,0		77,8	100,0	80,8	
19	3600	80,0		77,2	100,0	79,8	
20	3800	79,0		76,6	200,0	78,8	
21	4000	78,0		76,0	200,0	77,8	
22	4200	77,0		75,4	100,0	76,9	
23	4400	76,0		74,8	100,0	75,0	P1
24	4600	75,2	74,9	74,2	100,0	75,0	B1, Qout

campo e baseado também em dados de literatura. Porém, poderia ser bastante refinada com o uso de melhores dados. Conseqüentemente, não houve uma etapa da verificação em regime *não-estacionário*.

Tabela 11 - As combinações realizadas de simulação variando uma vez a base do aluvião em relação à forma aluvial (linha) e outra vez, a forma aluvial em relação à base aluvial (coluna) sem potencial definido nos poços.

Base⇒ Forma aluvial ↓	0 [m] constante	70 [m] linear	74 [m] linear	774 [m] variável	Figuras
reta e largura constante	Nub-03	Nub-11	Nub-19	Nub-27	B1
reta e largura variável	Nub-01	Nub-09	Nub-17	Nub-25	B3
meandrado e largura constante	Nub-07	Nub-15	Nub-23	Nub-31	B5
meandrado e largura variável	Nub-05	Nub-13	Nub-21	Nub-29	B7
Figuras	C1	C3	C5	C7	

Tabela 12- Gráficos que fazem parte das figuras

Figuras	Gráficos
Figura A1	C1, C3, C5, C7
Figura A2	B1, B3, B5, B7

Gráfico B7

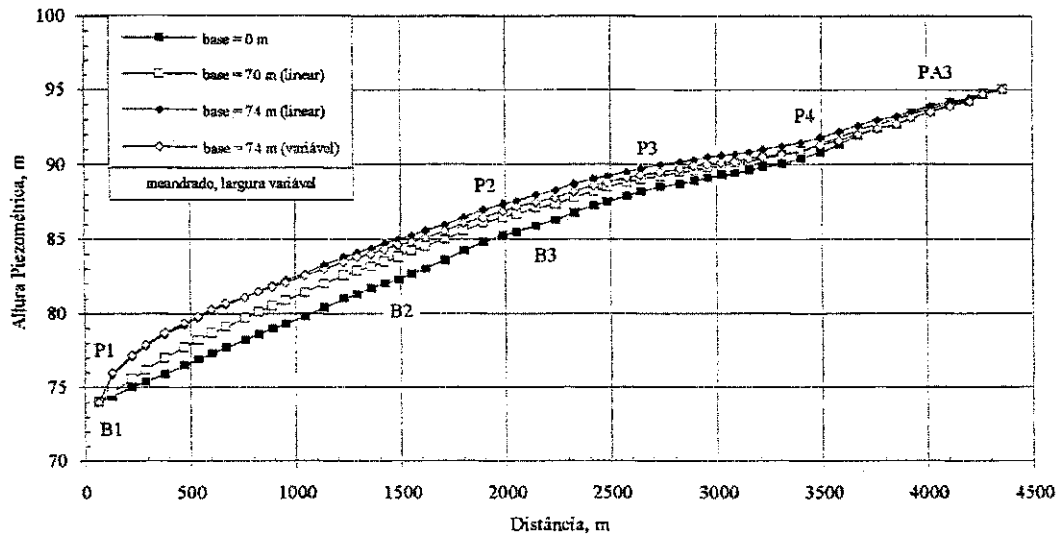


Gráfico C7

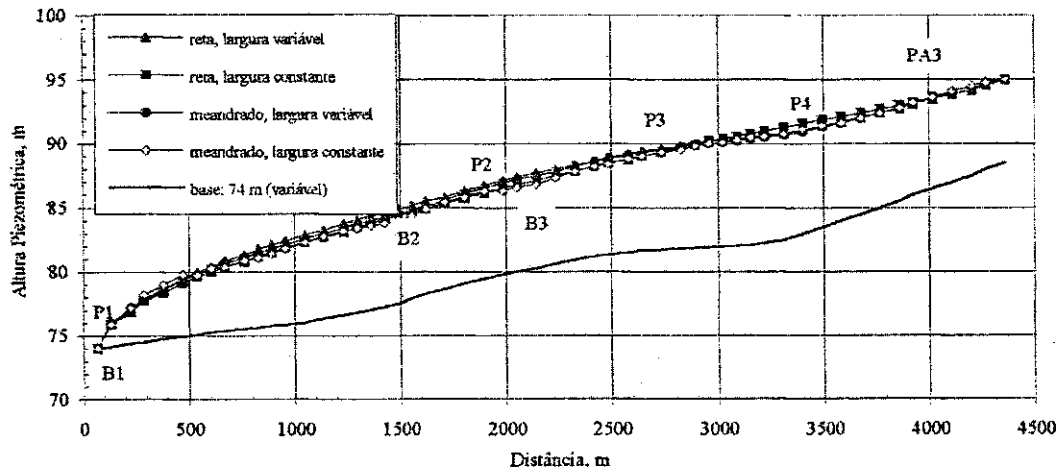


Figura 13 - Gráfico B7 - Resultados da simulação variando as bases aluviais em relação à forma/largura aluvial (meandrado, largura variável)

Gráfico C7 - Resultados da simulação das várias formas/larguras com relação a base do aluvião (74 m variável).

5. 2. A Verificação do Modelo

5. 2. 1. Generalidades

Diante da dificuldade em se conseguir uma calibração da condutividade hidráulica do aluvião Riacho Chafariz, surgiu o problema de como continuar a simulação do modelo em estudo. Decidiu-se fazer uma simulação *não-estacionária* do respectivo aquífero incluindo desta vez o efeito de recarga por infiltração vertical e o efeito da evaporação. A meta desta simulação foi aumentar os conhecimentos da evolução temporal do nível freático nos poços de observação ao integrar estes efeitos no programa de modelamento.

