

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
MESTRADO EM ENGENHARIA CIVIL
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS**

**FLUXO HÍDRICO SUBTERRÂNEO: MODELAGEM
COMPUTACIONAL E CALIBRAÇÃO ITERATIVA DOS
PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS**

CARLOS ROBERTO MOURA LEAL JUNIOR

FORTALEZA – CE

2007

CARLOS ROBERTO MOURA LEAL JUNIOR

***FLUXO HÍDRICO SUBTERRÂNEO: MODELAGEM
COMPUTACIONAL E CALIBRAÇÃO ITERATIVA DOS
PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS***

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Recursos Hídricos da Universidade Federal do Ceará como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre.

Orientador: **Professor Marco Aurélio Holanda de Castro, PhD.**

Fortaleza, 8 de junho de 2007.

Esta Dissertação foi submetida como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Mestre em Recursos Hídricos, outorgado pela Universidade Federal do Ceará, e encontra-se à disposição dos interessados na Biblioteca Central da referida Universidade.

A citação de qualquer trecho desta Dissertação é permitida, desde que seja feita de acordo com as normas da ética científica.

Carlos Roberto Moura Leal Junior

Dissertação aprovada em 8 de junho de 2007.

Examinadores:

Professor Marco Aurélio Holanda de Castro (orientador), PhD.
Universidade Federal do Ceará

Professor Doutor Arthur Mattos.
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Professora Doutora Maria Marlúcia Freitas Santiago.
Universidade Federal do Ceará

*Dedico este trabalho aos meus pais **Carlos Leal** e **Marlete Leal**, pelos ensinamentos, incentivos, exemplos de perseverança e pela compreensão da minha ausência durante esta pesquisa.*

AGRADECIMENTOS

Desejo, pela realização deste trabalho, agradecer aos meus pais, Carlos Roberto Moura Leal e Marlete Moura Leal, nos quais tenho um grande exemplo de honestidade, pelo incentivo constante, pela paciência, pela amizade verdadeira, carinho e compreensão, e por sempre acreditarem em mim.

Agradecer ao professor Marco Aurélio Holanda de Castro pela orientação neste e em outros trabalhos realizados no curso de mestrado em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, e também por todo o suporte necessário para a realização desta dissertação de mestrado.

Aos meus professores do curso de graduação de Engenharia Civil da Universidade Federal de Alagoas, em especial à Rosangela Sampaio Reis e Roberaldo Carvalho de Souza.

Aos meus amigos do laboratório de hidráulica computacional do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, em particular ao Claudio Damasceno de Souza, Luiz Henrique Magalhães Costa, Magno Gonçalves Costa, Fernando Peroba Júnior e Paulo Roberto Lacerda de Tavares.

À todos os funcionários do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho, como ao homem da informática Erivelton Ferreira e à secretária Dalya de Moura Borges.

À todos os meus colegas e amigos de turma, de mestrado e do ambiente acadêmico: Vanessa Ueta Gomes, Andréa Cysne Pereira, Eliomárcio Rabelo, Francisco Franciné Maia Junior, Fernando Fernandes, Francisco Venícius, Ernani Cavalcante, Fábio Passos, Giovanna Rocha, Germana Menescal, Orleani Costa e Alina de Moraes.

Aos funcionários da CPRM, Liano Veríssimo e Robério Boto, pelas informações concedidas e à funcionária da COGERH, Zulene Almada Teixeira.

Aos amigos de sempre da engenharia civil, que apesar da distância, demonstram o interesse e torcem pelo nosso sucesso, são eles: Daniel Fontan e André Dória.

Aos meus irmãos, Carla Leal, César Leal e Sérgio Leal, que acreditaram em mim e sei que sempre torceram para que eu conseguisse alcançar minhas metas e objetivos.

À minhas amigas-irmãs, Natália Lima e Luana Lima, pelo incentivo e solidariedade em muitos momentos de minha vida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa concedida ao qual possibilitou a efetivação desta pesquisa.

Aos professores Marlúcia Santiago e Arthur Mattos pela colaboração inestimável para esta dissertação.

E por fim, agradeço a Deus que me forneceu saúde e me abençoou durante toda a minha vida e me deu forças para que eu conseguisse alcançar meus objetivos.

SUMÁRIO

	Página
AGRADECIMENTOS	v
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
ANEXOS	xvi
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xviii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1 Águas Subterrâneas.....	4
3.1.1 Aspectos das águas subterrâneas.....	4
3.1.2 Água na Zona Saturada: Aquíferos.....	6
3.1.3 Propriedades Físicas e Hidráulicas dos Aquíferos	8
3.2 Equações fundamentais do fluxo hídrico subterrâneo	18
3.2.1 Escoamento em aquíferos confinados.....	20
3.2.2 Escoamento em aquíferos não-confinados.....	21
3.3 Modelagem Matemática	23
3.3.1 O software PMWIN.....	25
3.3.2 Estimativa de parâmetros.....	26
4 METODOLOGIA	31
4.1 Definição da área de estudo	31
4.2 Sobre a região de estudo.....	32
4.2.1 Geologia	32
4.2.2 Geomorfologia.....	33
4.2.3 Clima	35
4.3 Aquisição e edição de dados	36

4.3.1	Topografia	36
4.3.2	Poços.....	36
4.3.3	Pluviometria.....	38
4.3.4	Rios	39
4.3.5	Camadas Geológicas e Embasamento Cristalino	41
4.3.6	Parâmetros hidrodinâmicos.....	43
4.4	Modelagem Computacional.....	44
4.4.1	Malha e atribuição de dados ao modelo	44
4.5	Aplicação da IMIGHA	52
4.5.1	Operação com a Interface do MIGHA.....	53
5 RESULTADOS.....		60
5.1	Simulação do estado estacionário para o período chuvoso	62
5.2	Simulação do estado estacionário para o período seco	69
5.3	Simulação do estado transiente para o período chuvoso.....	77
5.4	Simulação do estado transiente para o período seco.....	86
5.5	Calibração da condutividade hidráulica da área de estudo	94
5.5.1	Calibração com dados da CPRM.....	94
5.5.2	Calibração com dados da COGERH.....	102
6 CONCLUSÕES		109
6.1	Modelagem com o PMWIN	109
6.2	Interface do MIGHA.....	110
6.3	Recomendações e Trabalhos Futuros	111
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		113

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 3.1 - Componentes do ciclo hidrológico. Fonte: Adaptado de Heath (1982).....	5
Figura 3.2 - Zonas da água abaixo da superfície. Fonte: Adaptado de Todd (1959).....	6
Figura 3.3 - Esboço do dispositivo utilizado por Darcy. Fonte: Adaptado de Todd (1959).....	9
Figura 3.4 - Carga hidráulica em um poço em um aquífero confinado.....	11
Figura 3.5 - Gradiente hidráulico em um aquífero livre.....	11
Figura 3.6 - Permeâmetro de carga fixa e variável. Fonte: Adaptado de Tucci (2001).....	15
Figura 3.7 - Volume de controle.....	18
Figura 3.8 - Escoamento em aquífero livre. Fonte: Tucci (2001).....	23
Figura 3.9 - Interface do PMWIN.....	25
Figura 4.1 - Localização da área de estudo ao sul do estado do Ceará. Fonte: Modificado da COGERH.	32
Figura 4.2 - Interface para edição de curvas de nível do UFC2.....	37
Figura 4.3 - Visualização gráfica da variação anual da precipitação média, da evapotranspiração potencial e da evapotranspiração real.....	39
Figura 4.4 - Visualização dos Rios limitantes nas células do PMWIN.....	40
Figura 4.5 - A direita do rio Salamanca está a área desta pesquisa, a esquerda, área modelada por Souza (2007).....	42
Figura 4.6 - Seção geológica indicando as formações da área de estudo adjacente à desta pesquisa. Fonte: Modificado de GOLDER/PIVOT (2005).....	43
Figura 4.7 - Menu para abrir caixa de diálogo para a discretização do tamanho das células do modelo..	45
Figura 4.8 - Caixa de diálogo para discretização do Modelo.....	45
Figura 4.9 - Malha do modelo gerada pelo PMWIN.....	46
Figura 4.10 - Caixa de diálogo para definição do Tipo de Camada.....	46
Figura 4.11 - Menu do PMWIN para especificar as condições de fluxo.....	47
Figura 4.12 - Condições de limite de fluxo atribuído ao modelo.....	48
Figura 4.13 - Caixas de diálogos para carregar arquivo de topo de camada.....	49
Figura 4.14 - Menu para atribuição dos parâmetros de entrada do modelo.....	50
Figura 4.15 - Menu para pacotes de fluxo do MODFLOW.....	51
Figura 4.16 - Fluxograma indicando o procedimento para a calibração com a IMIGHA.....	53
Figura 4.17 - Opção para salvar os arquivos gerados pelo PMWIN que serão necessários para a entrada na IMIGHA.....	54
Figura 4.18 - Interface da IMIGHA.....	55
Figura 4.19 - Caixa de diálogo para abrir arquivos e carregar à IMIGHA.....	56
Figura 4.20 - Caixa para escolher pasta e salvar arquivo da condutividade gerada pela IMIGHA.....	57
Figura 4.21 - Botões inativos da IMIGHA.....	58

Figura 4.22 - Gráfico mostrando a variação do RMSEH com as iterações.....	59
Figura 4.23 - Gráfico mostrando a variação das somas dos ângulos φ com as iterações.....	59
Figura 5.1 - Discretização das camadas hidrogeológicas no modelo conceitual adotado para simulação com o PMWIN.....	60
Figura 5.2 - Topografia da área de estudo.....	61
Figura 5.3 - Linhas equipotenciais, na camada 1, de 10 em 10 metros para o estado permanente chuvoso.....	63
Figura 5.4 - Linhas de fluxo na camada 1 para o estado permanente chuvoso.....	64
Figura 5.5 - Balanço hídrico para o regime permanente chuvoso.....	65
Figura 5.6 - Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado permanente.....	66
Figura 5.7 - Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado permanente.....	67
Figura 5.8 - Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 1 em 1 metro, para o período chuvoso e estado permanente.....	68
Figura 5.9 - Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0.001 em 0.001 metro, para o período chuvoso e estado permanente.....	69
Figura 5.10 - Linhas equipotenciais de 5 em 5 metros na 1ª camada para o estado permanente seco....	71
Figura 5.11 - Linhas de fluxo na camada 1 para o estado permanente seco.....	72
Figura 5.12 - Balanço hídrico para o cenário de regime permanente seco.....	73
Figura 5.13 - Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente.....	74
Figura 5.14 - Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente.....	75
Figura 5.15 - Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente.....	76
Figura 5.16 - Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0.06 em 0.06 metros, para o período seco e estado permanente.....	77
Figura 5.17 – Linhas equipotenciais na camada 1, de 10 em 10 metros na 1ª camada, para o período chuvoso e estado transiente.....	79
Figura 5.18 – Linhas Vetores de fluxo na camada 1, para o período chuvoso e estado transiente.....	80
Figura 5.19 – Balanço hídrico para o cenário de regime estacionário chuvoso.....	81
Figura 5.20 – Direção do Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado transiente.....	82
Figura 5.21 – Direção do Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para o período chuvoso e estado transiente.....	83
Figura 5.22 – Direção do Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 0.0001 em 0.0001 metros, para o período chuvoso e estado transiente.....	84

Figura 5.23 - Direção do Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0.0001 em 0.0001 metros, para o período chuvoso e estado transiente.....	85
Figura 5.24 - Fluxo na camada 1 de 10 em 10 metros, para o período seco e estado transiente.....	87
Figura 5.25 - Vetores de fluxo na camada 1, para o período seco e estado transiente.....	88
Figura 5.26 - Balanço hídrico para o cenário de regime transiente seco.....	89
Figura 5.27 - Direção do Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado transiente.....	90
Figura 5.28 - Direção do Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para o período seco e estado transiente.....	91
Figura 5.29 - Direção do Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 0.0001 em 0.0001 metros, para o período seco e estado transiente.....	92
Figura 5.30 - Direção do Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0.0001 em 0.0001 metros, para o período seco e estado transiente.....	93
Figura 5.31 - Distribuição dos poços medidos pela CPRM.....	95
Figura 5.32 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros para a região de estudo.....	96
Figura 5.33 - Linha potenciométricas observadas em azul (2 em 2 metros) e calculadas em vermelho (4 em 4 metros).....	97
Figura 5.34 - Condutividade hidráulica gerado na iteração 1.....	98
Figura 5.35 - Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da CPRM.....	99
Figura 5.36 - Curva da soma dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da CPRM.....	100
Figura 5.37 - Linha potenciométricas observadas em azul (2 em 2 metros) e calculadas em vermelho (4 em 4 metros) na quarta iteração do IMIGHA.....	101
Figura 5.38 - Valores de condutividade hidráulica obtidos através da IMIGHA, visualizado no PMWIN.....	102
Figura 5.39 - Distribuição dos poços da COGERH na área de estudo.....	103
Figura 5.40 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros a partir dos dados da COGERH para a região de estudo.....	104
Figura 5.41 - Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da COGERH.....	105
Figura 5.42 - Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados versus o número de iterações com os poços da COGERH.....	106
Figura 5.43 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros e calculadas de 4 em 4 metros a partir dos dados da COGERH na 4ª iteração.....	107
Figura 5.44 - Valores de condutividade hidráulica obtidos através da IMIGHA, na 4ª iteração para os poços da COGERH, visualizado no PMWIN.....	108
Figura A.1 - Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K).....	118

Figura A.2 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.....	118
Figura A.3 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) com as iterações.....	119
Figura A.4 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) com as iterações.	119
Figura A.5 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.....	120
Figura A.6 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.....	120
Figura A.7 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 27.....	121
Figura A.8 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39.....	121
Figura A.9 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.....	122
Figura A.10 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 2.....	123
Figura A.11 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.....	123
Figura A.12 - Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26.....	124

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 3.1 - Valores de porosidade de alguns materiais. Fonte: Tucci (2001) apud Morris & Johson (1967)	13
Tabela 3.2 - Alguns métodos de interpretação de testes de aquíferos. Fonte: MANOEL FILHO (1997).	16
Tabela 4.1 - Coluna estratigráfica da bacia do Araripe no Ceará. Fonte: Veríssimo (1999).	34
Tabela 4.2 - Balanço hídrico do Posto Missão Velha, com Latitude 07° 15' S, Longitude 39° 09' W, e altitude de 352 m.	38
Tabela 4.3 – Valores médios do balanço hídrico anual a partir do posto pluviométrico de Missão Velha.	39
Tabela 4.4 - Valores médios das cotas da área adjacente à área deste estudo e espessuras das camadas adotadas para a modelagem neste trabalho.	43
Tabela 4.5 - Parâmetros dos sistemas hidrogeológicos da área de trabalho obtidos pela literatura. Fonte: (1) SUDENE (1967); (2) DNPM (1996); (3) IPLANCE (1997); (4) DOMENICO & SCHWARTZ (1997); (5) ANJOS (2000); (6) MENDONÇA (2001); (7) KIMURA (2003).	44
Tabela 4.6 - Parâmetros dos sistemas hidrogeológicos adotados para simulação.	44
Tabela 5.1 - Algumas características para a simulação no estado permanente chuvoso.	62
Tabela 5.2 - Velocidades médias das camadas para estado estacionário chuvoso.	62
Tabela 5.3 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação do estado estacionário.	65
Tabela 5.4 - Algumas características para a simulação no estado permanente seco.	70
Tabela 5.5 - Velocidades médias das camadas para estado estacionário seco.	70
Tabela 5.6 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação no estado estacionário.	73
Tabela 5.7 - Algumas características para a simulação do estado transiente chuvoso.	78
Tabela 5.8 - Velocidades médias das camadas para estado transiente chuvoso.	78
Tabela 5.9 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação do estado transiente chuvoso.	81
Tabela 5.10 - Algumas características para a simulação no estado transiente seco.	86
Tabela 5.11 - Velocidades médias das camadas para estado transiente seco.	86
Tabela 5.12 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação no estado transiente chuvoso.	89
Tabela A.1 - Dados de nível estático e carga hidráulica dos poços da CPRM e CAGECE.	125
Tabela A.2 - Dados de nível estático e carga hidráulica dos poços da COGERH.	125
Tabela A.3 - Dados de vazão dos poços da CPRM e CAGECE.	127
Tabela A.4 - Dados de vazão dos poços da COGERH.	127

LISTA DE SÍMBOLOS

Q	vazão
k	condutividade hidráulica ou permeabilidade de Darcy na direção do fluxo
K_x	condutividade hidráulica na direção x
K_y	condutividade hidráulica na direção y
K_z	condutividade hidráulica na direção z
v	velocidade
h	carga hidráulica
S_s	armazenamento específico
α	compressibilidade do material poroso
β	compressibilidade do fluido
t	tempo
h^{obs}	carga hidráulica observada
h^{calc}	carga hidráulica calculada
∇h^{calc}	gradiente hidráulico calculado
∇h^{obs}	gradiente hidráulico observado
T	transmissividade
$ \nabla h $	módulo do gradiente hidráulico
φ	ângulo formado pelos vetores do gradiente hidráulico observado e calculado
q	velocidade fictícia ou velocidade de Darcy
K	condutividade hidráulica
dh/dl	gradiente hidráulico
q_x, q_y e q_z	fluxo de Darcy nas direções x, y e z
n	porosidade total
n_e	porosidade efetiva
n_a	porosidade aparente
V_V	volume de vazios
V_T	volume total
ρ_g	massa específica das partículas
ρ_d	massa específica total

V_D	volume de água drenada por gravidade
k	permeabilidade intrínseca do meio poroso
ρ	massa específica
μ	viscosidade absoluta
ν	viscosidade cinemática
g	aceleração da gravidade
b	espessura saturada do aquífero livre
S_y	coeficiente de armazenamento
S_s	armazenamento específico
UTM	Universal Transverse Mercator
$T_{\text{média}}$	temperatura média mensal
PPT	precipitação média
I_m	índice térmico anual
ETP	evapotranspiração potencial
K_c	fator de correção dependente da latitude
ETR	evapotranspiração real
C	retenção de água no solo
I_e	infiltração efetiva

ANEXOS

	Página
ANEXO I - Exemplos de validação da IMIGHA.....	117
ANEXO II - Tabelas com dados dos poços.....	125

RESUMO

O trabalho desenvolvido mostra uma simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo em uma região do vale do Cariri cearense, que abrange partes das cidades de Barbalha e Missão Velha. A modelagem foi realizada com o pacote MODFLOW contido no programa Processing MODFLOW Pro. Foram simulados então, para os estados transiente e estacionário, os cenários no período seco e chuvoso, e os resultados mostram uma idéia do comportamento do nível potenciométrico e da direção do fluxo da região de estudo. Em um outro momento foi desenvolvida uma interface, em DELPHI 5.0, para o procedimento de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos (condutividade hidráulica e transmissividade) denominada de Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (IMIGHA). Essa interface calibra o modelo a partir dos dados de carga hidráulica observada e mostrou ser, pelos exemplos de validação, um método aplicável e prático. Mas a utilização na área de estudo simulada, desse procedimento de calibração iterativo, mostrou que os resultados satisfatórios dependem de uma boa distribuição e da quantidade dos dados de carga hidráulica na área de interesse.

ABSTRACT

The current work presents a computer simulation of groundwater flow in the Cariri Valley, which is located in the State of Ceará. The cities of Barbalha and Missão Velha are located inside this area. In order to perform the computer modeling the software Processing MODFLOW Pro was used. It was used both permanent and time dependent situations. Also both rainy and dry seasons periods we simulated. Among the results, it is show the variation of the groundwater levels and the direction of the flow. As a part of the work, a computer code, using DELPHI 5.0, was developed in order to implement the calibration of hydrogeologic parameters, such as hydraulic conductivity. This code is actually an interface between MODFLOW and the Alternate Hydraulic Gradient Method. This interface uses input date measured groundwater levels and it is on iterative method. Although, in the area of study this method could not reach satisfactory calibration results since accuracy of know groundwater levels and well discharge, as well as topographic contours were poor, the method seem to be valuable.

1 INTRODUÇÃO

A simulação computacional sobre os recursos hídricos, em qualquer parte de seu ciclo, é um procedimento essencial para a fase do planejamento contido em um processo de gestão das águas, uma vez que os resultados de uma modelagem numérica podem fornecer subsídios para a análise de projetos e tomadas de decisões. No que concerne às águas subterrâneas, é importante a realização de estudos, que determinem o fluxo e o potencial hídrico, e de pesquisas que ajudem a produzir ferramentas que permitam verificar e difundir soluções para a determinação de parâmetros hidrodinâmicos de um sistema hidrogeológico, já que o regime hidrológico, em diversas bacias no Brasil, é fortemente influenciado pela regularização exercida pelos aquíferos.

O semi-árido do nordeste brasileiro possui rios e riachos de caráter intermitente. A exploração das águas por meio de cacimbas e poços é uma atividade realizada em grande parte na região. O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2000) estima que mais de oito milhões de nordestinos, em seus domicílios particulares permanentes, utilizam poços ou nascentes, na propriedade, para servir-se da água.

As águas subterrâneas caracterizam-se diferentemente das águas superficiais, já que os cursos e os reservatórios d'águas de superfície são imediatamente exploráveis e qualquer alteração que sofram é prontamente perceptível. Uma outra concepção que diferencia os estudos e quantificação, é que as águas superficiais dependem somente de características geométricas, como batimetria, topografia e nível d'água, já as águas subterrâneas tornam-se mais complexas porque, além da topografia e do conhecimento do nível d'água, exigem estudos com dados da geologia do local (feita por levantamentos geofísicos), e dos parâmetros hidrogeológicos da camada de cada aquífero, principalmente da condutividade hidráulica.

O conhecimento do fluxo hídrico subterrâneo e dos parâmetros hidrodinâmicos de um sistema aquífero vem ganhando uma importância cada vez maior na medida em que há um cenário de aumento do uso dos recursos hídricos.

O desenvolvimento da agricultura e da indústria e o aumento populacional na região do Cariri cearense é um fator que colabora para o aumento da extração de águas subterrâneas dos aquíferos da região. No entanto, a exploração desordenada pode vir a comprometer o nível freático. Daí a importância da realização de estudos com modelos computacionais que ajudem a sistematizar informações de campo que podem alertar sobre conseqüências que podem sofrer os recursos hídricos subterrâneos.

2 OBJETIVOS

Esse trabalho objetiva determinar o comportamento do fluxo hídrico subterrâneo com a utilização do modelo computacional denominado PMWIN (Processing MODFLOW Pro) em uma área da região do Cariri contida nos municípios de Missão Velha e Barbalha, ao Sul do Estado do Ceará e realizar um procedimento de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos, precisamente a condutividade hidráulica e/ou transmissividade, pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) através de uma interface gráfica implementada a partir do DELPHI 5.0.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O presente capítulo expõe os conceitos e as informações indispensáveis para a realização desta pesquisa. Inicialmente serão mostradas algumas concepções gerais sobre o que é água subterrânea e aquíferos. Mais adiante, serão explicados algumas propriedades físicas e hidráulicas de um sistema hidrogeológico e as equações que regem o fluxo nesse sistema. E finalmente é explanado sobre a modelagem computacional do fluxo hídrico subterrâneo e sobre o método iterativo para o processo de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos.

3.1 Águas Subterrâneas

A água é um recurso contido em um circuito global renovável. No processo do ciclo hidrológico (Figura 3.1) ela se manifesta de várias formas e estados físicos. Apesar de serem renováveis, os recursos hídricos não são infinitos – em escala mundial poderá vir a ser um bem escasso. Em escala local, já existem, em várias bacias hidrográficas do mundo, conflitos pelo uso da água. Essa tendência de insuficiência hídrica se deve ao fato de existir um aumento da demanda de água por uma exploração desordenada aliada à contaminação de muitos cursos e reservatórios d'águas.

A exploração da água, pela maioria de seus usuários, ocorre na fase superficial e subsuperficial, e no caso dos cultivos agrícolas há o aproveitamento também da precipitação pluvial. No caso do semi-árido do nordeste brasileiro, as chuvas são mal distribuídas durante o ano (3 a 5 meses em um ano) e a maioria dos rios da região são temporários, com isso, a água subterrânea torna-se uma das principais e importantes fontes de abastecimento para a população, para a agricultura e para a indústria local.

3.1.1 Aspectos das águas subterrâneas

A água contida nos solos e nas formações geológicas se localiza, basicamente, nas zonas saturada e não saturada. A divisão é feita de acordo com a proporção relativa do espaço poroso que é ocupado pela água.

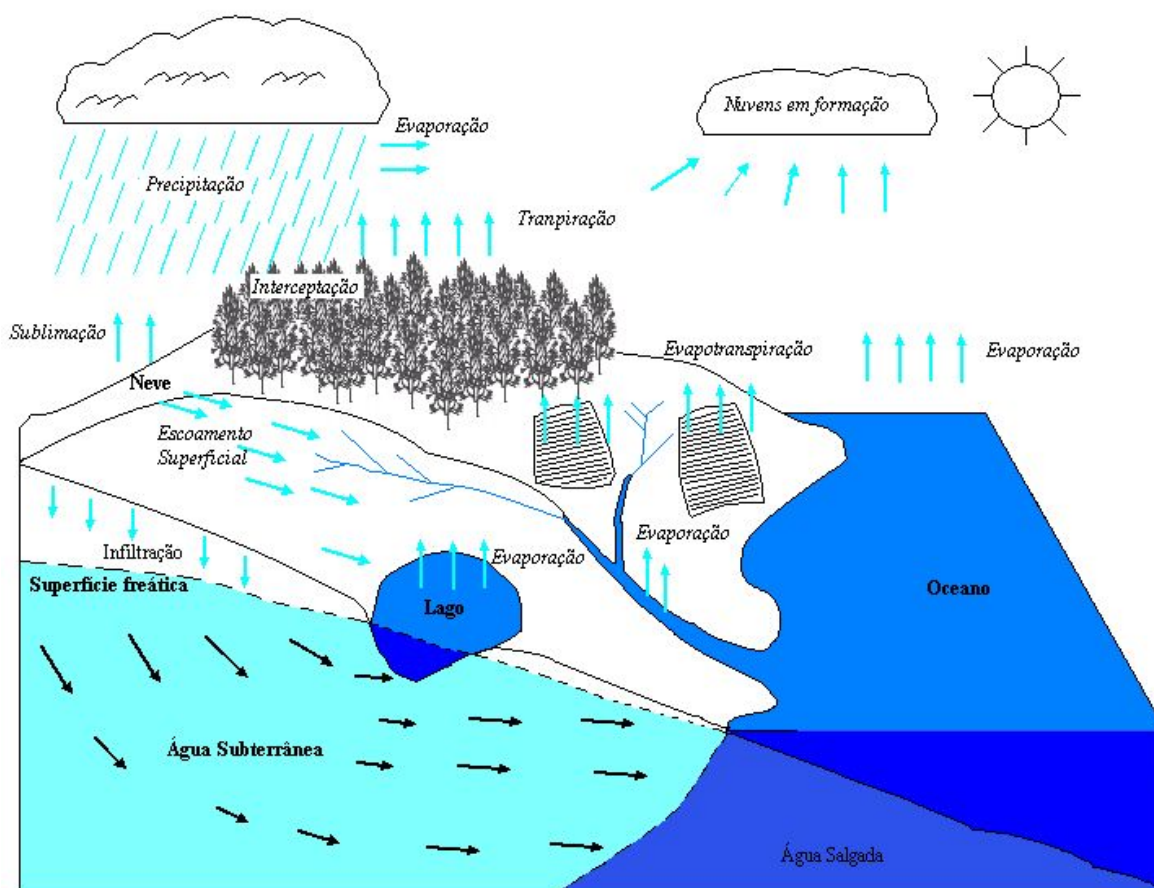


Figura 3.1 - Componentes do ciclo hidrológico. Fonte: Adaptado de Heath (1982).

A água subterrânea ocorre em duas zonas diferentes. Uma é a zona de aeração ou não-saturada e a outra é a zona saturada. A primeira situa-se entre a superfície do terreno e a superfície freática¹ e os poros desta área estão preenchidos por ar e por água. A segunda, a zona saturada, fica situada abaixo do nível freático e nela todos os poros existentes estão preenchidos com água (HEATH, 1982).

A água na zona de aeração é dividida ainda em 3 partes: zona de água do solo ou zona de evapotranspiração, zona intermediária e zona capilar (MANOEL FILHO, 1997). A zona de água do solo compreende a área entre a superfície do terreno e os extremos radiculares da vegetação, portanto sua espessura varia de acordo com o tipo de plantas. A zona intermediária situa-se no limite entre o alcance das raízes das

¹ A superfície freática é definida como o lugar geométrico dos pontos em que a água se encontra submetida à pressão atmosférica. Abaixo da superfície freática a pressão hidráulica aumenta com o aumento da profundidade.

plantas e a zona capilar, esta se estende da superfície freática até o limite de ascensão capilar da água (FIGURA 3.2).

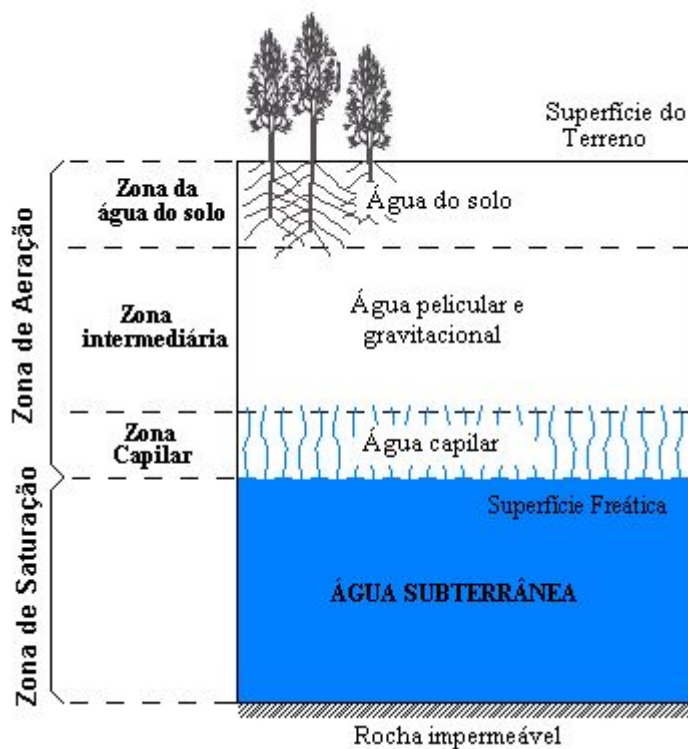


Figura 3.2 - Zonas da água abaixo da superfície. Fonte: Adaptado de Todd (1959).

3.1.2 Água na Zona Saturada: Aqüíferos

Apesar de toda a água localizada abaixo da superfície dos terrenos seja evidentemente entendida como água subterrânea, na hidrogeologia esta denominação somente é aplicada à água que circula na zona saturada, ou seja, na zona situada abaixo da superfície freática (BEAR, 1972).

Os aqüíferos são definidos como a formação geológica que contem água e que permite a movimentação, em condições naturais, de quantidades significativas dessa água (BEAR, 1972). Outros sistemas hidrogeológicos são definidos de acordo com a sua natureza:

Aqüicludo: é uma formação geológica que pode conter água, mas sem condição de movimentá-la de um lugar para outro, em condições naturais e em quantidades significativas (TODD, 1959);

Aquitardo: é uma formação geológica de natureza semipermeável. Transmite água a uma taxa muito baixa, comparada com a do aquífero (TODD, 1959);

Ainda como definição de um sistema hidrogeológico, denomina-se como aquífugo a formação impermeável que nem armazena e nem transmite água (TODD, 1959).

Tipos de aquíferos

A classificação dos aquíferos varia de acordo com a pressão da água que atua na sua superfície superior e inferior (topo e base) da camada e também em função da capacidade de transmissão da água entre camadas adjacentes. São classificados em freáticos ou livres, semi-confinados e confinados.

Os aquíferos freáticos ou livres são aqueles em que o limite superior é definido pela própria superfície freática. Esta superfície tende a acompanhar, geralmente, a superfície do terreno. A pressão que atua no limite superior nestes aquíferos é a pressão atmosférica local (TODD, 1959). A pressão hidrostática vai aumentando à medida que há o aumento da profundidade. A carga hidráulica total do aquífero é numericamente igual à diferença de cota entre a superfície hidráulica e a base do aquífero.

A superfície freática nesses aquíferos varia de acordo com o processo de infiltração e com os períodos de estiagem, onde a água armazenada flui para nascentes, cursos d'água, poços e outros pontos de descarga (CABRAL, 1997).

Um caso especial de aquífero livre são os aquíferos suspensos que são “formados sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada e situada entre a superfície freática regional e o nível do terreno” (TODD, 1959).

Os aquíferos semi-confinados são aqueles limitados por camadas cuja permeabilidade é menor do que o próprio aquífero. O fluxo hídrico preferencial nesses aquíferos se dá ao longo da camada, mas secundariamente, dependendo das condições de drenança (zonas de fraturas, falhas geológicas) e do confinamento (variação da superfície potenciométrica dos aquíferos adjacentes) o fluxo irá ocorrer entre as camadas semi-confinantes (CABRAL, 1997).

Aqüíferos confinados, chamados também de aquíferos sob-pressão, é o aquífero que se encontra em camadas confinantes relativamente impermeáveis e a pressão da água no topo é maior do que a atmosférica (TODD, 1959).

São definidos dois tipos de aquíferos confinados: drenante e não-drenante. Os não-drenantes são aquíferos limitados por camadas impermeáveis, tanto no topo como na base. Nos poços que penetram esses tipos de aquíferos o nível d'água (altura que a água atinge) subterrânea fica acima da camada confinante superior (topo) (MANOEL FILHO, 1997). Esses poços que penetram camadas confinantes são os chamados de poços artesianos. Se a pressão da água for suficiente para atingir e ultrapassar a superfície do terreno passa a ser chamado então de poço artesiano surgente ou jorrante. Esse nível indica a carga potenciométrica ou carga hidráulica média na zona de admissão de água do poço.

O aquífero confinado drenante é aquele que “possui uma das camadas limítrofes semi-impermeável que permite a entrada ou saída de fluxos pelo topo ou pela base, por drenança ascendente ou descendente” (MANOEL FILHO, 1997).

3.1.3 Propriedades Físicas e Hidráulicas dos Aquíferos

O movimento da água subterrânea pode ocorrer nos poros e vazios (porosidade primária) das rochas e também nas fissuras e cavidades dessas (porosidade secundária). A porosidade primária é propriedade das rochas sedimentares dando origem aos aquíferos porosos. A porosidade secundária ocorre principalmente nas rochas ígneas e eruptivas, determinando o aquífero fissural. Devido à complexidade apresentada pelos canais de escoamento do fluxo hídrico subterrâneo são adotados alguns valores médios das propriedades físicas e hidráulicas no meio poroso (CAICEDO, 2001). As propriedades apresentadas tratam dos parâmetros que ocorrem nos aquíferos porosos.

A lei empírica de Darcy

Os fatores que regem o movimento da água subterrânea foram expressos na forma de uma equação empírica, pelo engenheiro francês Henry Darcy, em 1856 (TODD, 1959). A experiência foi realizada em um filtro de areia similar ao mostrado na

figura 3.3, e consistiu em passar uma vazão constante Q através de um cilindro contendo material poroso, de seção transversal A , que possui dois piezômetros² separados por uma distância L .

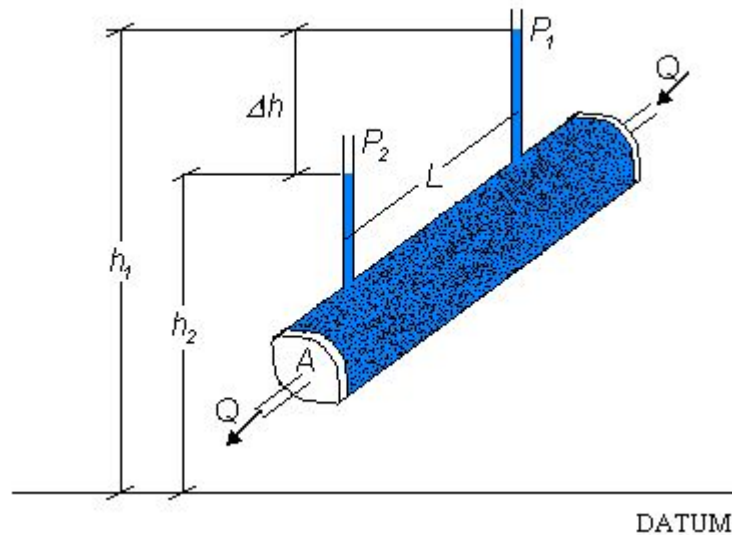


Figura 3.3 - Esboço do dispositivo utilizado por Darcy. Fonte: Adaptado de Todd (1959).

Onde:

h_1 = carga hidráulica no piezômetro 1 (P_1) [L];

h_2 = carga hidráulica no piezômetro 2 (P_2) [L];

Δh = variação da carga entre os piezômetros [L];

Q = vazão constante [L^3T^{-1}];

A = área da seção transversal do cilindro [L^2];

L = distância entre os piezômetros [L]

Darcy concluiu que a vazão era:

- Proporcional à seção transversal (A) que o fluxo atravessava;
- Proporcional à perda da carga hidráulica – diferença de altura de água medida nos dois piezômetros.
- Inversamente proporcional à distância L entre os dois piezômetros

² Piezômetro é um tipo simples de manômetro que serve para medir a pressão de um fluido pela ascensão deste até atingir uma altura h de equilíbrio.

Introduzindo uma constante de proporcionalidade K , Darcy chegou a seguinte equação:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (3.1)$$

onde:

Q = vazão de escoamento [L^3T^{-1}];

K = condutividade hidráulica ou permeabilidade de Darcy na direção do fluxo [LT^{-1}];

A = área transversal ao fluxo [L^2];

$\frac{dh}{dl} = \nabla h$ = gradiente hidráulico [L^0];

No que concerne à velocidade do fluxo subterrâneo, ela difere da tradicional que representa a taxa de variação do deslocamento por unidade de tempo. A velocidade da água subterrânea ou velocidade Darcy (q) é um “fluxo volumétrico definido pelo volume escoado por unidade de área e por unidade de tempo” TODD (1959), representado por:

$$q = \frac{Q}{A} = K \frac{dh}{dl} \quad (3.2)$$

Cargas e gradientes hidráulicos

Como na mecânica nos fluidos, a energia total no movimento da água subterrânea é composta de energia cinética, de energia potencial gravitacional e de energia de pressão (CAICEDO, 2001). Como a ordem de grandeza das velocidades do fluxo hídrico subterrâneo é pequena, a energia cinética pode ser desprezada.

A *carga hidráulica* (h) é definida, pela soma dos termos, que correspondem a carga de elevação do nível da água (z) e a carga de pressão exercida, nos casos dos aquíferos confinados, ($\frac{P}{\gamma}$), onde γ é o peso específico da água e P a pressão relativa.

$$h = z + \frac{P}{\gamma} \quad (3.3)$$

Nos aquíferos não-confinados, a superfície livre atua sob pressão atmosférica. Como na equação acima, a parcela da carga de pressão trata da pressão

relativa P , ou seja, a diferença entre a pressão exercida pelo aquífero (P_{aquif}) e a pressão atmosférica (P_{atm}) o termo $P = P_{aquif} - P_{atm}$ passa a ser então, para os aquíferos livres, $P = P_{atm} - P_{atm} = 0$. Logo a carga total nesses aquíferos fica definida como a altura do nível onde se encontra a superfície freática.

A figura 3.4 mostra as variáveis consideradas para o entendimento de carga hidráulica.

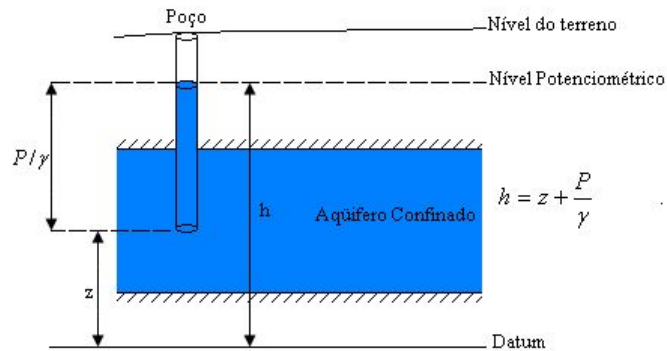


Figura 3.4 - Carga hidráulica em um poço em um aquífero confinado.

O *gradiente hidráulico* é a variação da carga de um aquífero por unidade de comprimento. É um fator que influencia na velocidade do fluxo hídrico subterrâneo. O gradiente hidráulico (∇h) indica a taxa de perda de carga de um aquífero por unidade de distância. É dado pela equação:

$$\nabla h = \frac{dh}{dl} \quad (3.4)$$

onde:

dh = perda de carga entre dois pontos [L];

dl = distância entre esses pontos [L].

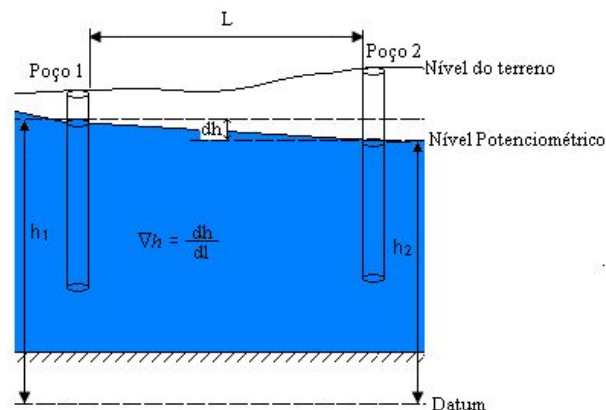


Figura 3.5 - Gradiente hidráulico em um aquífero livre.

Os valores típicos de gradiente hidráulico variam de 0,0001 a 0,05 m/m (NEWELL et al., 1996).

Porosidade total

A medida proporcional entre o volume de vazios e o volume total é referida como *porosidade total* (n), dada pela relação:

$$n = \frac{V_V}{V_T} \quad (3.5)$$

onde:

n = porosidade total [adimensional];

V_V = volume de vazios [L^3];

V_T = volume total [L^3].

A porosidade dos diversos materiais granulares (Tabela 3.1) depende, basicamente, do tamanho da partícula, da forma dos grãos, do grau de compactação e da distribuição granulométrica desse material (CAICEDO, 2001).

Se o material possuir grãos de tamanhos variados, a porosidade tende a ser menor do que no caso de grãos uniformes, isso porque “os grãos pequenos ocupam os espaços vazios entre os maiores” (MANOEL FILHO, 1997). A forma das partículas indica como serão os arranjos entre si. “Formas irregulares resultam em porosidades maiores do que formas arredondadas” (CAICEDO, 2001). A compactação de um material afeta diretamente a porosidade do material. Quanto mais compacto menor a porosidade. A tabela 3.1 mostra alguns valores de porosidade mais comumente encontrados.

Porosidade efetiva

A porosidade efetiva é a quantidade de água que drena por gravidade de um volume unitário de um material poroso saturado (TODD, 1959). Também é chamada de *produção específica* por alguns autores, e é definida pela relação:

$$n_e = \frac{V_D}{V_T} \quad (3.6)$$

onde:

n_e = porosidade total [adimensional];

V_D = volume de água drenado [L^3];

V_T = volume total [L^3].

A parcela da água que fica retida em um meio poroso, devido às forças moleculares e à tensão superficial³, é denominada de *retenção específica*. Assim sendo, a soma da porosidade efetiva com a retenção específica é igual à porosidade total.

Tabela 3.1 - Valores de porosidade de alguns materiais. Fonte: Tucci (2001) apud Morris & Johnson (1967)

Material	Intervalo	Média
Argila	0,34 – 0,57	0,42
Silte	0,34 – 0,61	0,46
Areia fina	0,26 – 0,56	0,43
Areia grossa	0,31 – 0,46	0,39
Cascalho fino	0,25 – 0,38	0,34
Cascalho Grosso	0,24 – 0,36	0,28

Porosidade aparente

A relação entre o volume de água removido diretamente do aquífero e o volume do aquífero drenado é a *porosidade aparente* (n_a), que é considerada constante no tempo, implicando uma entrega instantânea de água quando a carga cai bruscamente. A porosidade aparente, é “um parâmetro que incorpora a influência do ar próximo da linha de saturação, a estratificação dos materiais e a posição da linha d’água” (CAICEDO, 2001).