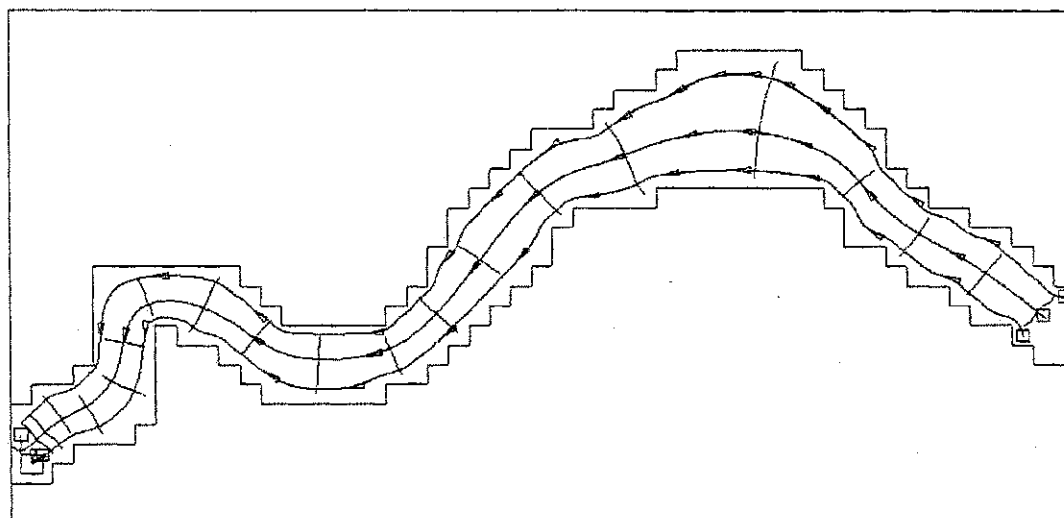
O programa ASM permite a opção de integração da taxa de recarga no processo da simulação *não-estacionária*. Conhece-se as taxas de precipitação por registro de um pluviômetro instalado no aluvião, uma taxa de recarga racional deve ser estimada e transmitida ao programa ASM para cada intervalo de tempo de simulação; em nosso caso, o intervalo foi uma semana por causa da medição semanal no campo durante o ano de observação de 1988.

A evaporação não é diretamente considerada neste programa, ela devia ser considerada como uma diminuição do valor da taxa de recarga do conjunto de dados. Caso não houvesse precipitação, por exemplo no período da estiagem, o valor atribuído se tornaria negativo. Se for necessário considerar também o efeito do escoamento superficial na simulação, por exemplo durante a época curta da super-saturação das camadas aluviais, reduza este valor de recarga mais uma vez para atender ao efeito. Finalmente, o valor atribuído consiste de vários termos de tensões hidrológicas:

$$\text{Valor da recarga} = \text{infiltração} - \text{evaporação} - \text{escoamento superficial}$$

O parâmetro porosidade efetiva *não* é usado em simulações *estacionárias* e serve apenas para o cálculo da velocidade do fluxo no meio poroso ($u_{\text{Poros}} = v_{\text{Darcy}}/n_{\text{ef}}$), conforme visto no gráfico das linhas de fluxo (figura 14) a partir do cálculo em regime

conforme visto no gráfico das linhas de fluxo (figura 14) a partir do cálculo em regime estacionário, é um parâmetro hidrodinâmico na simulação no regime *não-estacionário* que deve ser ajustado e zoneado no caso de *não-homogeneidade* do aluvião da mesma maneira como foi feito isto no procedimento anterior da condutividade hidráulica.



1: 13812

Figura 14 - Resultados da simulação estacionária mostrando as linhas de fluxo com marcas de tempo de 100 dias e as linhas de nível freático ($h_{\text{máx}} = 95$ m, $h_{\text{mín}} = 75$ m, $\Delta h = 1$ m).

Já que a calibração da condutividade hidráulica foi deficiente por razões descritas no capítulo anterior, não foram feitos esforços na calibração do valor da porosidade efetiva. Portanto, foi utilizado uma porosidade efetiva que variou de 0,01 a 0,25 em função das situações específicas da simulação executada.

5.2.2. A Simulação Não-Estacionária

Foi realizada uma simulação da variação do nível freático no poço P3 como único exemplo elaborado para um curso de tempo de 38 semanas, isto é geralmente a duração da época de estiagem anual. Foram simuladas três situações de tensões hidrológicas diferentes, ajustando o coeficiente de porosidade efetiva, a taxa de recarga e a taxa de

maneira uma concordância relativa entre os níveis freáticos observados e os níveis freáticos calculados foi atingida.

A melhor concordância atuando sempre com uma outra combinação dos parâmetros das taxas de recarga, de evaporação e de porosidade efetiva foi atingido (figura 15) após várias tentativas com valores de:

$$n_{ef} = 0,17 \text{ e } Ev = 4 \text{ a } 10 \text{ mm/dia}$$

O valor da evaporação máxima de 10 mm/dia representa a situação durante a época de chuva e logo depois e diminui até um valor mínimo de 4 mm/dia durante a época de estiagem. Nas últimas semanas do período simulado, a taxa de evaporação foi considerada *nula* por causa do rebaixamento do nível freático abaixo do alcance da evaporação.

Os valores semanais atribuídos a taxa de recarga foram conseguidos para o programa ASM do seguinte modo: foi estimada uma recarga anual para a área de estudo em média de:

$$Q_{\text{Recarga}} = 1,9 \text{ litros/s/km}^2 = 1,9 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s/m}^2$$

Depois foram estimadas as taxas de recarga semanais através das taxas de precipitação semanais observadas no pluviômetro do campo (anexo 1) o que se vê no histograma da figura 10 e na tabela 9.

O programa ASM não solicita os valores absolutos das recargas semanais mas, os valores de quociente $Q_{\text{semanal}} / Q_{\text{anual}}$ como dados de entrada na opção de recargas variáveis semanais. Este quociente deve ser diminuído por uma porção adequada para que sejam também considerados os efeitos da evaporação e do escoamento superficial neste período de simulação.

O resultado final da simulação do poço P3 *sem* e *com* as diversas tensões hidrológicas é apresentado na figura 15. Observa-se uma concordância razoável entre as formas da curva freática observada e calculada. Pode-se ver elevações da carga hidráulica causadas pelas altas taxas de chuva, ou seja altas taxas de recarga, o modelo

calcula também aumentos nos níveis freáticos.

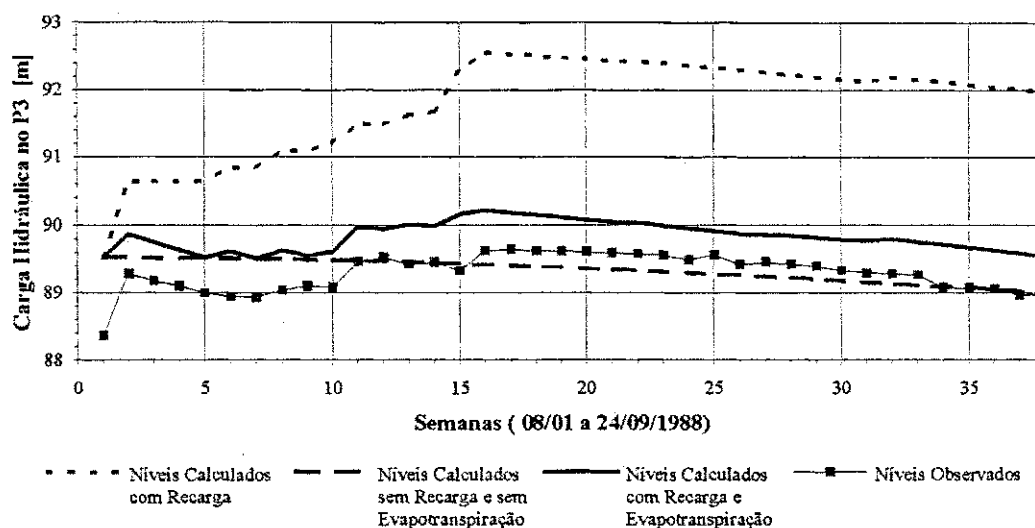


Figura 15 - Resultado de uma simulação *não-estacionária* (38 semanas) do poço P3 em função da taxa de recarga semanal, apresentando 4 curvas freáticas sob várias tensões hidrológicas diferentes.

Para a calibração não-estacionária do poço de observação P3 foram usadas as taxas semanais de recarga e evaporação como são apresentadas na tabela 13. A recarga total usada na simulação de duração 38 semanas foi $6,85 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$ (equivalente a um valor de 415 mm) e a evaporação total $5,96 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$ (equivalente a um valor de 311 mm). A diferença entre a recarga e a evaporação foi de $0,89 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$ (equivalente a um valor de 54 mm) a qual é a vazão subterrânea que deplede na barragem B1. Considerando a área de estudo neste trabalho de cerca de $1,17 \text{ km}^2$ resulta uma vazão: $Q_{B1} = (1,17 \cdot 10^6 \cdot 0,054) / (38 \cdot 7 \cdot 24 \cdot 3600) \text{ m}^3/\text{s}$ ou seja, igual a $2,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ que é uma concordância comparável com os valores medidos na curva de depleção na barragem B1 no ano de 1988. (OLIVEIRA, 1992).

O nível calculado apenas na base da taxa de recarga revela subidas e descidas na curva freática mas não reflete a declividade geral da curva. Em uma outra simulação, foram incorporadas taxas de evaporação variáveis em relação ao tempo da simulação. Para ajustar o modelo, foi variado o coeficiente da porosidade efetiva. O coeficiente de porosidade efetiva se comporta como um coeficiente de amortecimento no sistema

Tabela 13 - Taxa de precipitação medida, taxas de recarga e evaporação estimadas para a calibração não-estacionária do poço P3 no período 08/01 a 24/09/1988.

Semanas	P [mm]	P [$10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$]	I [$10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$]	E [$10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$]
1	0	0,0	0	0,6
2	92	15,2	13,4	1,9
3	2	0,3	0,5	3,6
4	0	0,0	0,0	2,4
5	0	0,0	0,0	3,6
6	28	4,6	5,6	2,4
7	0	0,0	0,0	3,6
8	36	6,0	6,7	2,4
9	0	0,0	0,0	2,4
10	18	3,0	4,0	2,4
11	40	6,6	13,8	2,4
12	0	0,0	0,0	2,4
13	22	3,6	5,3	2,4
14	8	1,3	2,0	1,9
15	86	14,2	7,8	1,9
16	40	6,6	4,2	1,9
17	2	0,3	1,1	0,6
18	0	0,0	0,0	0,6
19	0	0,0	0,0	0,6
20	0	0,0	0,0	0,6
21	0	0,0	0,0	0,6
22	0	0,0	0,0	0,6
23	0	0,0	0,0	0,6
24	0	0,0	0,0	0,6
25	4	0,7	0,9	0,6
26	0	0,0	0,0	0,6
27	3	0,5	0,9	0,6
28	0	0,0	0,0	0,6
29	0	0,0	0,0	0,6
30	0	0,0	0,0	0,6
31	0	0,0	0,0	0,6
32	14	2,3	2,3	0,6
33	0	0,0	0,0	0,6
34	0	0,0	0,0	0,6
35	0	0,0	0,0	0,6
36	0	0,0	0,0	0,6
37	0	0,0	0,0	0,6
38	0	0,0	0,0	0,6
Total	395	65,2	68,5	51,4

aluvial. Quanto maior a porosidade efetiva, maior o efeito de amortecimento, ou seja, mais suaves se apresentam as formas das curvas.