Condutividade Hidráulica

Um dos parâmetros hidrogeológicos mais empregados em trabalhos de hidrologia de água subterrânea, como para a modelagem do fluxo em aquíferos, é a

³ A tensão superficial é uma força, por unidade de comprimento, que atua na interface curva da água com o ar.

condutividade hidráulica. Essa propriedade hidráulica expressa a facilidade ou dificuldade de um fluido escoar em um meio poroso. Pode ser determinada em laboratório, através de amostras do material do aquífero utilizando permeâmetros, mas segundo Caicedo (2001), devido à amostra ser muito pequena em relação ao tamanho do aquífero e perturbada na coleta de amostras, existe dificuldade para caracterizar a condutividade hidráulica de aquíferos em laboratório. A figura 3.6 mostra um permeâmetro de carga fixa e outro de carga variável.

O permeâmetro de carga constante, onde é estabelecido escoamento permanente ascendente através da amostra, está no lado esquerdo da figura 3.6, para estimar o valor da condutividade K , aplica-se a equação de Darcy rearranjada para o valor de K :

$$K = \frac{QL}{\Delta h_0 A} \quad (3.7)$$

onde:

Q = Vazão de equilíbrio (divisão do volume armazenado pelo tempo) [$L^3 T^{-1}$];

L = altura da amostra [L];

Δh_0 = diferença entre os níveis de entrada e saída do permeâmetro [L];

A = área da seção transversal [L^2];

No permeâmetro de carga variada (do lado direito da figura 3.6) a vazão decresce com o tempo devido à queda da carga hidráulica, uma vez que o nível da água desce no tubo de entrada. Segundo Todd (1959), a condutividade hidráulica neste caso é estimada pela equação:

$$K = \frac{aL}{At} \ln\left(\frac{\Delta h_0}{\Delta h_t}\right) \quad (3.8)$$

onde:

a = área transversal do tubo de entrada [L^2];

A = área da seção transversal [L^2];

L = altura da amostra [L];

Δh_o = diferença entre os níveis de entrada e saída do permeâmetro no instante $t=0$.

Δh_t = é diferença de carga em um instante t .

t = tempo medido entre a carga inicial até atingir a diferença de carga Δh_t .

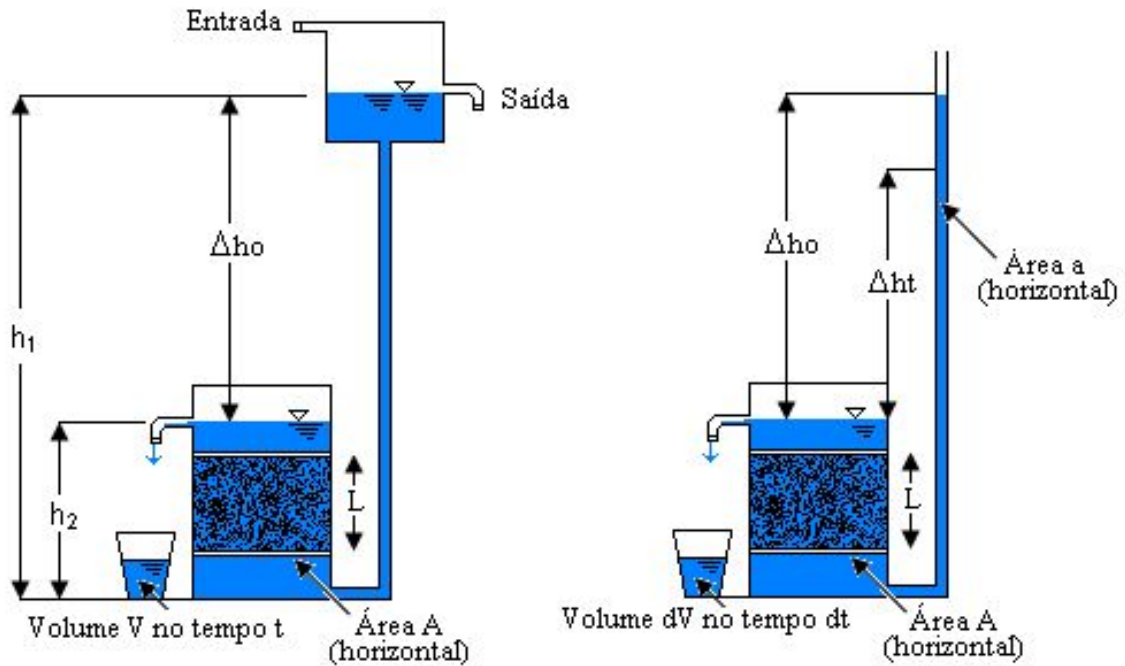


Figura 3.6 - Permeâmetro de carga fixa e variável. Fonte: Adaptado de Tucci (2001).

A condutividade hidráulica pode ser calculada também em função do meio e do fluido, uma vez que esse parâmetro depende das características do meio poroso e das características do fluido (MANOEL FILHO, 1997):

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (3.9)$$

ou:

$$K = \frac{kg}{\nu} \quad (3.10)$$

onde:

k = é a permeabilidade intrínseca do meio poroso⁴ [L^2];

ρ = massa específica do fluido [M/L^3];

g = aceleração da gravidade [LT^{-2}];

μ = viscosidade absoluta⁵ [$MT^{-1}L^{-1}$];

ν = viscosidade cinemática⁶ [L^2T^{-1}].

Um outro método para a medição da condutividade hidráulica é o teste de bombeamento realizado em campo. A execução do teste de bombeamento para determinar alguns parâmetros hidrodinâmicos é chamado teste de aquífero, que consiste em produzir um bombeamento constante em um poço e acompanhar, registrando com o tempo, os rebaixamentos no(s) poço(s) de observação. Para a interpretação dos valores medidos em campo, vários métodos são utilizados; alguns estão apresentados pela tabela 3.2 em função das condições físicas do aquífero e do regime de bombeamento:

Tabela 3.2 - Alguns métodos de interpretação de testes de aquíferos. Fonte: MANOEL FILHO (1997).

<i>Regime de Bombeamento</i>	<i>Tipo de Aquífero</i>		
	<i>Confinado não drenante</i>	<i>Confinado Drenante</i>	<i>Livre</i>
<i>Permanente</i>	THIEM	DE GLEE HANTUSH/JACOB	DUPOUIT/THIEM
<i>Transitório</i>	THEIS COOPER	WALTON HANTUSH	THEIS c/ correção de JACOB BOULTON/PRICKET

Transmissividade

A capacidade de um aquífero transmitir água horizontalmente é referida como *transmissividade* (T). Segundo Todd (1959), define-se transmissividade como “a

⁴ A permeabilidade intrínseca, ou permeabilidade específica é função do tipo do material poroso, da granulometria e disposição estrutural desse material.

⁵ A viscosidade dinâmica, ou viscosidade absoluta, é a propriedade pela qual o fluido oferece resistência ao cisalhamento.

⁶ A viscosidade cinemática é a relação matemática entre a viscosidade dinâmica e a massa específica do fluido.

taxa de escoamento através de uma faixa vertical do aquífero com largura unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário.” Matematicamente é definido como:

$$T = Kb \quad (3.11)$$

onde:

T = transmissividade [L^2T^{-1}];

K = condutividade hidráulica [LT^{-1}];

b = espessura saturada do aquífero livre [L].

Segundo Manoel Filho (1997), “para aquíferos freáticos a espessura saturada muda com o tempo, de acordo com a recarga e descarga”.

Coeficiente de armazenamento

O *coeficiente de armazenamento* (S) de um sistema hidrogeológico é definido como o volume de água que um “aquífero libera ou toma em armazenamento por unidade horizontal de área e por decréscimo unitário de carga hidráulica” HEATH (1982). Segundo Caicedo (2001) o coeficiente de armazenamento de aquíferos varia com valores entre 10^{-6} a 10^{-3} .

Armazenamento específico

O volume de água entregue por unidade de volume do aquífero e por redução unitária de altura piezométrica é o *armazenamento específico* do aquífero (BOUWER, 1978). Caicedo (2001) diz que esse parâmetro é constante para uma unidade hidrogeológica e sua dimensão é [L^{-1}]. A equação de cálculo é:

$$S_s = \frac{S}{b} \quad (3.12)$$

onde:

S = coeficiente de armazenamento [adimensional];

b = espessura saturada do aquífero [L].

Outra formulação para o armazenamento específico é em função da compressibilidade⁷ da água e do material:

$$S_s = \rho g n (\alpha + \beta) \quad (3.13)$$

onde:

ρ = massa específica do fluido [ML^{-3}];

g = aceleração da gravidade local [LT^{-2}];

n = porosidade [adimensional];

α = compressibilidade do material poroso [$ML^{-1}T^{-2}$];

β = compressibilidade do fluido [$ML^{-1}T^{-2}$].

3.2 Equações fundamentais do fluxo hídrico subterrâneo

O movimento da água subterrânea é descrito pela equação diferencial oriunda da combinação da equação da continuidade (ou conservação da massa) com a equação de Darcy.

Considerando o volume de controle infinitesimal da figura 3.7, onde está representada a vazão mássica⁸ de entrada e de saída na direção x, temos a variação interna na direção x: $[(\rho Q_x)_2 - (\rho Q_x)_1]$ (o mesmo acontecendo nas direções y e z).

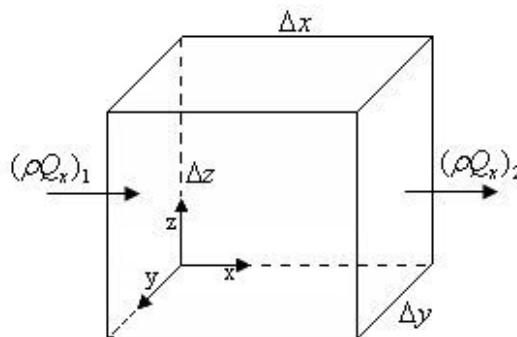


Figura 3.7 - Volume de controle.

⁷ A compressibilidade da água é expressa pelo seu *módulo de elasticidade volumétrica*, dado por:

$$\beta = -\frac{dp}{dV/V} \quad \text{onde } dp \text{ é a variação de pressão necessária para provocar uma variação diferencial de}$$

volume dV em um volume V . O sinal negativo é incluído para indicar que o aumento da pressão resulta em uma diminuição do volume.

⁸ A vazão mássica é o produto da vazão Q pela massa específica do fluido ρ .

Através da série de expansão de Taylor⁹ pode-se relacionar as vazões mássicas de entrada e saída, uma vez que as dimensões do volume de controle são infinitesimais, dessa forma:

$$(\rho Q_x)_2 = (\rho Q_x)_1 + \frac{\partial}{\partial x} (\rho Q_x)_1 \Delta x + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 (\rho Q_x)_1}{\partial x^2} (\Delta x)^2 + \frac{1}{3!} \frac{\partial^3 (\rho Q_x)_1}{\partial x^3} (\Delta x)^3 + \dots \quad (3.14)$$

Os termos que seguem após $\frac{1}{2!} \frac{\partial^2 (\rho Q_x)_1}{\partial x^2} (\Delta x)^2$ podem ser desprezados, uma vez que Δx é muito pequeno; logo, a equação 3.14 pode ser simplificada para:

$$(\rho Q_x)_2 = (\rho Q_x)_1 + \frac{\partial}{\partial x} (\rho Q_x)_1 \Delta x \quad (3.15)$$

Rearranjando:

$$(\rho Q_x)_2 - (\rho Q_x)_1 = \frac{\partial}{\partial x} (\rho Q_x)_1 \Delta x \quad (3.16)$$

A descarga, em termos de velocidade de Darcy (q), é a velocidade multiplicada pela área normal ($\Delta y \Delta z$) ao escoamento. Na direção x é dado por:

$$Q_x = q_x \Delta y \Delta z \quad (3.17)$$

Logo, com essa expressão na equação 3.16, tem-se:

$$(\rho Q_x)_2 - (\rho Q_x)_1 = \frac{\partial}{\partial x} (\rho q_x) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (3.18)$$

Fazendo, nas direções x e y , a variação das vazões mássicas de saída menos as de entrada no volume de controle e igualando à taxa de variação da massa M em relação ao tempo:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} (\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho q_z) \right] \Delta x \Delta y \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (3.19)$$

Essa é a equação do balanço de massa. “O sinal negativo na equação acima, torna positiva a taxa efetiva de vazão mássica de saída, quando retirada do armazenamento” (CAICEDO, 2001).

⁹ A série de Taylor é dada por: $u(x + \Delta x) = u(x) + \frac{du}{dx} \Big|_x \Delta x + \frac{1}{2!} \frac{d^2 u}{dx^2} \Big|_x \Delta x^2 + \frac{1}{3!} \frac{d^3 u}{dx^3} \Big|_x \Delta x^3 + \dots$ onde na expressão têm-se $u(x + \Delta x) = (\rho Q_x)_2$ e $u(x) = (\rho Q_x)_1$:

3.2.1 Escoamento em aquíferos confinados

O termo na equação 3.19 que mostra a taxa de variação mássica nas direções x,y e z pode ser expandido¹⁰ através da forma:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) = \rho \frac{\partial q_x}{\partial x} + q_x \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (3.20)$$

Segundo Caicedo (2001) o termo $q_x \frac{\partial \rho}{\partial x}$ é considerado pequeno em relação ao termo $\rho \frac{\partial q_x}{\partial x}$. Logo, considerando apenas esse termo a equação, 3.19 do balanço de massa fica (expandido também as derivadas nas direções y e z):

$$\rho \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (3.21)$$

Dividindo agora tudo por $(\Delta x \Delta y \Delta z)$ e introduzindo a expressão da velocidade de Darcy nas direções x, y e z ($q_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}$, $q_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}$ e $q_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$), a equação 3.21 fica:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho \Delta x \Delta y \Delta z} \frac{\partial M}{\partial t} \quad (3.22)$$

O termo da variação da massa (∂M) por unidade de volume $(\Delta x \Delta y \Delta z)$ é dado por $n\rho(\alpha + \beta)$ (CAICEDO, 2001). Logo o termo $\frac{1}{\rho \Delta x \Delta y \Delta z} \frac{\partial M}{\partial t}$ pode ser escrito na forma $n\rho(\alpha + \beta) \frac{\partial p}{\partial t}$, mas sabe-se que $\partial p = \rho g \partial h$ e que $S_s = \rho g n(\alpha + \beta)$, assim, a equação do aquífero confinado é:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.23)$$

Esta é uma equação diferencial linear parcial, cuja solução simula a “distribuição espacial e temporal da altura piezométrica em um aquífero confinado não

¹⁰ Essa expansão é feita por uma regra do cálculo que diz que “a derivada do produto de duas funções é a primeira função multiplicada pela derivada da segunda, mais a segunda função que multiplica a derivada da primeira função, se estas derivadas existirem”. A forma nos índices do calculo é:

$$D_x[f(x)g(x)] = f(x).D_xg(x) + g(x).D_xf(x)$$

homogêneo e anisotrópico” (CAICEDO, 2001). Para um aquífero homogêneo e anisotrópico:

$$(K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}) + (K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}) + (K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.24)$$

Já para aquíferos homogêneos e isotrópicos a equação fica:

$$(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}) + (\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}) + (\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}) = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.25)$$

Como $S_s = \frac{S}{b}$, logo o termo do lado direito da equação acima tornar-se $\frac{S}{Kb} \frac{\partial h}{\partial t}$; e como o produto Kb é igual à transmissividade T , e considerando uma espessura constante b com escoamento horizontal no plano x-y, tem-se:

$$(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}) + (\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}) = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.26)$$

Considerando que em um aquífero a recarga pode ser igual à descarga de saída, tem-se nesta condição uma invariabilidade no armazenamento, e conseqüentemente não há variação da altura piezométrica em relação ao tempo; assim, sendo, a equação para descrever escoamentos permanentes é (STRACK, 1989):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (3.27)$$

Esta equação é conhecida como equação de Laplace.

3.2.2 Escoamento em aquíferos não-confinados

A retirada da água armazenada de um aquífero livre ocorre por drenagem de poros e também por expansão da água e compactação da rocha – “com contribuições desprezíveis dessas duas ultimas parcelas” (CAICEDO, 2001). Assim, a taxa de variação do armazenamento pode ser computada como a taxa de variação do volume de água na zona drenada vezes a porosidade aparente. Em princípio, a linha de água¹¹ no tempo e no espaço pode ser calculada resolvendo a equação 3.23 com $S_s = 0$:

¹¹ A linha d'água é a posição limite superior do escoamento subterrâneo.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.28)$$

O domínio das soluções de escoamento pela equação acima não são constantes, uma vez que as posições da linha d'água variam com o tempo, ou seja, o escoamento não é permanente.

Uma solução chamada de solução Dupuit-Forchheimer, foi proposta devido às dificuldades de achar a solução desta equação, uma vez que a obtenção da linha d'água é uma realização da solução e ao mesmo tempo é necessária para a definição do domínio da equação. Segundo Caicedo (2001), “mesmo para escoamentos permanentes, onde a linha da água é fixa no tempo, o cálculo de linhas d'águas seguindo o esquema acima indicado não é tarefa fácil.”

Então, considerando uma linha d'água acima de um contorno impermeável (Figura 3.8), tem-se a vazão por unidade de largura dado por:

$$Q = \int_0^{z_f} q_x(x, z) dz \quad (3.29)$$

Considerando que a declividade da linha d'água é pequena, a velocidade Darcy ($q_x(x, z)$) na linha da água não é muito diferente da velocidade Darcy no fundo impermeável ($q_x(x, z_f)$), então $q_x(x, z) = q_x(x, z_f)$.

$$Q = q_x(x, z_f) z_f = -K \frac{dh}{dx} z_f \quad (3.30)$$

onde h é a altura piezométrica na linha d'água. Sabe-se que em aquíferos livres, a carga total é igual à altura do nível da superfície freática, assim $h = z_f$, então a equação da vazão é dada por:

$$Q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (3.31)$$

Esta equação apresenta h como a altura piezométrica, que é constante ao longo da vertical, como também a espessura do escoamento, dh/dx é a tangente do ângulo que a linha d'água faz com a horizontal, e simula um escoamento completamente horizontal.

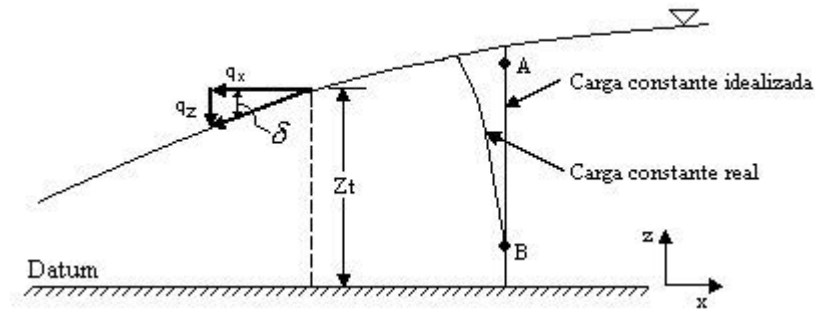


Figura 3.8 - Escoamento em aquífero livre. Fonte: Tucci (2001).

A solução de Dupuit-Forchheimer para escoamento horizontal, permite o uso de um volume de controle que se estende desde o fundo impermeável até a linha d'água. Como as alterações da massa específica não são importantes no aquífero livre, o balanço de massa é conseguido simplesmente com um balanço de volumes. A taxa líquida de vazão deve ser igual à taxa de redução de água armazenada no volume de aquífero. Portanto, o incremento do volume de água associado ao incremento de nível de água, dh , segue a definição de porosidade aparente (TUCCI, 2001, p.313).

Portanto, esta é a equação do aquífero livre:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial z} \right) = n_a \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.32)$$

E para um aquífero homogêneo:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{n_a}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.33)$$

Esta é a equação não-linear de Boussinesq. Substituindo a espessura variada de escoamento h por uma espessura média b em um escoamento bi-dimensional, tem-se:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{n_a}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.34)$$

3.3 Modelagem Matemática

O objetivo de um modelo matemático é fazer interpretações e previsões de situações reais (MIYASAKI, 2006). Na hidrogeologia, as interpretações dos resultados de uma simulação servem para “entender o funcionamento do aquífero e sistematizar

as informações e as previsões servem para conhecer a resposta do aquífero a determinadas ações” (MANOEL FILHO, 1997).

Um modelo matemático é um conjunto de equações associadas ao conjunto de equações de condições iniciais e de contorno (COSTA, 2005). Essas equações podem ser obtidas para a elaboração de um modelo por três maneiras: *empírica (experimental)*, *estocásticas (probabilísticos)* e *determinísticas*.

O modelo *empírico* é o resultado de dados experimentais aos quais são ajustadas funções matemáticas. A lei de Darcy foi elaborada a partir de experimentos em laboratório e é um exemplo de modelo empírico.

Os modelos *estocásticos* são fundamentados em leis da probabilidade e estatísticas. Alguns modelos de previsão climática, por exemplo, utilizam dados com tratamento estatístico para fazer simulações. Segundo KRESIC (1997), os modelos estocásticos “podem ter várias formas e complexidade começando com uma simples distribuição de probabilidade de uma propriedade de interesse hidrogeológico, e terminando com complicados modelos estocásticos dependente do tempo”. Uma limitação para o uso desses tipos de modelos é que a confiabilidade depende de um grande conjunto de dados.

Os modelos *determinísticos* são determinados por leis físicas que formulam equações matemáticas que representam esquematicamente um sistema real. Conforme o método de solução matemática, eles são classificados como *analíticos* e *numéricos*.

Os modelos *analíticos* empregam “soluções matemáticas deduzidas para situações simplificadas” (MANOEL FILHO, 1997). A grande dificuldade para encontrar resoluções analíticas de equações diferenciais parciais certamente limita a aplicação dos modelos analíticos que utilizam tais equações.

Nos modelos *numéricos* as equações diferenciais são determinadas “utilizando-se técnicas de aproximação numéricas obtidas através de discretizações e da solução de um sistema de equações com as incógnitas obtidas na discretização” (MANOEL FILHO, 1997). Dois métodos conhecidos e empregados são os das diferenças-finitas e dos elementos finitos.

3.3.1 O software PMWIN

Um modelo computacional que utiliza a técnica de diferenças-finitas, na modelagem de águas subterrâneas, desenvolvido pelo U. S. Geological Survey, é o MODFLOW. Este programa está contido no PMWIN (Processing Modflow Pro), que é o mais utilizado, testado e verificado modelo atual e tem se tornado o padrão industrial pela versatilidade e estrutura aberta: as sub-rotinas altamente independentes chamam-se “módulos” e são agrupados em “pacotes” que tratam das características hidrológicas específicas para serem simuladas. Novos módulos e pacotes podem ser facilmente adicionados ao programa sem modificar os pacotes existentes ou o código principal (KRESIC, 1997). A figura 3.9 mostra a interface gráfica inicial do PMWIN, programa utilizado nesta pesquisa.

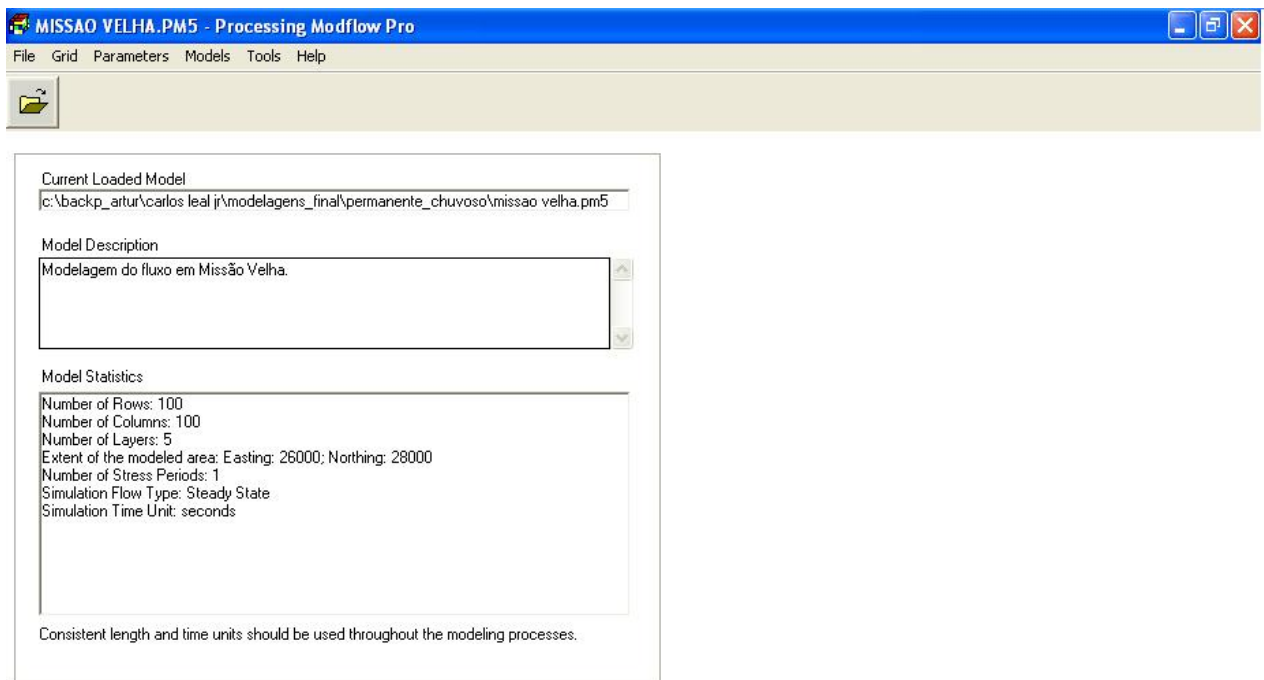


Figura 3.9 - Interface do PMWIN.

O PMWIN é um sistema de simulação para modelar fluxo hídrico subterrâneo e processos de transportes com o modelo **MODFLOW** (MCDONALD & HARBAUGH,

1988), o modelo de transporte de partículas (*particle tracking model*) **PMPATH** (CHIANG, 1994) ou **MODPATH** (POLLOCK, 1994) o modelo de transportes de soluto (*the solute transport model*) **MT3D** (ZHENG, 1990) e o programa de estimação de parâmetros **PEST** (DOHERTY et al., 1994).

O pacote MODFLOW pode simular os efeitos em aquíferos de poços, rios, drenos, contornos dependentes da carga, recarga, e evapotranspiração.

3.3.2 Estimativa de parâmetros

Um dos problemas enfrentados na modelagem da água subterrânea é a obtenção de dados hidrogeológicos, já que para o conhecimento de alguns parâmetros, como a condutividade hidráulica, a transmissividade e o armazenamento, necessita de testes de aquíferos distribuídos em toda a região de estudo, uma vez que esses testes são válidos, ou pelo menos tem uma maior representatividade de valores confiáveis, na região do poço testado.

Para contornar essa dificuldade, algumas metodologias foram desenvolvidas com a finalidade de estimar parâmetros a partir de dados observados de cargas hidráulicas, uma vez que a geometria e as condições de contorno sejam conhecidas e estabelecidas. Essas metodologias de ajuste de parâmetros a partir de dados observados é um procedimento comumente chamado de calibração.

A calibração é realizada quando encontramos um ajuste de parâmetros, condições de contorno e estresses que produzem cargas simuladas e fluxos que a partir de valores medidos em campo estejam dentro de um erro preestabelecido (Anderson & Woessner, 1992).

Vários métodos para a calibração automática estão disponíveis atualmente, como o PEST (DOHERTY, 1994) e o UCODE (POETER & HILL, 1998) que estão contidos no PMWIN. Estes procedimentos de calibração são baseados na minimização da equação 3.35 pelo método dos mínimos quadrados.

$$F_{obj} = \sum_{i=1}^N (h_i^{obs} - h_i^{calc})^2 \quad (3.35)$$

onde:

F_{obj} = a função objetiva a ser minimizada;

N = número total de cargas observadas;

h_i^{obs} = cargas observadas;

h_i^{calc} = cargas calculadas.

A derivada da função objetiva, para fins de otimização é dada por (SCHUSTER & ARAUJO, 2004 *apud* KINZELBACH, 1986):

$$\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_j} = -2 \sum_{i=1}^M \left[(h_i^{obs} - h_i^{calc}) \frac{\partial h_i^{calc}}{\partial T_j} \right] = 0 \quad (3.36)$$

onde:

j = índice da zona;

i = índice de observação;

T_j = transmissividade média na zona;

M = número total de cargas hidráulicas observadas.

Um método com procedimento iterativo, para estimativa de parâmetros hidrodinâmicos, para a minimização de uma função objetiva das diferenças dos gradientes hidráulicos observados (interpolados) e calculados (simulados) foi publicado por Guo & Zhang (2000). Este método, conhecido como Método Iterativo de Gradiente Hidráulico (MIGH), utiliza como critério de otimização a minimização da função objetiva:

$$F_{OBJ} = \int_R (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs})^2 dx dy \quad (3.37)$$

onde ∇h^{calc} é o gradiente hidráulico calculado, ∇h^{obs} o gradiente hidráulico observado e R o domínio de fluxo. A equação 3.37 é “utilizada para minimizar diferenças do gradiente hidráulico sobre um domínio inteiro do modelo” (GUO & ZHANG, 2000).

No procedimento do MIGH, Guo e Zhang (2000) deduziram, pelo cálculo variacional e também pelo método do estado adjunto, a derivada da função objetiva que é dada pela expressão:

$$\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_j} = -\frac{2}{T_j} \int (\nabla h_j^{calc} - \nabla h_j^{obs}) \nabla h_j^{calc} dx dy = 0 \quad j=1, 2, \dots, N \quad (3.38)$$

Sem ter o conhecimento do trabalho da publicação de Guo e Zhang (2000), Schuster (2002), desenvolveu um trabalho em que tentou abandonar a calibração

tradicional dos mínimos quadrados que fornecia resultados insatisfatórios quando o zoneamento do campo de distribuição da condutividade hidráulica não era conhecido. O método, desenvolvido para um projeto de consultoria por Schuster (2002), foi denominado de MIGHA - Método Iterativo de Gradiente Hidráulico Alternativo, e utiliza a equação 3.38, transformando-a em uma equação equivalente, expressa em diferenças finitas do tamanho de cada célula j :

$$\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_j} = -\frac{2}{T_j} \sum_j^N (\nabla h_j^{calc} - \nabla h_j^{obs}) \nabla h_j^{calc} \Delta x_j \Delta y_j = 0 \quad (3.39)$$

Procedimento Numérico

O procedimento numérico do MIGH desenvolvido inicialmente por Guo e Zang (2000), é um processo iterativo que começa com uma estimativa inicial¹² do parâmetro hidrodinâmico a ser ajustado. Cada iteração ajusta o valor no domínio do modelo pelo método do gradiente (*gradiente method*) ou método do rebaixamento intenso (*steepest descent method*), dado por:

$$T_j^{i+1} = T_j^i - \lambda \left(\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_j} \right)^i \quad (3.40)$$

dependente às restrições:

$$T_j^{min} < T_j < T_j^{max} \quad (3.41)$$

onde, λ é o fator de passo (scaling factor) para determinar o tamanho da etapa do ajuste do parâmetro, $\partial F/\partial T_i$ é a derivada parcial da função objetiva com relação à transmissividade da célula j ($j=1, 2, \dots, N$) e i o índice da iteração.

O procedimento numérico do MIGHA desenvolvido por Schuster e Araújo (2004) utiliza a substituição da equação 3.40 pela equação 3.42:

$$T_j^{i+1} = T_j^i \frac{|\nabla h_j^{i,calc}|}{|\nabla h_j^{i,obs}|} \quad (3.42)$$

¹² O valor inicial não deve ser um valor totalmente arbitrário. O ideal é que o modelador indique valores existentes em fontes literárias, ou utilize do bom-senso com valores condizentes à ordem de grandeza da transmissividade (ou condutividade hidráulica).

onde, $|\nabla h^{i \text{ calc}}|$ é o módulo do gradiente hidráulico calculado e $|\nabla h^{i \text{ obs}}|$ é o módulo do gradiente hidráulico observado da célula j no ciclo de iteração i .

Neste procedimento, o gradiente hidráulico (∇h) é calculado em cada ponto (i,j), por definição deste como sendo a diferença de carga entre dois pontos dividido pela distância, tal que na direção x:

$$\nabla h_x(x_i, y_j) = \frac{h(x_{i+1}, y_j) - h(x_{i-1}, y_j)}{x_{i+1} - x_{i-1}} \quad (3.42)$$

Para a direção y:

$$\nabla h_y(x_i, y_j) = \frac{h(x_i, y_{j+1}) - h(x_i, y_{j-1})}{y_{j+1} - y_{j-1}} \quad (3.43)$$

A resultante do gradiente hidráulico nas duas direções é dada pelo módulo:

$$|\nabla h| = \sqrt{\nabla h_x^2 + \nabla h_y^2} \quad (3.44)$$

Para cada ciclo de iteração i é calculado o ângulo formado entre os vetores do gradiente observado e do gradiente calculado em cada célula j :

$$\cos \varphi_j = \frac{\nabla h_j^{i \text{ obs}} \cdot \nabla h_j^{i \text{ calc}}}{|\nabla h_j^{i \text{ obs}}| |\nabla h_j^{i \text{ calc}}|} \quad (3.45)$$

O artifício de otimização é que os ângulos entre os vetores dos gradientes calculados e observados sejam menor que 60° . Um critério de convergência é a minimização dos somatórios dos ângulos j :

$$\sum_{j=1}^N \varphi_j = \text{Mínimo} \quad (3.46)$$

A finalização do processo iterativo adota, para verificação da convergência das cargas hidráulicas, a avaliação do erro quadrático médio (RMSEH – *root mean square error of heads*) definido por:

$$RMSEH = \left[\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (h^{i \text{ obs}} - h^{i \text{ calc}})^2 \right]^{1/2} \quad (3.47)$$

onde M é o número de células ativas; $h^{i \text{ obs}}$ é a carga hidráulica observada; $h^{i \text{ calc}}$ é a carga hidráulica calculada na célula i ao relativo ciclo de iteração.

Segundo Schuster (2004), o procedimento de calibração termina quando a raiz quadrática do erro médio (RMSEH) atinge “um valor predefinido e/ou quando o valor do critério de convergência (equação 3.46) não diminui mais e chega num valor estável – isto, geralmente, ocorre após 10 a 15 ciclos de iteração”.

4 METODOLOGIA

A metodologia de estudo para a elaboração desta pesquisa consistiu na definição de uma área, situada na região do Cariri cearense, e da realização da modelagem do fluxo hídrico subterrâneo, desta área, com o PMWIN. Este capítulo relata a definição da área de estudo, dos aspectos físicos da região, da aquisição de dados necessários para a simulação, do procedimento com o PMWIN e da elaboração de uma interface gráfica computacional para o processo de calibração da condutividade hidráulica, denominado então de *IMIGHA* – Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo.

4.1 Definição da área de estudo

A definição da área para a realização da modelagem do fluxo hídrico subterrâneo consistiu, primeiramente, na aquisição de dados necessários para a simulação, como dados de medições de nível estático nos poços, vazões dos poços, mapas contendo topografia, hidrografia e definições dos sistemas de aquíferos da bacia sedimentar do Cariri.

Com a superposição dos mapas de topografia, hidrografia, e das características geológicas da região com os mapas digitalizados da locação dos poços foi definida uma área para a realização da simulação. Essa definição levou em consideração o rio como condição do limite do modelo, a concentração do número de poços na região e a contribuição como recarga hídrica feita pela chapada do Araripe ao Sul da área definida.

A figura 4.1 mostra a área estabelecida para a aplicação do modelo. As condições de limite para a simulação do fluxo hídrico subterrâneo são os rios Salgado no lado Norte, o Salamanca no lado Oeste, o riacho Seco na porção Leste e a base da chapada do Araripe no lado Sul.

A área abrange as cidades de Missão Velha e de Barbalha. A área total para a malha do modelo é de 728 km², entre os paralelos 463000 e 489000 de longitude Leste e 9176000 e 9204000 de latitude Norte, perfazendo 26.000 metros no sentido Leste-Oeste e 28.000 metros no sentido Norte-Sul.

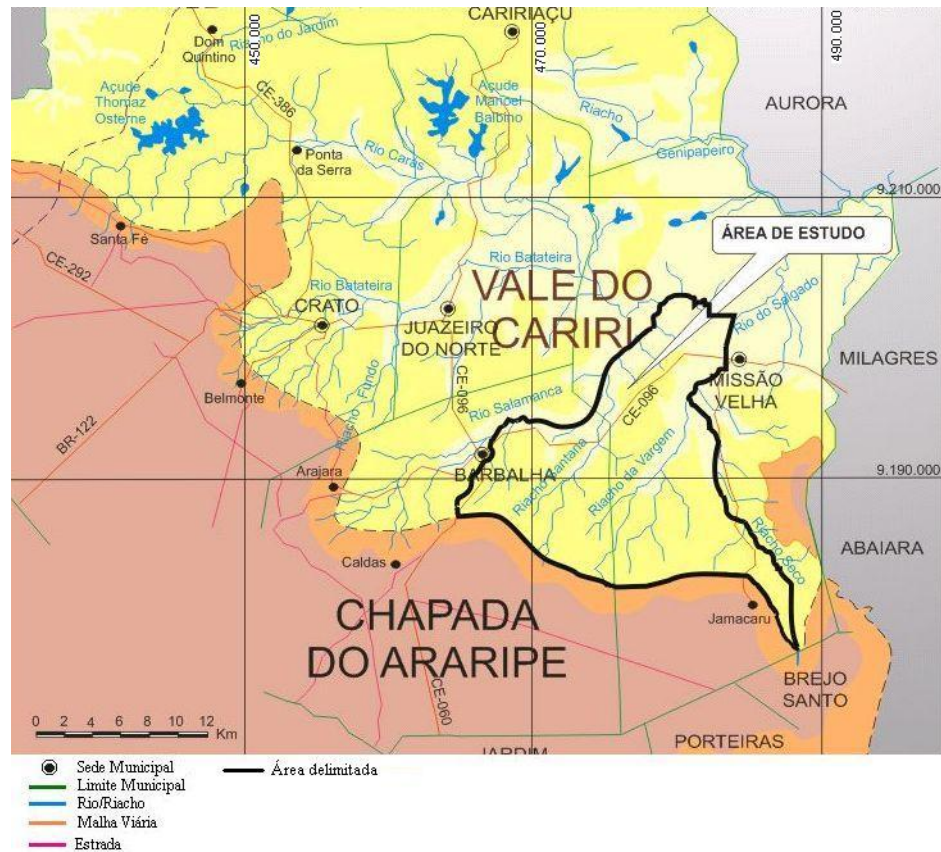


Figura 4.1 - Localização da área de estudo ao Sul do estado do Ceará. Fonte: Modificado da COGERH.

4.2 Sobre a região de estudo

Os aspectos do meio físico nesse item são relatos nas pesquisas bibliográficas de estudos feitos sobre a região.

4.2.1 Geologia

A bacia do Araripe está implantada sobre a Zona Transversal de Dobramentos da Província Borborema (DNPM, 1996).

A chapada do Araripe (Zona de Chapada) caracteriza-se por uma superfície plana, equivalente com a sua composição geológica (PONTE & PONTE FILHO, 1996). Limita-se em toda sua extensão por escarpas erosivas (Zona de Talude), relacionando-se através de rampas com o Vale do Cariri (Zona de Pediplano ou Depressão

Sertaneja) na parte Norte. Constitui-se de rochas sedimentares do Cretáceo¹³, onde na porção superior dominam os arenitos e siltitos da Formação Exu. As altitudes na chapada variam entre 700 a 1.000 metros. A ausência de drenagem no topo da chapada está diretamente associada ao solo arenoso e bastante homogêneo que a recobre (VERÍSSIMO, 1999).

A coluna estratigráfica da bacia é formada pela Formação Mauriti (SDm); Grupo Vale do Cariri - Formações Brejo Santo (JBs) e Missão Velha (Jmv); Formação Abaiara (Kab); Grupo Araripe - Formações Rio da Batateira (Krb), Santana (Ks), Arajara (Kar) e Exu (Ke), e Depósitos Cenozóicos Tércio/Quaternários. A tabela 4.1 sumariza as informações sobre a estratigrafia de toda a bacia do Araripe.

4.2.2 Geomorfologia

A ocorrência dos sistemas geológicos na região do Cariri caracteriza-se pela *Zona de Chapada*, a *Zona de Talude* e a *Zona de Pediplano*.

A **Zona de Chapada** apresenta relevo tipicamente tabular, com elevações em torno de 900 metros e sustentado pelos arenitos da Formação Exu. Constitui-se na porção topográfica mais elevada da região. A ausência quase total de drenagem no topo da chapada está diretamente associada ao solo arenoso que a recobre. É limitada em quase toda sua extensão por escarpas abruptas, de contornos irregulares que chegam a ultrapassar 300 metros e expõem rochas da Formação Santana (GOLDER/PIVOT, 2005).

A **Zona de Talude** inclui a zona de encosta e pé-de-serra, onde afloram as unidades litológicas das formações Arajara e Santana. O solo derivado dessa associação litológica é de baixa acidez, espesso, pouco permeável e muito fértil, permitindo o desenvolvimento de uma drenagem relativamente densa e ramificada. No contato entre as formações Exu e Arajara e ainda nesta última formação existem exutórios naturais de água (fontes). A disposição das camadas orientadas para Leste favorece a ocorrência de surgências, sobretudo nas encostas do Estado do Ceará, responsáveis pela perenidade dos rios na depressão sertaneja. (GOLDER/PIVOT, 2005).

¹³ Escala de tempo geológico que está compreendido, aproximadamente, entre 145 milhões e 500 mil e 65 milhões e 500 mil anos atrás.

Tabela 4.1 - Coluna estratigráfica da bacia do Araripe no Ceará. Fonte: Veríssimo (1999).

ERA	PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA
CENOZÓICA	<u>QUATERNÁRIO</u>	-	Aluviões	<i>Areia e cascalho</i>
	<u>TERCIÁRIO</u>		Coberturas Arenosas	<i>Lateritas, arenitos e argilitos</i>
			Depósito de Tálus	<i>Sedimentos das formações Arajara e Santana</i>
MESOZÓICA	<u>CRETÁCEO SUPERIOR</u>	ARARIPE	Exu	<i>Arenitos argilosos, de granulometria variável, com leitos intercalados de arenitos grosseiros.</i>
			Arajara	<i>Arenitos finos, argilosos ou cauliniticos e siltitos amarelo, estratificados.</i>
			Santana	<i>Margas e folhelhos cinza, calcários, gipsita e anidrita</i>
			Rio da Batateira	<i>Arenitos médios a grosseiros, mal classificados, argilosos e siltitos cinza.</i>
	<u>CRETÁCEO INFERIOR</u>	VALE DO CARIRI	Abaiara	<i>Arenitos argilosos intercalados com siltitos e folhelhos castanhos</i>
	<u>JURÁSSICO</u>		Missão Velha	<i>Arenitos brancos, grosseiros, friáveis, mal selecionados, contendo madeira fóssil.</i>
			Brejo Santo	<i>Folhelhos e siltitos variegados, com intercalações de arenitos finos, argilosos.</i>
PALEOZÓICA	<u>SILURO-DEVONIANO</u>		Mauriti	<i>Arenitos quartzosos, grosseiros a médios, com estratificação cruzada.</i>
PRÉ-CAMBRIANO				<i>Granitos, migmatitos, gnaisses, etc.</i>

A **Zona de Pediplano** (ou Depressão Sertaneja) corresponde à porção de relevos suaves e pouco dissecados, caracterizada por morros alongados intercalados por vales amplos de fundo plano, com cotas médias de aproximadamente 400 metros. Neste domínio geomorfológico ocorrem exposições de rochas das demais formações da Bacia do Araripe: Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti. (GOLDER/PIVOT, 2005).

A área de estudo, escolhida para o modelo, tem como parte inferior a Zona de Talude e situa-se quase que totalmente na Zona de Pediplano, região conhecida

como Vale do Cariri. As camadas que compõem a área de estudo pertencem aos sistemas aquíferos Médio e Inferior, portanto as camadas hidrogeológicas do modelo conceitual têm as Formações: Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti.

Dessas, segundo Kimura (2003) a Formação Brejo Santo se comporta como aquífero e as demais como aquíferos.

4.2.3 Clima

O Sul do Estado do Ceará está inserido na região fisiográfica do sertão, apresentando um clima semi-árido (IPLANCE, 1997). A umidade relativa do ar, na cidade de Barbalha, que faz parte da área de estudo, apresenta média anual de 64%, chegando ao mínimo nos meses de agosto (53%) e setembro (49%) e atingindo média máxima no mês de março (80%). A temperatura nesta cidade apresenta uma média anual de 25,4 °C, com mínimas médias no mês de junho (23 °C) e máximas no mês de novembro (27,7°C) (COSTA et al. 1998; IPLANCE, 1997).

Pela proximidade com a linha do Equador e devido à baixa latitude, o estado do Ceará apresenta regime térmico bastante uniforme. Pela incidência solar praticamente vertical ao longo do ano ocorrem baixas amplitudes térmicas estabilizando assim a temperatura e impedindo uma diferenciação nas estações climáticas (COSTA *et al.* 1998; IPLANCE, 1997). A insolação na região do Cariri apresenta valores elevados. O total anual de insolação da região é de 2.848 horas. A média mais elevada ocorre em setembro (276,4 horas) e a média mais baixa ocorre em fevereiro (191,9 horas) (GOLDER/PIVOT, 2005).

A precipitação pluvial anual no município de Barbalha apresenta uma média de 1.032,7 milímetros. Ao analisar toda a Região do Cariri, a média estimada fica em torno de 920 milímetros/ano. Com base nos índices hídricos expostos, a Região do Cariri, foi classificada como sendo de clima seco subúmido, pois as características climatológicas dessa região têm interferência pela “ação da chapada que funciona como um barlavento, intensificando o efeito orográfico e aumentando o índice de precipitação na região” (GOLDER/PIVOT, 2005).

4.3 Aquisição e edição de dados

Para a concepção da modelagem, foram adquiridas, em publicações de pesquisa e em órgãos federal e estadual, as informações necessárias para a simulação com o PMWIN.

4.3.1 Topografia

Os dados de topografia foram editados a partir dos mapas de curva de nível, fornecidos pela COGERH - Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará. Os arquivos fornecidos em CAD, com extensão *.dwg, têm as curvas de nível de 40 em 40 metros e foram selecionadas as curvas topográficas dentro na malha escolhida para o modelo. Em seguida, foram alterados os tipos de entidades¹⁴ da curva, com a ferramenta UFC2 desenvolvida pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da Universidade Federal do Ceará. Essa edição com o UFC2 converteu as curvas de nível de Line para Spline (Figura 4.2). Em seguida, foi utilizado um aplicativo denominado de *expcurva.lsp*, que transformava o arquivo *.dwg em arquivo texto (*.txt) e limitava o número de vértices com dados topográficos em 2000 pontos, uma vez que o pacote do PMWIN, Field Interpolator, que interpola dados para toda área do modelo, restringe os números de pontos para a interpolação.

4.3.2 Poços

Duas informações importantes foram retiradas dos dados de poços: a medição do nível estático e a vazão de bombeamento.

Os dados de poços foram fornecidos pela CAGECE – Companhia de Água e Esgoto do Estado do Ceará, pela CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e pela COGERH.

Com os arquivos em forma de planilha contendo informações de poços de toda a região do Cariri, foi necessário realizar então uma triagem com os dados de nível estático e também dos dados de vazões dos poços. Com as coordenadas em UTM - Universal Transverse Mercator dos poços foi possível digitalizar em forma de pontos,

¹⁴ O AutoCAD define seus objetos gráficos como entidades. Alguns exemplos são: Line, Circle, Arc, Polyline, Spline etc.

todos os poços cadastrados pelas instituições, e assim, excluir aqueles que não pertencem ao domínio da área escolhida para a modelagem. Além dessa triagem, os poços que não apresentavam dados de medição de nível estático e/ou de vazão de bombeamento, ou ainda alguns que apresentaram valores de nível estático que ultrapassaram a cota da topografia, também foram excluídos.



Figura 4.2 - Interface para edição de curvas de nível do UFC2.

Os valores de nível estático foram necessários para gerar as cargas observadas necessária tanto para a simulação como para a calibração do modelo e as vazões de bombeamento foram utilizados no pacote *Well* do PMWIN para representar o fluxo hídrico subterrâneo da retirada nas simulações, estabelecido um funcionamento de 8 horas diárias de bombeamento para todos os poços.

A tabela A.1 no anexo II está indicando os valores dos 14 poços da CPRM e da CAGECE e a tabela A.2 mostra os 59 poços utilizados para gerar o arquivo de carga observada e a tabela A.3, no mesmo anexo, mostra os 72 poços com os valores de vazão de retirada utilizados no modelo.

Os poços para as simulações utilizados foram os da CPRM e da CAGECE, uma vez que esses dados foram coletados no ano de 2005; os da COGERH foram coletados em 2001.

4.3.3 Pluviometria

Os dados de precipitação pluvial, utilizados neste trabalho, foram editados por uma rede cooperativa de pesquisa denominada: “*Comportamento das Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro*” a partir de dados coletados no posto de Missão Velha, durante os anos de 1912 a 1987.

Foi feito um balanço hídrico e a infiltração efetiva anual, utilizada como recarga adotada para o modelo, cujo valor foi de 191.6 mm/ano no posto de Missão Velha. Os valores dos principais parâmetros do balanço hídrico estão resumidos na tabela 4.3.

A tabela 4.2 abaixo mostra os valores médios do balanço hídrico realizado. A técnica para o cálculo da Evapotranspiração Potencial foi determinada pela rede de pesquisa citada ao qual utilizou o método de Thornthwaite – Mather.

Tabela 4.2 - Balanço hídrico do Posto Missão Velha, com Latitude 07° 15' S, Longitude 39° 09' W, e altitude de 352 m.

Mês	T _{média} (oC)	Im (mm)	K _c	ETP (mm)	PPT (mm)	PPT-ETP (mm)	C (mm)	ETR (mm)	le (mm)
JAN	26.6	12.27	1.08	147.5	130.4	-17.1	0.0	130.4	0.0
FEV	25.5	11.52	0.97	114.9	202.9	88.0	88.0	114.9	0.0
MAR	25.2	11.31	1.05	119.4	267.6	148.2	100.0	119.4	136.2
ABR	25.1	11.25	0.99	111.1	166.5	55.4	100.0	111.1	55.4
MAI	24.8	11.05	1.01	108.8	49.2	-59.6	53.0	49.2	0.0
JUN	24.4	10.78	0.96	97.9	19.0	-78.9	0.0	19.0	0.0
JUL	24.5	10.85	1	103.4	7.8	-95.6	0.0	7.8	0.0
AGO	25.3	11.38	1.01	116.4	4.2	-112.2	0.0	4.2	0.0
SET	26.7	12.34	1	138.3	6.4	-131.9	0.0	6.4	0.0
OUT	27.4	12.83	1.06	160.0	17.9	-142.1	0.0	17.9	0.0
NOV	27.4	12.83	1.05	158.5	37.1	-121.4	0.0	37.1	0.0
DEZ	27.2	12.69	1.1	162.0	65.6	-96.4	0.0	65.6	0.0
Tot. Anual		141.09		1538.48	974.6			683.0	191.6

T_{média} = Temperatura média mensal

Im = Índice térmico anual

K_c = Fator de correção dependente da latitude

C = Retenção de água no solo

PPT = precipitação média

ETP = Evapotranspiração Potencial

ETR = Evapotranspiração Real

le = Infiltração efetiva

A seguir, são apresentadas as curvas da Precipitação Média, da Evapotranspiração Potencial e da Evapotranspiração Real ao longo dos meses.

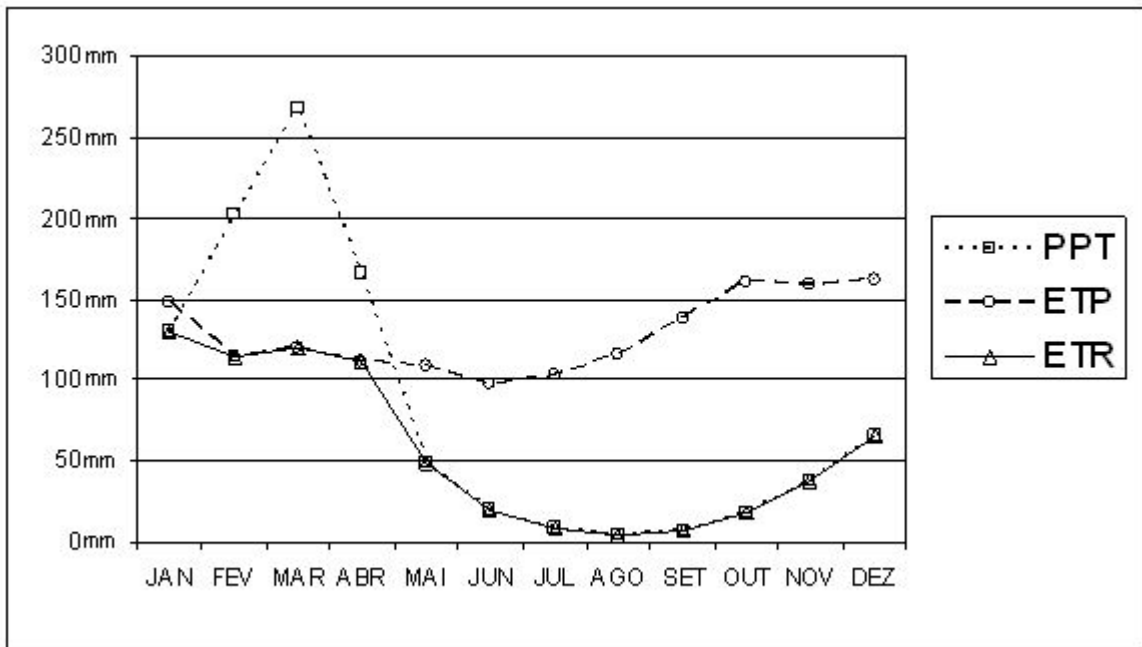


Figura 4.3 - Visualização gráfica da variação anual da precipitação média, da evapotranspiração potencial e da evapotranspiração real.

Os dados produzidos a partir do balanço hídrico para as simulações foram da recarga do modelo, ou seja, os valores da infiltração efetiva. Considerados como de 191 mm para o período chuvoso, e de 0 mm para o período seco. Para efeito de praticidade, foram considerados 6 meses como sendo um período chuvoso e 6 meses para período seco, na simulação do estado transiente.

Tabela 4.3 – Valores médios do balanço hídrico anual a partir do posto pluviométrico de Missão Velha.

MISSÃO VELHA

Precipitação (mm)	974.6
Evapotranspiração potencial (mm)	1538.48
Evapotranspiração Real (mm)	683.0
Infiltração Efetiva (mm)	191.6

4.3.4 Rios

Os rios da área de estudo dão as condições limite do modelo no cálculo de fluxo hídrico subterrâneo. Ao Norte o modelo é limitado por parte do rio Salgado, ao Leste pelo riacho Seco e a Oeste pelo rio Salamanca. A figura 4.4 mostra os rios como limites no modelo no PMWIN. O percurso dos rios foi obtido a partir dos mapas fornecidos pela COGERH.

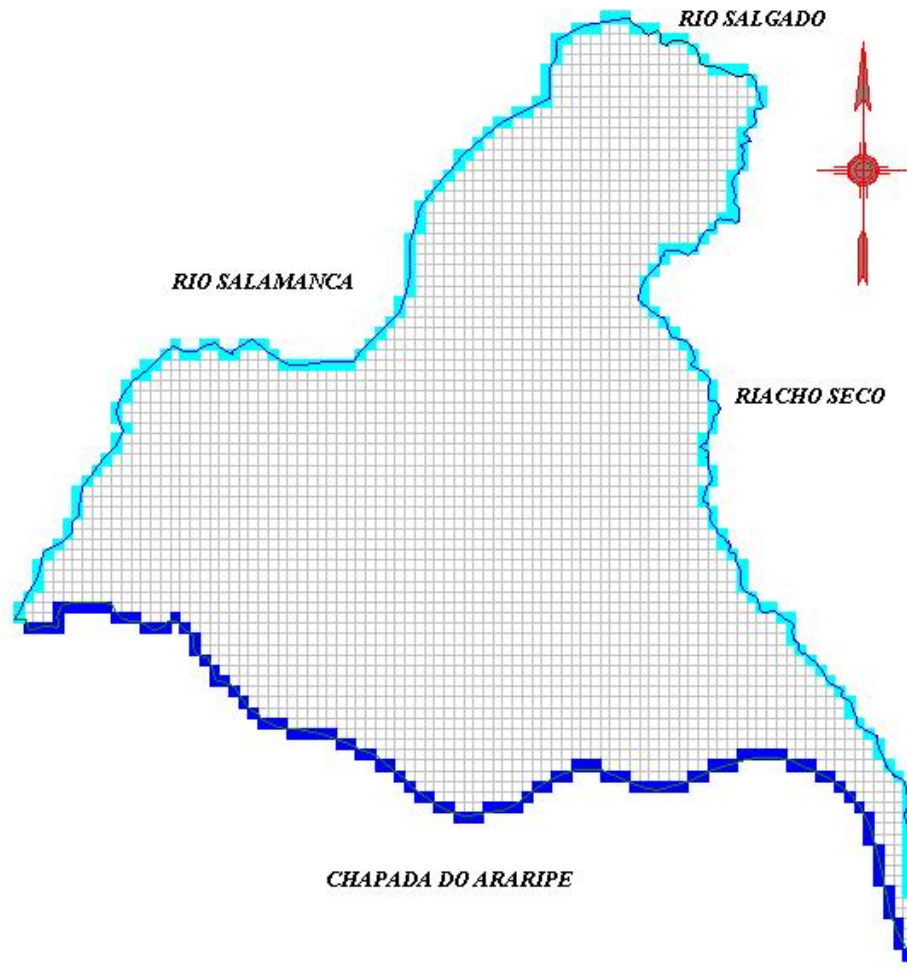


Figura 4.4 - Visualização dos Rios limitantes nas células do PMWIN.

Para a entrada no pacote River do PMWIN, são necessários 5 dados: a condutância hidráulica do leito do rio, a carga hidráulica do rio, a elevação do fundo do rio, a largura do rio e a espessura do leito do rio. Assumiu-se, a partir da bibliografia um valor da condutância hidráulica de $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ para todos os 3 rios, fundamentado em outros estudos de que esse é um valor compatível aos rios da região, segundo o relatório do Modelamento Matemático da Área de Recarga do Aquífero Açú, Rio Grande do Norte, desenvolvido pelo Programa de Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE, 2003).

Com a ferramenta *Polyline* do PMWIN foi traçado o trajeto dos rios, a partir daí então, foi possível atribuir os valores necessários para a simulação.

A elevação do fundo do rio Salamanca e do riacho Seco começou com um valor atribuído nas proximidades de suas nascentes de 0,5 metros e foi interpolado pelo PMWIN para 3 metros no encontro com o rio Salgado. A carga hidráulica do rio foi

admitida com 2 metros abaixo do nível topográfico ao longo dos cursos dos rios. A largura dos 2 rios que afloram da chapada foi admitida como 0.5 metro na nascente até 4,5 metros na confluência desses.

Os valores utilizados foram propostos, uma vez que não foi encontrado registro das medições dos parâmetros supracitados. Para efeito de conhecimento da resposta do modelo em questão à sensibilidade desses parâmetros, foram realizadas algumas mudanças nesses valores na ordem de 100%, e constatou-se que houve pouca variabilidade no que concerne às equipotenciais e linhas de fluxo.

4.3.5 Camadas Geológicas e Embasamento Cristalino

A definição da superfície do embasamento cristalino (considerada como base impermeável do modelo) foi retirada do trabalho realizado pelo laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Ceará (LGPSR/UFC) em parceria com a Divisão de Geociências do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), realizado no Vale do Cariri. O trabalho denominado de *Caracterização da Arquitetura Interna das Bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com Base em Modelagem Gravimétrica 3-D*, determinou através de modelos geofísicos, estimativas aproximadas do lineamento geométrico das coberturas sedimentares. Segundo esta pesquisa, os resultados da modelagem para a determinação do embasamento cristalino foram “condizentes com informações de furos de sondagem e modelagens geofísicas prévias”.

Os dados foram selecionados para a área de estudo e feita uma interpolação com o pacote *Field Interpolator* do PMWIN, onde cada célula do modelo assumiu então um valor da cota do cristalino.

As camadas entre a base do cristalino e a topografia na área de estudo são cinco (DNPM, 1996): Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti. Kimura (2003) encontrou espessuras médias para as divisões hidrogeológicas:

- Sistema de Aquífero Médio (Formações Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha): ± 500 m de espessura.
- Aquífero Brejo Santo: ± 400 m de espessura; e,

- Sistema de Aqüífero Inferior (Formação Mauriti e parte basal da Formação Brejo Santo): \pm 60 a 100 m de espessura.

Em uma pesquisa realizada pela COGERH foi determinada, em área adjacente à deste trabalho, 3 seções com perfis geológicos. A pesquisa intitulada de *Implantação do Sistema de Monitoramento/Gestão de uma Área Piloto do Aqüífero Missão Velha, na Bacia Sedimentar do Cariri*, serviu como base para o trabalho de Souza (2007), onde ele interpolou para a sua área de estudo os valores das cotas das espessuras nas mesmas 5 camadas supracitadas. A figura 4.6, mostra um dos cortes feitos no denominado Gráben Crato - Juazeiro. A área do trabalho de Souza (2007) é vizinha da área deste trabalho, separada pelo rio Salamanca (Figura 4.5).

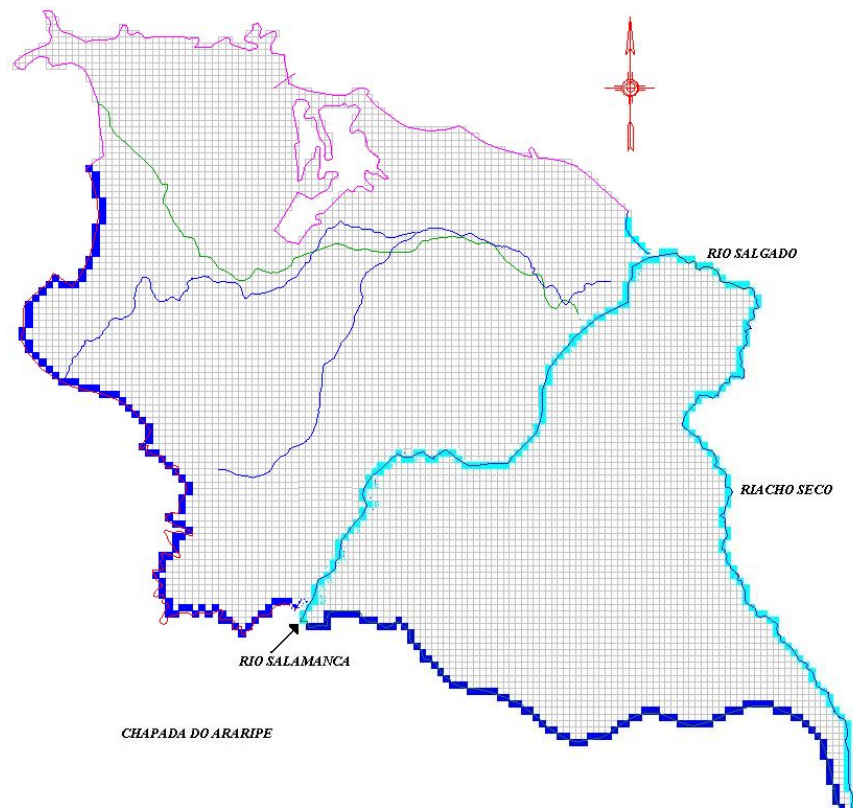


Figura 4.5 - A direita do rio Salamanca está a área desta pesquisa, a esquerda, área modelada por Souza (2007).

Com a falta de dados de geofísica da área de Missão Velha e Barbalha, optou-se neste trabalho, por fazer uma média dos valores interpolados por Souza (2007) nas camadas da área de Crato e Juazeiro e aplicar estes valores médios para as camadas das formações que estão na área de estudo desta pesquisa. A tabela 4.4

indica quais foram os valores médios calculados e assim adotados para a modelagem da região à direita do rio Salamanca.

Tabela 4.4 - Valores médios das cotas da área adjacente à área deste estudo e espessuras das camadas adotadas para a modelagem neste trabalho.

	Cota média ¹⁵ (m)	Formação	Espessura (m)
Topografia	482,24	Rio da batateira	215,25
Topo camada 2	266,99	Abaiara	136,76
Topo camada 3	130,23	Missão Velha	313,49
Topo camada 4	-183,26	Brejo Santo	521,53
Topo camada 5	-704,79	Mauriti	357,5
Base cristalino	-1062,29	Cristalino	-

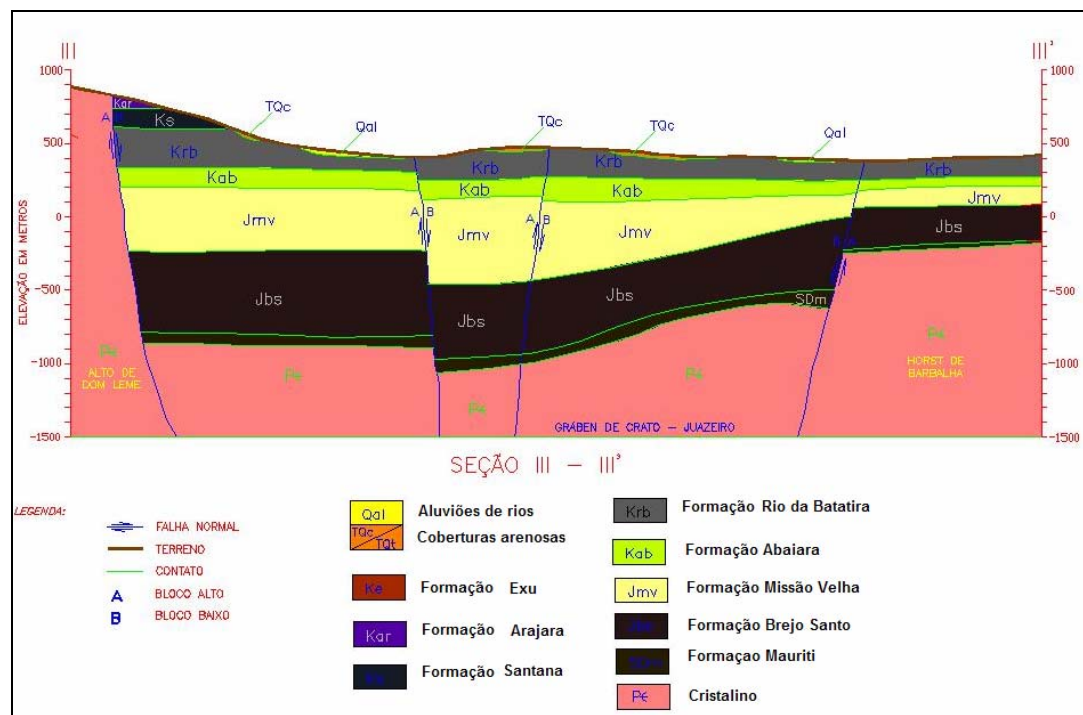


Figura 4.6 - Seção geológica indicando as formações da área de estudo adjacente à desta pesquisa. Fonte: Modificado de GOLDER/PIVOT (2005).

4.3.6 Parâmetros hidrodinâmicos

Algumas das propriedades físicas das cinco camadas estão resumidas na Tabela 4.5. Esses são valores propostos por diversos autores. Na tabela 4.6 estão indicados os valores, que foram adotados a partir da tabela 4.5, como dados de entrada para a simulação com o PMWIN.

¹⁵ Valores referentes ao nível do mar.

Tabela 4.5 - Parâmetros dos sistemas hidrogeológicos da área de trabalho obtidos pela literatura. Fonte: (1) SUDENE (1967); (2) DNPM (1996); (3) IPLANCE (1997); (4) DOMENICO & SCHWARTZ (1997); (5) ANJOS (2000); (6) MENDONÇA (2001); (7) KIMURA (2003).

Unidade	Condutividade Hidráulica - K (m/s)	Armazenamento específico - S_s (1/m)	Coefficiente armazenamento específico - S_y	Porosidade efetiva	Porosidade total
Rio da Batateira	$4,17 \times 10^{-6}$ a $6,90 \times 10^{-6}$ (6)	$1,0 \times 10^{-7}$ (6)	$2,0 \times 10^{-4}$ (2) a $8,0 \times 10^{-3}$ (3)	0,1 (2)	0,32 a 0,48 (7)
Abaiaira	$1,6 \times 10^{-5}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ (2)	$1,0 \times 10^{-7}$ (6)	$2,0 \times 10^{-4}$ (2) a $8,0 \times 10^{-3}$ (3)	0,1 (2)	0,32 a 0,48 (7)
Missão Velha	$1,6 \times 10^{-5}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ (2)	$1,0 \times 10^{-7}$ (6)	$2,0 \times 10^{-4}$ (2) a $8,0 \times 10^{-3}$ (3)	0,1 (2)	0,32 a 0,48 (7)
Brejo Santo	$1,0 \times 10^{-11}$ a $4,7 \times 10^{-9}$ (7)	$1,3 \times 10^{-3}$ (7)	0,01 a 0,18 (7)	0,005 a 0,05 (4)	0,45 a 0,55 (7)
Maurití	$4,0 \times 10^{-6}$ (2)	-	$1,0 \times 10^{-4}$ (2)	0,02 (2)	0,1 a 0,2 (7)

Tabela 4.6 - Parâmetros dos sistemas hidrogeológicos adotados para simulação.

Unidade	Condutividade Hidráulica - K (m/s)	Armazenamento específico ¹⁶ - S_s (1/m)	Coefficiente armazenamento específico ¹⁶ - S_y	Porosidade efetiva
Rio da Batateira	5×10^{-6}	1×10^{-7}	2×10^{-4}	0.1
Abaiaira	1×10^{-5}	1×10^{-7}	2×10^{-4}	0.1
Missão Velha	1×10^{-5}	1×10^{-7}	2×10^{-4}	0.1
Brejo Santo	1×10^{-10}	$1,3 \times 10^{-3}$	1×10^{-2}	0.03
Maurití	4×10^{-6}	1×10^{-4}	1×10^{-4}	0.02

4.4 Modelagem Computacional

O modelo conceitual para a simulação do fluxo hídrico subterrâneo da região do vale do Cariri consistiu na utilização dos dados citados nos tópicos anteriores. Neste tópico será relatado o procedimento utilizado no PMWIN.

4.4.1 Malha e atribuição de dados ao modelo

O primeiro passo do modelo é fazer a discretização da área de forma que uma malha é gerado em 3 dimensões pelo PMWIN. Nessa etapa o sistema aquífero é substituído por um domínio discretizado de disposição de nós e associado aos blocos

¹⁶ Os valores do armazenamento específico e do coeficiente de armazenamento são utilizados como dados de entrada no PMWIN somente na simulação transiente.

de diferenças finitas. A forma nodal da malha é a da estrutura do modelo numérico. A área escolhida, como foi citada no início deste capítulo, possui 26.000 metros no sentido Leste-Oeste e 28.000 metros no sentido Norte-Sul. A malha foi discretizada então em 100 x 100 células, ficando então cada célula com 260 metros na direção x e 280 metros na direção y. A figura 4.7, mostra o menu para definição do tamanho da célula.

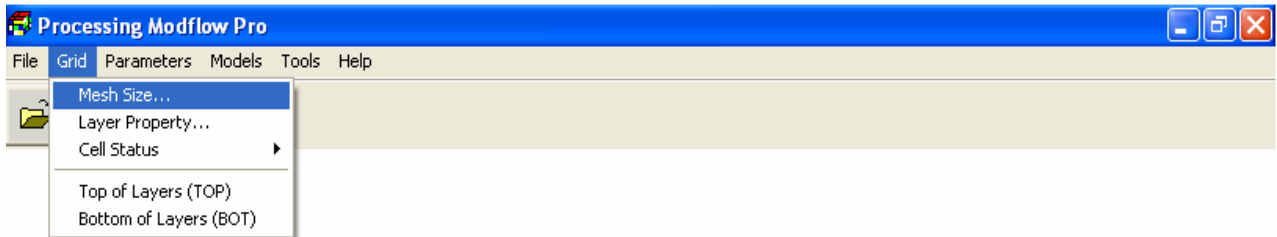


Figura 4.7 - Menu para abrir caixa de diálogo para a discretização do tamanho das células do modelo.

A figura 4.8 mostra a caixa de diálogo do PMWIN para atribuição do tamanho da extensão do modelo, da quantidade de linhas e colunas e do número de camadas.

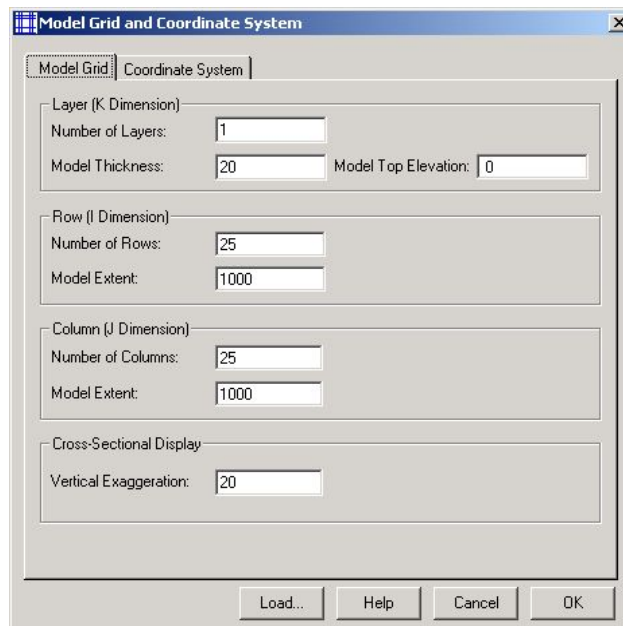


Figura 4.8 - Caixa de diálogo para discretização do Modelo.

Depois de gerado a malha do modelo (Figura 4.9), foi atribuído na opção *Layer Property* os tipos de camadas que compõe o modelo. A primeira camada foi do tipo não-confinada e as demais confinada/não-confinada (Figura 4.10).

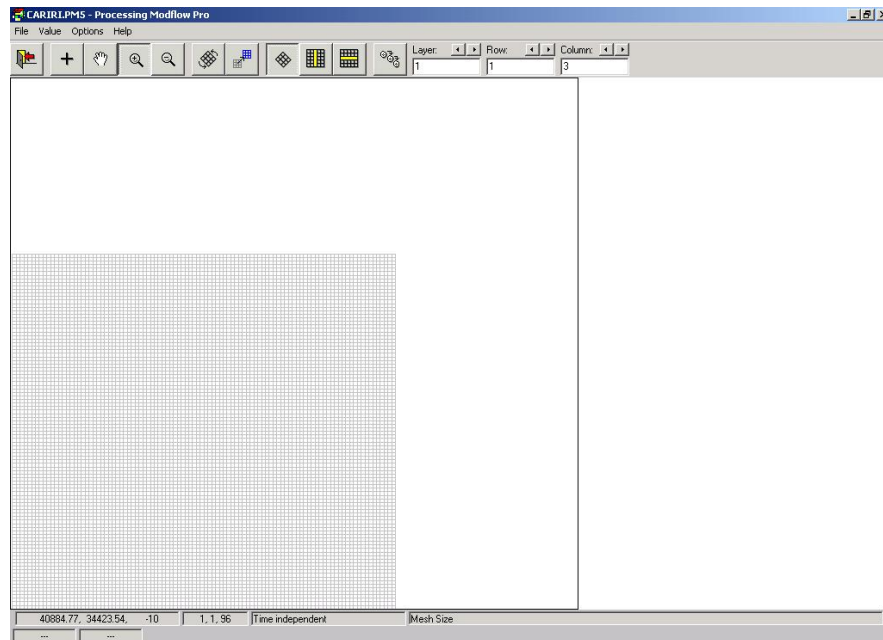


Figura 4.9 - Malha do modelo gerada pelo PMWIN.

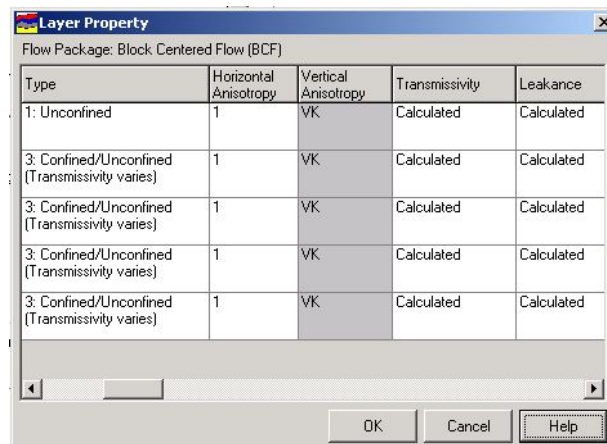


Figura 4.10 - Caixa de diálogo para definição do Tipo de Camada.

O próximo passo foi especificar as condições básicas de limite de fluxo. A partir do menu *Grid > Boundary Condition > IBOUND* (Figura 4.11).

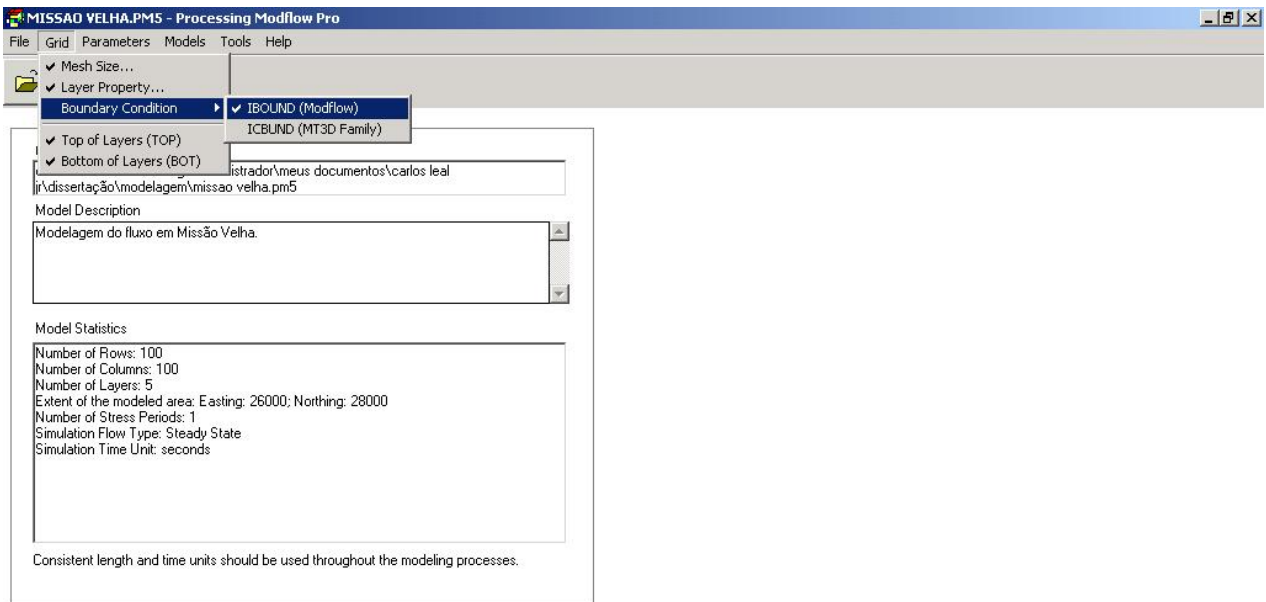


Figura 4.11 - Menu do PMWIN para especificar as condições de fluxo.

O pacote *IBOUND* do PMWIN contém um código para cada célula do modelo. Se for atribuído o valor positivo (1), a carga hidráulica é computada (*active cell*), se imputar o valor negativo (-1), a carga é fixada em um valor dado (*fixed-head cell*), e se o valor (0) for atribuído nenhum fluxo ocorre para dentro da célula (*inactive cell*) (CHIANG & KINZELBACH, 2003).

Para especificar as células que iriam ser computados (atribuir o valor (1)) e especificar quais células não iriam ser contabilizadas no cálculo do fluxo hídrico (atribuir valor (0)) foi necessário importar um mapa da região de estudo contendo as informações da localização do rio e do pé da Chapada do Araripe. Uma vez que essas foram as condições de contorno estabelecidas pelo modelo conforme metodologia descrita.

Esse mapa tem o formato *.DXF e foi importado para o PMWIN através do menu *Options > Maps* contido no ambiente *Boundary Condition (IBOUND)* do PMWIN. A figura 4.12 abaixo mostra o mapa importado e as condições de fluxo estabelecidas. Na cor cinza estão indicadas as células que foram atribuídas sem fluxo, e em branco, dentro dos contornos dos rios e da chapada, foram atribuídas células para o cálculo do fluxo.

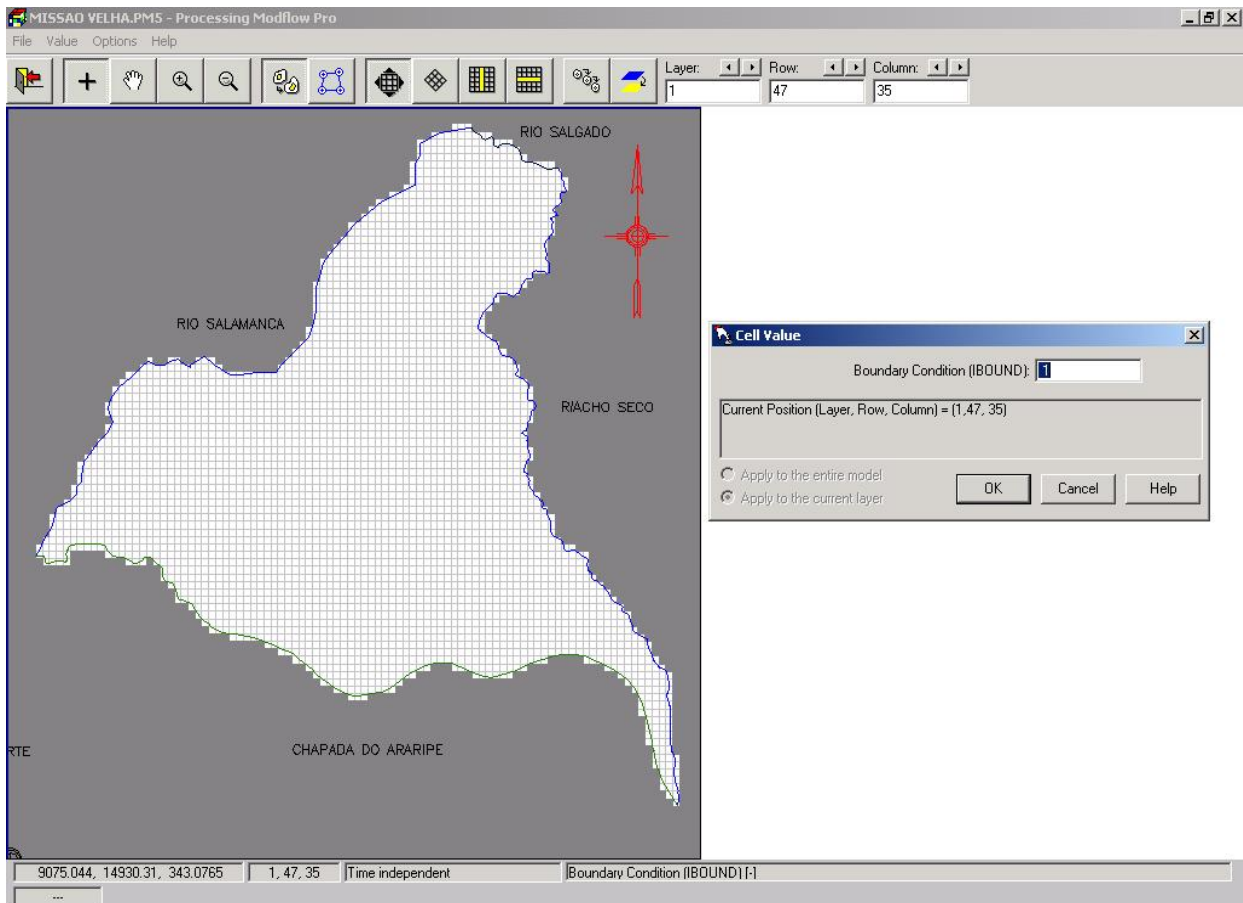


Figura 4.12 - Condições de limite de fluxo atribuído ao modelo.

Para acrescentar os dados de topografia e das alturas das camadas do modelo, utilizou-se a opção *Top of Layer(s) (TOP)* a partir do menu *Grid*. O arquivo editado conforme explicado no item 4.3.1 foi adicionado ao modelo no ambiente *Elevation of the Layer Top* a partir do menu *Value > Matrix*. As caixas de diálogo para carregar o arquivo aparecem conforme figura 4.13.

Para os topos das camadas 2,3,4 e 5 foi utilizada a opção *Reset Matrix* a partir do menu *Value*. Nesse menu, o valor é único e atribuído à todas as células da camada, já que para essas camadas utilizou-se um valor médio para todas as células conforme descrito no item 4.3.5.

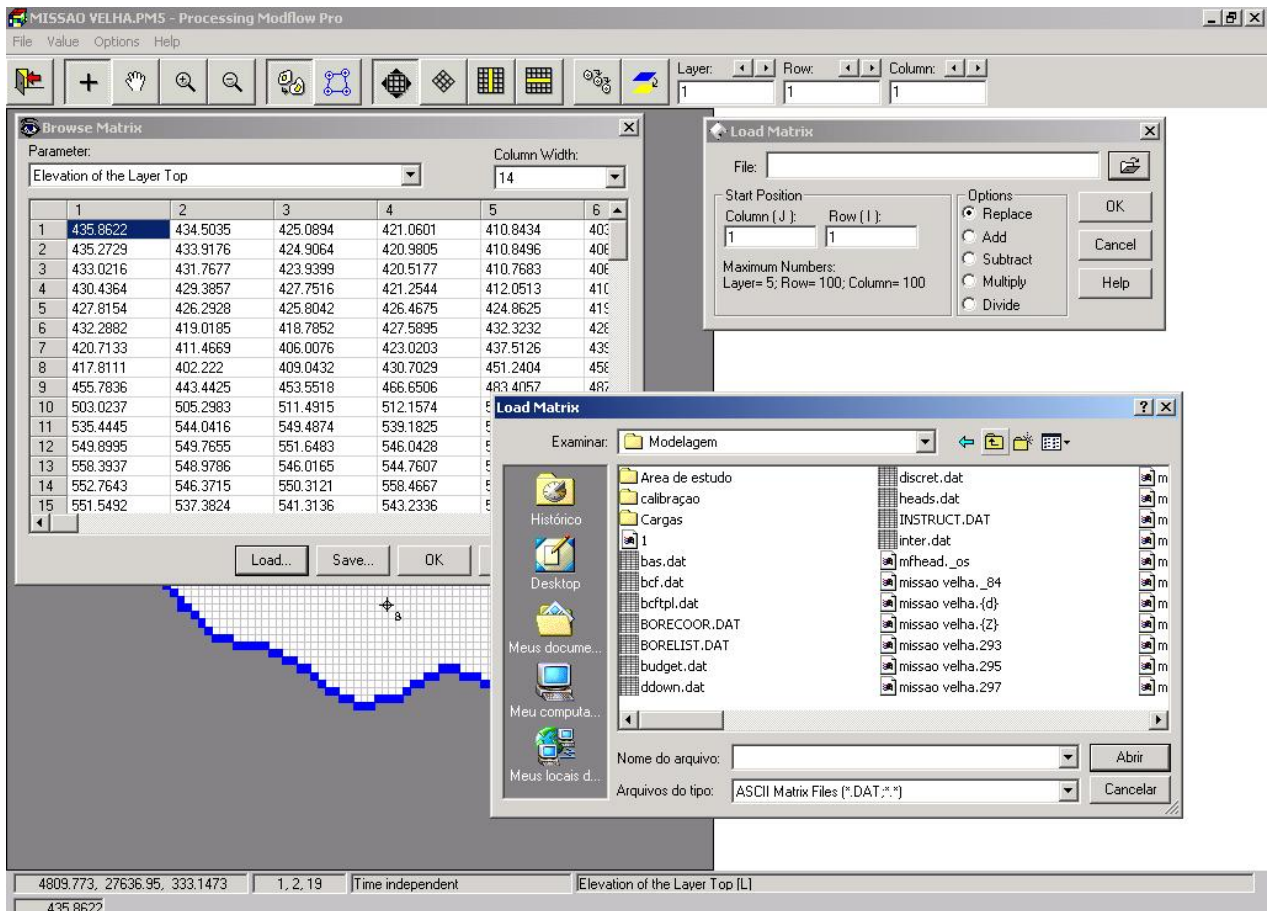


Figura 4.13 - Caixas de diálogos para carregar arquivo de topo de camada.

A próxima etapa foi aplicar valores da carga hidráulica inicial para todas as células do modelo, esse valor é para a solução interativa do PMWIN. No caso da simulação do estado permanente, uma solução adotada foi subtrair 20 metros para todas as células do modelo, a partir do arquivo dos dados de topografia da primeira camada. Para o estado transiente, o valor da carga hidráulica inicial foi atribuído da matriz de cargas observadas.

Como dados de entrada inicial, foi necessário atribuir informações para a condutividade hidráulica horizontal e vertical, a porosidade efetiva e também, no cálculo de fluxo do estado transiente, os valores do armazenamento específico e do coeficiente de armazenamento. Todos esses dados foram especificados a partir do menu *Parameter*, conforme figura 4.14.