5.3. A Previsibilidade do Modelo

5.3.1. Generalidades

Uma calibração do modelo de um aquífero deve ser feita de modo estabelecido a permitir predições sobre o comportamento do aquífero modelado. Sabe-se que predições sobre o comportamento hidráulico são possíveis, com certo grau de confiabilidade nos atuais programas de modelamento hidráulico e se pode simular o sistema aquífero submetido a várias tensões hidrológicas. Um bom modelo permite conhecer o que acontece na evolução da superfície potenciométrica quando são bombeados simultaneamente vários poços de abastecimento em locais diferentes e/ou quando foi aumentada a taxa de extração. Pode-se obter informações sobre a origem desta água bombeada e conhecer a área de influência da zona de captura. Todas estas informações são de maior importância para que seja garantido um gerenciamento adequado do aquífero.

No capítulo anterior foi demonstrada uma simulação *não-estacionária* sob várias situações de tensões hidráulicas. Para concluir esta dissertação, foi simulado o comportamento hidráulico do aluvião Riacho Chafariz submetendo-o a duas situações comuns. A primeira situação, um bombeamento diário para irrigação com taxa de extração elevada em uma região de plantação perto do poço simulado P3. A segunda situação, foi simulado o comportamento do aluvião levando em conta a existência das duas barragens submersas B2 e B3, as quais já existem durante muitos anos e provocam um desnível na superfície freática por seus efeitos de acumular água na sua área montante.

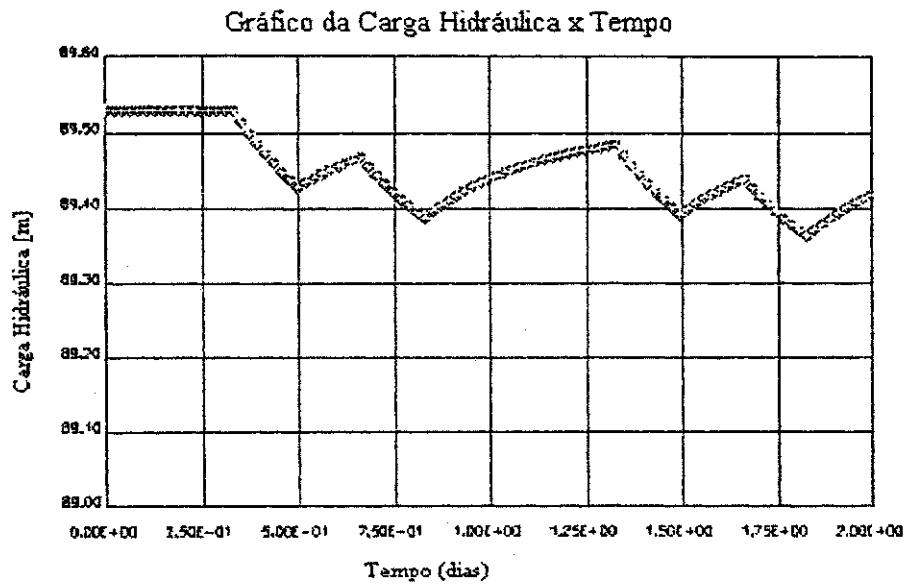


Figura 16 - Simulação de bombeamento duas vezes ao dia com duas horas de duração. Tempo total de simulação dois dias.

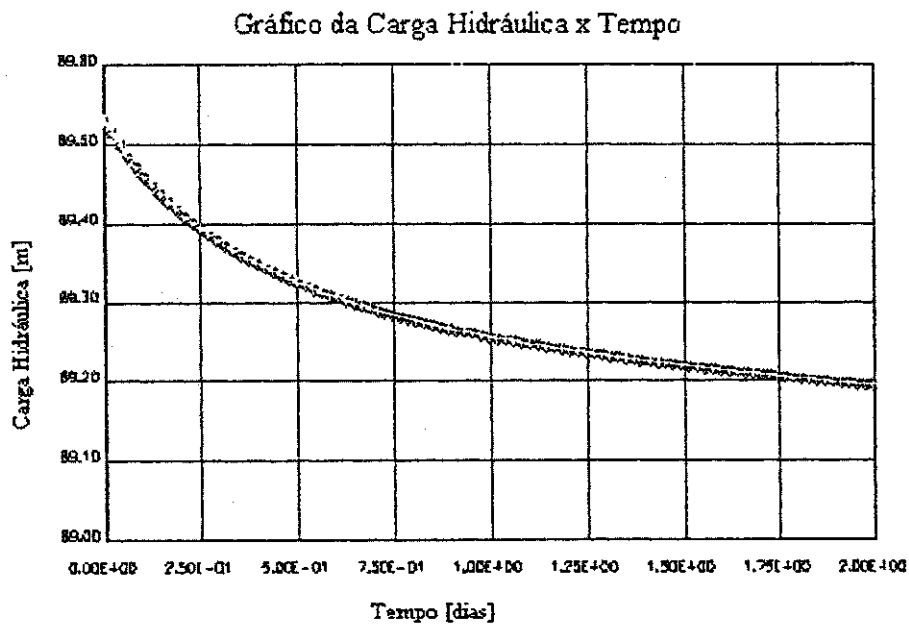


Figura 17 - Simulação de bombeamento durante dois dias o dia todo.

5.3.3. A Simulação dos Efeitos das Barragens Submersas

O objetivo da instalação de uma barragem subterrânea em um aluvião raso consiste no armazenamento de água em um depósito aluvial ou na elevação da carga hidráulica, evitando que o escoamento subterrâneo drene inteiramente a água subterrânea durante o período de estiagem (HANSON et al., 1986; COSTA et al., 1987). O barramento é caracterizado por um septo de material impermeável, geralmente colocado transversalmente ao curso de água, totalmente encaixado no depósito aluvial, de acordo com a figura 18.

Foi investigado em um modelo numérico a influência das barragens B2 e B3 no nível freático do aluvião e calculado um balanço hídrico no vertedor B1, onde foi medida a taxa de depleção no ano de 1988.

Depois de ter sido efetuadas várias tentativas em simulações com a área de estudo junto com as suas barragens submersas, percebeu-se que um modelamento *bidimensional* não permite simular a situação especial que ocorre a partir do momento quando o nível de água se rebaixa abaixo da crista da barragem durante a época de estiagem. Neste momento deveria ocorrer um impedimento total do fluxo até uma nova acumulação de água causar um novo transbordo. Um programa de modelamento *bidimensional* não reconhece esta nova situação, portanto, não trata a crista da barragem como uma camada impermeável, quando emerge do nível freático. Apenas um programa de modelamento *tridimensional* como o programa *Modflow* (McDONALD et al., 1984) evitará esta dificuldade computacional em um modelo conceitual diferente, considerando o aluvião como a primeira camada, o embasamento cristalino junto com a barragem como a segunda camada ou, talvez ainda melhor, a barragem como a segunda e o cristalino como a terceira camada de acordo com a figura 18.

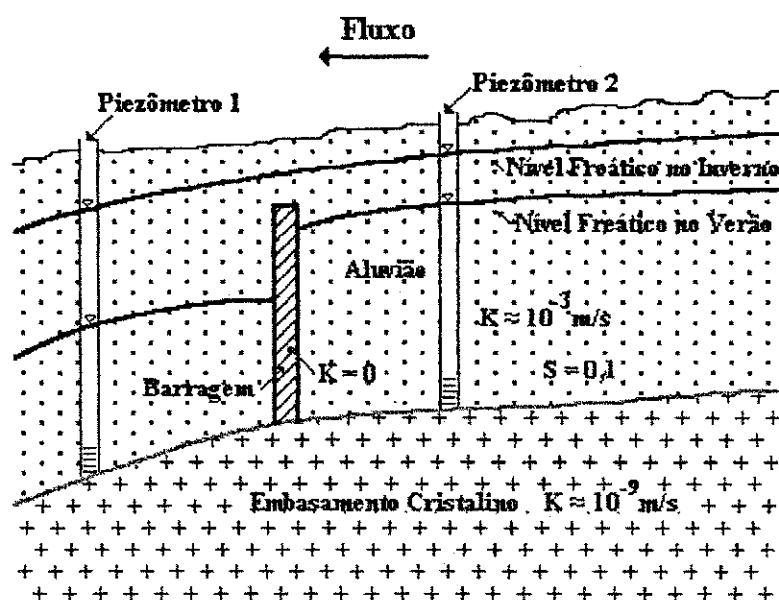


Figura 18 - Desenho esquemático da barragem submersa no aluvião

A única saída desta dificuldade de conceber um modelo adequado incorporando os efeitos das barragens submersas utilizando o programa *ASM* foi a introdução de uma camada estreita de estratigrafia vertical e de permeabilidade baixa ($K = 10^{-9} \text{ m/s}$). Foi simulado no regime *não-estacionário* desta maneira um barramento de águas subterrâneas nas partes montantes das respectivas barragens submersas. Para apresentar a evolução do nível freático em relação ao tempo, cinco poços virtuais de observação foram colocados diretamente no modelo jusante e montante das barragens indicadas (figura 19).

A simulação deste modelo foi feita uma vez com a existência das barragens submersas e outra vez, sem as barragens submersas, com os seguintes parâmetros hidrodinâmicos:

$$\begin{aligned}
 K_{\text{aluvião}} &= 10^{-3} \text{ m/s} & ; & \quad n_{\text{ef}} = 0,17 \\
 K_{\text{barragem}} &= 10^{-9} \text{ m/s} & ; & \\
 t_{\text{total}} &= 8 \text{ meses} & ; & \quad \Delta t = 4 \text{ dias}
 \end{aligned}$$

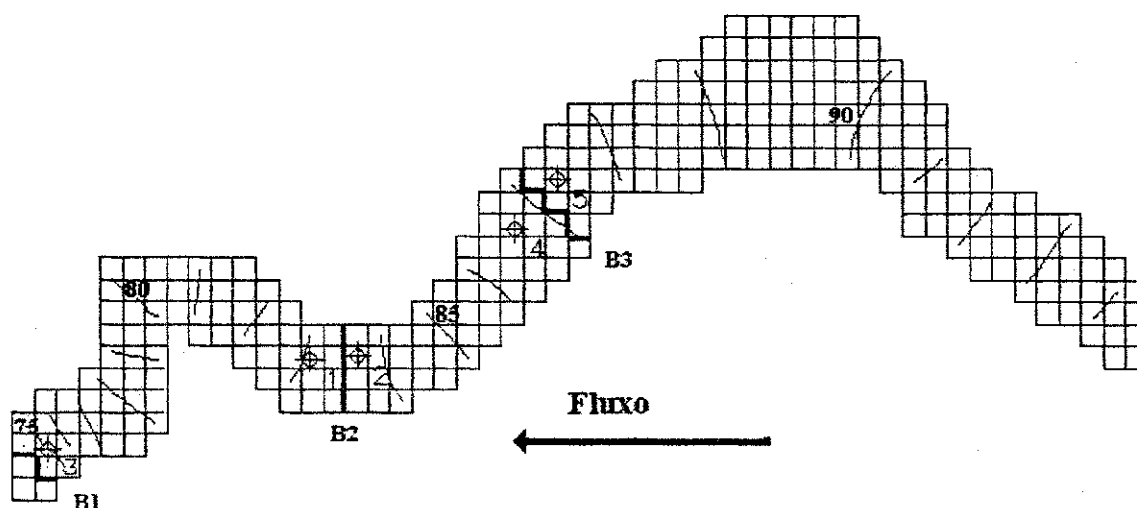


Figura 19 - Mapa de nível freático do aluvião modelado (isolinhas de carga hidráulica em metros)

Os resultados são apresentados nas figuras 20 e 21, mostrando claramente o efeito da acumulação nos poços montantes 2 e 5 e do rebaixamento significativo nos poços jusantes 1 e 4. Os níveis freáticos inicialmente *parabólicos* nos trechos B1-B2, B2-B3 e B3-PA3, como se pode ver na figura 19, transformam-se em superfícies freáticas *planas* provocadas pelo efeito de acumulações nas partes montantes das barragens. Ao contrário disso, a figura 21 apresenta o resultado da simulação *não-estacionária* do mesmo aluvião *sem* barragens mostrando o rebaixamento exponencial em todos os cinco poços.