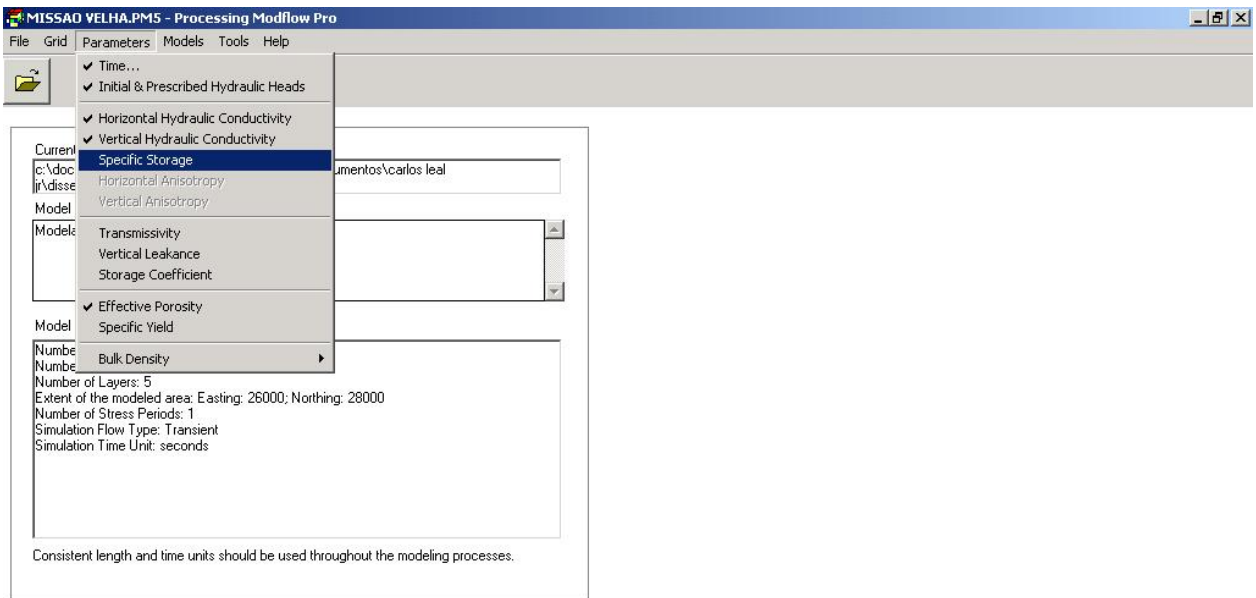


Figura 4.14 - Menu para atribuição dos parâmetros de entrada do modelo.

Os valores estão descritos na tabela 4.6, com exceção da condutividade hidráulica vertical que foi adotada 10% do valor da condutividade horizontal. Lembrando que os valores do armazenamento específico e do coeficiente de armazenamento são solicitados pelo modelo quando a simulação ocorre no estado transiente.

Finalmente, foram aplicados ao modelo os valores da recarga, dos rios e vazão dos poços. Essas informações são atribuídas ao modelo a partir do menu *Models > MODFLOW > Flow Packages* (Figura 4.15).

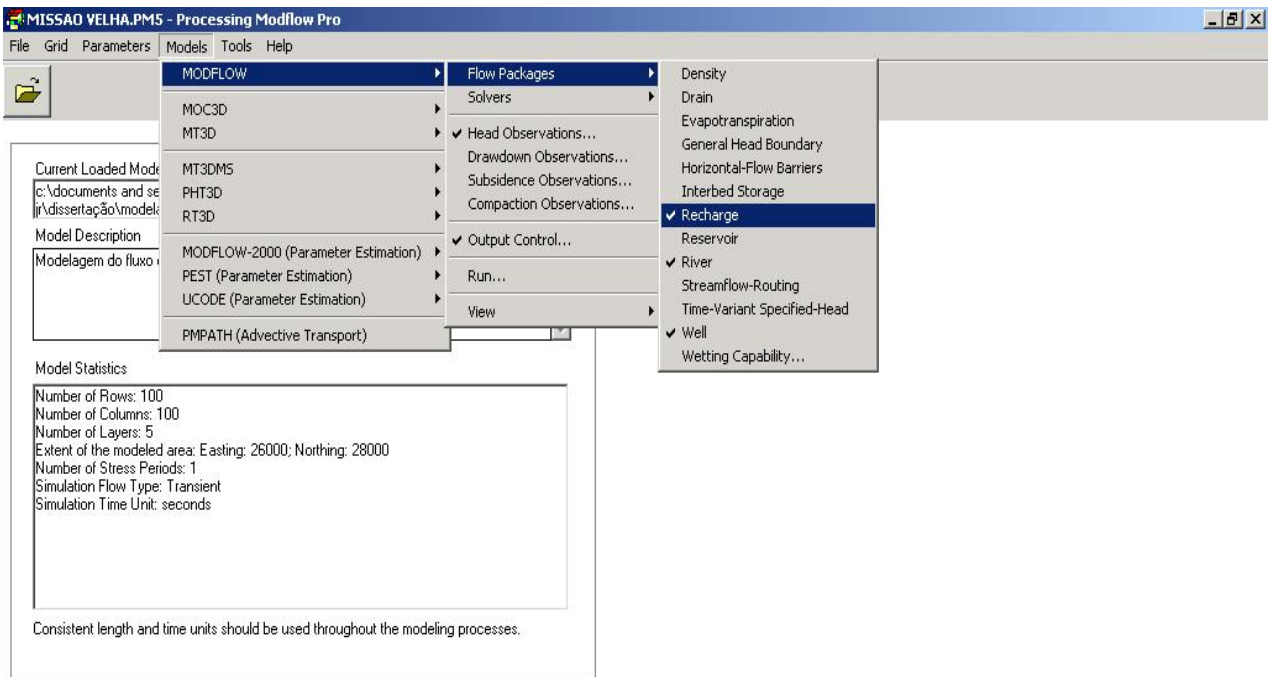


Figura 4.15 - Menu para pacotes de fluxo do MODFLOW.

Como valores de recarga do modelo foram atribuídos os da interceptação efetiva da tabela 4.3 do item 4.3.3. Para a simulação do estado permanente e transiente chuvoso, adotou-se 191 mm, uma vez que essa é a infiltração total anual pois ocorre durante o período chuvoso (março e abril), e 0 mm para o período seco.

O pacote *River* (rios), conforme mencionados no item 4.3.4, necessita de 5 valores: da condutância hidráulica do leito do rio, da carga hidráulica do rio e da base do rio, foi atribuído o valor da condutância para as células que estão na linha do rio. A partir daí, foi necessário atribuir o valor da carga hidráulica do rio e da posição do fundo do rio para as células do modelo. Por fim, os valores dos poços de bombeamento foram atribuídos às células do modelo através do pacote *Well*. Os poços foram locados no modelo através de um arquivo com extensão *.xyz que possui as coordenadas dos poços e daí então foram digitados, no valor das células em que se encontravam os poços, os valores das vazões.

Outra utilização do pacote *Well* foi representar a contribuição da chapada, uma vez que não há um pacote de fluxo específico para simular a injeção de água no sistema. O valor de drenança que aflora do pé da chapada é de $2,0 \times 10^6$ m³/ano para o sistema Aquífero Médio (KIMURA, 2003).

O valor atribuído à cada célula, consistiu na divisão do valor de vazão fornecido pela chapada pelo tamanho da linha de contribuição e multiplicado pelo tamanho das células. Cada célula no modelo contribui anualmente com uma vazão de injeção de $0,005 \text{ m}^3$.

4.5 Aplicação da IMIGHA

Para o procedimento de calibração, conforme descrito na revisão bibliográfica deste trabalho, foi desenvolvida uma interface gráfica visando facilitar a manipulação dos arquivos de entrada e saída do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico (MIGHA). Essa interface, denominada então de *IMIGHA* – Interface do MIGHA foi implementada no ambiente DELPHI, que foi escolhido em função de sua facilidade de uso e, principalmente por proporcionar recursos numéricos e gráficos, que oferecem um tratamento adequado à modelagem numérica além do fornecimento de elementos importantes para a visualização e a interpretação dos resultados.

A calibração iterativa segue o fluxograma abaixo. O algoritmo desenvolvido para a IMIGHA, pelo método de Schuster (2004), calcula o gradiente hidráulico observado e calculado, a partir dos dados de cargas hidráulicas observadas e calculadas (importados do PMWIN) que são arquivos de entrada da IMIGHA. A partir desse gradiente calculado pela IMIGHA e da condutividade hidráulica (outro arquivo de entrada importado do PMWIN) são calculadas as novas condutividades hidráulicas (arquivo de saída) de cada célula. São também calculados os ângulos entre os gradientes observados e calculados e também o erro quadrático médio, estabelecido na revisão bibliográfica deste estudo (critérios de convergências).

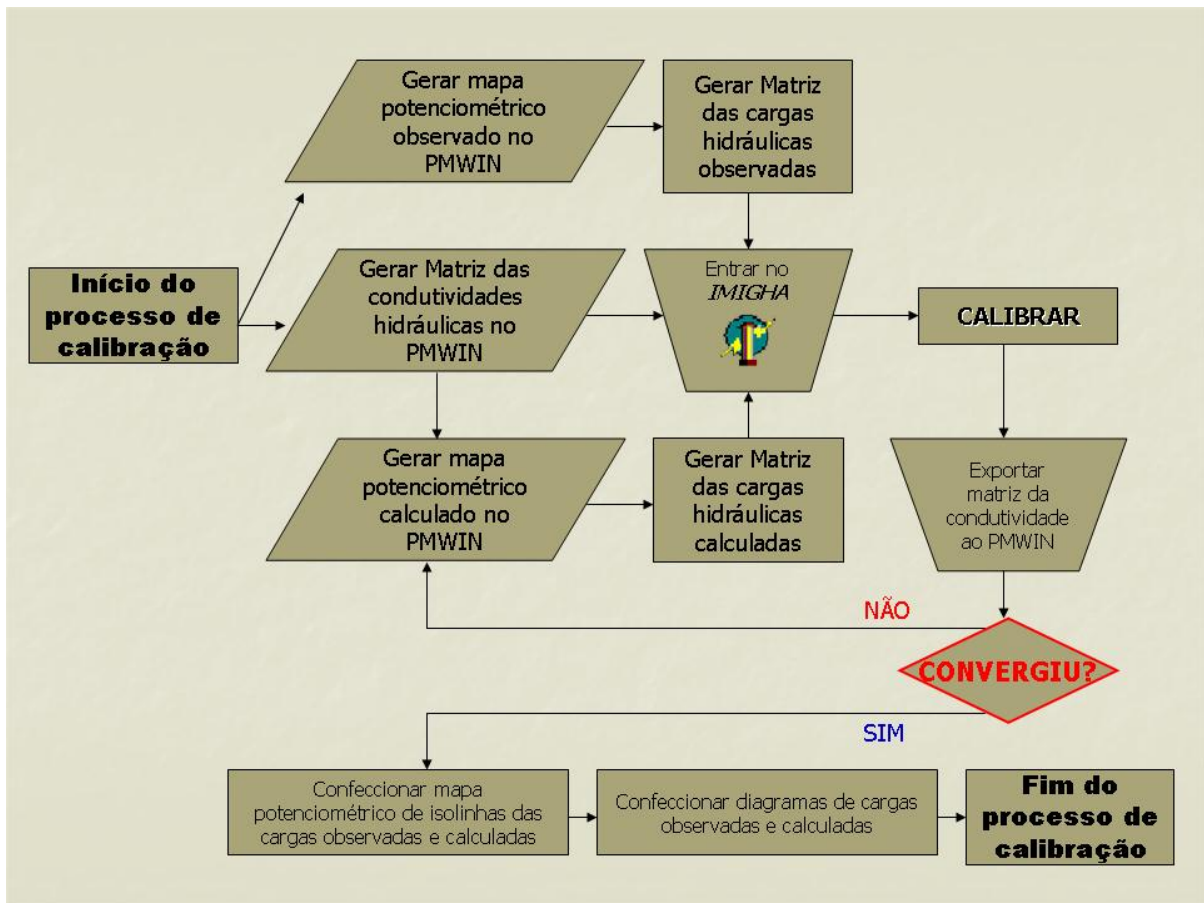


Figura 4.16 - Fluxograma indicando o procedimento para a calibração com a IMIGHA.

4.5.1 Operação com a Interface do MIGHA

A operação com a interface permite ao usuário entrar com os arquivos via caixa de diálogo com um simples clique nos botões que aparecem na *IMIGHA*. Conforme descrito, o usuário necessita de três arquivos iniciais, além da informação do tamanho da malha do modelo.

O primeiro arquivo é o da carga observada gerado pelo PMWIN. Para gerar esse arquivo o usuário necessita de certo conhecimento do software. Ele é determinado a partir da medição das cargas conhecidas dos poços, ou dos rios, lagos etc., que possuem medição de nível estático. O modelador gera um arquivo de saída de carga observada desativando os outros pacotes, como recarga (*Recharge*), poços de injeção ou bombeamento (*Well*) e rios (*River*) e calcula, para todas as células do modelo os valores da carga hidráulica.

O segundo arquivo é o da condutividade, ou transmissividade hidráulica se o usuário preferir calibrar esse parâmetro. Esse arquivo é salvo a partir da opção *Parameters* do PMWIN.

O terceiro e o último arquivo, o único que o usuário necessita recalculer no PMWIN e voltar para a *IMIGHA*, é o da carga calculada. Esse arquivo é gerado pelo modelo com todos os pacotes ativados e todos os dados incluídos. Um fator importante no momento de salvar os três arquivos para a calibração é que o formato exigido para entrar no *IMIGHA* seja a 2ª opção que o PMWIN oferece (ASCII Matrix (*.*)), conforme demonstra a figura 4.16 na opção “Salvar como tipo”; no caso, esta imagem demonstra o arquivo da condutividade hidráulica horizontal.

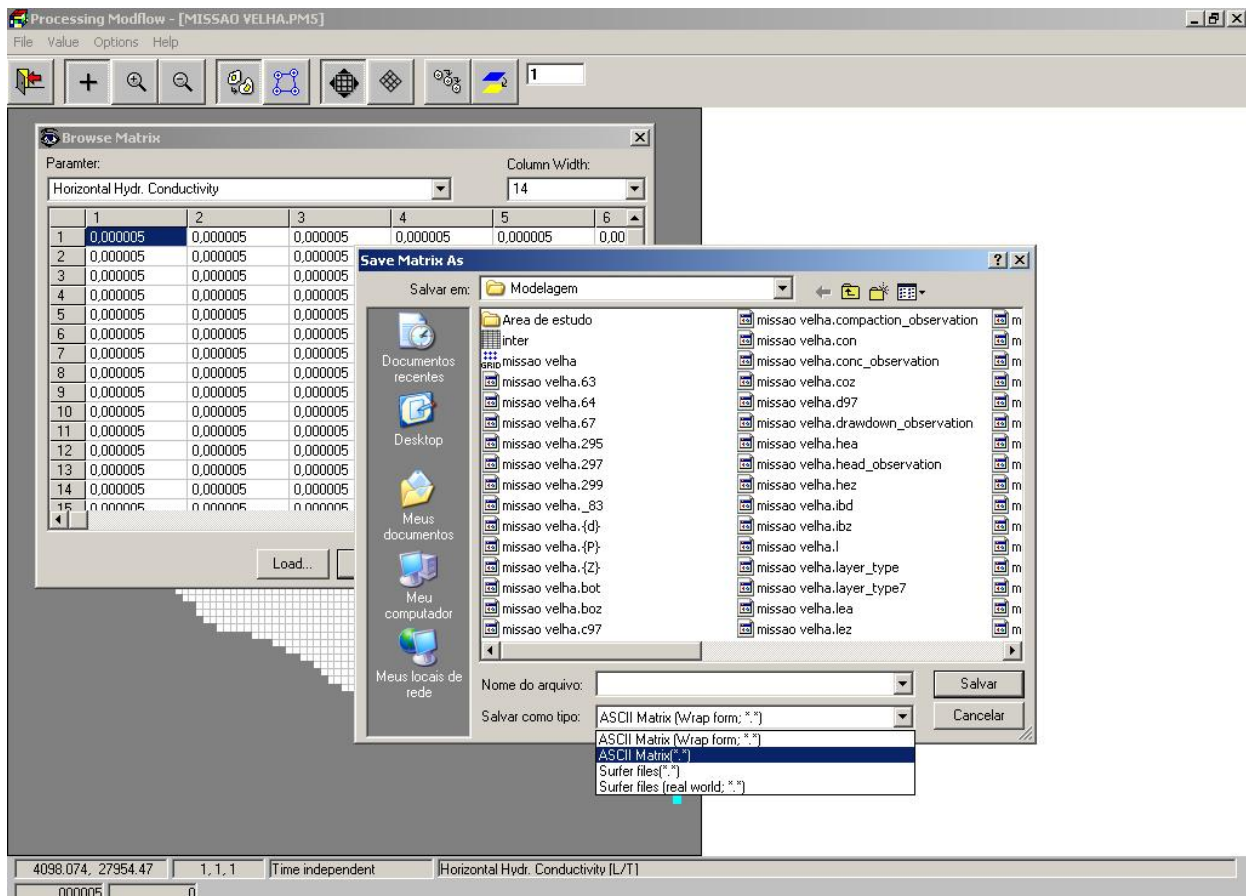


Figura 4.17 - Opção para salvar os arquivos gerados pelo PMWIN que serão necessários para a entrada na *IMIGHA*.

Depois de gerar os arquivos, é feita a primeira iteração. A interface do *MIGHA* é mostrada na figura 4.18. O usuário clica no botão correspondente e procura, via caixa de diálogo, o arquivo correlativo ao indicado no botão, na pasta em que foi

salvo pelo PMWIN. A figura 4.19 mostra a caixa de dialogo para carregar os arquivos. O 1º arquivo é o da carga observada, o 2º da condutividade (ou transmissividade) e o 3º da carga calculada. Depois de carregar os três arquivos, digita-se o valor da malha na direção Leste-Oeste e na direção Norte-Sul, e por fim clica-se no botão CALIBRAR.



Figura 4.18 - Interface da IMIGHA.

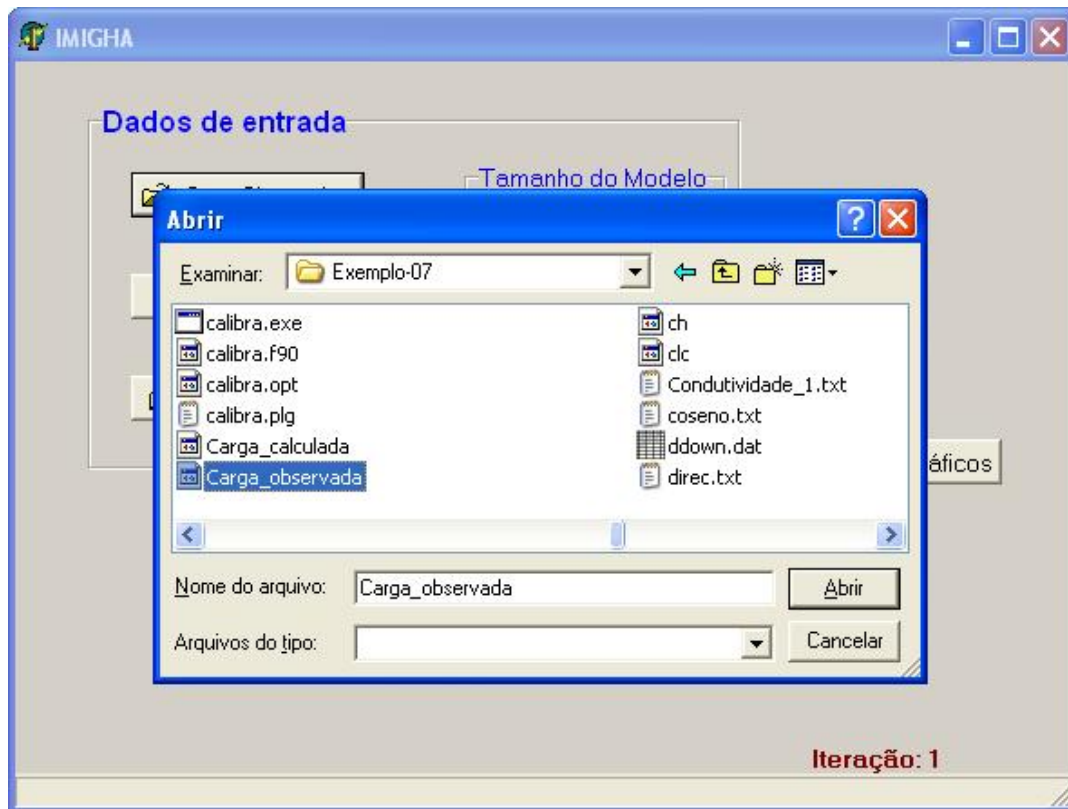


Figura 4.19 - Caixa de diálogo para abrir arquivos e carregar à IMIGHA.

Após clicar em CALIBRAR, uma nova caixa abre para salvar o arquivo da nova condutividade hidráulica gerada (Figura 4.20). O nome do arquivo default pelo programa é Condutividade_1, por ser na primeira iteração, na segunda a caixa de diálogo oferece o nome Condutividade_2 e, assim por diante, conforme vão se processando as iterações. O usuário pode salvar com outro nome, conforme seu critério. É importante salvar esse arquivo na mesma pasta em que está sendo realizada a modelagem com o PMWIN, uma vez que ele será utilizado no cálculo da próxima carga hidráulica calculada pelo programa.

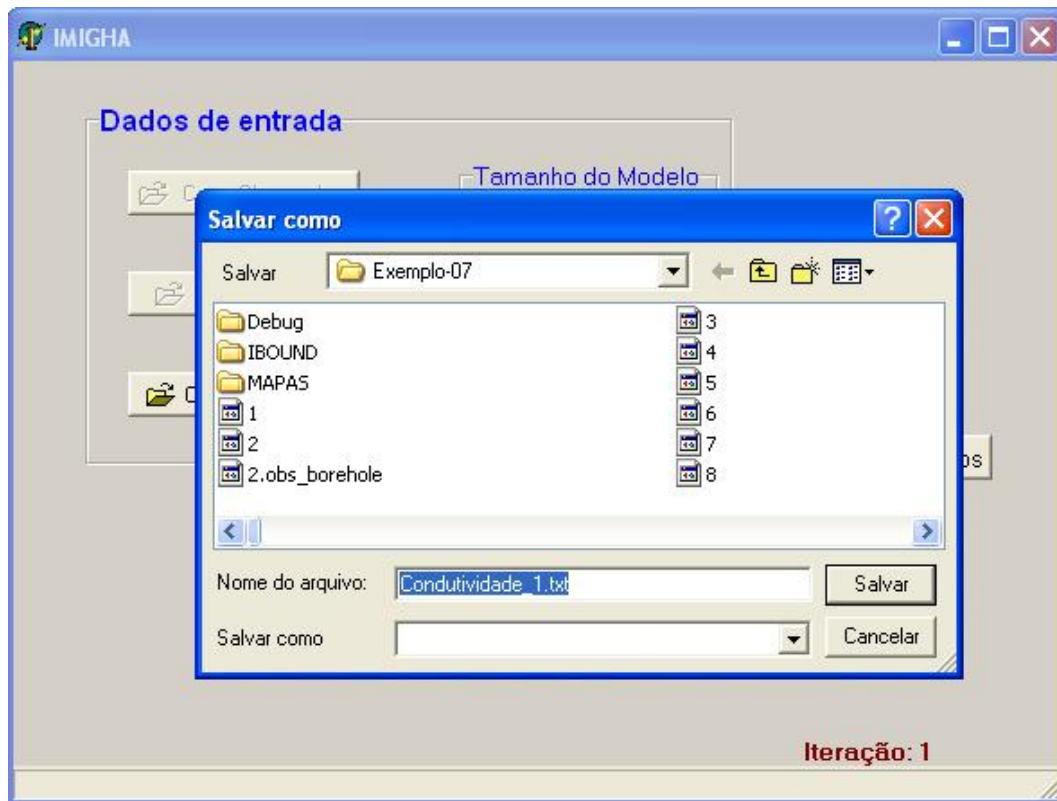


Figura 4.20 - Caixa para escolher pasta e salvar arquivo da condutividade gerada pela IMIGHA.

Com a 1ª calibração feita, os botões de Carga Observada e de Condutividade e ainda a Caixa para digitar o tamanho do modelo ficam inativos, o usuário não necessita carregá-los à IMIGHA novamente (Figura 4.21).

É necessário, no entanto, entrar manualmente com a nova matriz de cargas calculadas pelo PMWIN, salvo sempre no formato (ASCII Matrix (*.*)), segunda opção fornecido pelo PMWIN, como dito anteriormente.



Figura 4.21 - Botões inativos da IMIGHA.

O próximo passo é gerar um novo arquivo de carga hidráulica pelo PMWIN, a partir das novas condutividades hidráulicas geradas pela IMIGHA. Depois de gerado, o arquivo é carregado novamente à IMIGHA e calculado um novo arquivo de condutividade (Conductividade_2). Faz-se esse processo até atingir valores satisfatórios de cargas hidráulicas calculadas que refletem um valor pequeno do erro quadrático médio e da soma dos ângulos entre os gradientes calculados e observados conforme explicado na revisão bibliográfica.

Conforme vão se processando as iterações, na tela da interface são mostrados os valores erro quadrático médio (RMSEH) e da soma dos ângulos. É possível também realizar uma visualização gráfica dos valores mostrados na interface de acordo com o número de iterações, permitindo assim, ao usuário verificar o comportamento da variação dos valores citados no processo de calibração. As figuras 4.22 e 4.23 mostram a saída gráfica gerados pela IMIGHA.

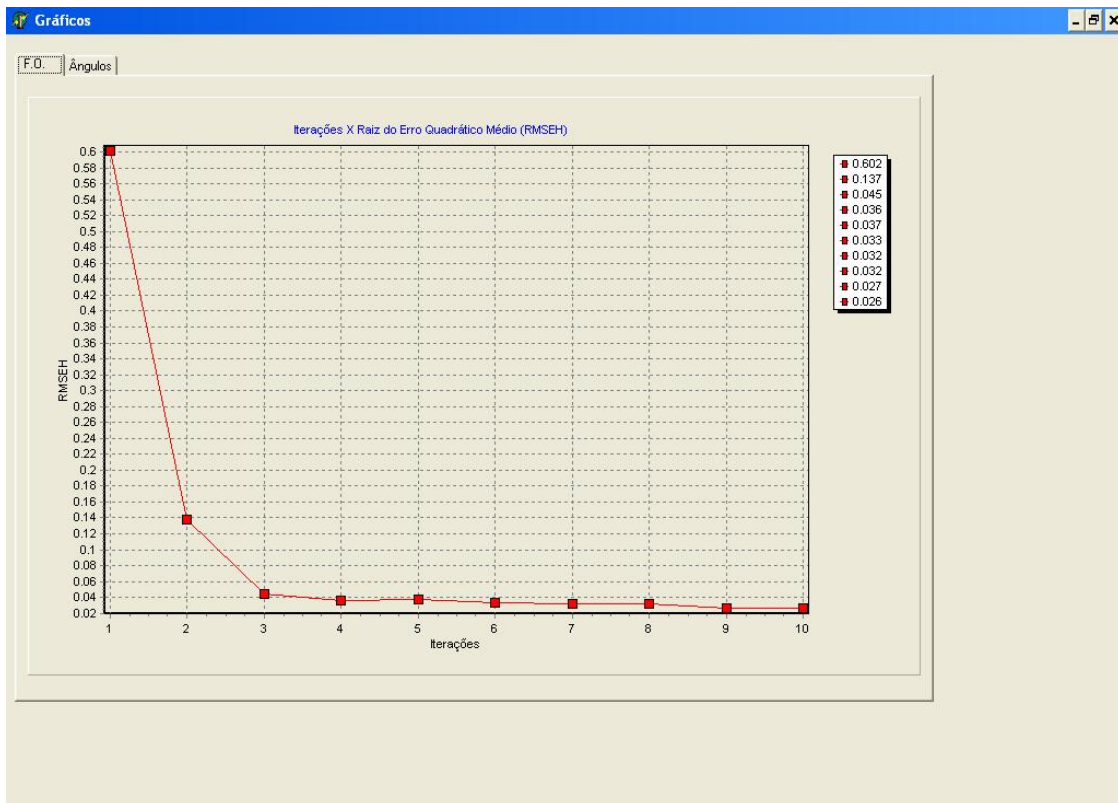


Figura 4.22 - Gráfico mostrando a variação do RMSEH com as iterações.

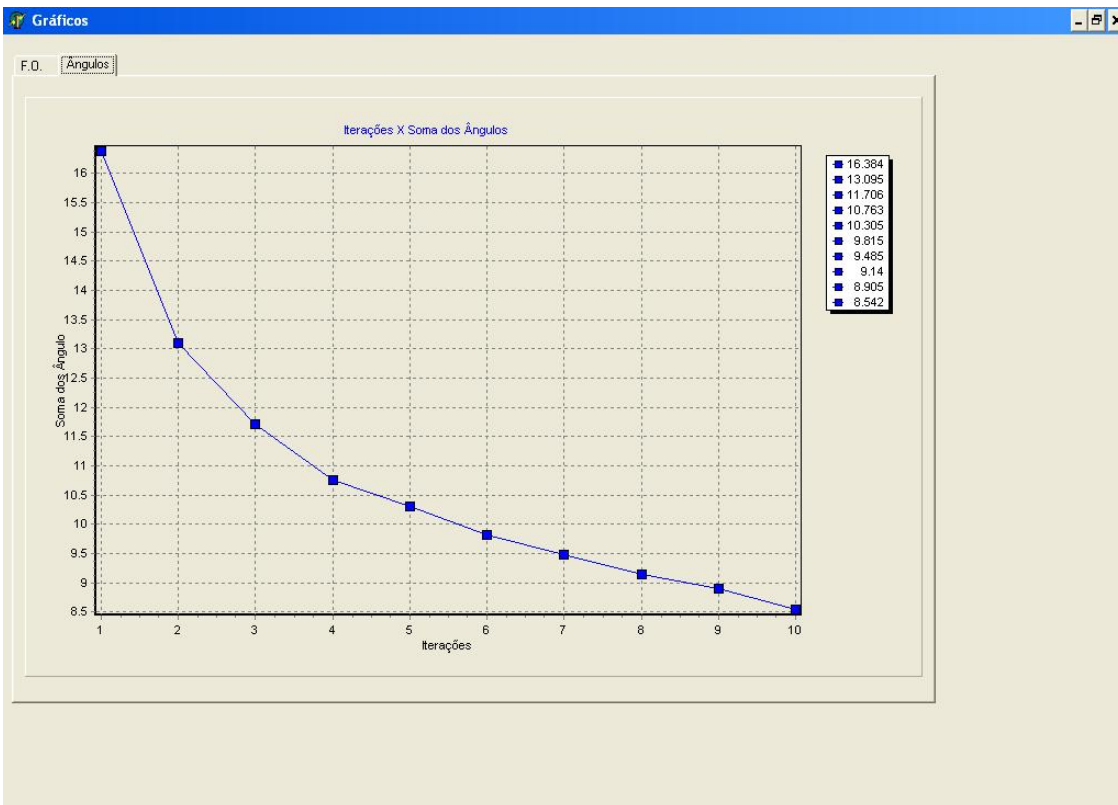


Figura 4.23 - Gráfico mostrando a variação das somas dos ângulos φ com as iterações.

5 RESULTADOS

Os resultados a seguir mostram 4 simulações feitas com o PMWIN: 2 simulações no estado estacionário, sendo uma no período chuvoso e outra para o período seco, e 2 simulações no estado transiente também uma para o período chuvoso e outra para o período seco. São mostrados os balanços hídricos calculados pelo modelo e também a velocidade média dos fluxos para as cinco camadas hidrogeológicas. Uma etapa apresentada também nesse capítulo foi a tentativa de calibração da área de estudo através da Interface do MIGHA. Uma visualização da organização das camadas do modelo está representada na figura 5.1.

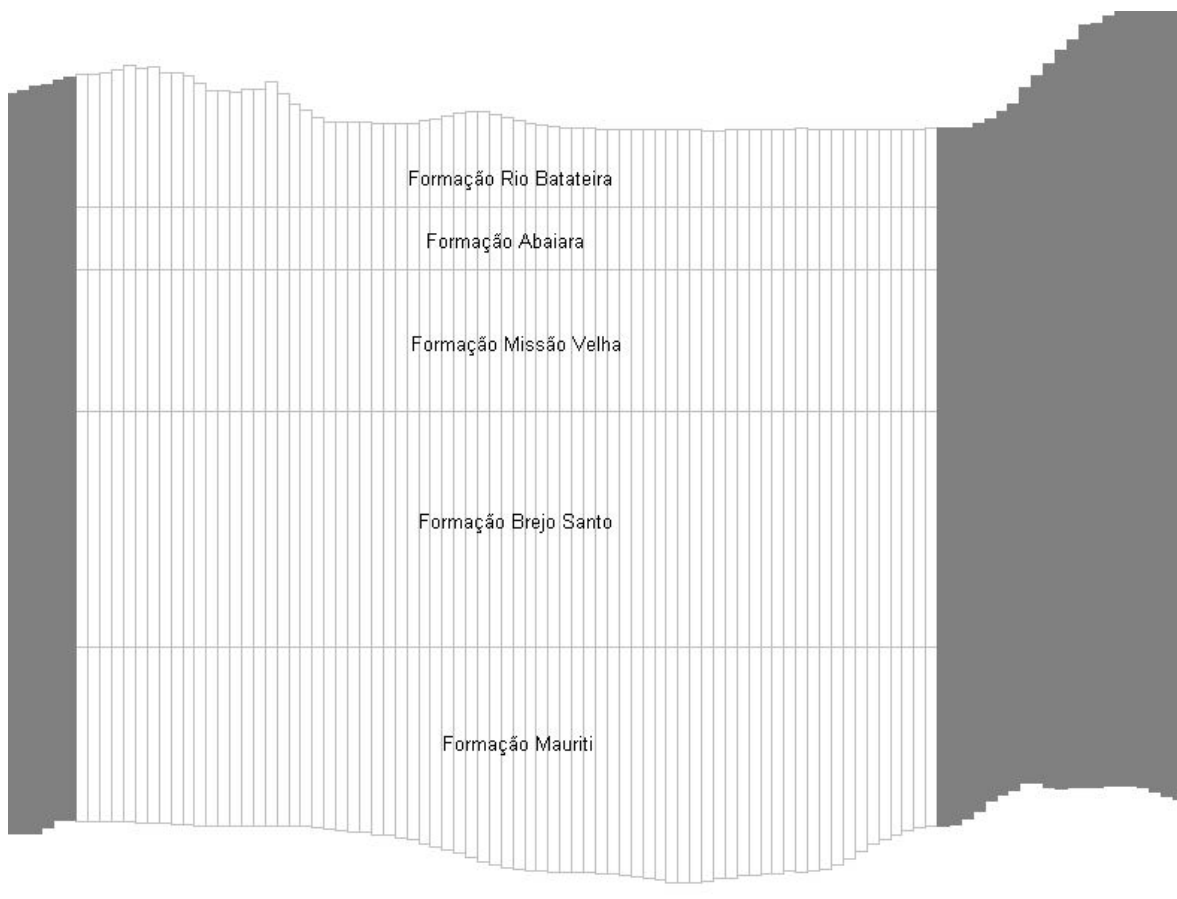


Figura 5.1 - Discretização das camadas hidrogeológicas no modelo conceitual adotado para simulação com o PMWIN.

As curvas topográficas interpoladas, a partir das curvas de nível de 40 em 40 metros, estão mostradas na figura 5.2. Na parte Sul, pela proximidade da chapada têm-

se uma zona inclinada, o que é notado pelas proximidades das curvas de nível, que estão de 30 em 30 metros. Nesta parte, que é chamada Zona de Talude, é onde se encontram as principais nascentes e fontes da região. No Vale do Cariri (Zona de Pediplano), ao se afastar da chapada, encontra-se uma área sem encostas e mais planas.

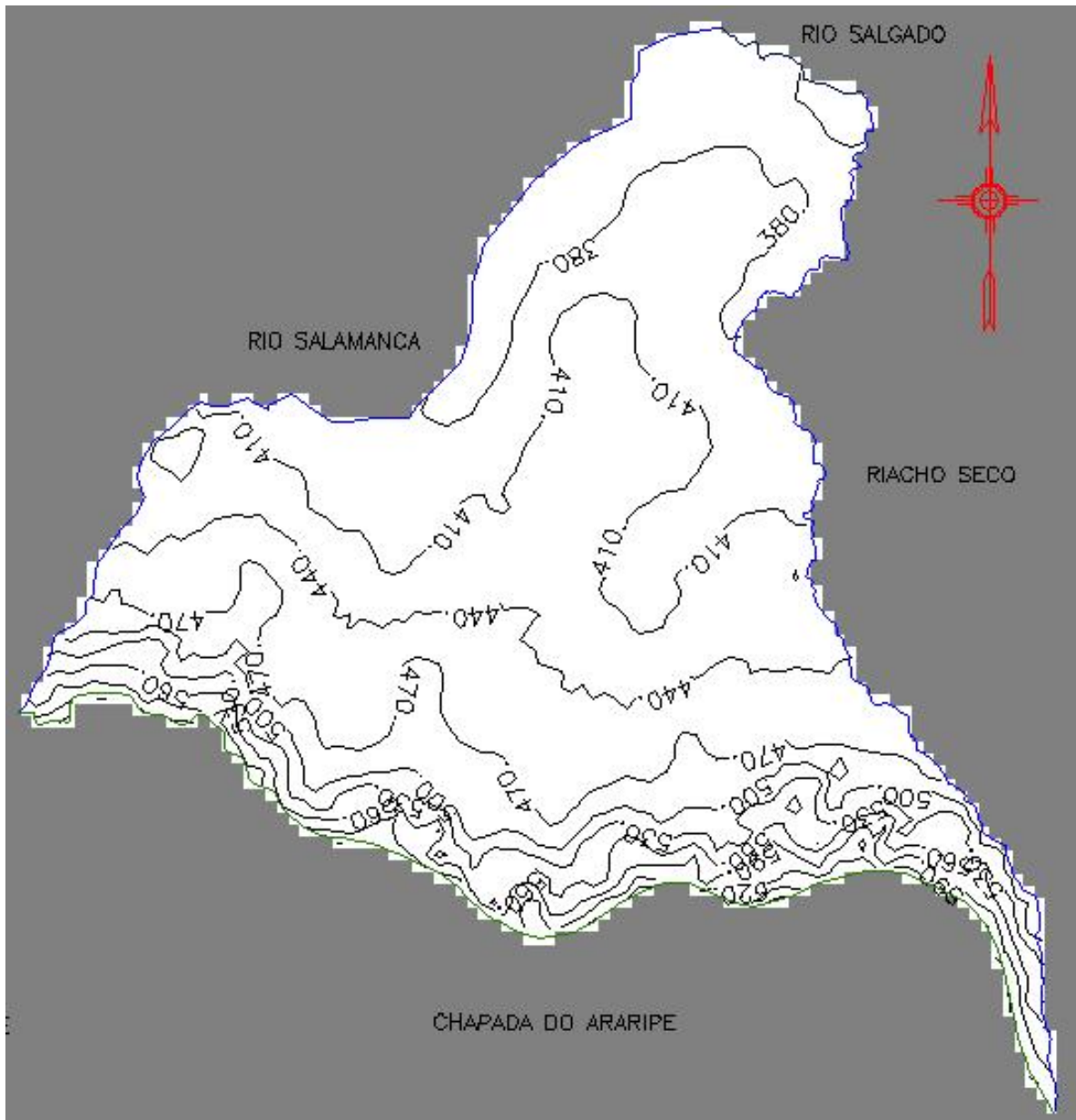


Figura 5.2 - Topografia da área de estudo.

5.1 Simulação do estado estacionário para o período chuvoso

Com o PMWIN foi obtida uma saída gráfica das curvas equipotenciais de 10 em 10 metros (Figura 5.3). A tabela 5.1 sumariza alguns dos dados de entrada do modelo, conforme explicado na metodologia, para essa simulação. Lembrando que os dados de poços utilizados, como carga observada, foram os da CPRM.

Tabela 5.1 - Algumas características para a simulação no estado permanente chuvoso.

	Condutividade Hidráulica (K)	Porosidade Efetiva	Infiltração Efetiva
Camada 1	5×10^{-6} m/s	0,1	191 mm
Camada 2	1×10^{-5} m/s	0,1	-
Camada 3	1×10^{-5} m/s	0,1	-
Camada 4	1×10^{-10} m/s	0,03	-
Camada 5	4×10^{-6} m/s	0,02	-

O valor mínimo de carga hidráulica calculada pelo PMWIN foi de 328,54 metros e o máximo de 513,35 metros para a primeira camada. A tabela 5.2 mostra os resultados dos valores das velocidades médias para cada camada.

Tabela 5.2 - Velocidades médias das camadas para estado estacionário chuvoso.

	Camada 1	Camada 2	Camada 3	Camada 4	Camada 5
Velocidade Média (cm/dia)	1,204	1,854	1,651	$2,07 \times 10^{-5}$	$4,24 \times 10^{-4}$

Esses valores definidos como velocidade média dos aquíferos e do aquífero Brejo Santo, foram calculados pela média aritmética dos valores das velocidades médias de cada célula que foi gerado pelo PMWIN. A camada 4, por ser um aquífero apresentou um valor baixo de velocidade. A Formação Mauriti (camada 5) também apresentou baixa velocidade, talvez por esta se encontrar “isolada” dos demais aquíferos pelo aquífero, que não permite um movimento significativo de fluxo hídrico, sendo também esta camada caracterizada por arenito silicificado, o que dificulta a velocidade de fluxo hídrico.

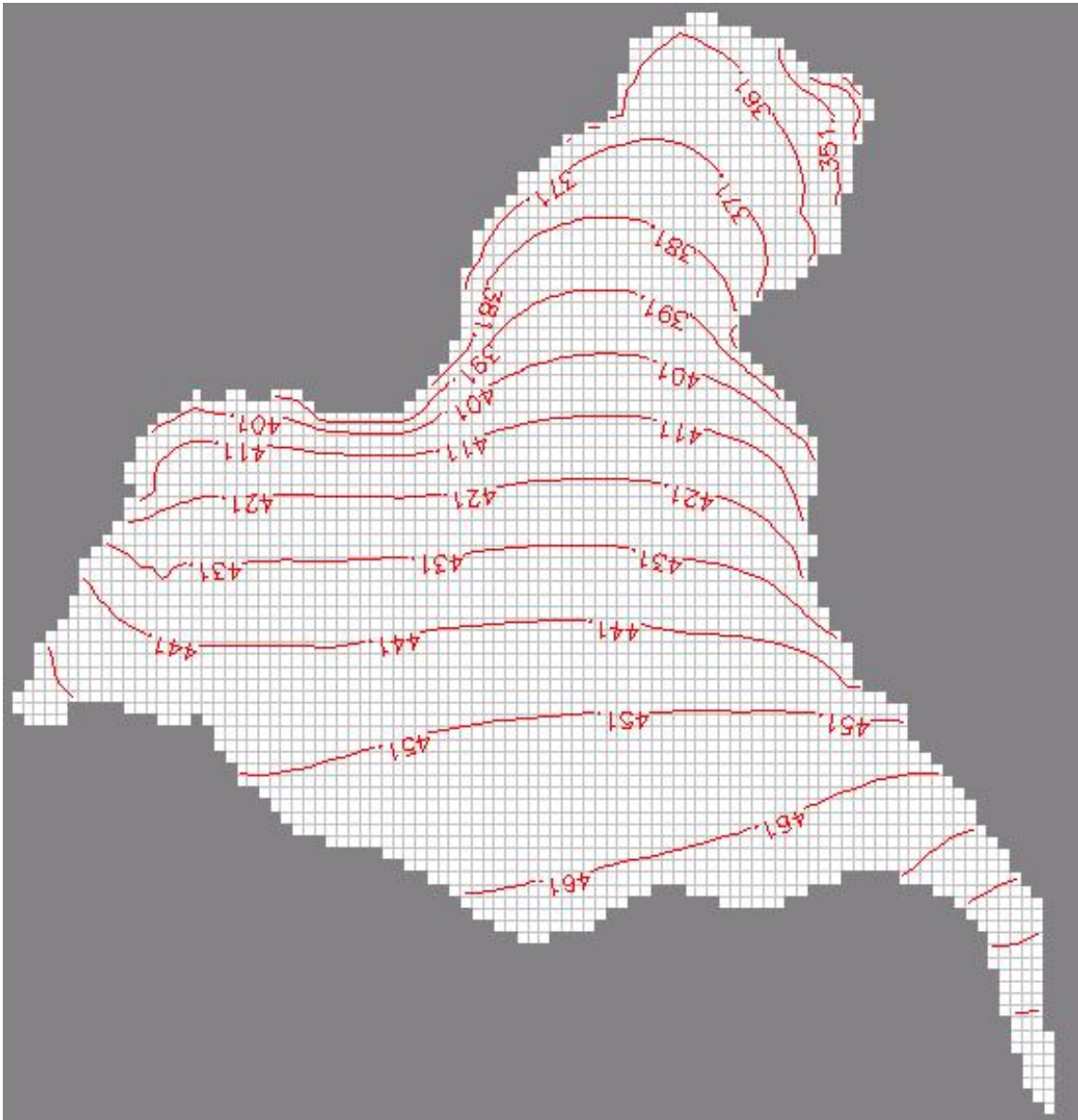


Figura 5.3 - Linhas equipotenciais, na camada 1, de 10 em 10 metros para o estado permanente chuvoso.