Um balanço hídrico feito pelo programa *ASM* para as duas situações diferentes calculou valores médios de vazão em torno de:

$$Q_{\text{com barragens}} = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s} \quad (3,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{h})$$

$$Q_{\text{sem barragens}} = 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} \quad (3,6 \text{ m}^3/\text{h})$$

ou seja, que a vazão no vertedor B1 é cerca de *mil vezes* maior no modelo *sem* barragens do que no modelo *com* barragens, refletindo o efeito desejado do barramento pela instalação das barragens submersas no aluvião.

Vale mencionar que a taxa de vazão medida no ano de 1988 durante o período de estiagem foi em média $3 \text{ m}^3/\text{h}$ (OLIVEIRA, 1992).

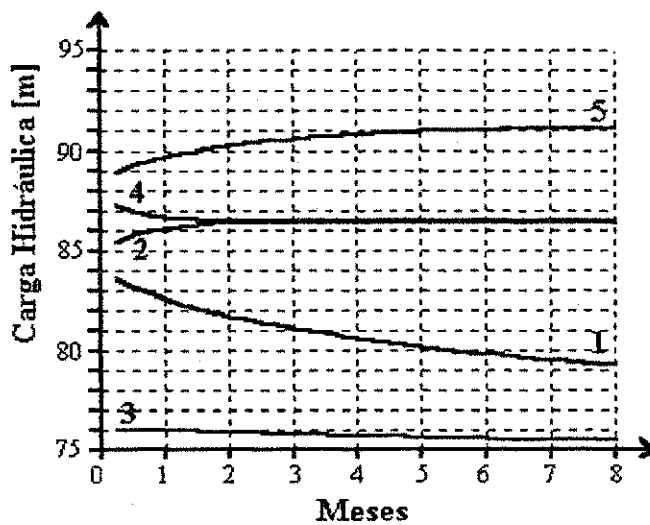


Figura 20 - Gráfico carga versus tempo da simulação com barragens.

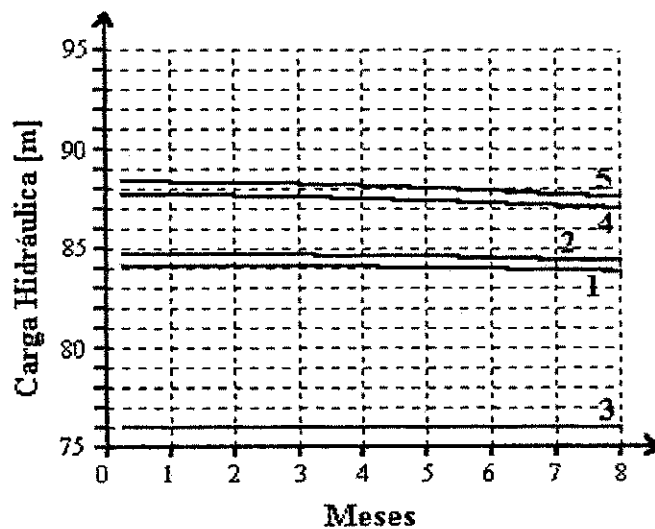


Figura 21 - Gráfico carga versus tempo da simulação sem barragens.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Pode-se concluir que:

- Existe dificuldade de calibrar um aluvião com poucos dados de observações.
- Aluviões estreitos e meandrados podem ser tratados como problemas unidimensionais.
- Níveis freáticos dependem sensivelmente da morfologia e profundidade do embasamento cristalino.
- O comportamento detalhado das barragens subterrâneas apresenta dificuldades em ser simulado em um modelo bidimensional sendo melhor abordado em um modelo tridimensional.

Recomenda-se para trabalhos posteriores:

- Aumentar o número de poços de observações.
- Determinar em detalhes pelo método geofísico a profundidade do embasamento cristalino.
- Colocar diretamente piezômetros a montante e a jusante das barragens submersas.
- Tratar o problema das barragens submersas em uma simulação tridimensional.
- Realizar análises granulométricas para determinar parâmetros hidrodinâmicos tais como: a condutividade hidráulica e a porosidade efetiva.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, J. do P. T. **Os Recursos Hídricos de Água Subterrânea do Trópico Semi-Árido da Paraíba.** Campina Grande - Laboratório de Hidráulica - DEC / CCT / UFPB, 1984. 191 p. (Dissertação, Mestrado em Recursos Hídricos).
- ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. **Applied Groundwater Modelling, Simulation of Flow and Advective Transport.** Academic Press., San Diego, USA, 1992. 381 p.
- ANDRITZKY, G. & BUSCH, K. **Mapa Geológico da Região de Santa Luzia-PB.** 1:100.000. Recife-PE, SUDENE - DRN. Divisão de Geologia.
- ATLAS GEOGRÁFICO DO ESTADO DA PARAÍBA. Secretaria da Educação. Governo do Estado da Paraíba - Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa. 1985.
- BANCO DE DADOS HIDROCLIMATOLÓGICOS DO NORDESTE. **Sistema de Pluviometria**, 1983. SUDENE.
- BEAR, J. **Hydraulics of Groundwater - (Water resources and environmental engineering).** McGraw-Hill Inc. New York, USA. 1979. p. 81.
- BEAR, J. & VERRUIJT, A. **Modelling Groundwater Flow and Pollution.** D. Reidel Publishing Company, Dordrecht - Holland, 1990. 414 p.
- BISCHOFF, J., VITORINO, S. F., SCHUSTER, H. D. & PLAUMANN, G. **Eletromagnetic Prospecting for Groundwater in the Semi-Arid Region of Paraíba.** In: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém - PA, SBG, v. 4, 1988. p. 1539-1550.
- BEZERRA, E. de L. D., Comunicação Oral. 1997.(Aluna do mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos do DEC / CCT / UFPB)