As linhas de fluxo para a Formação Rio da Batateira (camada 1), calculadas com o pacote PMPATH, do PMWIN, são mostradas na figura 5.4. A tendência do fluxo (direção da maior para a menor carga) acompanha também a topografia do terreno, o que é justificado pelas linhas potenciométricas (Figura 5.2) que tem valores maiores próximo à Chapada do Araripe e decrescerem conforme a topografia.

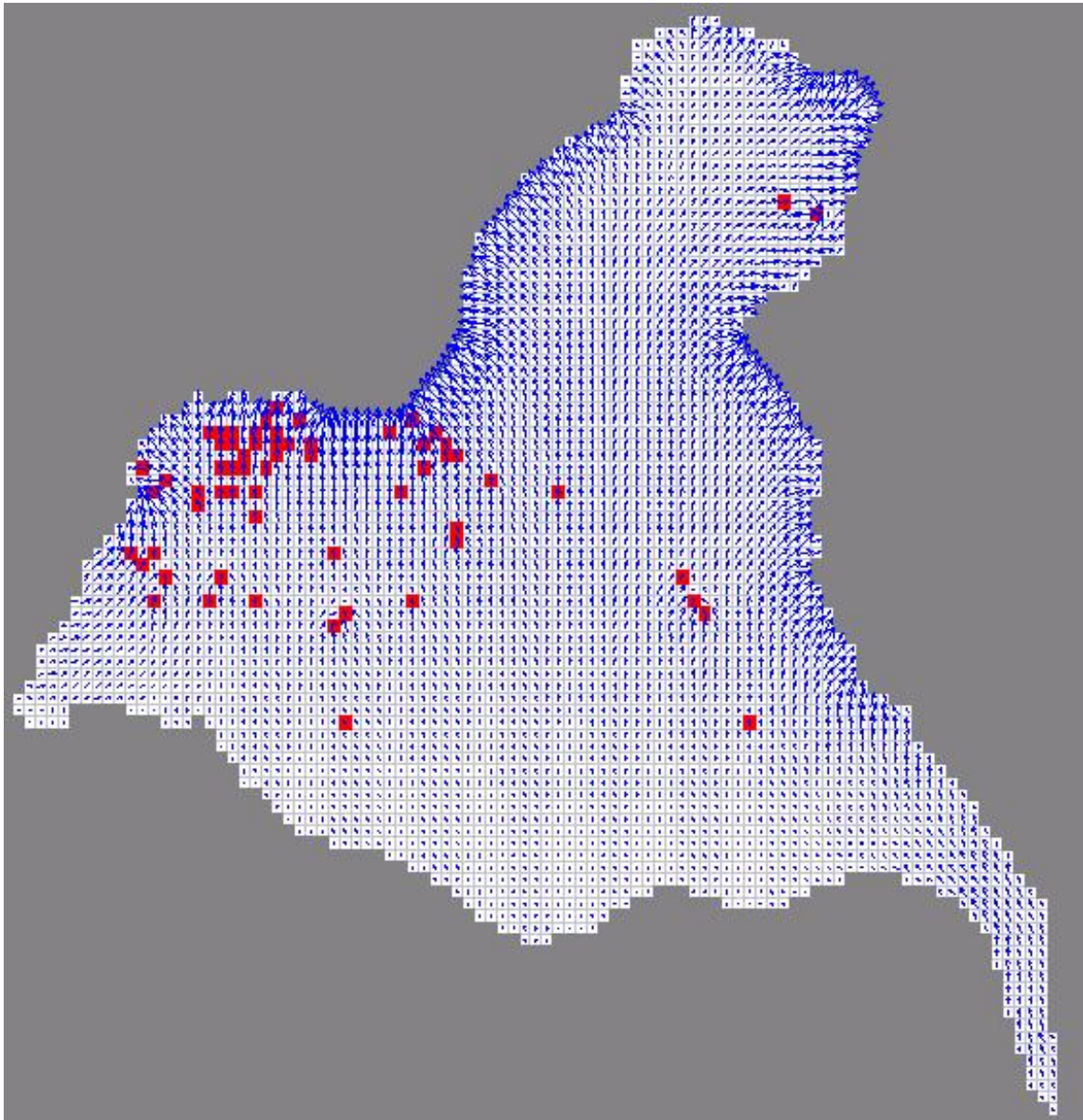


Figura 5.4 - Linhas de fluxo na camada 1 para o estado permanente chuvoso. ■ Poços em uso; ■ Células inativas do modelo; ↓ Vetor de Fluxo.

Pela figura acima é possível identificar a direção de fluxo em cada célula. Os pontos em vermelho são os poços de bombeamento. Pode-se notar que alguns poços “puxam” com mais intensidade as linhas de fluxo. Isto está relacionado à vazão, quanto maior for a retirada de água do poço mais células irão contribuir com vetores de fluxo. A tabela 5.3 mostra o balanço hídrico calculado pelo PMWIN para o modelo concebido.

Tabela 5.3 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação do estado estacionário.

Parâmetros	Entrada (m³/dia)	Saída (m³/dia)
Poços	4492,80	10550,61
Recarga	99969,00	0,00
Drenança do Rio	3546,45	97464,43
Total	108008.2515	108015,03
Diferença		-6,78

Na figura 5.5 estão representados graficamente os valores da tabela 5.3. O cálculo do balanço hídrico foi feito com a ferramenta *Water Budget* do PMWIN.

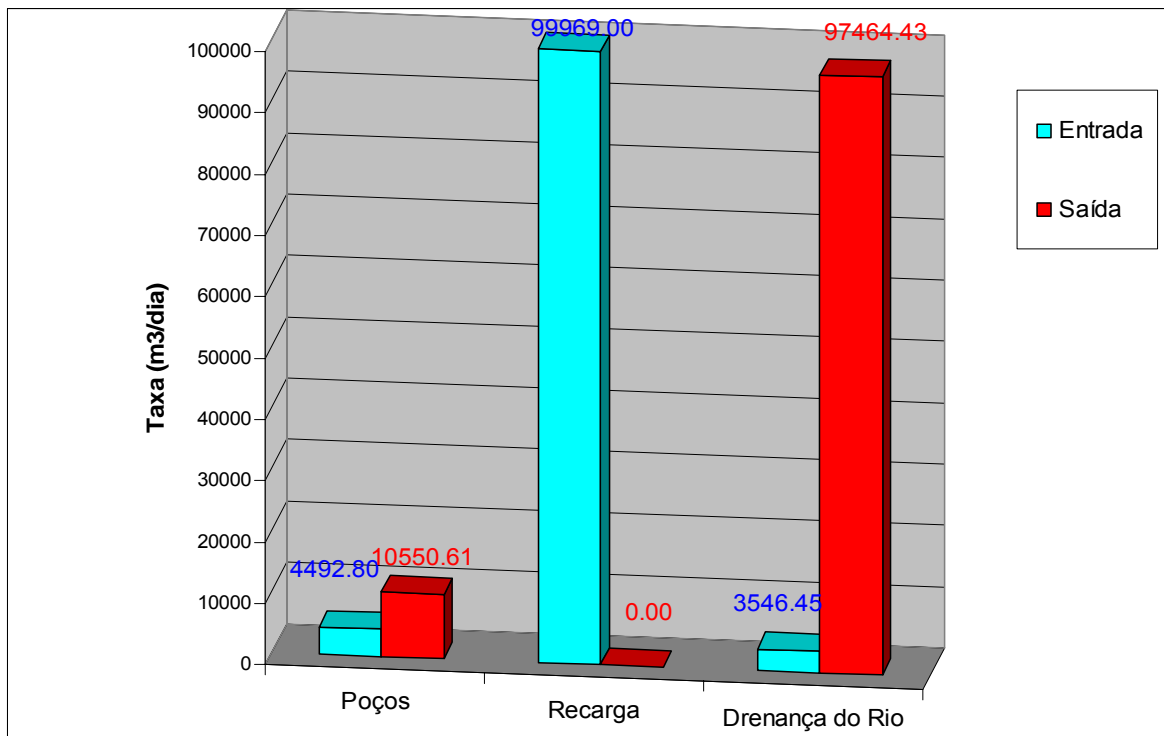


Figura 5.5 - Balanço hídrico para o regime permanente chuvoso.

As figuras 5.6, 5.7, 5.8 e 5.8 a seguir mostram concomitantemente as linhas equipotenciais e de fluxo das camadas 2,3,4 e 5, respectivamente, para a simulação no estado permanente e período chuvoso.

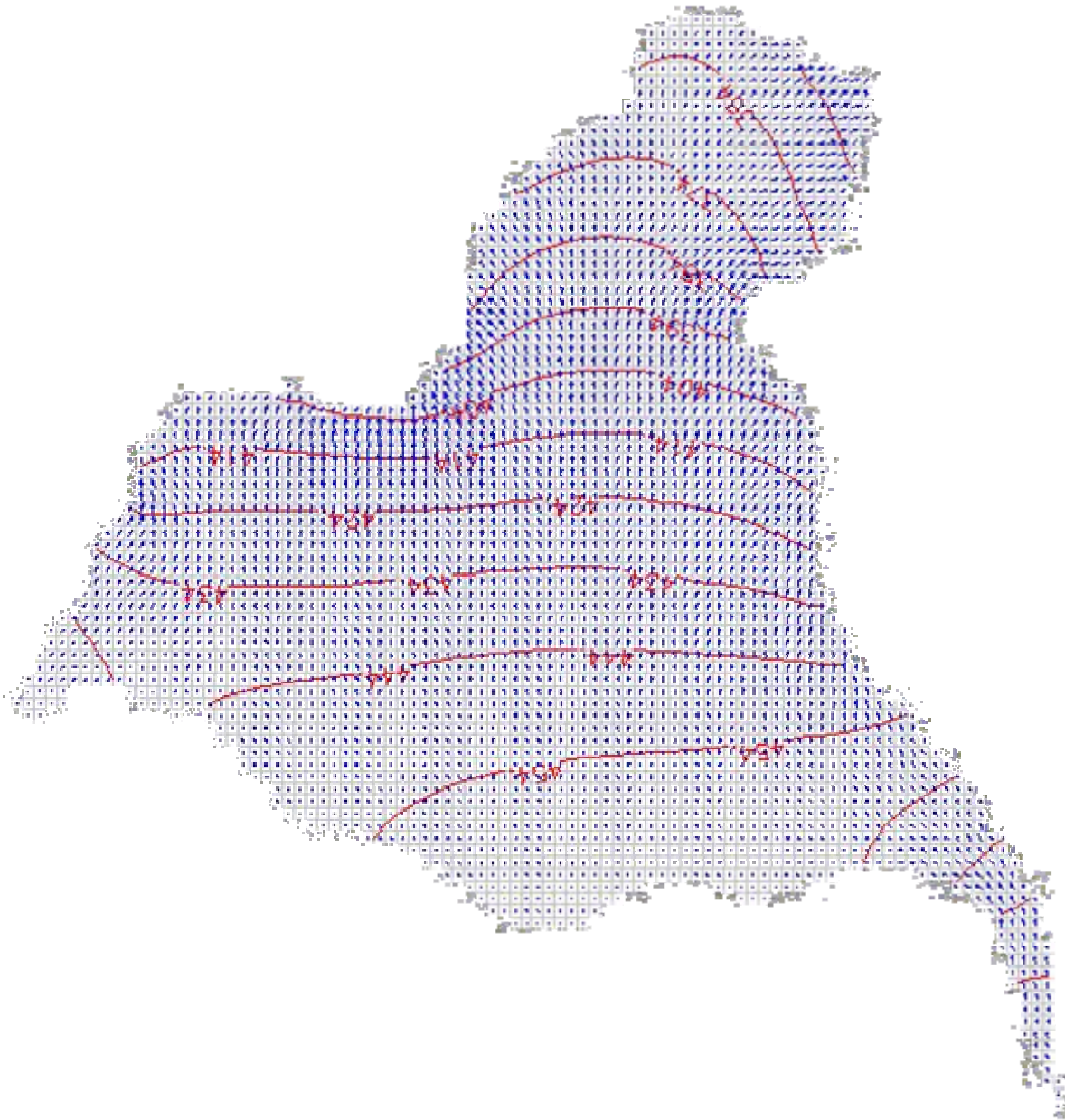


Figura 5.6 - Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

Na figura 5.6, os vetores de fluxo da segunda camada, próximos aos poços, apresentam ainda uma pequena reação ao bombeamento. Isso se deve ao fato que ao inserir uma célula com propriedade de poço no pacote *Well* do PMWIN, o modelo reconhece como profundidade do poço a profundidade da camada (CHIANG & KINZELBACH, 2003). A menor carga calculada nessa camada foi de 343,70 metros e a maior de 506,66 metros.

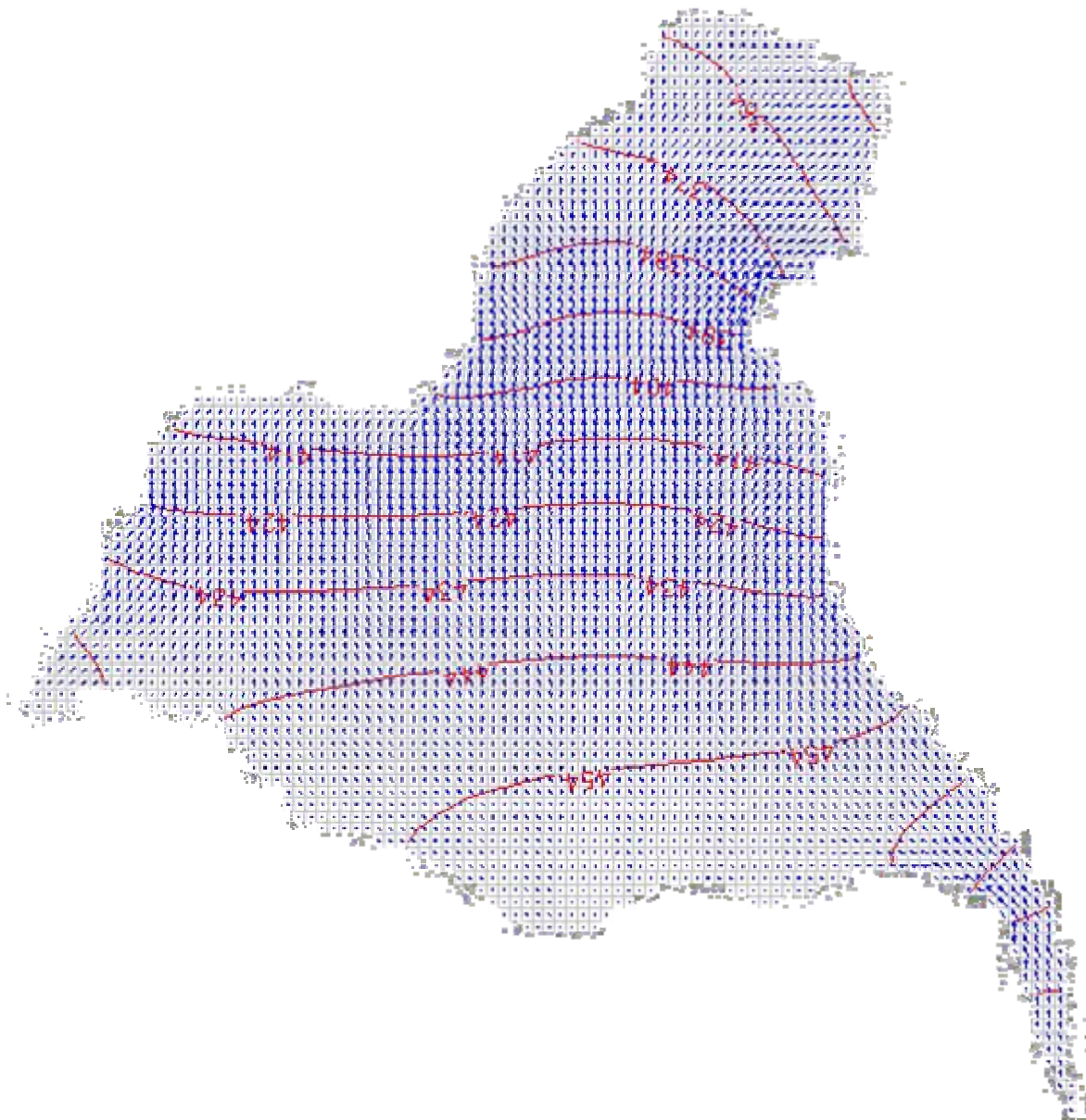


Figura 5.7 - Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

Na camada 3, o comportamento das linhas de fluxo na Formação Missão Velha parece não sofrer mais interferência dos poços de bombeamento. A diferença entre a menor e maior célula de carga hidráulica calculada pelo PMWIN foi de 152,4 metros.

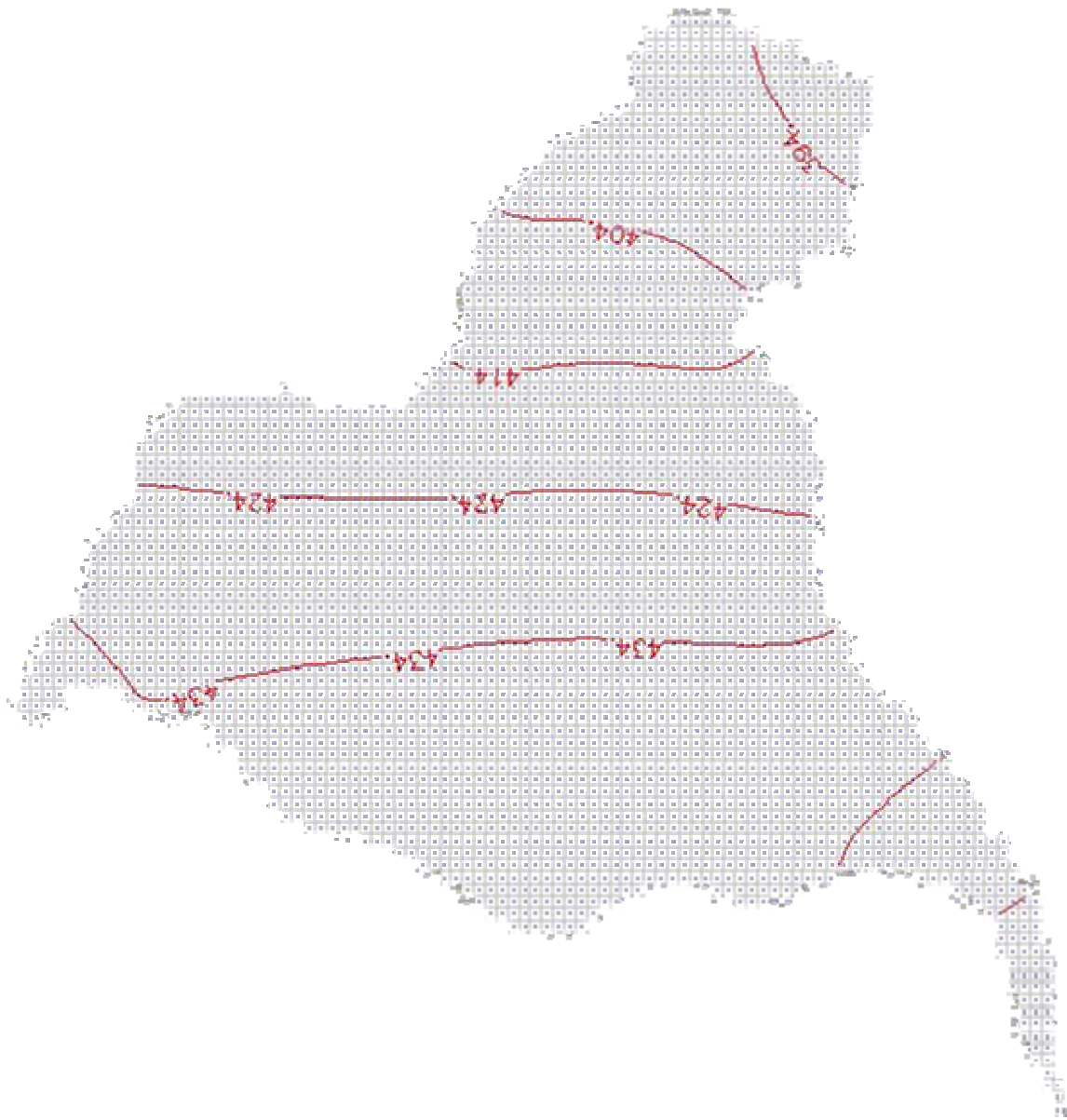


Figura 5.8 - Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 1 em 1 metro, para o período chuvoso e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

A camada 4 (Formação Brejo Santo) se comporta como aquífero, devido à sua baixa porosidade e condutividade hidráulica; portanto, há pouco fluxo nessa camada o que resulta em pequenos vetores de fluxo. A variação do nível potenciométrico calculado, para a simulação permanente e para o período chuvoso, foi de 390,37 a 464,13 metros.

Na última camada (Formação Mauriti) praticamente as linhas e os vetores de fluxo não variaram (figura 5.9). As equipotenciais calculadas nessa camada,

praticamente se mantiveram constantes ao longo da Zona de Pediplano e estão no curto intervalo entre 426,08 metros e 426,20 metros.

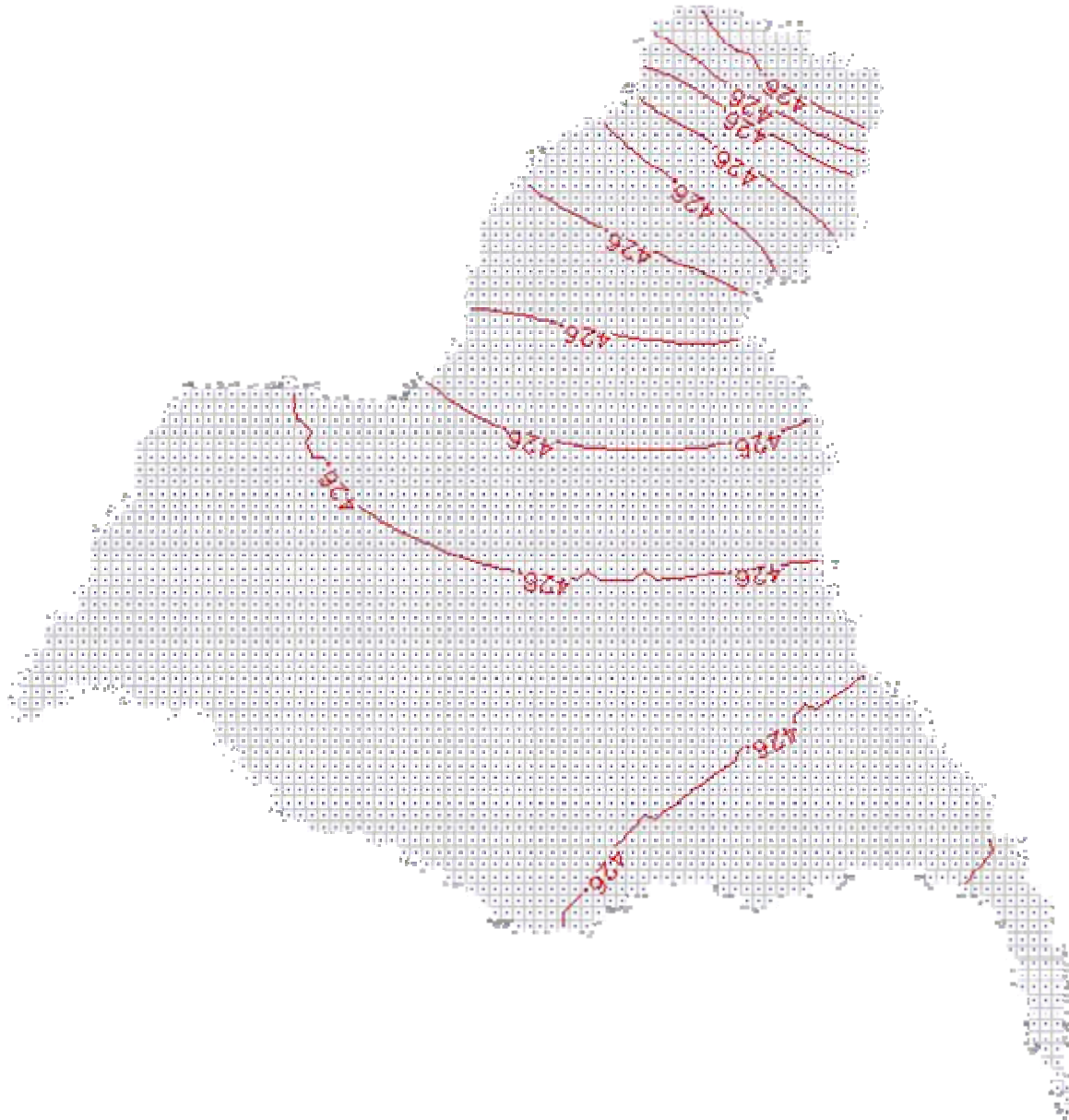


Figura 5.9 - Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,001 em 0,001 metro, para o período chuvoso e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

5.2 Simulação do estado estacionário para o período seco

Ainda no regime permanente, foi estabelecido o valor de recarga para o modelo no período seco conforme os valores de infiltração efetiva determinados para os meses secos a partir do posto de Missão Velha (Tabela 4.3). Os meses secos mostram valores de 0 mm para a infiltração efetiva a partir do balanço hídrico do referido posto.

Destarte, a simulação foi realizada para um cenário de estiagem. A tabela 5.4 sumariza os parâmetros de condutividade hidráulica e de porosidade efetiva adotados, bem como o da recarga.

Tabela 5.4 - Algumas características para a simulação no estado permanente seco.

	Condutividade Hidráulica (K)	Porosidade Efetiva	Infiltração Efetiva
Camada 1	5×10^{-6} m/s	0,1	0 mm
Camada 2	1×10^{-5} m/s	0,1	-
Camada 3	1×10^{-5} m/s	0,1	-
Camada 4	1×10^{-10} m/s	0,03	-
Camada 5	4×10^{-6} m/s	0,02	-

Os resultados da velocidade do fluxo nas camadas da simulação do estado permanente seco estão na tabela 5.5.

Tabela 5.5 - Velocidades médias das camadas para estado estacionário seco.

	Camada 1	Camada 2	Camada 3	Camada 4	Camada 5
Velocidade Média (cm/dia)	0,60	0,952	0,878	$1,03 \times 10^{-5}$	$2,42 \times 10^{-4}$

A figura 5.10 configura as linhas de fluxo na primeira camada para a simulação do estado estacionário para o período seco estabelecido. Os valores das cargas hidráulicas calculada pelo PMWIN variaram de 328,34 metros a 457,47 metros. É notável que houve um rebaixamento considerável do nível da água na primeira camada em relação ao calculado para o período chuvoso. A simulação do estado estacionário seco representa a quantificação do comportamento do fluxo hídrico subterrâneo somente com a contribuição hídrica da Chapada do Araripe e dos cursos d'água dos rios Salgado, Salamanca e do riacho Seco e da retirada do sistema, pelos poços de bombeamento.

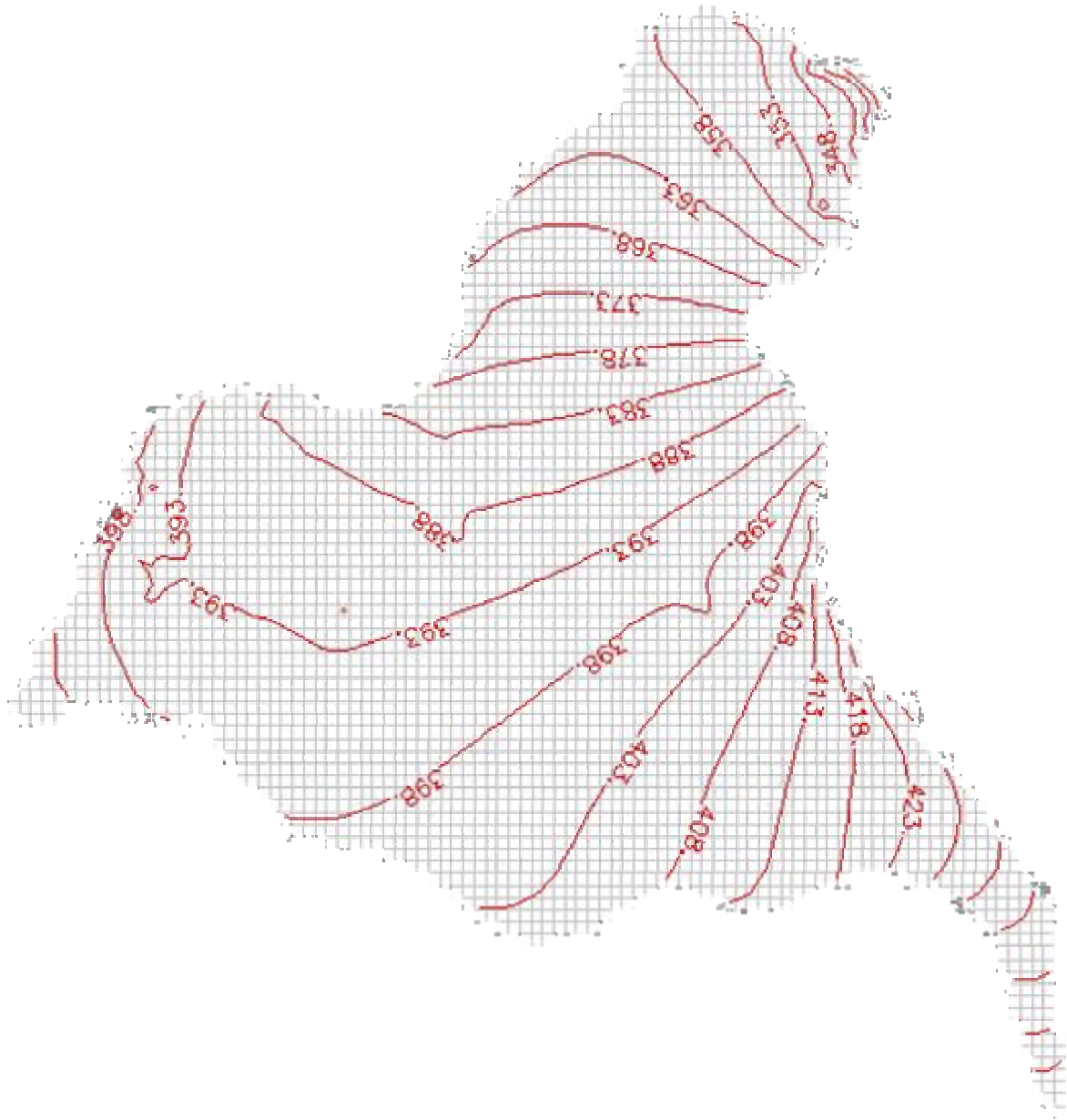


Figura 5.10 - Linhas equipotenciais de 5 em 5 metros na 1ª camada para o estado permanente seco.

Para efeito comparativo, a diferença da média dos valores de carga hidráulica de todas as células entre a simulação estacionária chuvosa e seca foi de 8,68 metros.

Os vetores de fluxo na camada que representa a Formação do Rio Batateira estão representados pela figura 5.11. O resultado gráfico para o período seco mostra que os poços de bombeamento solicitam mais água da sua vizinhança do que a simulação realizada para o período chuvoso, acontecimento evidenciado pelo fato do

nível d'água na simulação para o período de estiagem, encontrar-se abaixo da primeira simulação realizada.

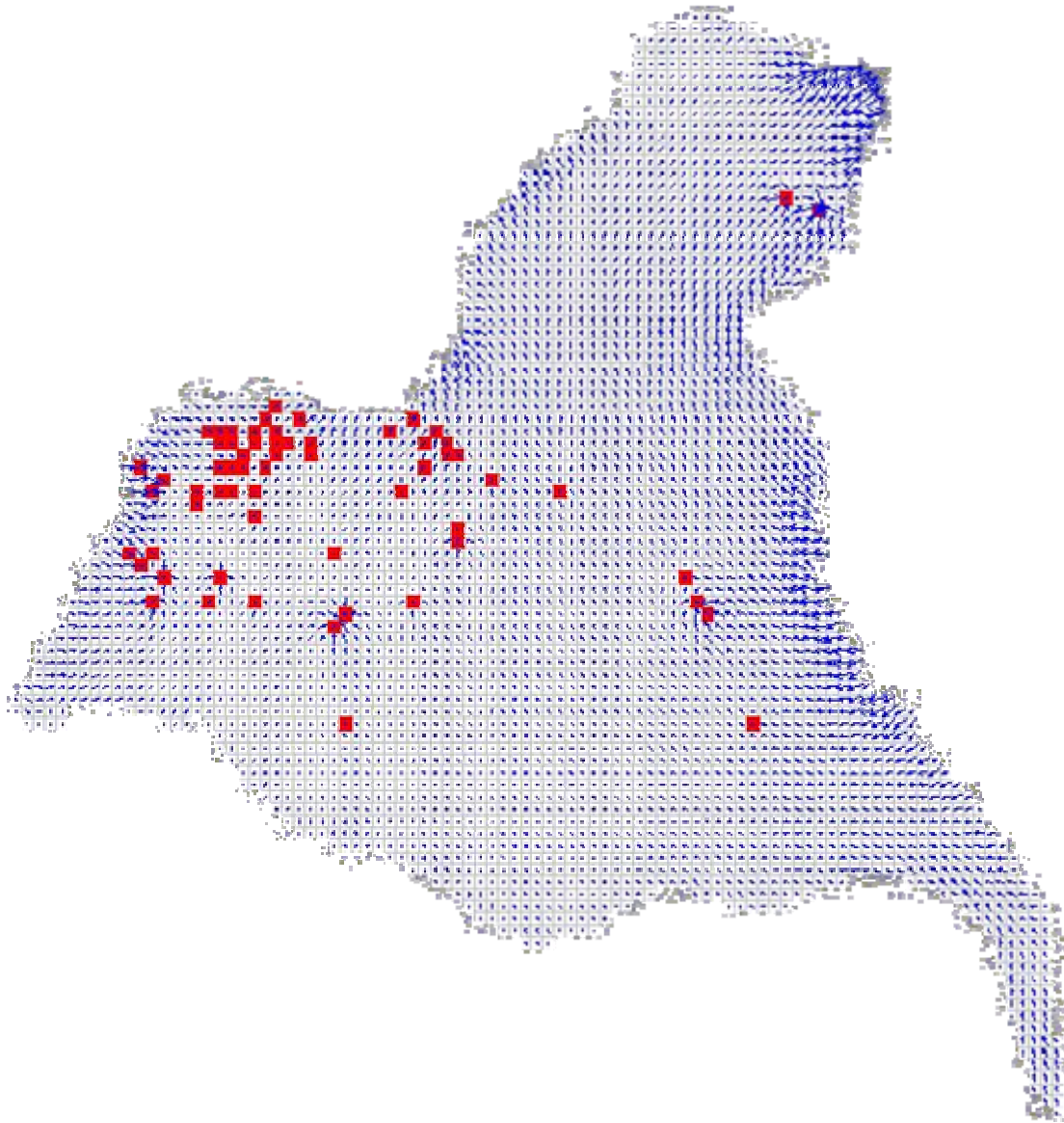


Figura 5.11 - Linhas de fluxo na camada 1 para o estado permanente seco. ■ Poços em uso; ■ Células inativas do modelo; ↓ Vetor de Fluxo.

A tabela 5.6 mostra o balanço hídrico calculado pelo PMWIN para o modelo concebido.

Tabela 5.6 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação no estado estacionário.

Parâmetros	Entrada (m³/dia)	Saída (m³/dia)
Poços	4492,80	10550,61
Recarga	0,00	0,00
Drenança do Rio	21663,55	15605,75
Total	26156,35	26156,35
Diferença		-0,01

Graficamente está representado na Figura 5.12, o balanço hídrico feito com o *Water Budget* do PMWIN.

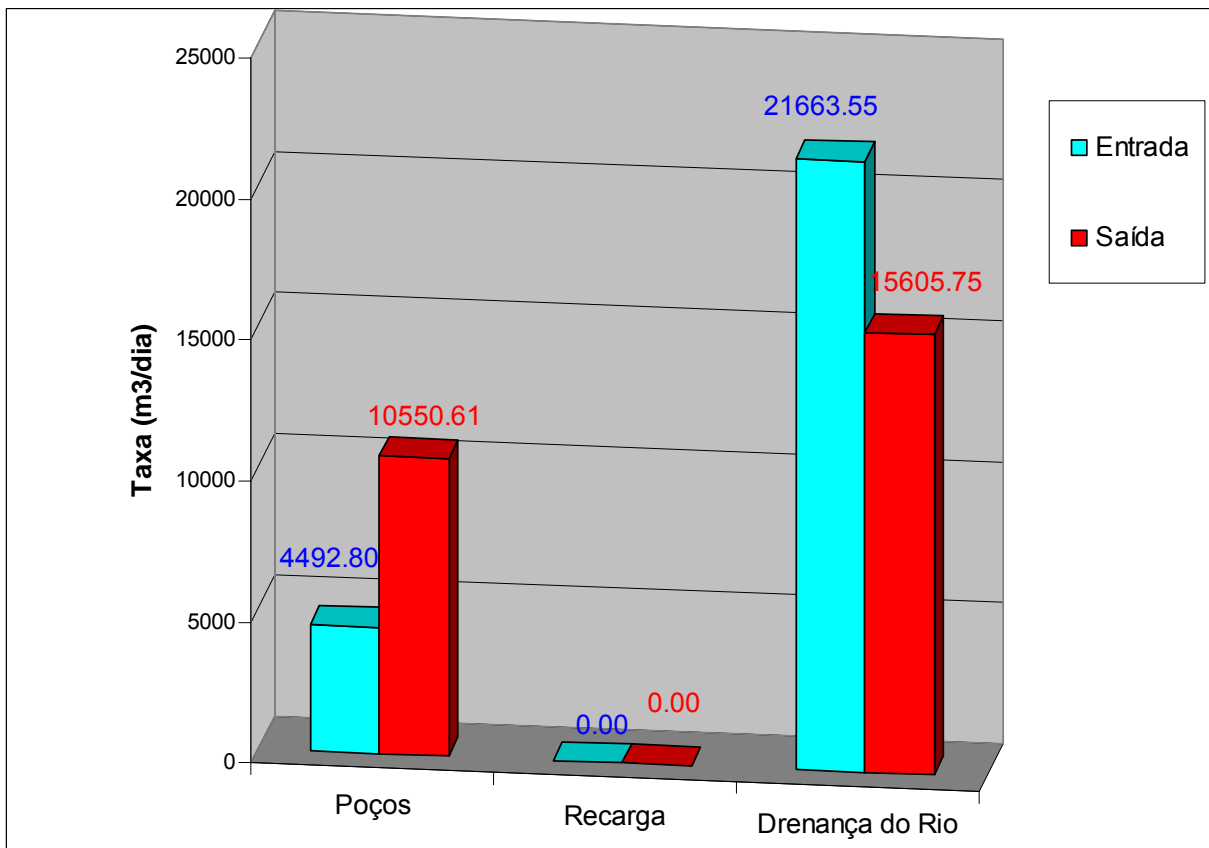


Figura 5.12 - Balanço hídrico para o cenário de regime permanente seco.

As camadas 2,3,4 e 5, das respectivas Formações Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti, têm suas equipotenciais e vetores de fluxos apresentados nas figuras a seguir.

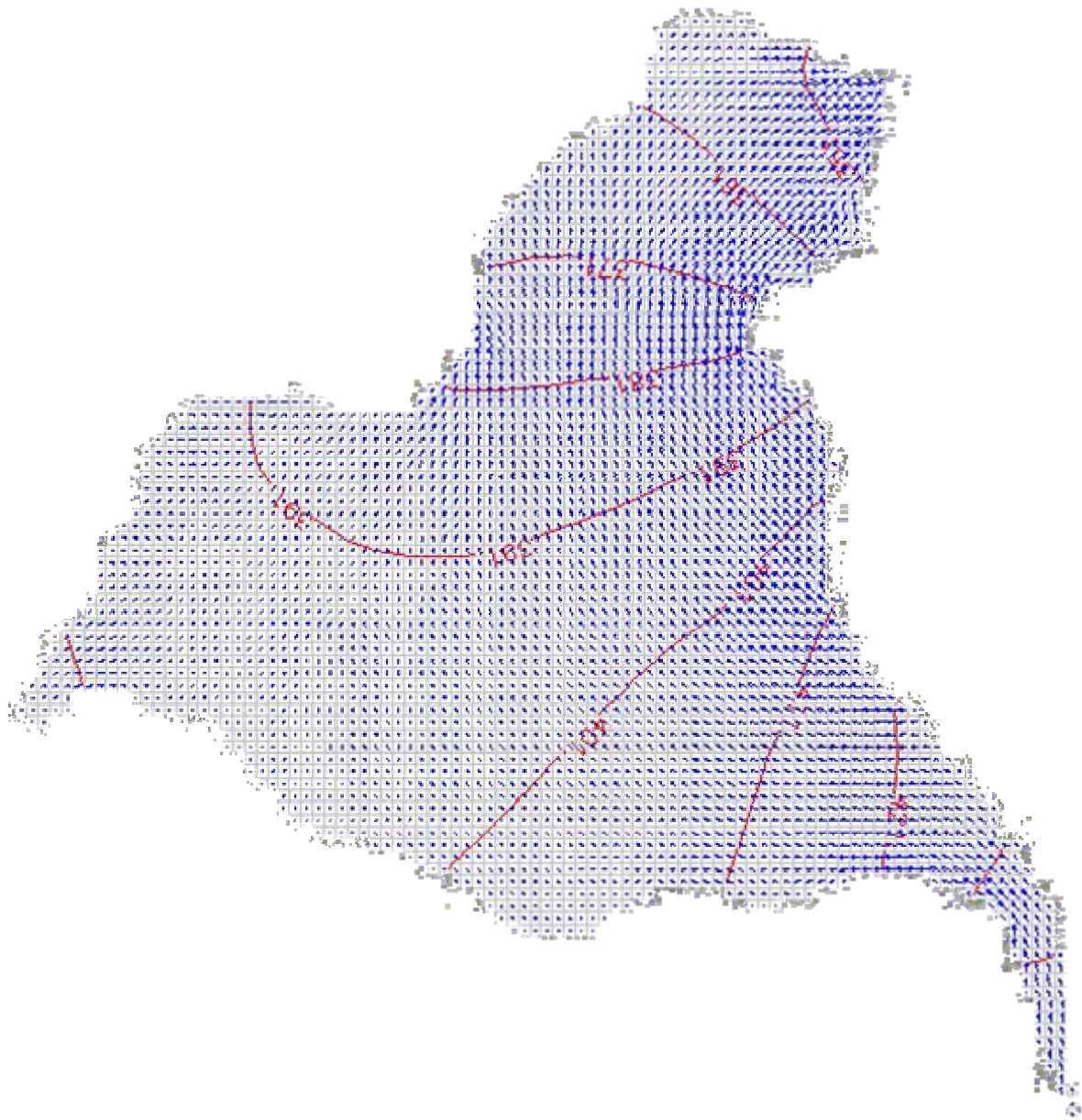


Figura 5.13 - Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

Os vetores de fluxo da segunda camada apresentam ainda uma pequena reação aos poços de bombeamento. A carga mínima calculada pelo PMWIN para a Formação Abaiara foi de 340,58 metros e a máxima de 452,01 metros. Na figura 5.14 estão as equipotenciais e os vetores de fluxo para a Formação Missão Velha, 3ª camada do modelo conceitual adotado.