- CHIANG, W. H. & KINZELBACH, W. **Processing Modflow. A Simulation System for Modelling Groundwater Flow and Pollution.** 1996. 204 p.
- COSTA, W. D. **O Aquífero Aluvial e sua Exploração Racional.** IV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. Brasília. 1986. p. 277-288.
- COSTA, W. D.; MELO, P. G. de; R. J. R. & FEITOSA, E. C. **Pesquisa Hidrogeológica Visando a Implantação de Barragens Subterrâneas em Aluviões.** I Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste. Recife-PE. 1987. p. 13-23.
- GOMES, H., Comunicação oral. Santa Luzia - PB. 1996.
- KINZELBACH, W. **Groundwater Modelling. An Introduction with Sample Programs in Basic - Developments in Water Science,** v. 25, Amsterdam - Holland, Elsevier 1986. 333 p.
- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. **Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen,** Gebrüder Borntraeger Berlin - Stuttgart. Deutschland, 1995. 283 p.
- MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DA PARAÍBA. Governo do Estado da Paraíba - Ministério do Interior - Ministério das Minas e Energia. João Pessoa. 1982.
- Mc DONALD, M. G. & HARBAUGH, M. G. **A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model.** "Techniques of Water-Resources Investigations of the U. S. Geological Survey", Modelling Techniques, v. 6, cap. A1, 1988. 576 p.
- MEIRA, W. M. & SCHUSTER, H. D. M. **Modelamento Bidimensional do Fluxo do Aquífero Aluvial para uso de Pequenos Agricultores no Semi-Árido Paraibano - Santa Luzia - PB.** Campina Grande - PB - Laboratório de Geofísica - DMG / CCT / UFPB. 1996. 67 p. (Relatório de Atividades do Bolsista de Iniciação Científica do PIBIC).
- MELO, J. G., & LOPES, V. L.. **Comportamento Hidráulico dos Aluviões do Curso**

- Inferior do Rio Encanto - RN.** I Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste. Recife - PE. 1987. p. 25-36.
- MICHIUE, M., SUZUKI, K. & HINOKIDANI, O. **Unsteady Flow of Unconfined Groundwater in an Alluvial Plain.** In: XXI Congress. International Association for Hydraulic Research. Melbourne, Australia. 1985. 5 p.
- MINISTÉRIO DO INTERIOR. SUDENE. DEPARTAMENTO DE RECURSOS NATURAIS. DIVISÃO DE CARTOGRAFIA. **Folhas SB.24-Z-B-V - Jardim Seridó e SB.24-Z-D-II - Juazeirinho.**
- MONTEIRO, N. B., MEIRA, W. de M., NEUENSCHWANDER, R. & SCHUSTER, H. D. M. **Barragens Submersas em Aluviões Nordestinos para Fins Agrícolas.** XXVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. SBEA. Campina Grande - PB - 1997.
- OLIVEIRA, P. R. da S. **Estudo Hidrogeológico de um Aquífero Aluvial com Barragens Submersas na Região de Santa Luzia - Paraíba.** Campina Grande - Laboratório de Hidráulica - DEC / CCT / UFPB. 1992. 115 p. (Dissertação, Mestrado em Recursos Hídricos).
- RADAMBRASIL: **Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal.** Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. v. 23. 1981.
- RAMOS, F., OCCHIPINTI, A. G., NOVA, N. A. V. & REICHARDT, K., MAGALHÃES, P. C. & CLEARY, R., **Engenharia Hidrológica,** Rio de Janeiro - ABRH, Editora da UFRJ, v. II, 1986, 269 p.
- SCHEIDEGGER, A. E. **Theoretical Geomorphology.** Springer-Verlag. Berlin Göttingen Heidelberg. 1961. p. 1-4.

- SCHUSTER, H. D. M. , VITORINO, F. S. & BISCHOFF, H. **Combined Resistivity and Eletromagnetic Investigations for Groundwater in the Precambrian Area of Semi-Arid Paraíba.** In: Anais do V Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo - SP, ABAS, 1988. p. 279-280.
- SCHUSTER, H. D. M. , OLIVEIRA, P. R da S. & KOCH, U. **Estudo Hidrogeológico de um Aquífero Aluvial com Barragens Submersas na Região de Santa Luzia - PB.** In: Anais do VI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Porto Alegre - RS, ABAS, 1990. p. 30-37.
- SILVA, F. F. da., SCHUSTER, H. D. M. & RÉGO, J. C., **Modelamento e Simulação do Fluxo Subterrâneo em Aquífero Aluvial no Semi-Árido da Paraíba.** Campina Grande - PB, Pós-Graduação em Engenharia Civil.(Pré-Defesa de Dissertação de Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos). 1997. 26 p.
- VITORINO, S. F., BISCHOFF, J. H. & SCHUSTER H. D. M. **Estudo Hidrogeológico dos Aquíferos da Região de Patos - Paraíba.** II Encontro Regional de Geofísica - SBGF - Salvador - BA - nov. 1987.
- VITORINO, S. F., **Estudos de Água Subterrânea com Métodos Elétricos na Região do Semi-Árido de Patos - PB.** Belém - PA, Centro de Geociências da UFPA. 1991. 120p. (Dissertação, Mestrado em Geofísica)
- WANG, H. & ANDERSON, M. P. **Introduction to Groundwater Modelling - Finite Difference and Finite Element Methods.** W. H. Freeman and Company. San Francisco - USA. 1982. 237 p.