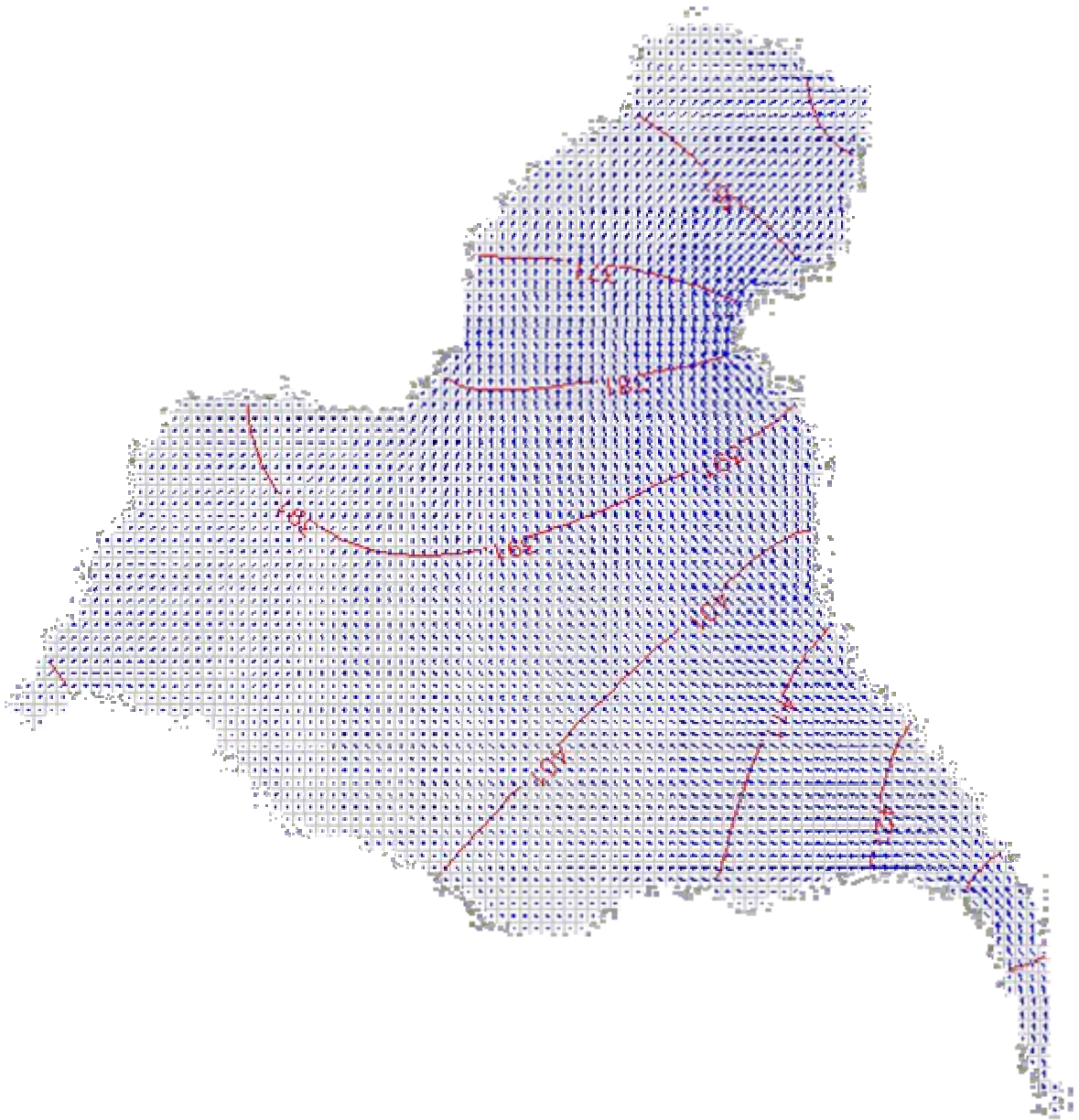


Figura 5.14 - Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

A menor e a maior carga hidráulica calculada pelo PMWIN na terceira camada foram de 347,08 metros e de 450,07 metros, respectivamente.

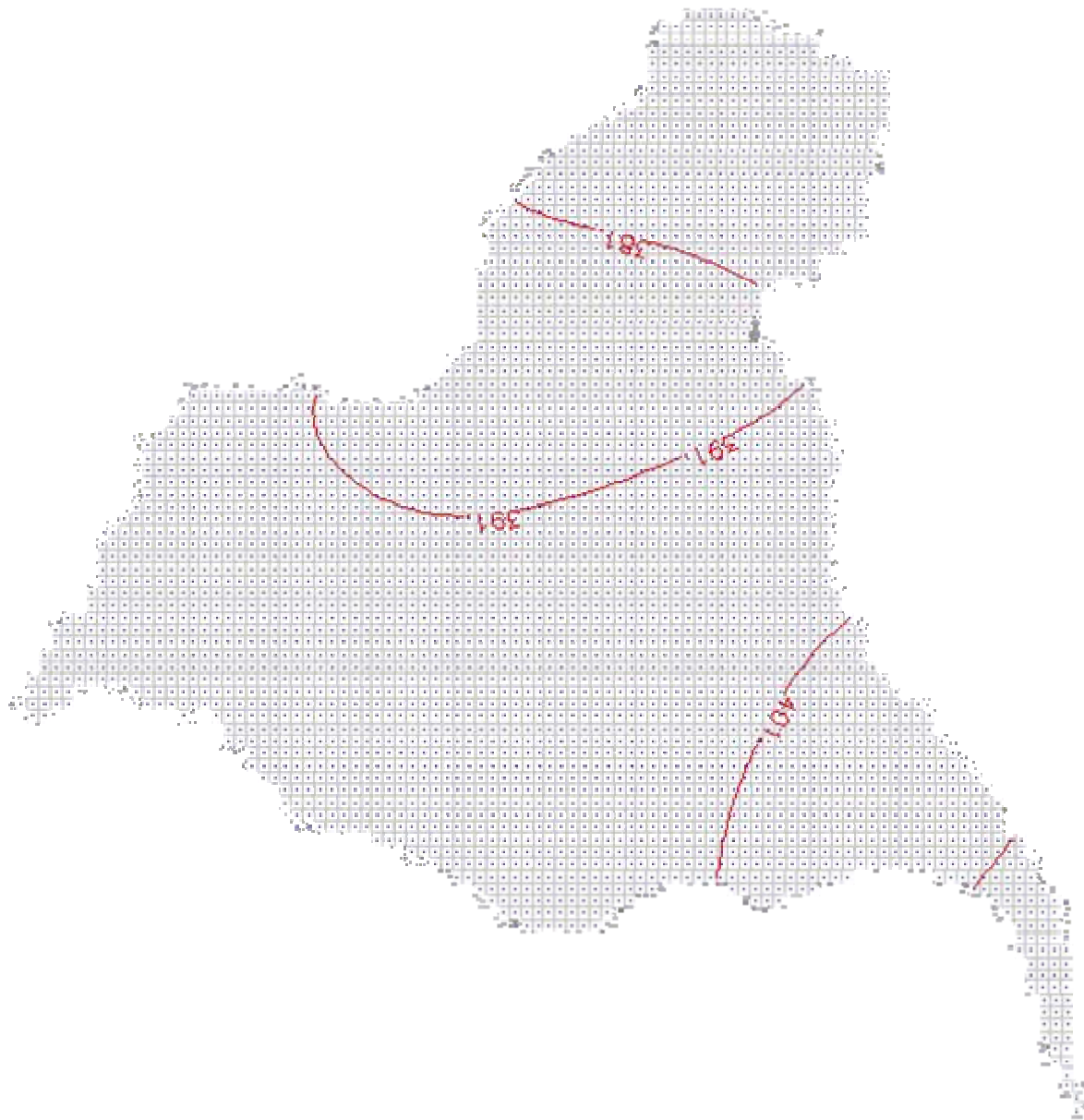


Figura 5.15 - Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

Na figura 5.15 que representa a Formação Brejo Santo é notável, tanto nessa figura como no valor da velocidade média ($1,03 \times 10^{-5}$ cm/dia), o comportamento desta formação como aquífero. A variação de carga hidráulica calculada foi de 371,07 a 420,67 metros.

A figura 5.16 mostra a 5ª e última camada acima do cristalino, que teve uma pequena diferença entre a carga máxima e a mínima calculada (0,07 metros).

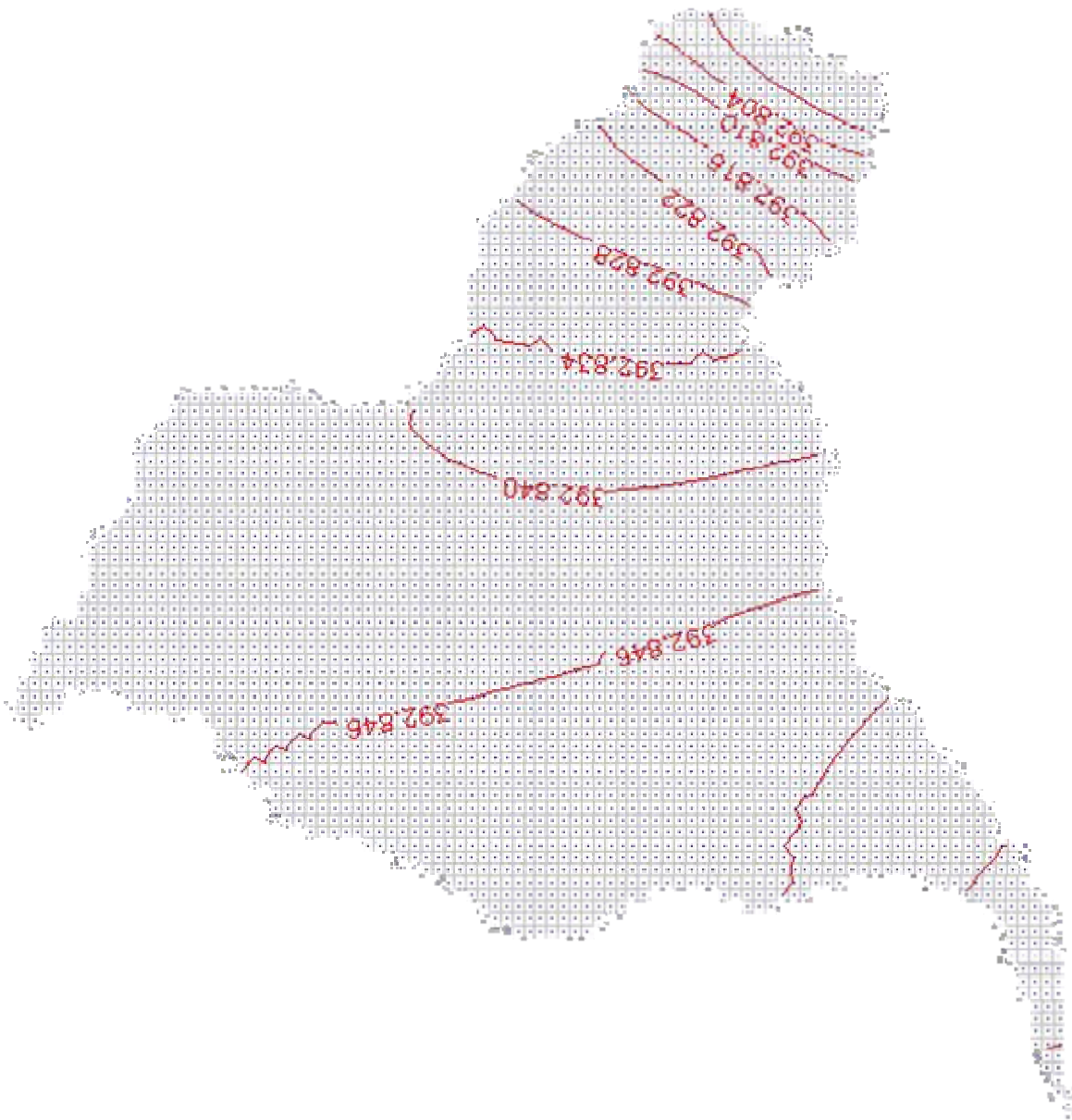


Figura 5.16 - Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,06 em 0,06 metros, para o período seco e estado permanente. ↓ Vetor de Fluxo.

5.3 Simulação do estado transiente para o período chuvoso

Para a simulação do estado transiente é necessário entrar com mais dois parâmetros no PMWIN: o armazenamento específico e o coeficiente de armazenamento. A simulação foi feita para o período correspondente ao final de 6 meses e alguns dados de entrada estão na tabela 5.7.

Tabela 5.7 - Algumas características para a simulação do estado transiente chuvoso.

Parâmetros	Camada	Valores
Condutividade Hidráulica (K) [m/s]	Camada 1	5×10^{-6}
	Camada 2	1×10^{-5}
	Camada 3	1×10^{-5}
	Camada 4	1×10^{-10}
	Camada 5	4×10^{-6}
Porosidade Efetiva	Camada 1	0,1
	Camada 2	0,1
	Camada 3	0,1
	Camada 4	0,03
	Camada 5	0,02
Armazenamento Específico [1/m]	Camada 1	1×10^{-7}
	Camada 2	1×10^{-7}
	Camada 3	1×10^{-7}
	Camada 4	$1,3 \times 10^{-3}$
	Camada 5	1×10^{-4}
Coeficiente de Armazenamento	Camada 1	2×10^{-4}
	Camada 2	2×10^{-4}
	Camada 3	2×10^{-4}
	Camada 4	1×10^{-2}
	Camada 5	1×10^{-4}
Duração [dias]	*	180
Infiltração Efetiva (recarga) [mm]	*	191

Os resultados das velocidades médias que foram determinadas a partir da matriz de velocidade gerada pelo PMWIN estão na tabela 5.8.

Tabela 5.8 - Velocidades médias das camadas para estado transiente chuvoso.

	Camada 1	Camada 2	Camada 3	Camada 4	Camada 5
Velocidade Média (cm/dia)	2,429	3,70	3,318	$8,78 \times 10^{-5}$	$8,69 \times 10^{-6}$

O desempenho das linhas equipotenciais, de 10 em 10 metros, para a simulação do estado transiente ao final dos 180 dias de simulação está representado na figura 5.17 para a Formação Rio da Batateira. O valor máximo de carga calculada foi de 491,04 metros e a mínima de 328,5 metros.

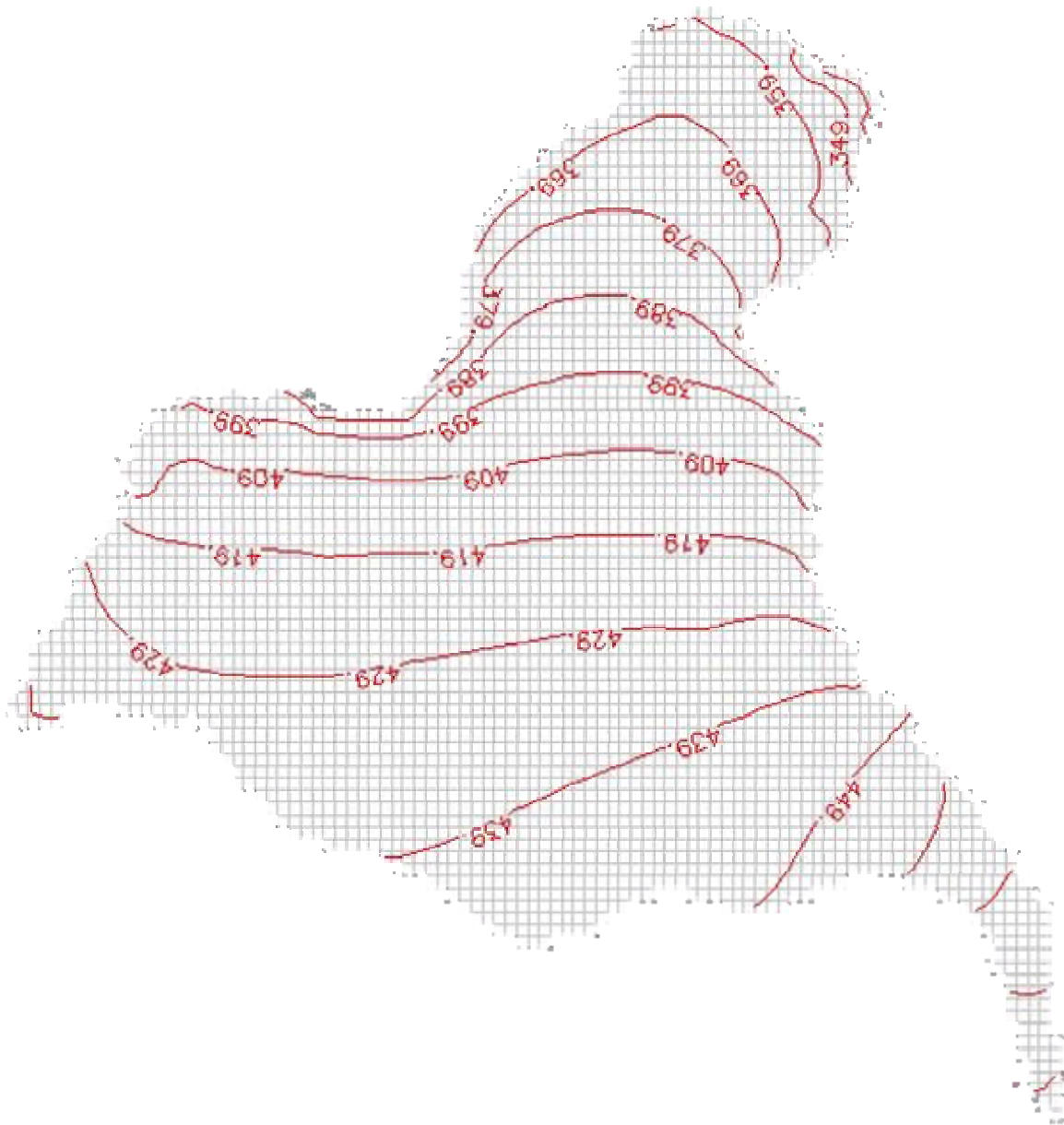


Figura 5.17 – Linhas equipotenciais na camada 1, de 10 em 10 metros na 1ª camada, para o período chuvoso e estado transiente.

Na figura 5.18 estão representados os vetores de fluxos da camada 1. É perceptível que as intensidades dos vetores de fluxo tornam-se maiores próximos ao rio (limites ao Norte, Leste e Oeste do modelo) e também ao redor dos poços de bombeamento (células em vermelho).

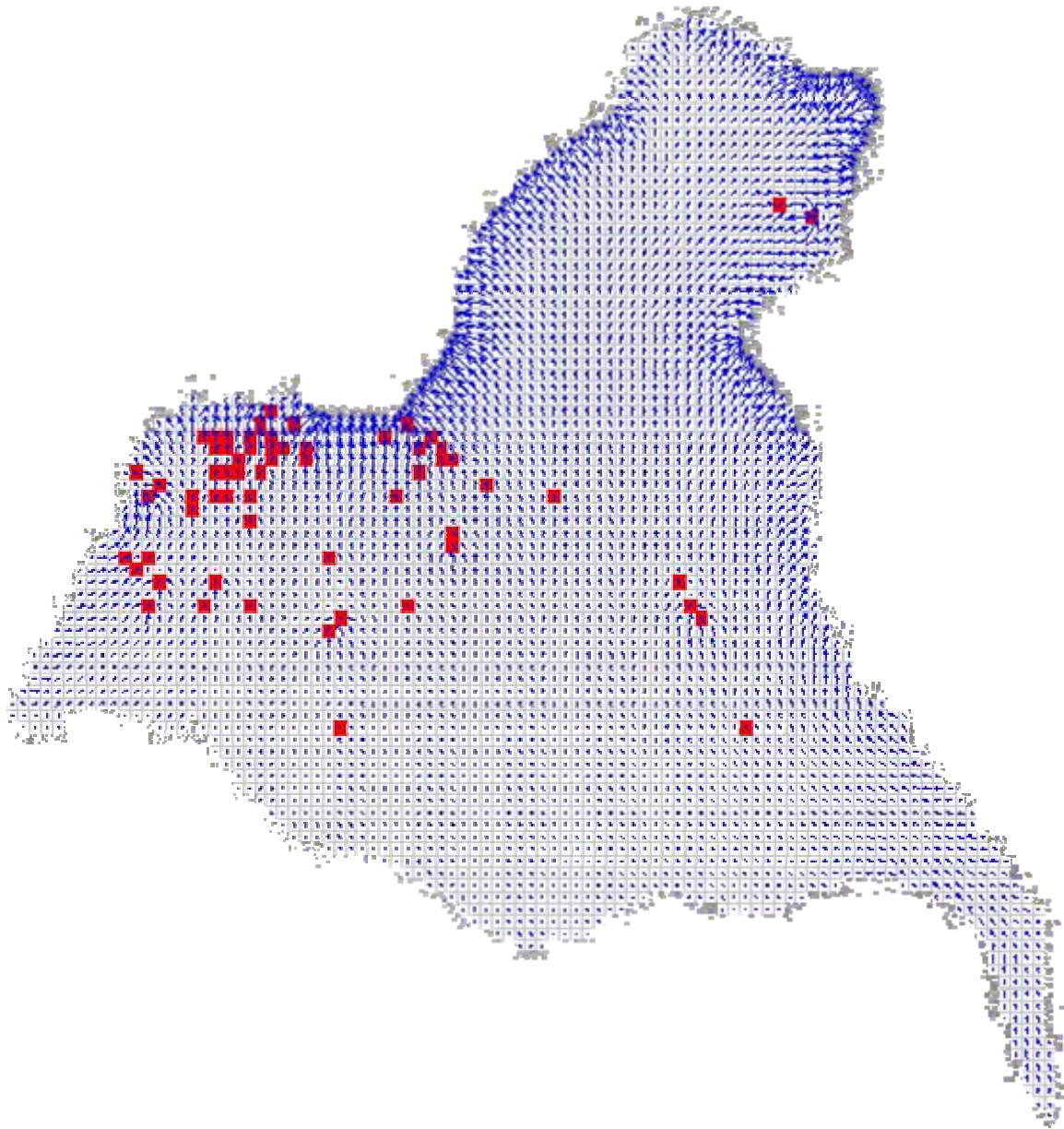


Figura 5.18 – Linhas Vetores de fluxo na camada 1, para o período chuvoso e estado transiente. ↓
Vetor de Fluxo; ■ Poços de bombeamento.

Os poços que possuem maiores vazões solicitaram mais vetores de fluxos do que os poços de menores vazões.

O balanço hídrico realizado pelo pacote *Water Budget* do PMWIN está representado na tabela 5.9 e na figura 5.18.

Tabela 5.9 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação do estado transiente chuvoso.

Parâmetros	Entrada (m ³ /dia)	Saída (m ³ /dia)
Armazenamento	2474,41	29546,14
Poços	4492,80	10550,61
Recarga	99969,00	0,00
Drenança do Rio	6818,26	73660,57
Total	113754,47	113757,32
Diferença		-2,85

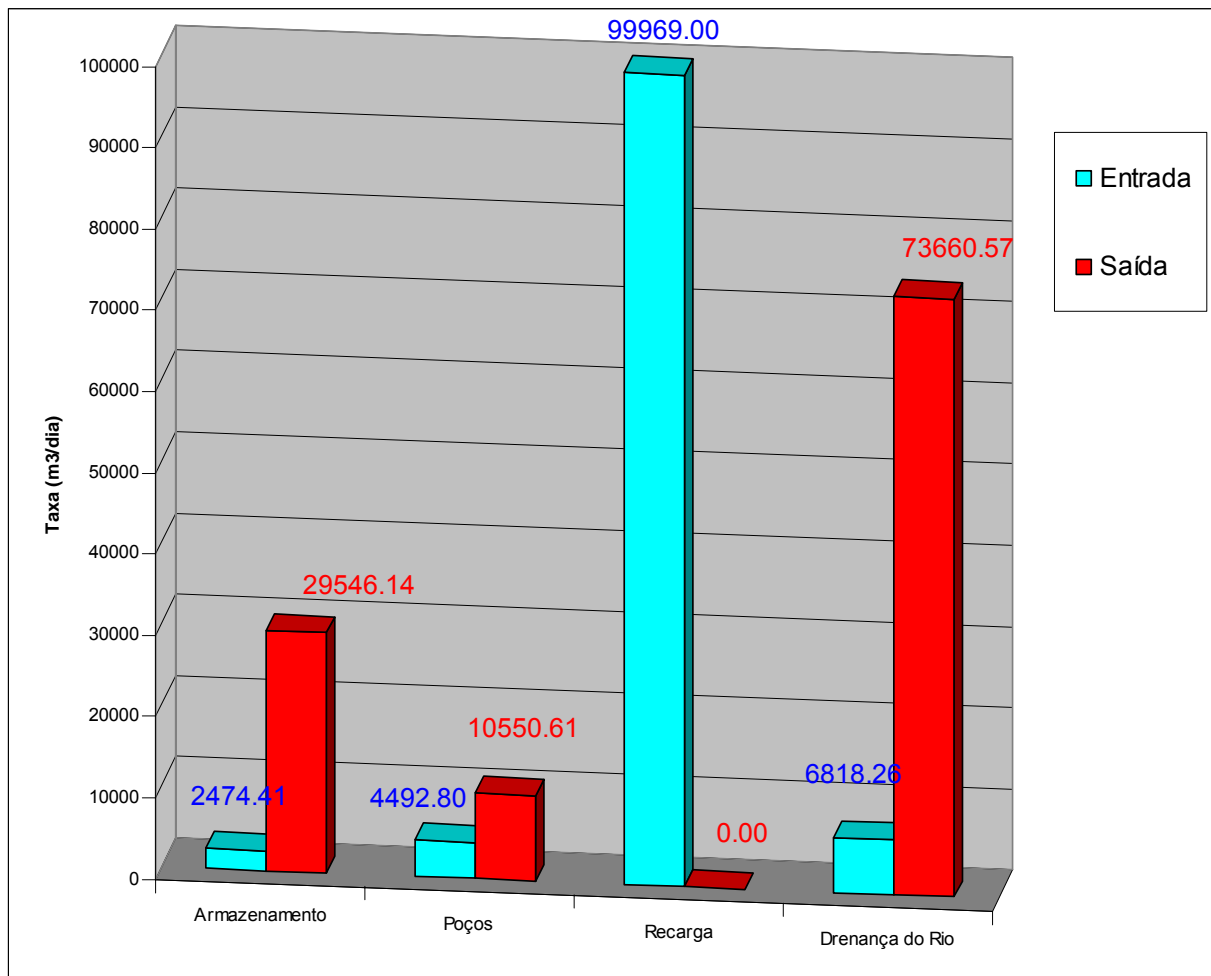


Figura 5.19 – Balanço hídrico para o cenário de regime estacionário chuvoso.

As figuras 5.20, 5.21, 5.22 e 5.23 mostram as linhas equipotenciais e os vetores de fluxo no modelo conceitual adotado para esta pesquisa nas Formações Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti para a simulação do estado transiente chuvoso.



Figura 5.20 – Direção do Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período chuvoso e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

Na formação Abaiara, o comportamento das equipotenciais e das linhas de fluxo foi mais suave do que na primeira camada. O valor máximo de carga calculada para essa camada foi de 485,79 metros e a mínima de 343,89 metros. A figura 5.21 mostra a saída gráfica do PMWIN para a camada 3, que representa a Formação Missão Velha.

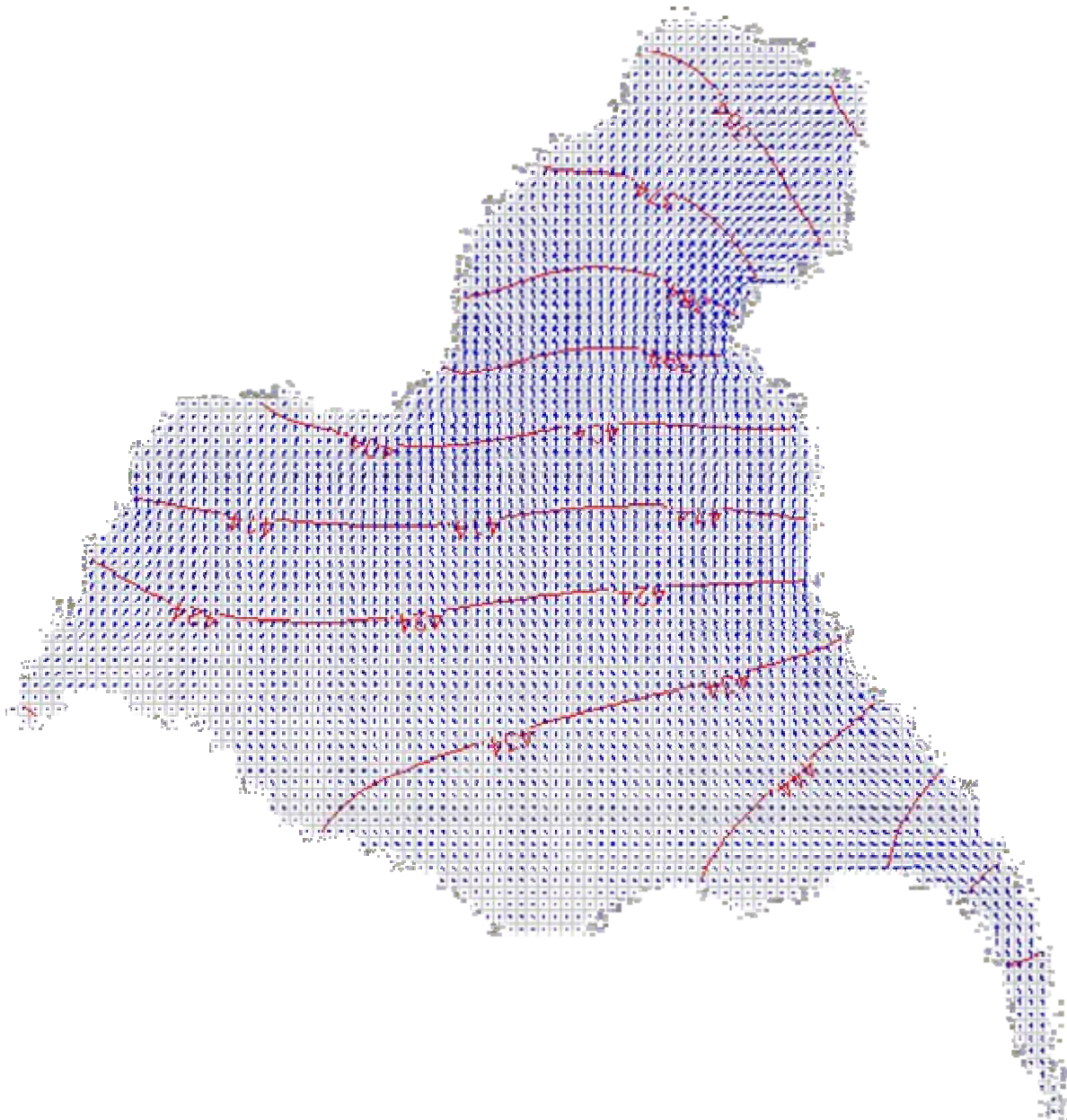


Figura 5.21 – Direção do Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5 em 5 metros, para o período chuvoso e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

É possível observar que houve uma melhor uniformidade tanto das linhas equipotenciais, como dos vetores de fluxo. Isso se deve ao fato da terceira camada se encontrar sem muitas influências do rio e das possíveis perturbações dos poços de bombeamento. O valor máximo de carga calculada para essa camada foi de 483,92 metros e a mínima de 351,96 metros.

A figura 5.22 representa as linhas equipotenciais e vetores de fluxo da camada 4.

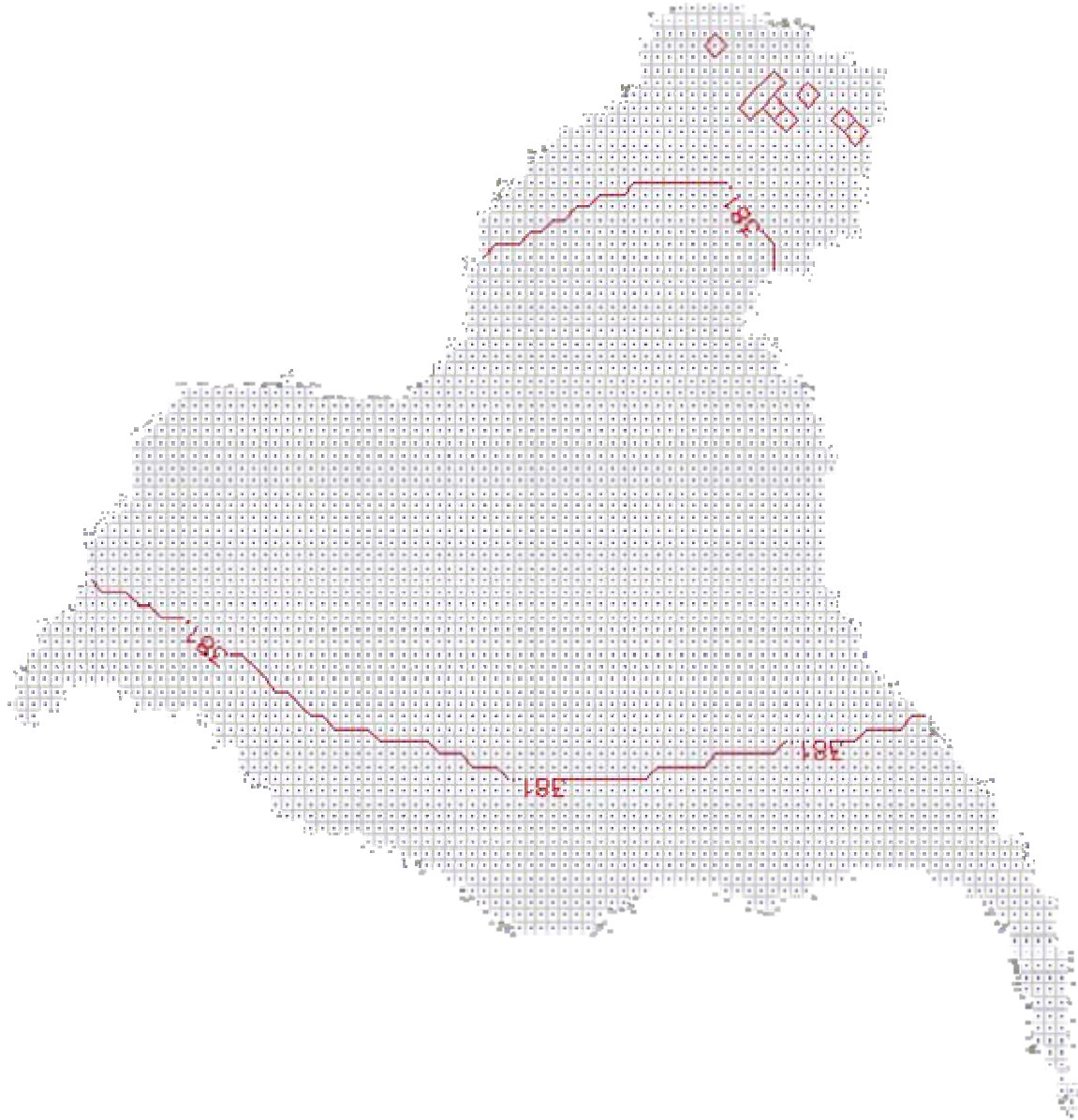


Figura 5.22 – Direção do Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 0,0001 em 0,0001 metros, para o período chuvoso e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

Os valores de carga hidráulica calculada nas camadas 4 e 5 praticamente se mantiveram na ordem dos 381 metros. O comportamento já esperado da Formação Brejo Santo como aquífero, foi justificado pelas linhas equipotenciais e pela baixa velocidade, mas a Formação Mauriti, que é definida como aquífero e parte integrante do Sistema Aquífero Inferior (FERNANDES, 2005) teve um comportamento semelhante ao

da Formação Brejo Santo, nas 3 simulações, no que concerne às equipotenciais, vetores de fluxo e velocidade média. Isso pode ser explicado pelo fato de que a maioria dos parâmetros hidrodinâmicos da 4ª camada, encontrados na literatura, sejam valores da mesma ordem de grandeza dos da 5ª camada, com exceção da condutividade hidráulica; além disso, há o “isolamento” da Formação Mauriti, pelo aquífero Brejo Santo com os demais aquíferos.

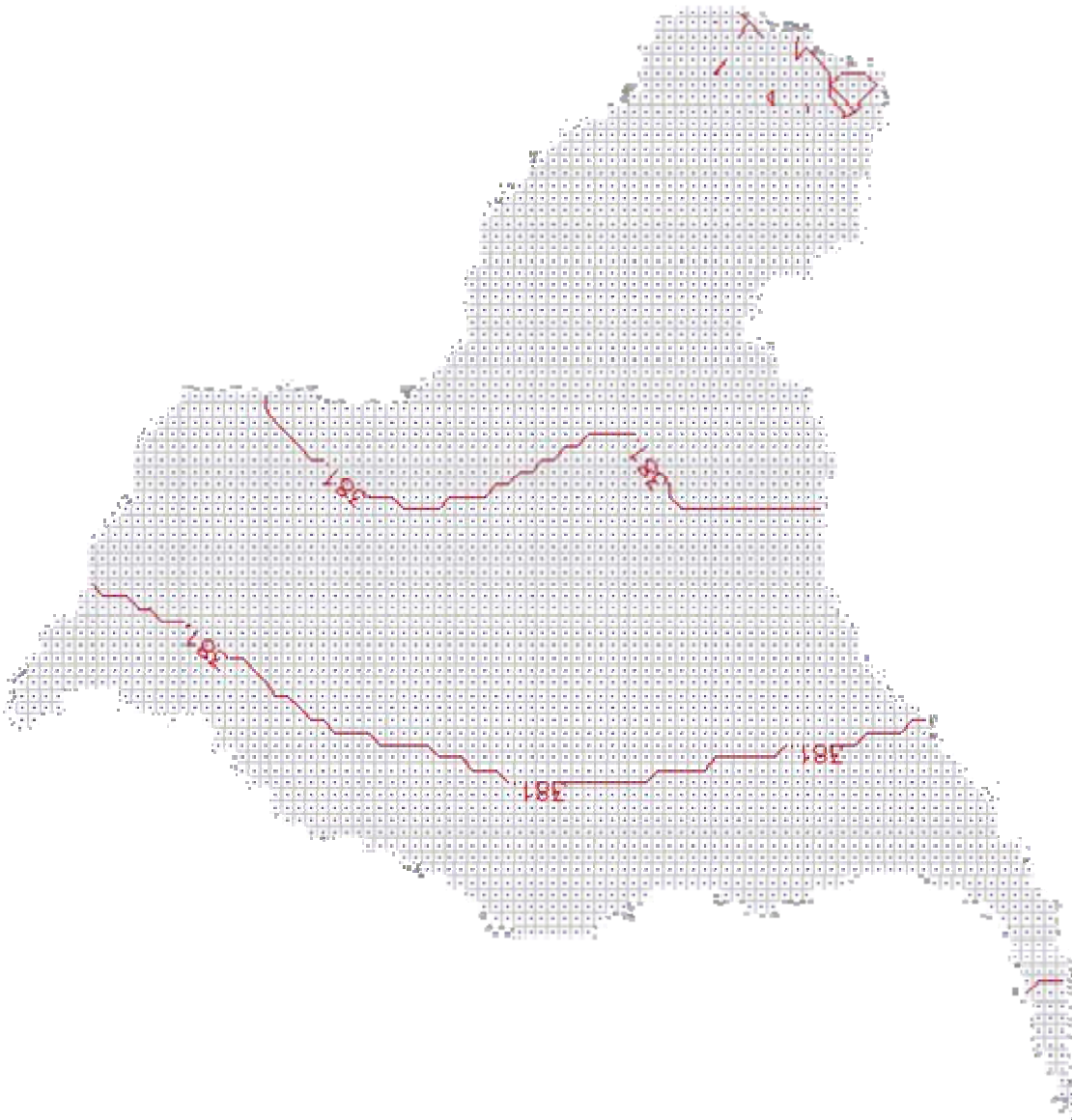


Figura 5.23 - Direção do Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,0001 em 0,0001 metros, para o período chuvoso e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

5.4 Simulação do estado transiente para o período seco

Para a simulação computacional do período seco no estado transiente foram estabelecidos os mesmos dados que para o período chuvoso permanente. A tabela 5.10 sumariza os principais dados de entrada do modelo.

Tabela 5.10 - Algumas características para a simulação no estado transiente seco.

Parâmetros	Camada	Valores
Condutividade Hidráulica (K) [m/s]	Camada 1	5×10^{-6}
	Camada 2	1×10^{-5}
	Camada 3	1×10^{-5}
	Camada 4	1×10^{-10}
	Camada 5	4×10^{-6}
Porosidade Efetiva	Camada 1	0,1
	Camada 2	0,1
	Camada 3	0,1
	Camada 4	0,03
	Camada 5	0,02
Armazenamento Específico [1/m]	Camada 1	1×10^{-7}
	Camada 2	1×10^{-7}
	Camada 3	1×10^{-7}
	Camada 4	$1,3 \times 10^{-3}$
	Camada 5	1×10^{-4}
Coeficiente de Armazenamento	Camada 1	2×10^{-4}
	Camada 2	2×10^{-4}
	Camada 3	2×10^{-4}
	Camada 4	1×10^{-2}
	Camada 5	1×10^{-4}
Duração [dias]	*	180
Infiltração Efetiva (recarga) [mm]	*	0

A tabela 11 mostra o resultado das velocidades médias calculadas para as células do modelo nessa simulação.

Tabela 5.11 - Velocidades médias das camadas para estado transiente seco.

	Camada 1	Camada 2	Camada 3	Camada 4	Camada 5
Velocidade Média (cm/dia)	1,406	2,139	1,948	$3,71 \times 10^{-5}$	$1,13 \times 10^5$

Para a primeira camada no estado transiente seco o modelo gerou a figura 5.24 que apresenta as linhas equipotenciais, de 10 em 10 metros, ao final dos 180 dias de simulação.

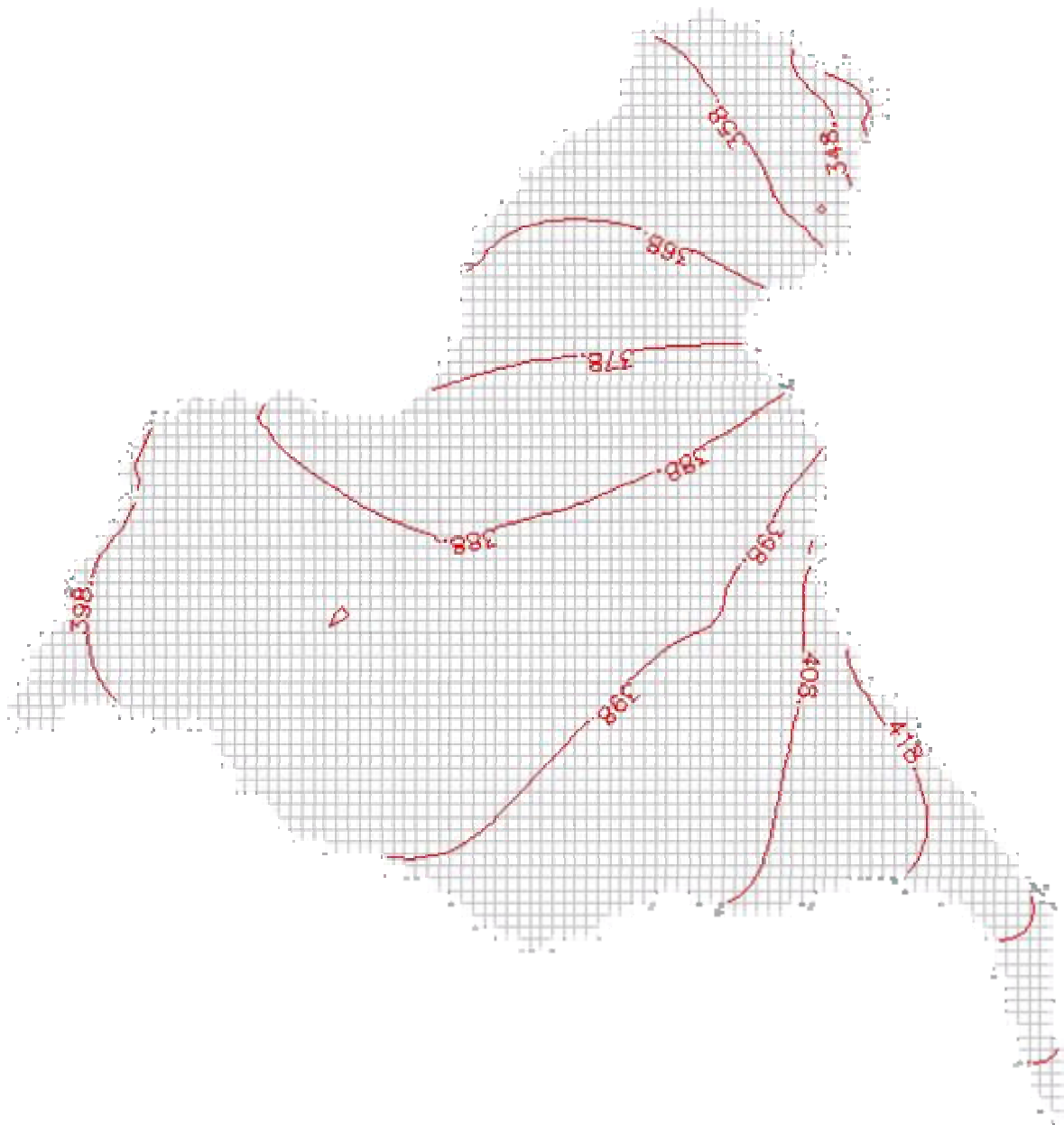


Figura 5.24 - Fluxo na camada 1 de 10 em 10 metros, para o período seco e estado transiente.