8. ANEXOS

Gráfico C1

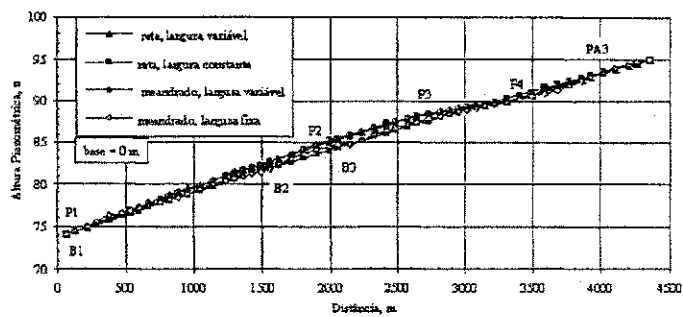


Gráfico C3

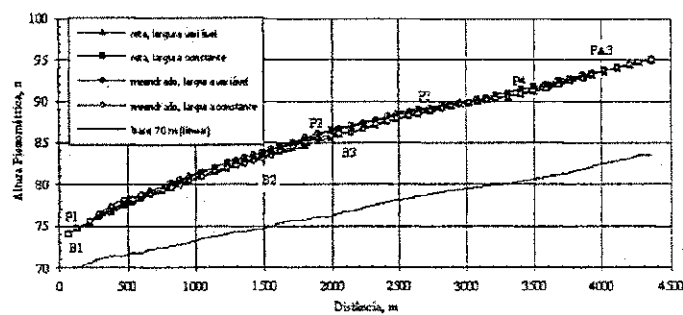


Gráfico C5

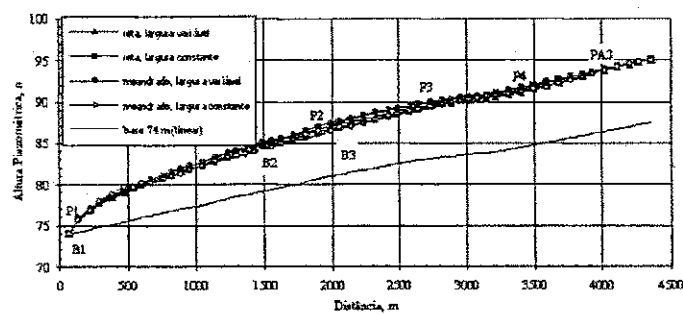


Gráfico C7

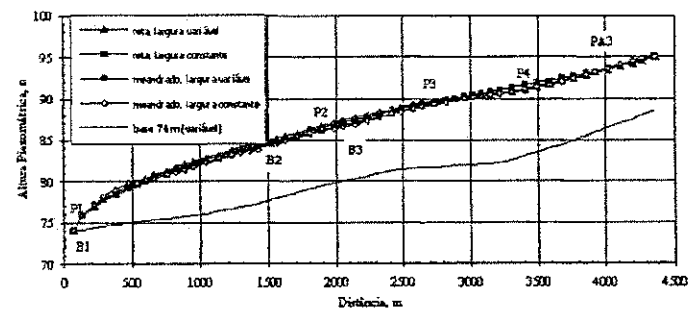


Figura A1 - Resultados da simulação variando as bases aluviais com relação à forma / largura aluvial.

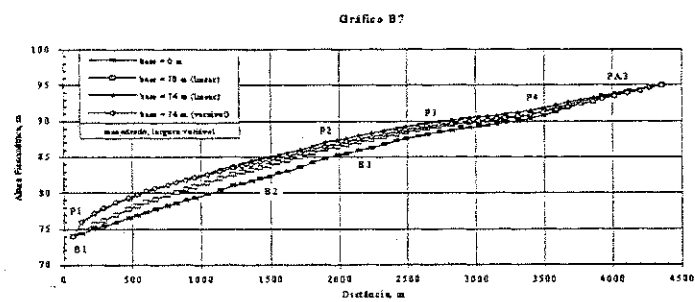
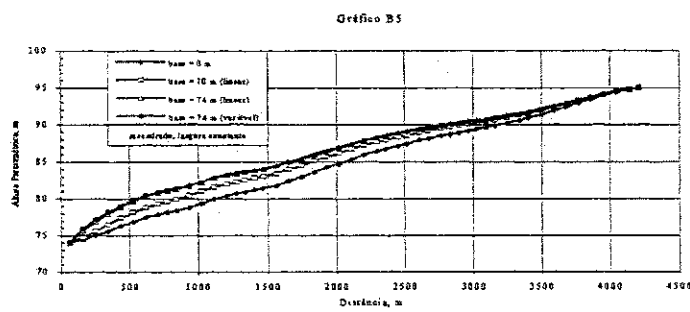
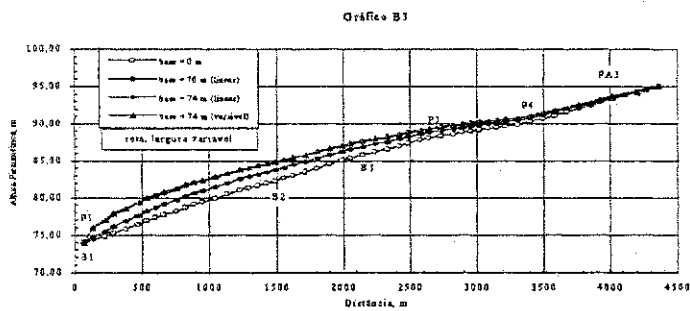
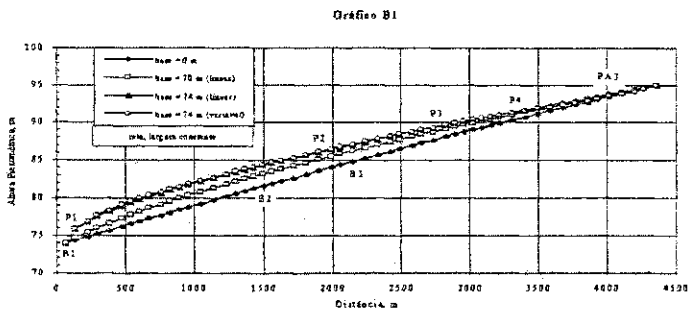


Figura A2 - Resultados da simulação variando a forma / largura aluvial com relação à base aluvial.