O valor máximo de carga hidráulica calculada foi de 443,96 metros e a mínima de 328,39 metros. Os vetores de fluxo gerados pelo PMWIN estão representados na figura 5.25.

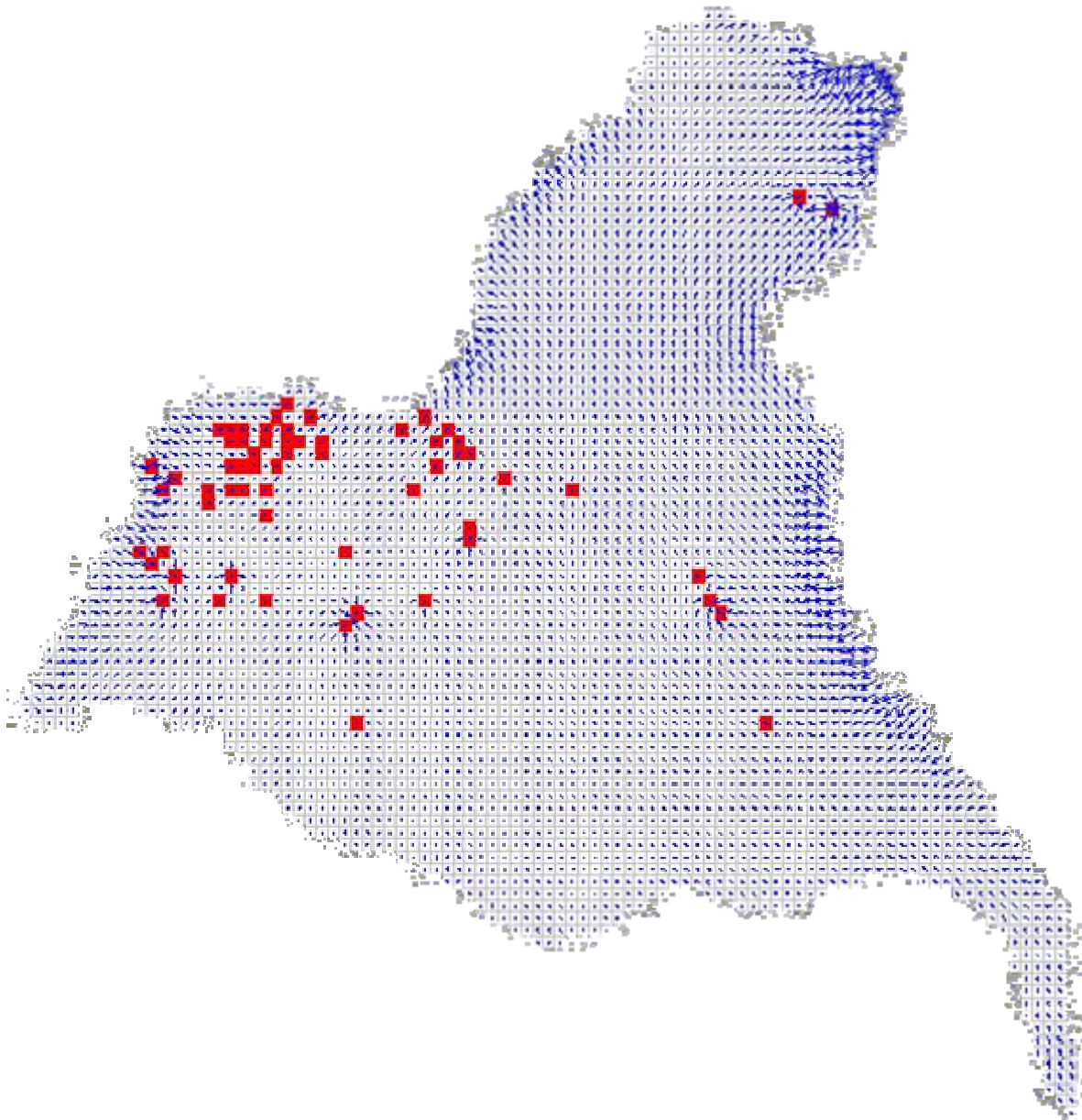


Figura 5.25 - Vetores de fluxo na camada 1, para o período seco e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo; ■ Poços de bombeamento.

O comportamento das equipotenciais e dos vetores de fluxo no período seco no estado transiente mostrado nas figuras 5.24 e 5.25, respectivamente, se assemelham na configuração ao do período chuvoso do estado transiente, diferenciando-se na diminuição do nível potenciométrico e na redução da intensidade dos vetores de fluxo, uma vez que as condições de contorno e de bombeamento são as mesmas para os dois períodos, mas caracterizadas diferentes apenas na recarga (infiltração efetiva).

A tabela 5.12 e a figura 5.26 mostram o balanço hídrico realizado pelo PMWIN para essa simulação.

Tabela 5.12 - Balanço Hídrico feito pelo PMWIN para simulação no estado transiente chuvoso.

Parâmetros	Entrada (m ³ /dia)	Saída (m ³ /dia)
Armazenamento	5031,17	2991,62
Poços	4492,80	10550,61
Recarga	0,00	0,00
Drenança do Rio	21876,12	17860,89
Total	31400,09	31403,12
Diferença		-3,02

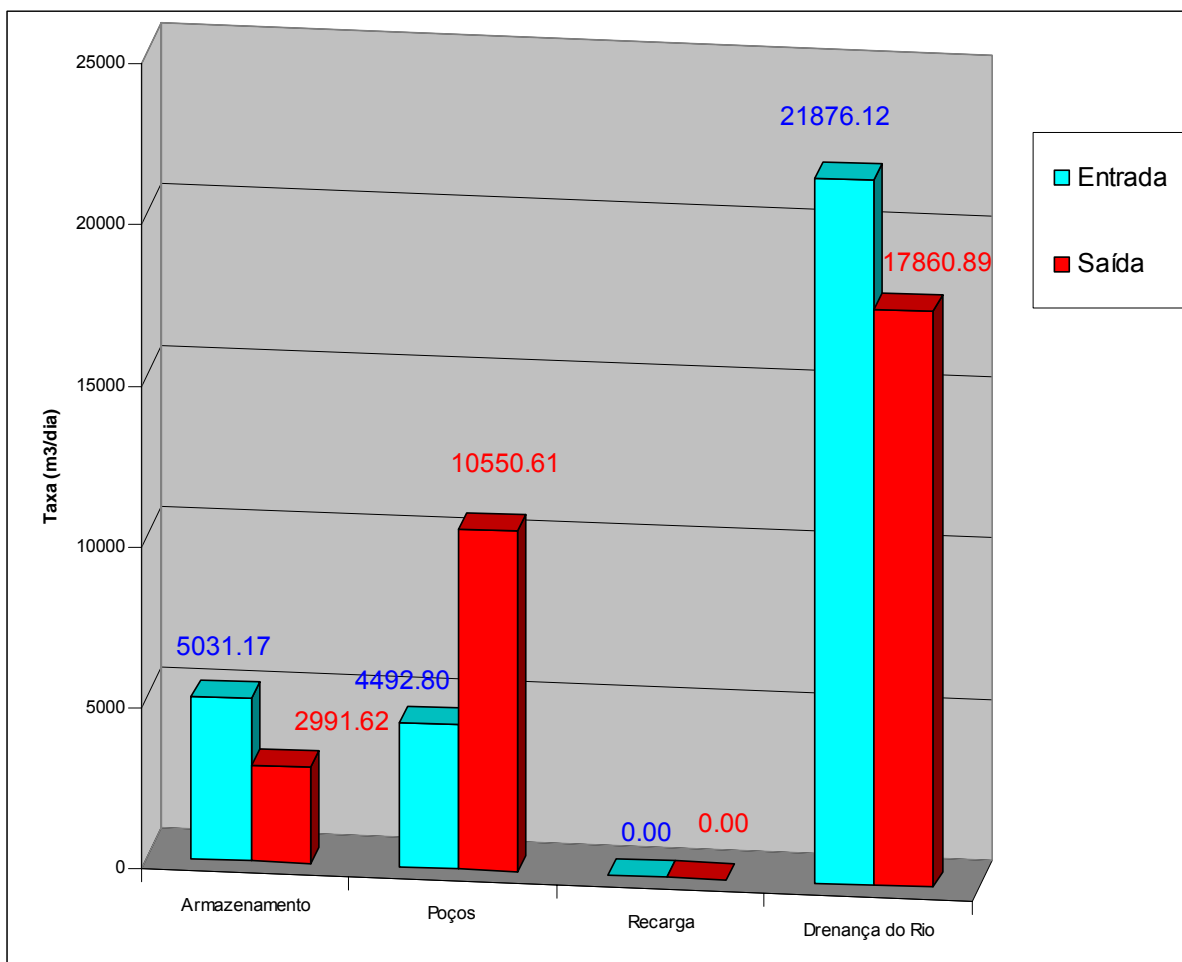


Figura 5.26 - Balanço hídrico para o cenário de regime transiente seco.

As figuras abaixo mostram as linhas equipotenciais e dos vetores de fluxo no modelo conceitual adotado para esta pesquisa nas formações Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti para a simulação do estado transiente seco.

A figura 5.27 mostra a camada 2 que representa a Formação Abaiara para esta simulação. O nível potenciométrico calculado nas células variou de 439,10 a 341,17 metros.

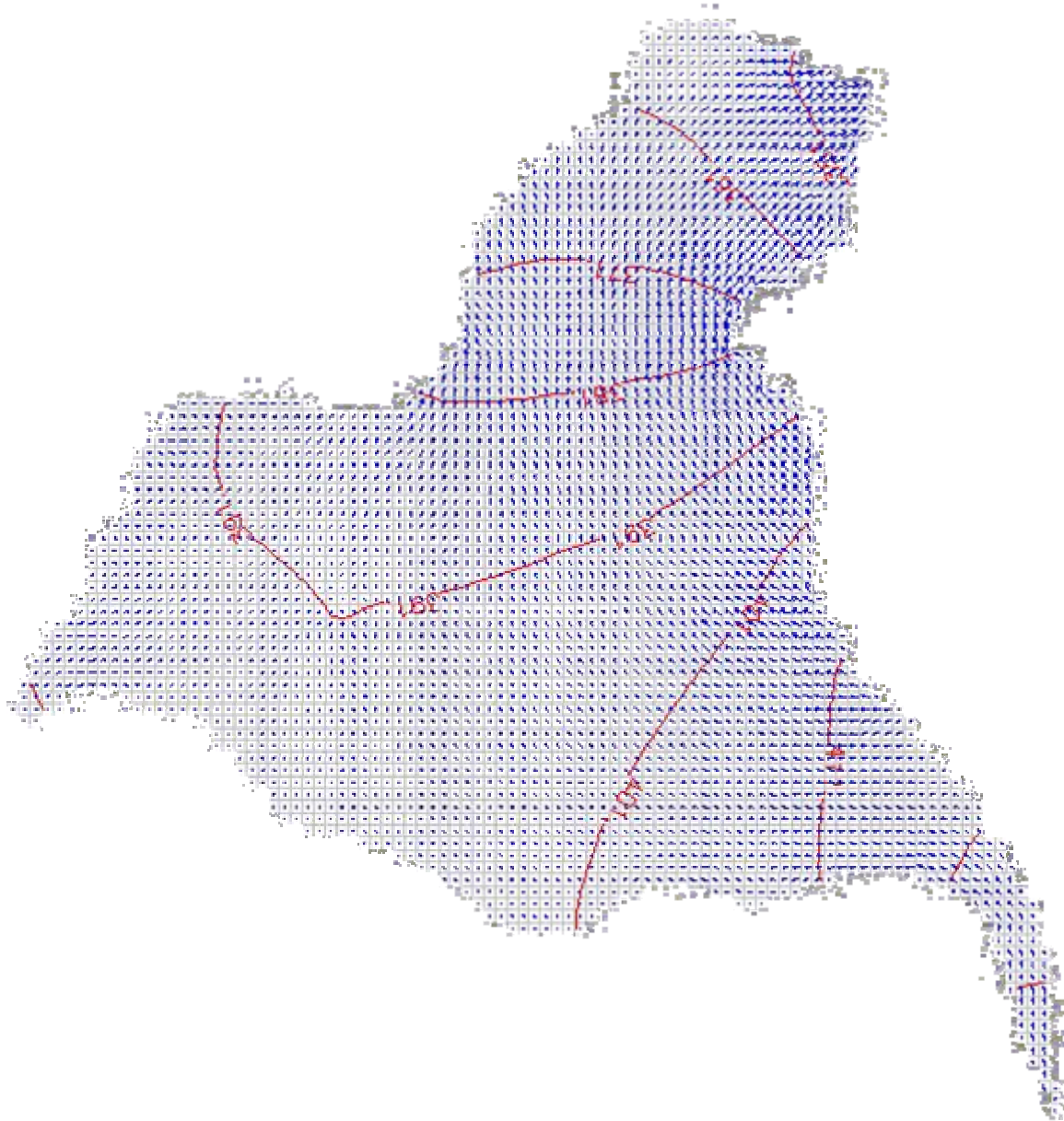


Figura 5.27 - Direção do Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10 em 10 metros, para o período seco e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

A figura 5.28 mostra as equipotenciais e os vetores de fluxo para a Formação Missão Velha pertencente ao Sistema Aquífero Médio e definido como aquífero.

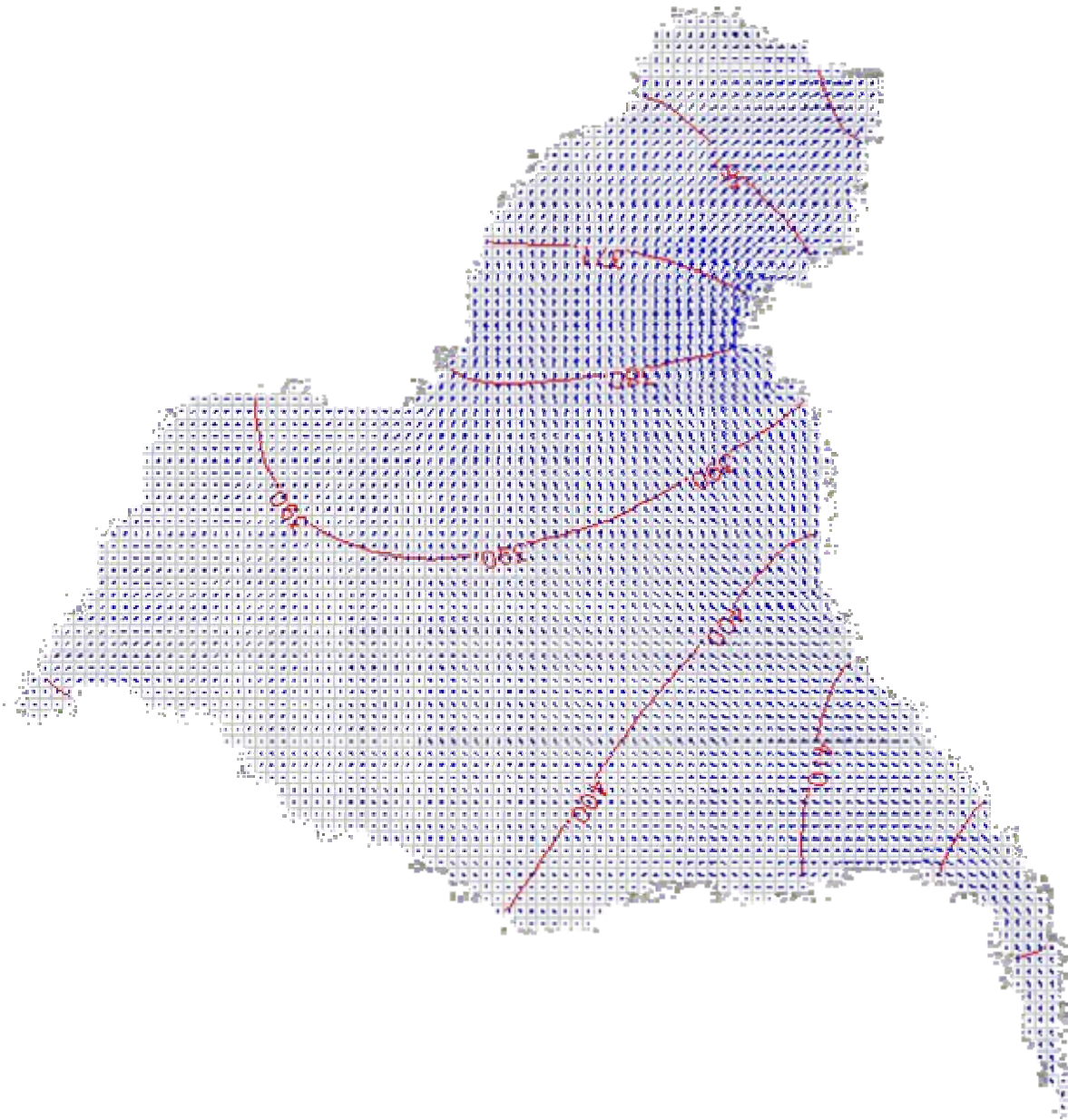


Figura 5.28 - Direção do Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5 em 5 metros, para o período seco e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

O valor máximo de carga calculada para essa camada foi de 437,42 metros e a mínima de 347,89 metros.

A formação Brejo Santo (Figura 5.29) mostrou, como nas outras simulações, nenhuma variabilidade das equipotenciais e dos vetores do fluxo. A camada 4 apresentou um comportamento esperado, pois como aquífero tem condições de armazenar água, mas sem condições de movimentá-las. A carga máxima e mínima

calculada pelo modelo ficou na casa dos 381 metros, mesmo valor que para a simulação do período chuvoso.

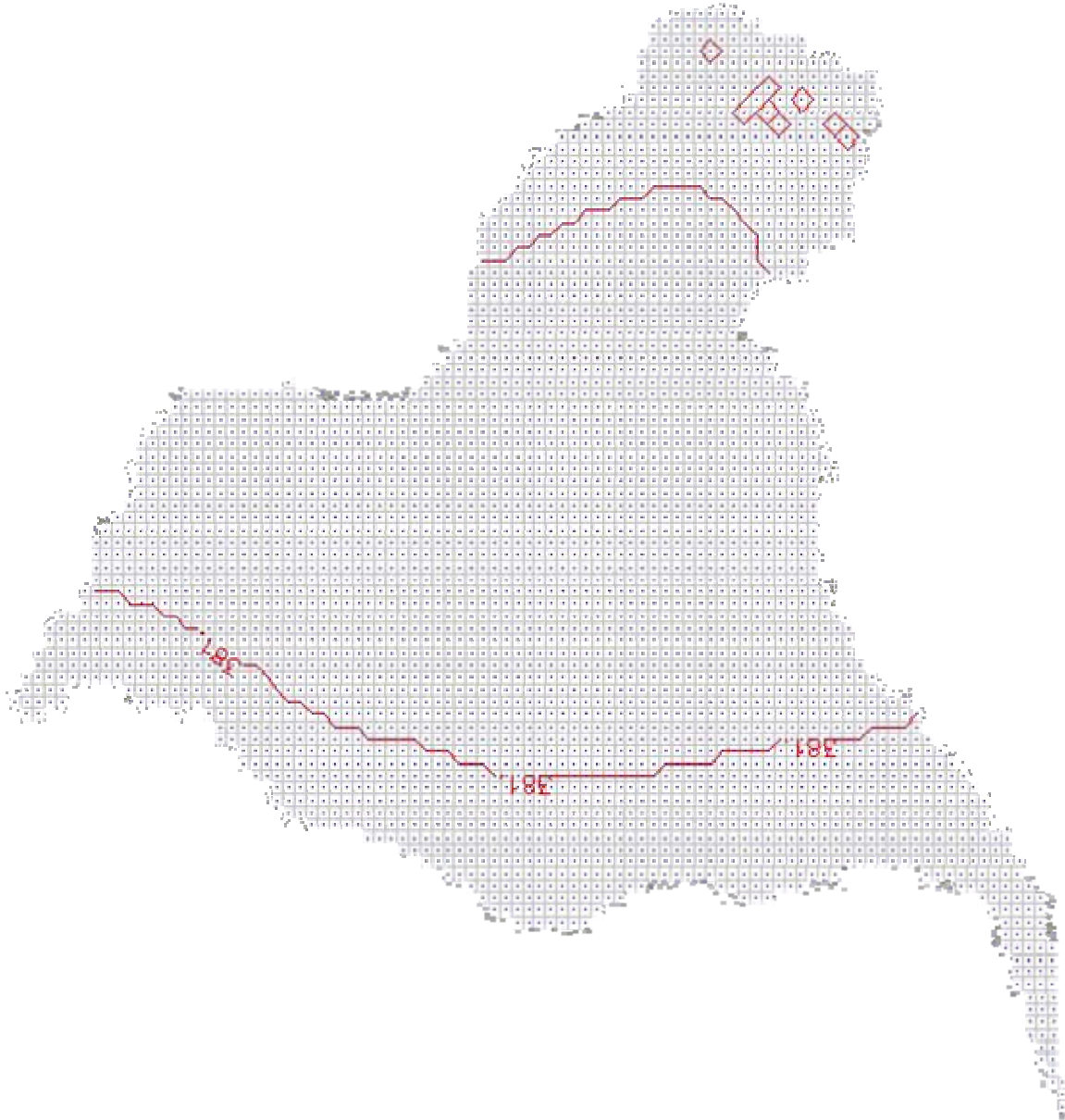


Figura 5.29 - Direção do Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 0,0001 em 0,0001 metros, para o período seco e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

Como já mencionado na simulação do período chuvoso transiente, a camada 5, Formação Mauriti, mostrou um comportamento parecido com o da camada 4 também para o período seco, conforme ilustra a figura 5.30. Um motivo de apresentar essa pouca variabilidade e baixa velocidade, já que essa formação é definida como aquífero e não como aquífero, é de que a camada 5, além de ser um meio fraturado, não

possui uma conexão hidráulica com os rios nem com os aquíferos do Sistema Aquífero Médio, pois se isola desse pela Formação Brejo Santo, e nem tampouco está propensa aos stress produzidos pelo bombeamento da primeira camada.

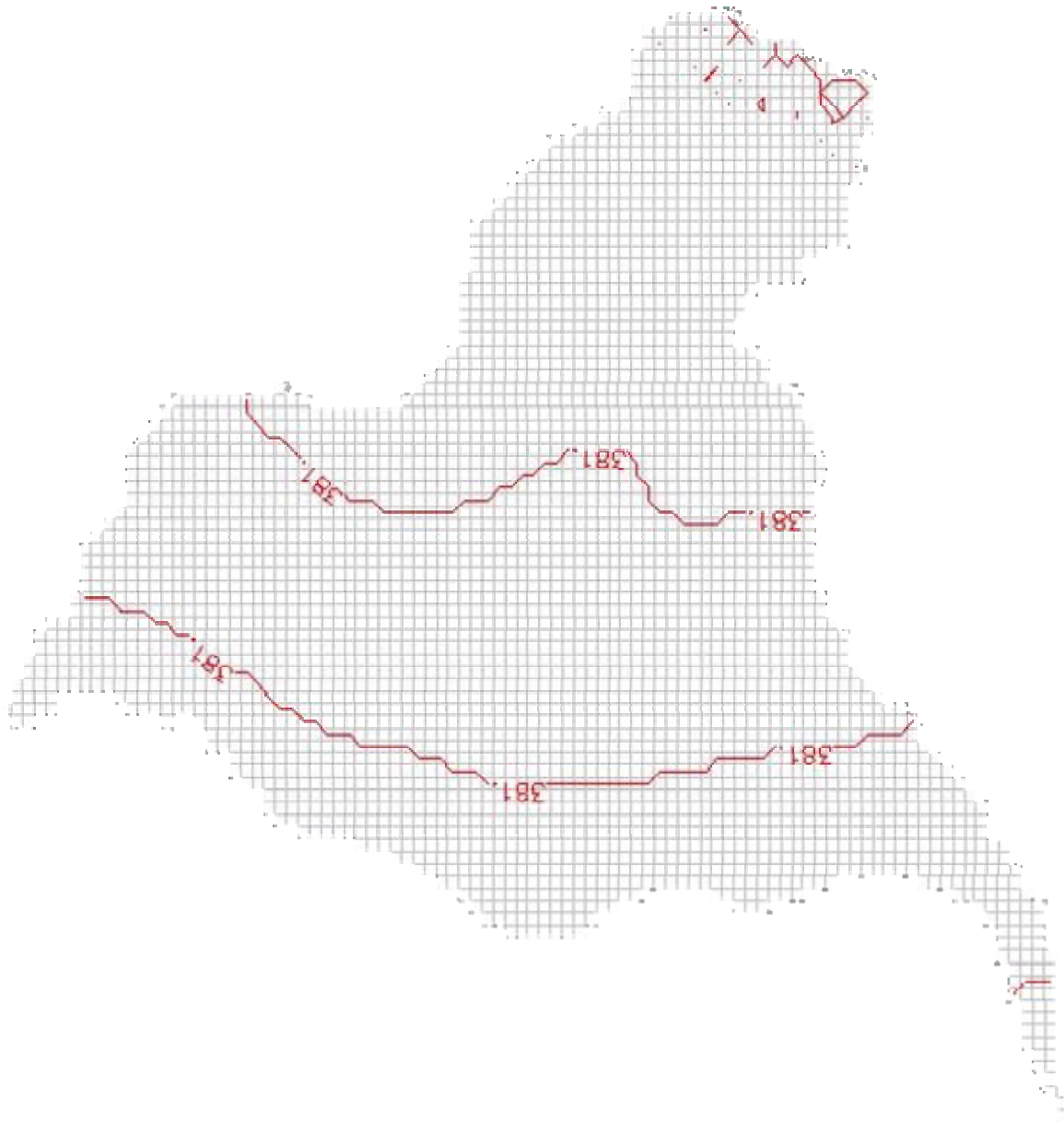


Figura 5.30 - Direção do Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,0001 em 0,0001 metros, para o período seco e estado transiente. ↓ Vetor de Fluxo.

Essas foram as simulações realizadas com o programa PMWIN, os resultados da etapa seguinte foram a tentativa de calibração da condutividade

hidráulica para a área do modelo. No anexo I estão configurados 2 problemas-exemplos que validam a utilização da IMIGHA.

5.5 Calibração da condutividade hidráulica da área de estudo

A partir do mapa potenciométrico observado, gerado com os dados de poços fornecidos pela CPRM, foi realizado o processo de calibração do modelo. Como referido neste trabalho, o procedimento adotado foi o método inverso direto através de uma Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico.

O parâmetro calibrado foi o da condutividade hidráulica para a primeira camada que corresponde à Formação Rio Batateira. A primeira tentativa de calibração foi a partir dos poços cadastrados pela CPRM no ano de 2006, e a segunda tentativa somente com os poços da COGERH cadastrados no ano de 2001. Para ter na área o máximo de dados de carga hidráulica medida poderia utilizar-se todos os dados disponíveis, mas pela diferença das épocas de medição certamente não produziria uma calibração condizente com as características do nível potenciométrico observado.

5.5.1 Calibração com dados da CPRM

A figura 5.31 mostra a distribuição dos poços na região de estudo. A partir da carga conhecida desses poços, foi gerado o mapa de carga hidráulica observada (Figura 5.32) para toda a área do modelo, sendo esse arquivo de saída o primeiro necessário para a calibração. Como as medições pela CPRM foram realizadas na maioria no período chuvoso do estado do Ceará (dezembro de 2005 a julho de 2006) foi então considerada, para a calibração da condutividade, a modelagem do estado permanente chuvoso.

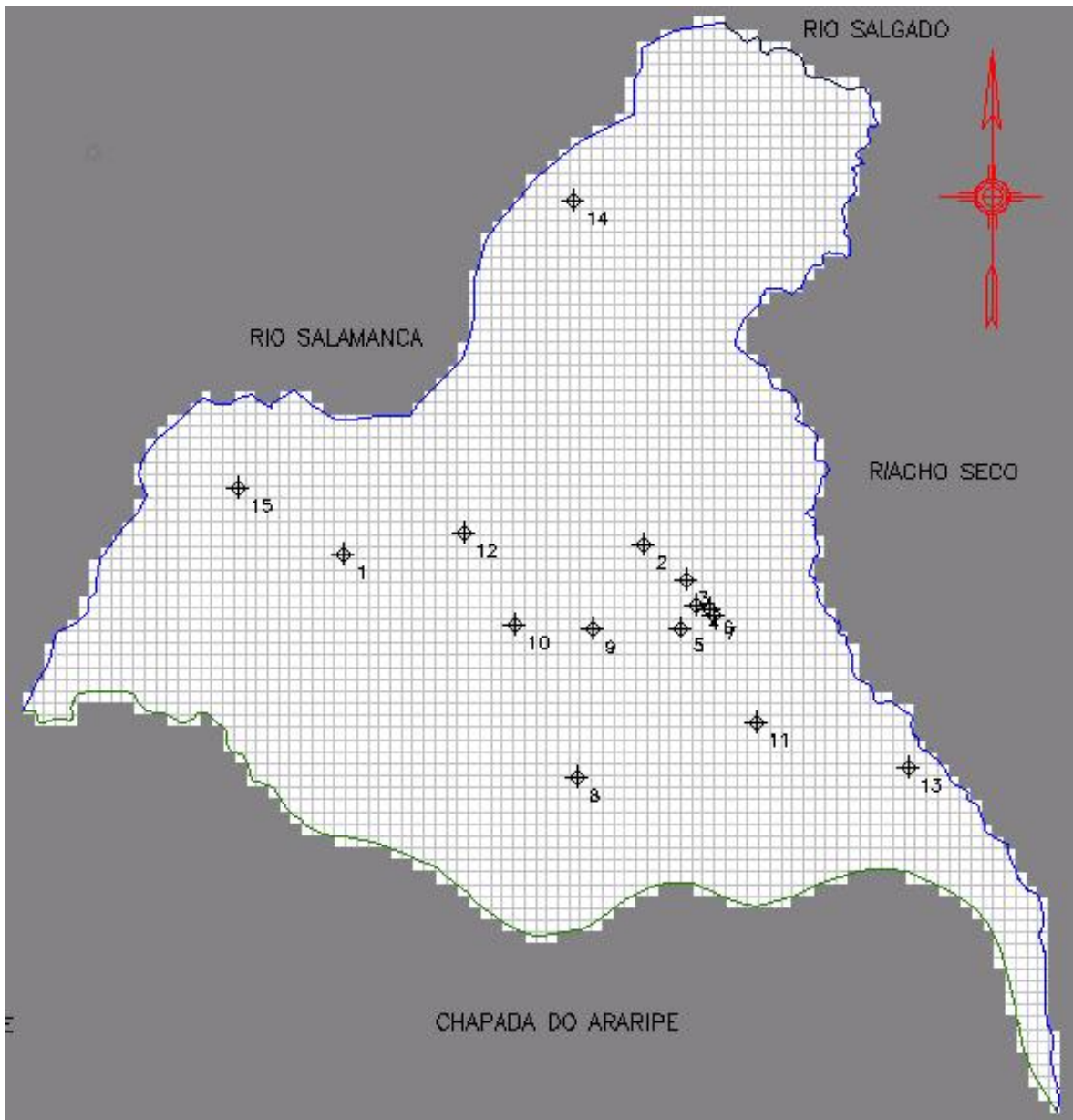


Figura 5.31 - Distribuição dos poços medidos pela CPRM.

A partir dos dados observados de nível estático foi gerado o mapa potenciométrico. Pela figura 5.32 é possível perceber o comportamento das equipotenciais de fluxo hídrico, nota-se que algumas “ilhas” de equipotenciais se formam ao redor dos poços de nível estático, o que pode vir a dificultar o procedimento de calibração. A formação destas “ilhas” de equipotenciais são devido à pouca quantidade de dados conhecidos de cargas observadas.

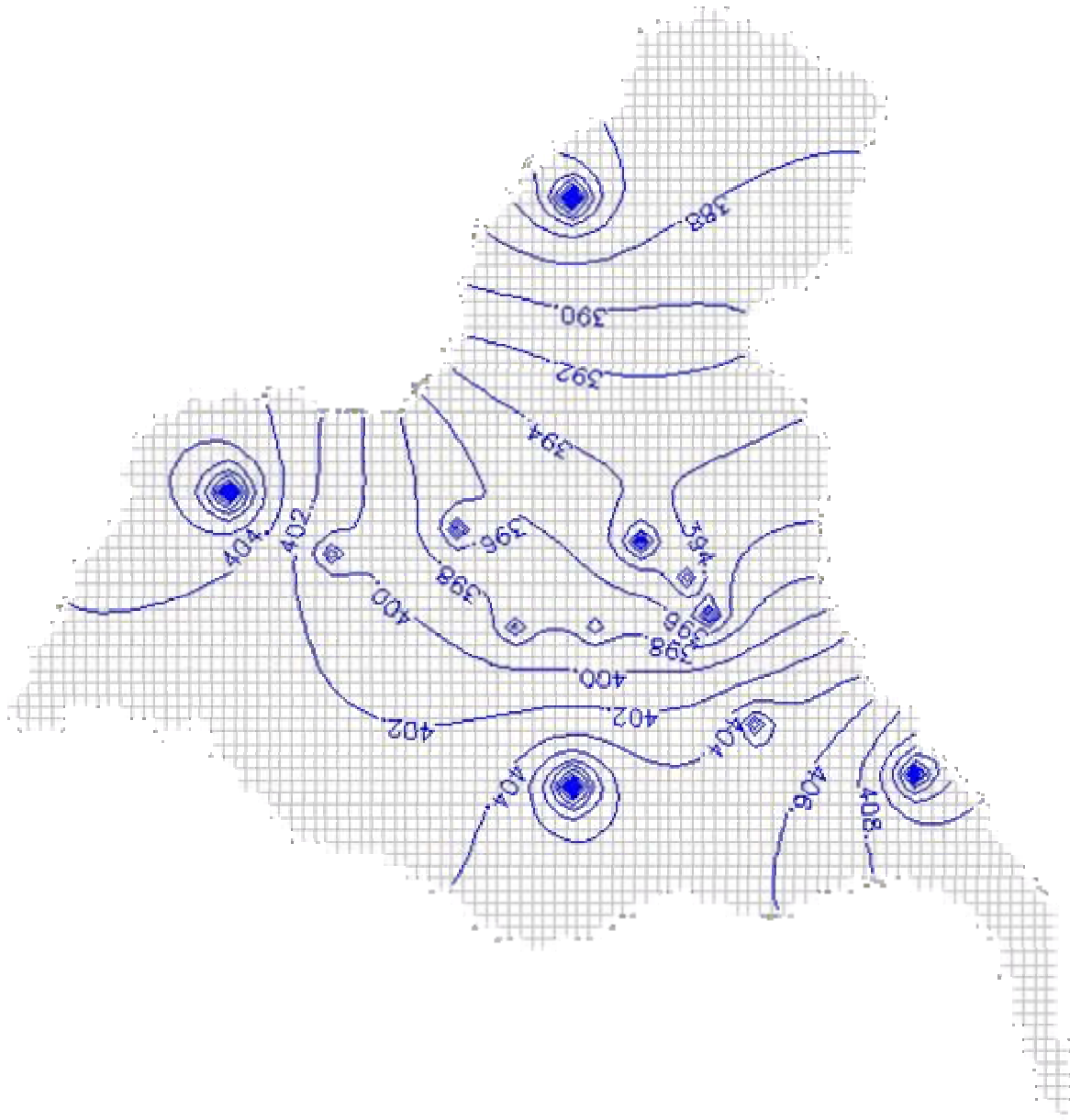


Figura 5.32 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros para a região de estudo.

Depois de gerar a carga hidráulica observada, foi gerada a carga calculada pelo PMWIN. A figura 5.33 mostra as linhas em azul para as cargas observadas e as linhas vermelhas para as cargas calculadas, este resultado ainda não entrou no processo iterativo para a calibração, uma vez que foi calculado para o valor inicial da condutividade de 0,000005 m/s encontrado na literatura para a Formação Rio Batateira.

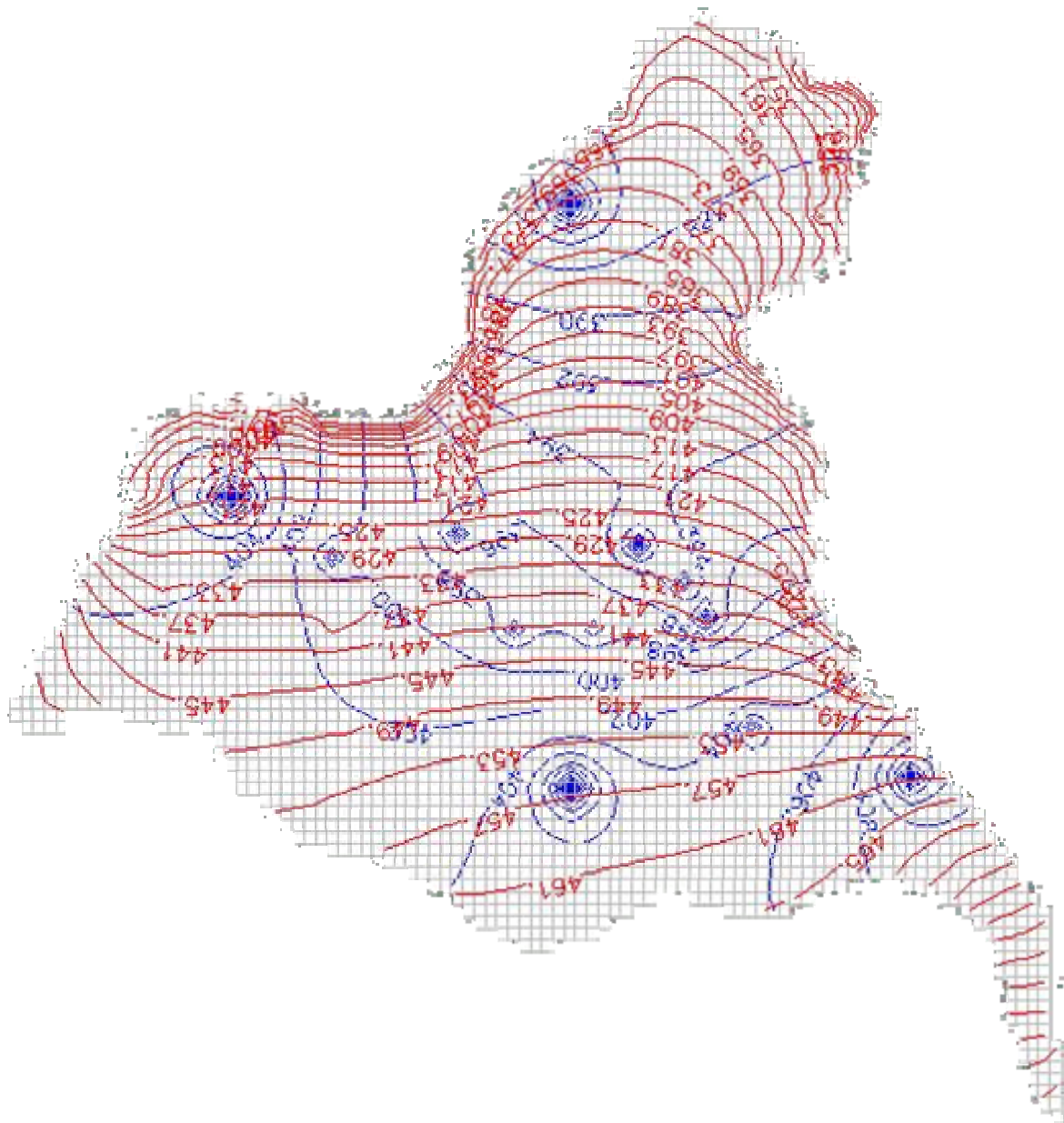


Figura 5.33 - Linha potenciométricas observadas em azul (2 em 2 metros) e calculadas em vermelho (4 em 4 metros).

A seguir, iniciou-se o processo de calibração. Os 3 arquivos (carga observada, carga calculada e condutividade) foram carregados à IMIGHA. O arquivo de saída é uma nova condutividade que foi carregado, no PMWIN para gerar a nova carga calculada, necessária para a próxima iteração. A figura abaixo mostra a condutividade da primeira iteração, e o gráfico da figura 5.35 mostra o erro quadrático médio - RMSEH (*root mean square error of head*) de acordo com o número de iterações.

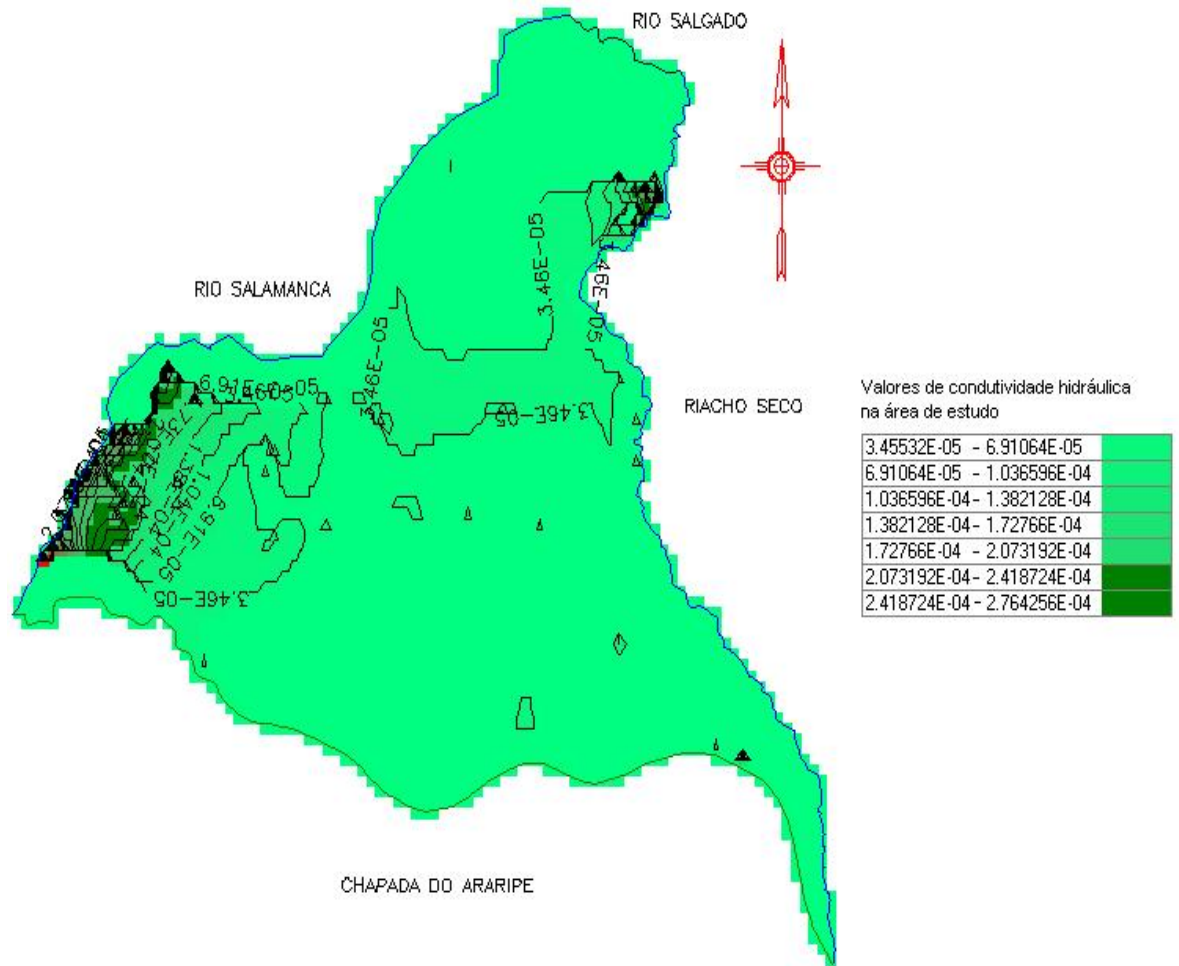


Figura 5.34 - Condutividade hidráulica gerado na iteração 1.

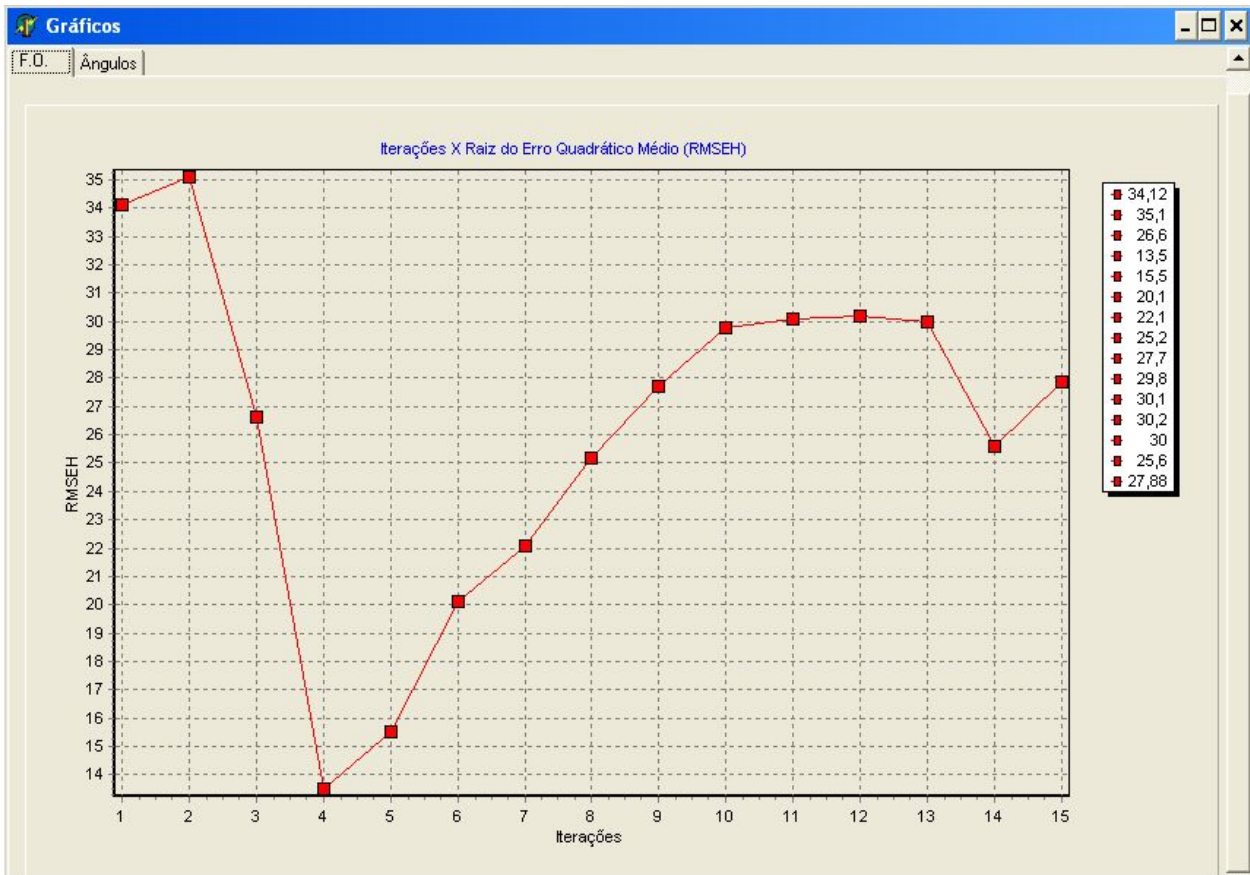


Figura 5.35 - Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da CPRM.

O processo iterativo, conforme o gráfico começou com um valor de erro de 34,12 metros e variou até 27,88 metros na 15ª iteração. O RMSEH mostra como estão variando, na respectiva iteração, as novas cargas calculadas em relação às cargas observadas em campo. Os valores altos do erro quadrático médio apontam para a pequena quantidade e certa irregularidade da distribuição dos poços em relação à área de estudo, o que dificulta a convergência de valores satisfatórios das condutividades hidráulica, a partir do gradiente hidráulico calculado.

Pode-se constatar isso devido à divergência do fluxo, a partir da soma dos ângulos φ (ângulos entre os vetores dos gradientes observados e calculados) como mostra a figura 5.36. Os valores da soma dos ângulos φ variaram da primeira iteração com 64,67 graus, passando a valores de 48,54 graus na sexta iteração, chegando a 66,1 graus na décima quinta iteração.

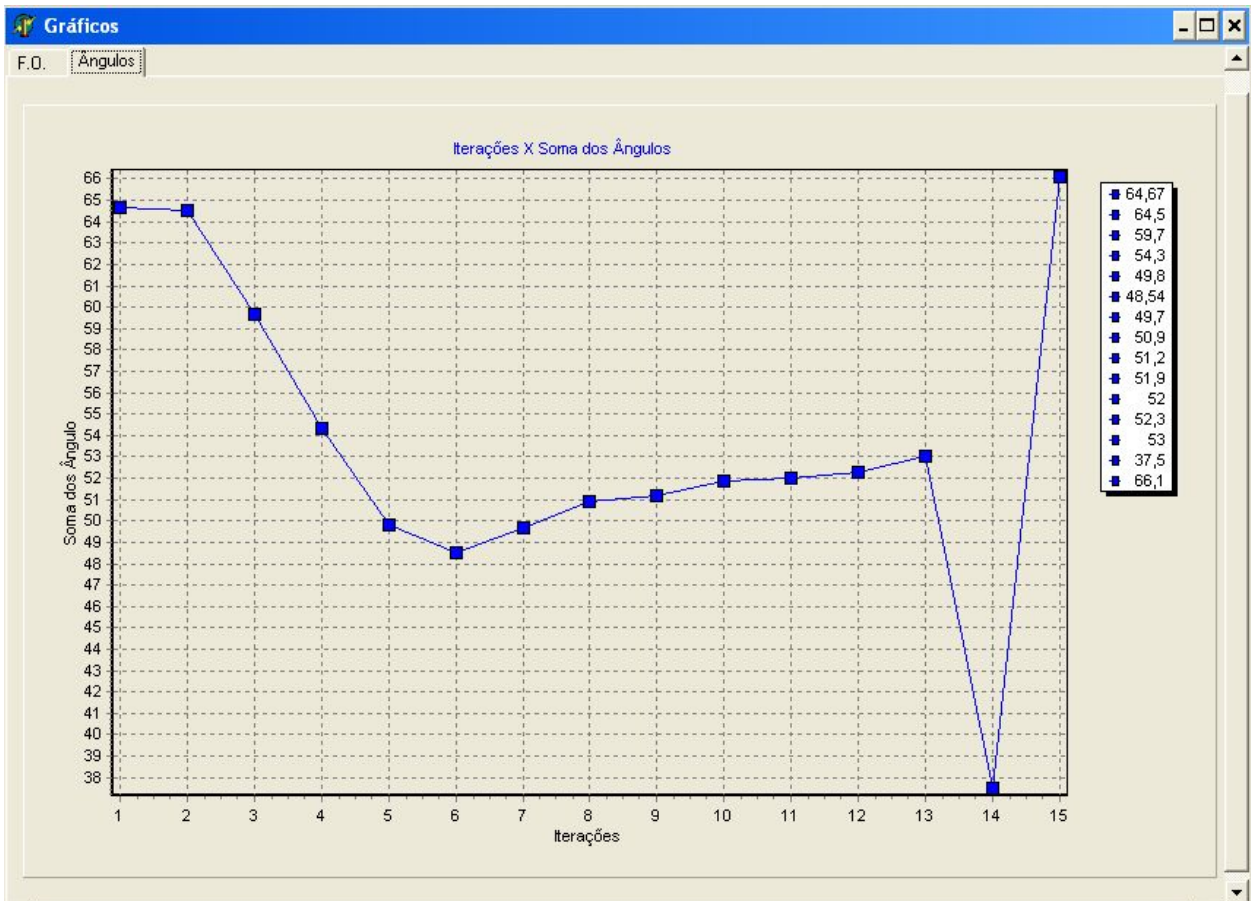


Figura 5.36 - Curva da soma dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da CPRM.

A calibração não produziu resultados satisfatórios pela não aproximação das novas cargas calculadas geradas para as cargas observadas, bem como pela variação irregular do erro quadrático médio (que indica a minimização das diferenças entre as cargas observadas e calculadas) e pelo não ajuste da direção do fluxo que é indicado pelo somatório dos ângulos formados pelos vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados. A figura 5.37 mostra a tendência de algumas linhas equipotenciais se ajustarem (compare a figura 5.37 com a figura 5.33 que retrata a 1ª iteração).

Essa disposição de ajuste entre as cargas calculadas e observadas ocorre devido às novas condutividades hidráulica geradas pela IMIGHA tenderem, em cada ciclo iterativo, a seguir o gradiente das cargas hidráulicas de cada célula, mas com uma área extensa não foi possível realizar a calibração devido ao reduzido número de poços

que possuem nível estático conhecido, o que dificulta um ajuste simultâneo para todas as células do modelo na área em estudo.

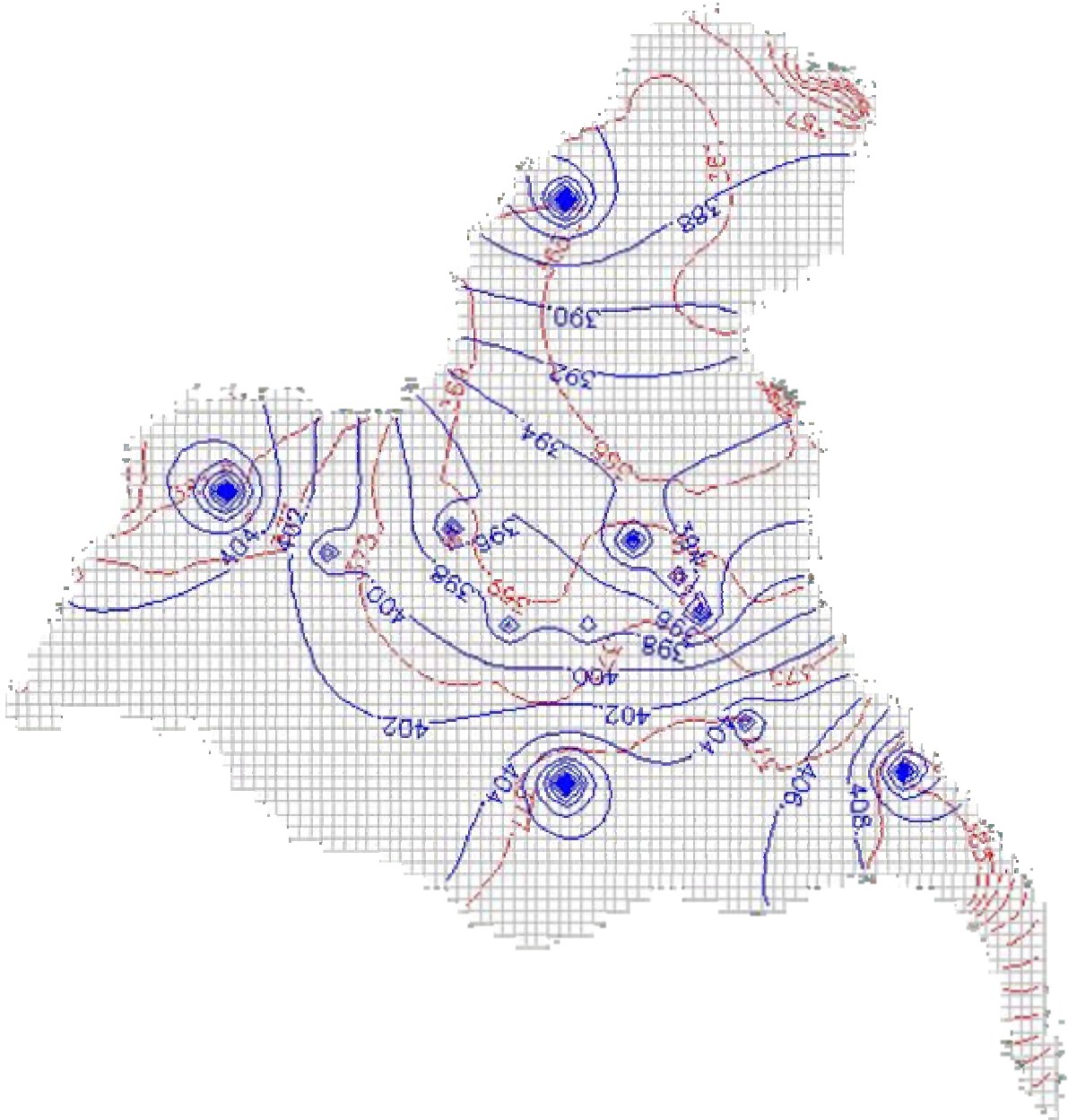


Figura 5.37 - Linha potenciométricas observadas em azul (2 em 2 metros) e calculadas em vermelho (4 em 4 metros) na quarta iteração do IMIGHA.

Apesar de não calibrado, na 4ª iteração obteve-se um erro das diferenças entre as cargas observadas e calculadas de 14,1 metros. O zoneamento dos valores das condutividades hidráulica gerados na 4ª iteração está mostrado na figura 5.38.

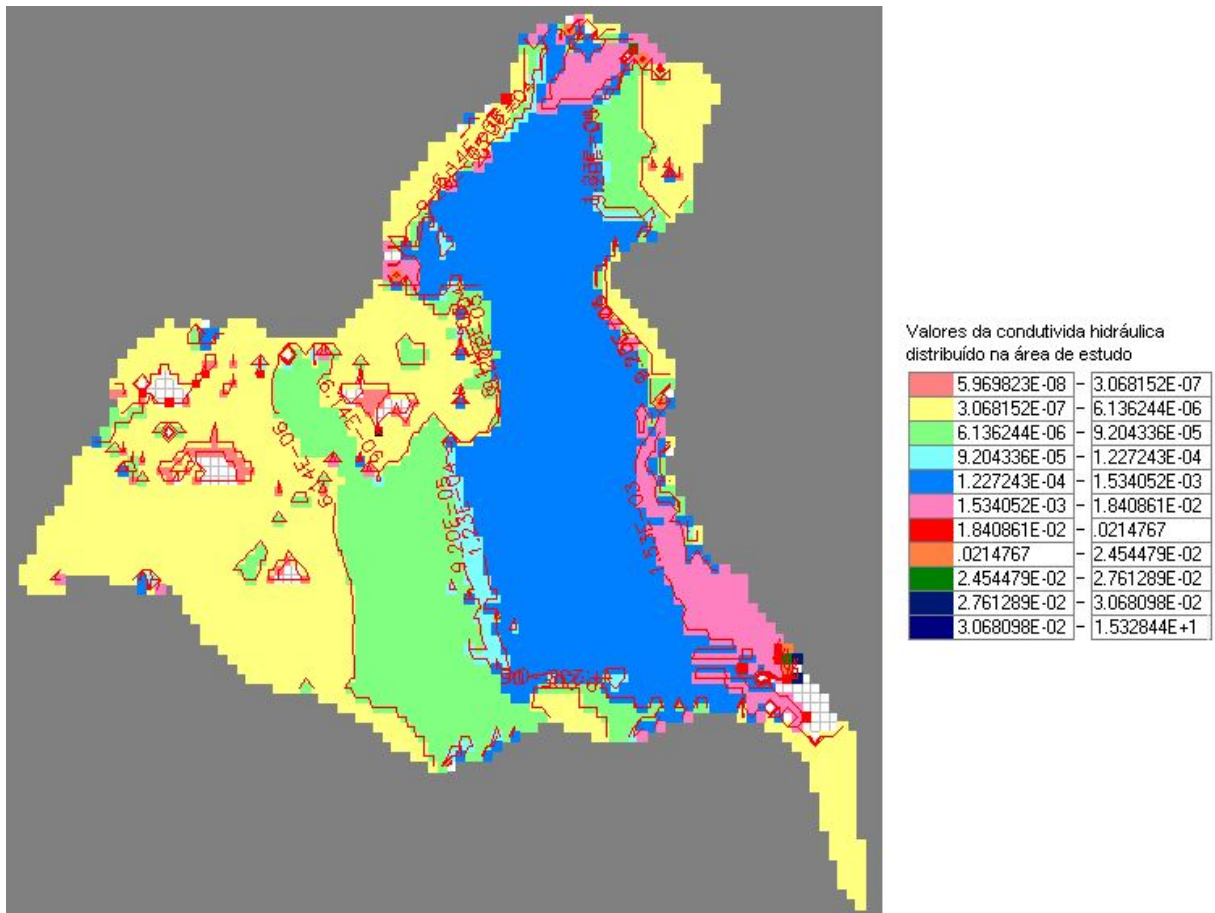


Figura 5.38 - Valores de condutividade hidráulica obtidos através da IMGHA, visualizado no PMWIN.

Uma tentativa de calibração também foi realizada com os dados fornecidos pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Ceará (COGERH).

5.5.2 Calibração com dados da COGERH

A distribuição dos poços na área de estudo está indicada na Figura 5.39.

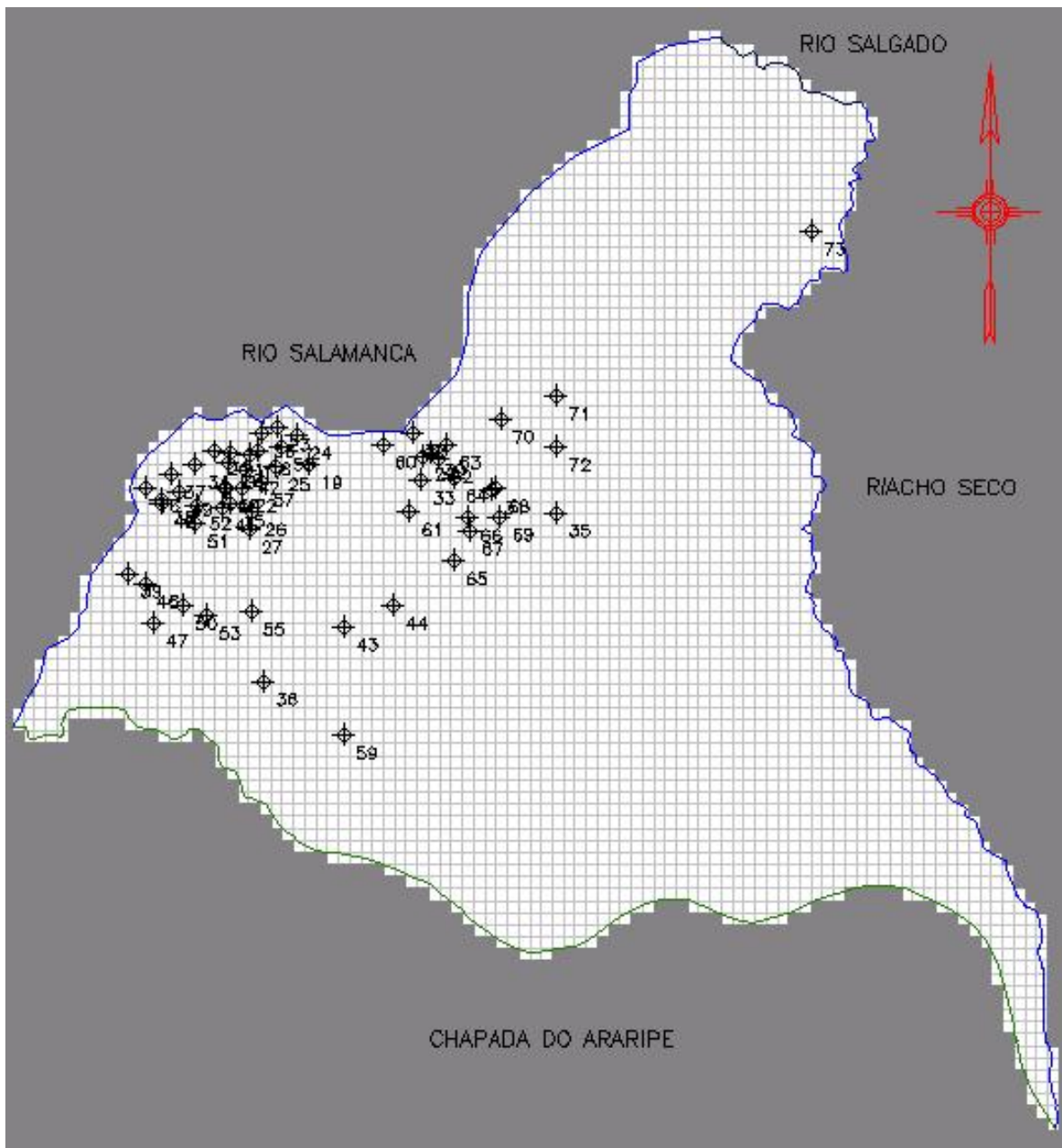


Figura 5.39 - Distribuição dos poços da COGERH na área de estudo.

O comportamento das cargas observadas geradas pelo PMWIN está mostrado na figura 5.40.

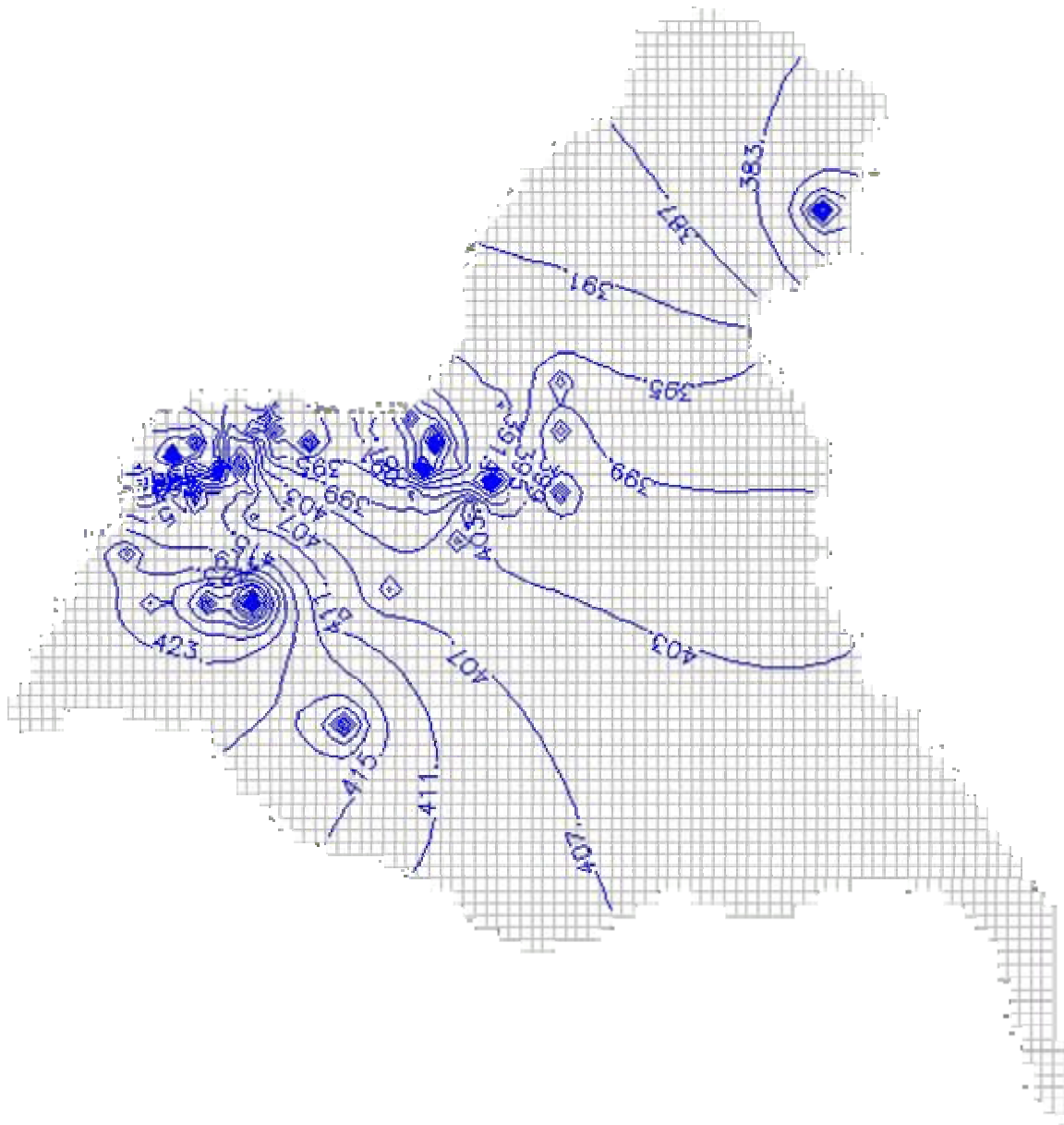


Figura 5.40 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros a partir dos dados da COGERH para a região de estudo.

Depois de realizar com os dados da COGERH o mesmo procedimento feito para os poços da CPRM, foi gerado o gráfico do erro quadrático médio (Figura 5.41) e da soma dos ângulos entre os gradientes observado e calculado em função dos números de iterações (figura 5.42). O número de iterações neste caso só foi possível até a 7^a tentativa, pois ao rodar, o PMWIN mostrou um valor elevado (10^{30} m) para todas as células de carga hidráulica calculada, depois de ler o arquivo de condutividade

hidráulica da 7ª iteração da IMIGHA. Esse valor de carga calculada não permitiu a convergência do método para valores mais satisfatórios de condutividade.

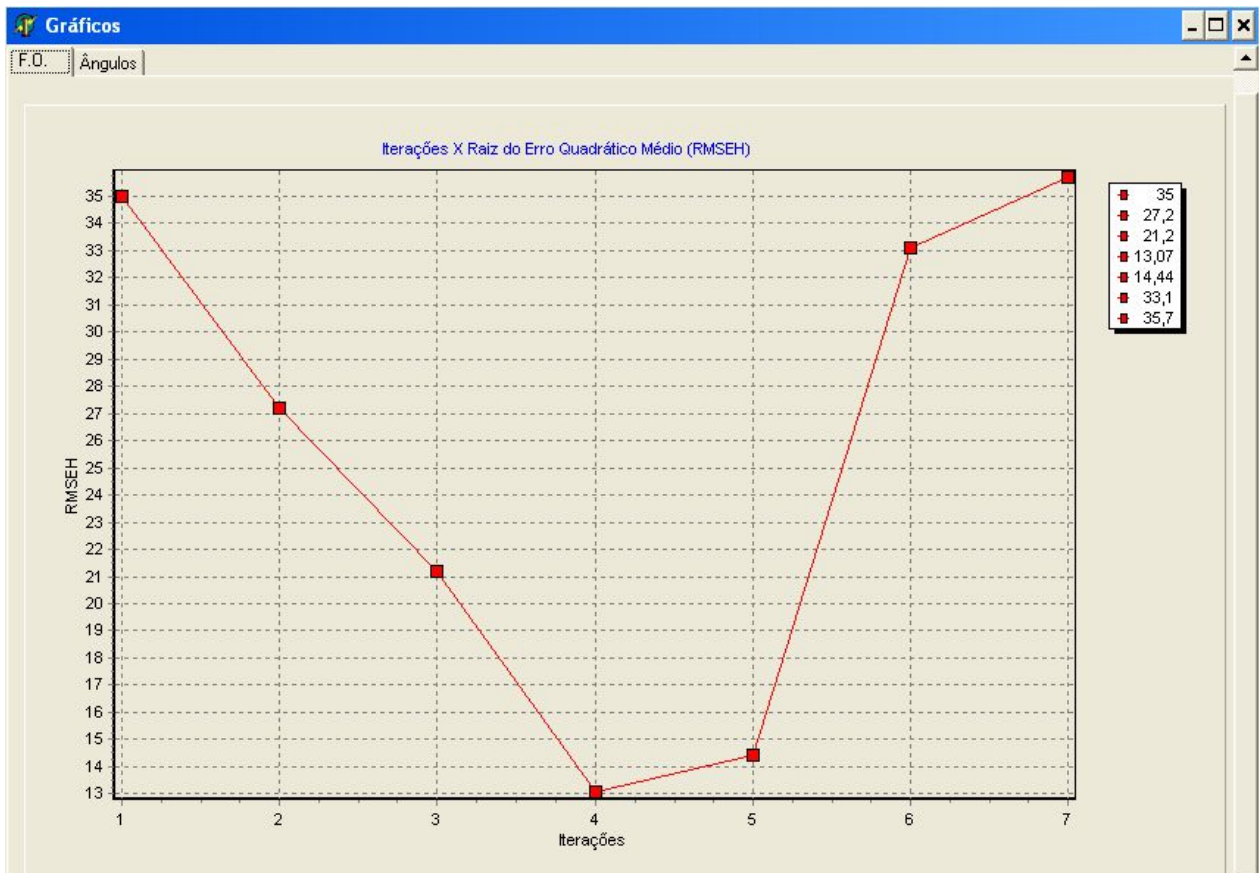


Figura 5.41 - Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas versus o número de iterações com os poços da COGERH.

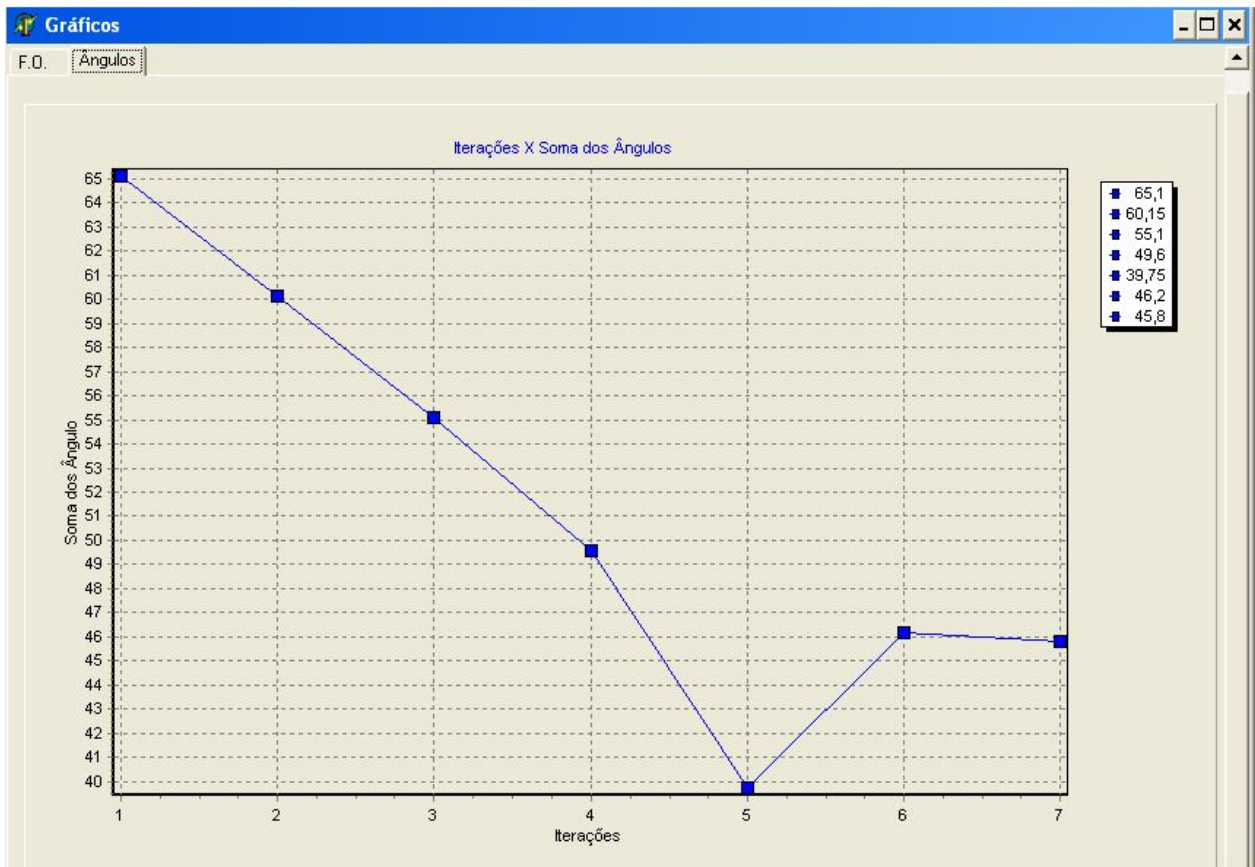


Figura 5.42 - Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados versus o número de iterações com os poços da COGERH.

Pelo gráfico da figura 5.41 percebe-se que na 4ª e 5ª iteração o erro das diferenças entre a carga hidráulica observada e calculada chegou a 13,07 metros e 14,44 metros, respectivamente, e a soma dos ângulos formados entre os gradientes hidráulicos calculados e observados chegou a 49,6 graus e 39,8 graus, na mesma ordem. Como dito antes, o RMSEH corrige a diferença entre a carga calculada e observada; já a soma dos ângulos corrige a direção do fluxo em cada iteração.

A figura 5.43 mostra então, as linhas equipotenciais das cargas calculadas nesta iteração (em vermelho) e das observadas (em azul).

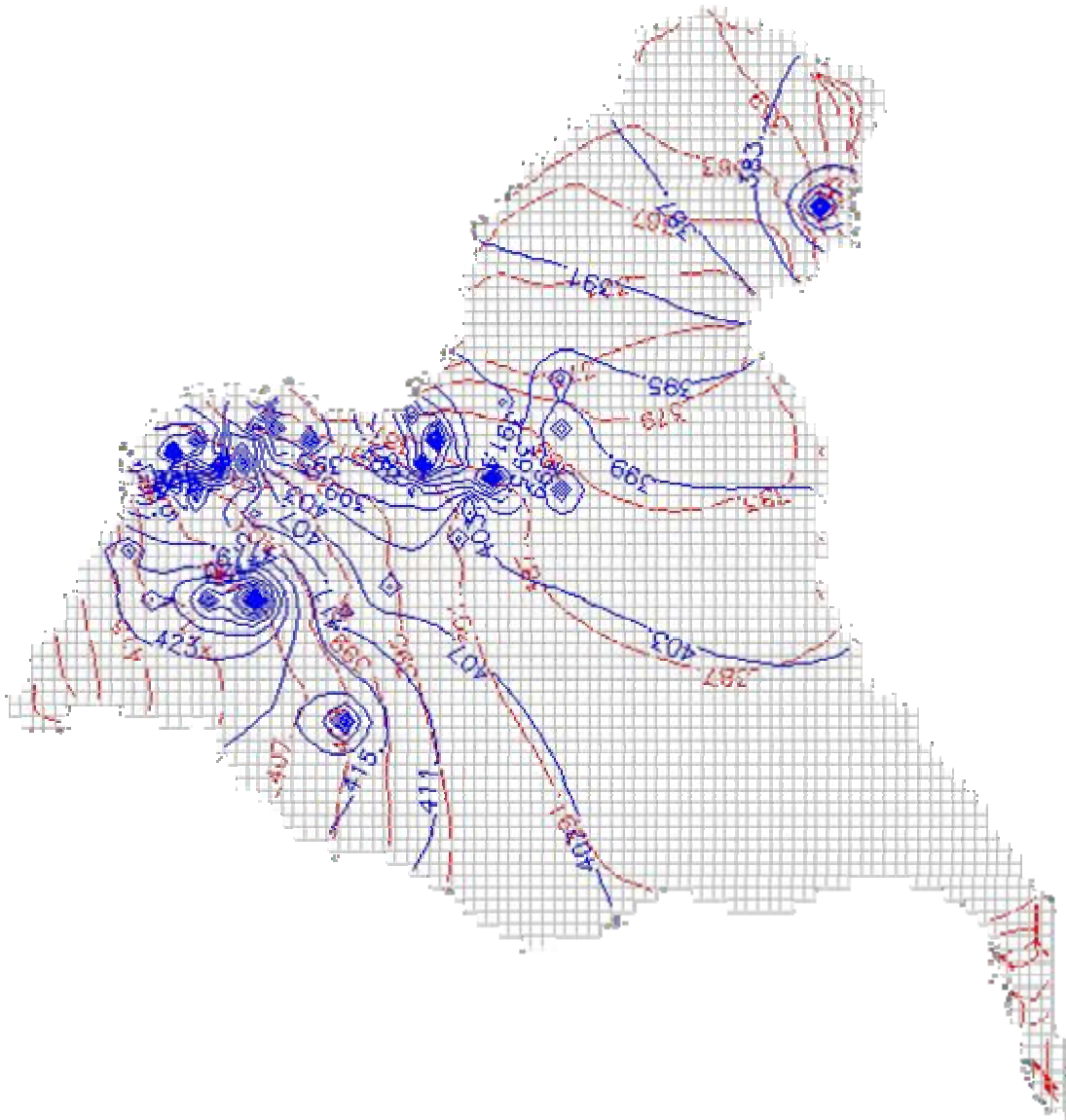


Figura 5.43 - Linha potenciométricas observadas de 3 em 3 metros e calculadas de 4 em 4 metros a partir dos dados da COGERH na 4ª iteração.

As condutividades geradas para determinar a carga calculada da figura 5.45 nessa iteração estão mapeadas conforme a figura 5.44. Os valores estão na unidade m/s e distribuídos no intervalo conforme legenda. Lembrando que esse resultado tem a intenção de mostrar o mapeamento da condutividade hidráulica feito pela IMIGHA, uma vez que não houve a convergência do processo de calibração.

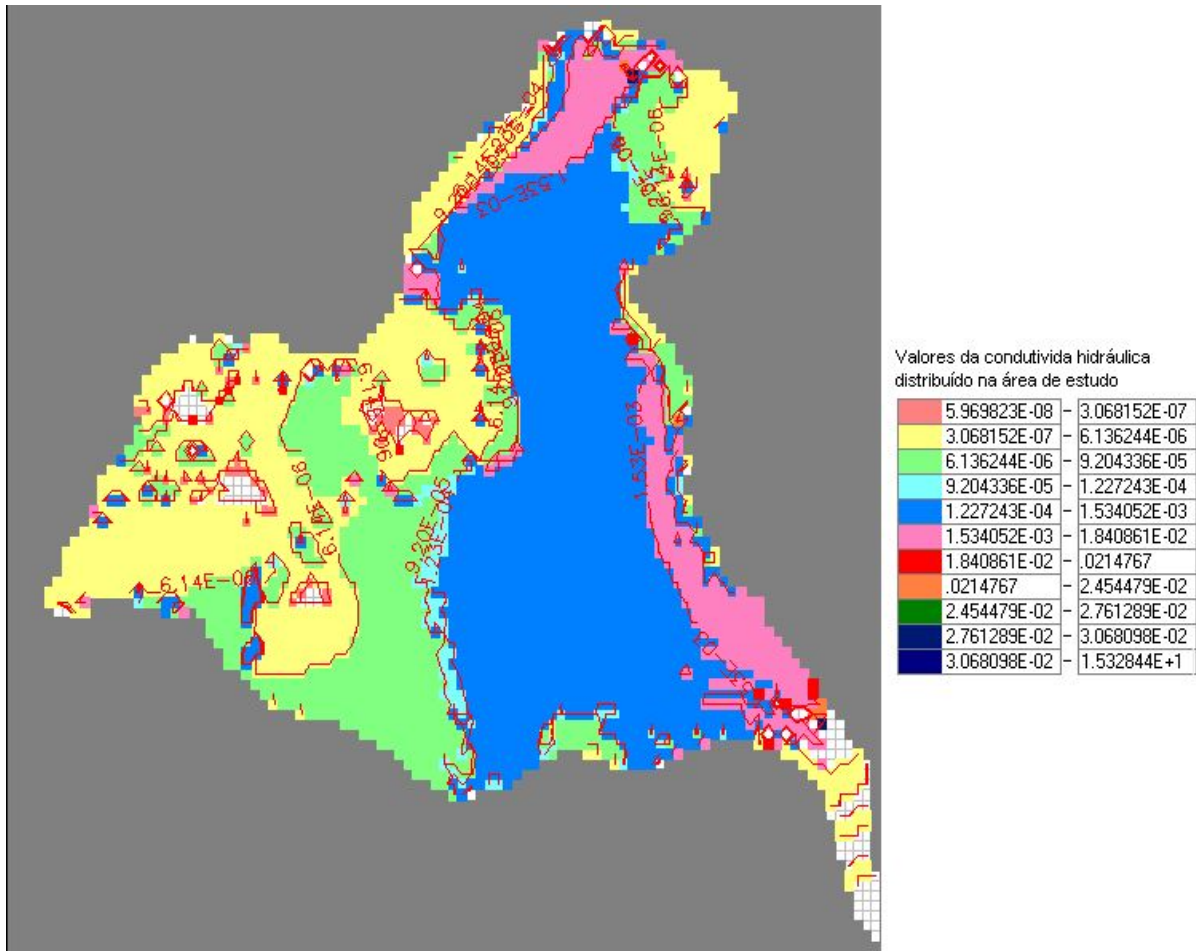


Figura 5.44 - Valores de condutividade hidráulica obtidos através da IMIGHA, na 4ª iteração para os poços da COGERH, visualizado no PMWIN.

Os valores das condutividades mostrado na figura 38 foram gerados a partir das cargas hidráulicas conhecidas e das calculadas pelo PMWIN. A não convergência para um zoneamento de valores da condutividade se deu justamente pela ausência de dados bem distribuídos, principalmente de poços e rios (cargas hidráulicas conhecidas). Apesar dos poços fornecidos pela COGERH serem em maior quantidade, eles estão localizados no lado Sudoeste da área de estudo como pode ser verificado na Figura 5.32, que mostra a distribuição dos poços para esta calibração, o que resulta em um cálculo disperso do gradiente hidráulico que é necessário para gerar as condutividades no processo iterativo.

6 CONCLUSÕES

As conclusões deste trabalho são relatadas em função de dois contextos, que ocorreram de certa forma consecutiva: primeiramente, as conclusões se referem a análise que retrata a aplicação do PMWIN como ferramenta de modelagem na área definida de estudo e dos dados necessários para as simulações. O outro contexto, aborda a aplicação da Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico (IMIGHA), desenvolvida para o procedimento de calibração da condutividade hidráulica. No final deste capítulo, ficam algumas recomendações para trabalhos futuros nesta área de pesquisa, assim como algumas sugestões para um procedimento de aquisição de dados para estudos de águas subterrâneas neste ou em outro domínio de interesse.

6.1 Modelagem com o PMWIN

A modelagem realizada com o PMWIN permitiu uma análise do comportamento do fluxo hídrico subterrâneo existente na região. Os mapas potenciométricos simulados dão uma idéia da direção do fluxo e da interferência do uso pelos poços de bombeamento.

Sabe-se que a qualidade dos dados é imprescindível para qualquer modelagem numérica. No caso da simulação de fluxo hídrico subterrâneo, o conhecimento das camadas hidrogeológicas é fundamental para a realização das simulações. Na região de estudo, foi elaborado um modelo conceitual, no qual foram atribuídos, às camadas existentes da região, valores médios interpolados da área adjacente deste trabalho, com exceção da topografia e do embasamento cristalino. Esse procedimento de colocar espessuras médias de aquíferos é utilizado em vários trabalhos de modelagem de águas subterrâneas, mas uma mensuração ideal do comportamento do fluxo hídrico subterrâneo seria a partir dos dados de geofísica do local, o que não foi possível ser feito nesta pesquisa; no entanto, é comum adotar valores médios constantes de camadas na modelagem de sistemas aquíferos.

Um outro dado que merece comentário é o valor adotado como recarga. Como o único dado disponível, e à primeira vista, aceitável, foi a infiltração efetiva calculado pelo balanço hídrico do posto de Missão Velha, adotou-se estes valores para toda a região do modelo, o que não acontece na prática, uma vez que, tanto a

precipitação pluvial quanto as condições de recarga do solo apresentam variabilidade espacial e temporal.

A respeito dos mapas potenciométricos observados que foram gerados também pelo PMWIN, com o intuito de se realizar a calibração com a IMIGHA, a partir somente das cargas conhecidas dos poços, vale a pena salientar que a carga hidráulica, das células dos poços, foi obtida a partir da diferença entre a topografia interpolada pelo modelo e o nível estático medido em campo (altura da boca do poço até a zona saturada), o que certamente produz erros na elaboração do mapa e conseqüentemente, na matriz de carga observada, o que dificultou o ajuste entre as novas cargas calculadas e o ajuste da direção do fluxo, dificultando o processo da calibração da condutividade hidráulica.

O que se deve ter em mente é que há uma diferença entre as simulações, a partir do modelo conceitual adotado, e o cenário real de fluxo hídrico existente. A dificuldade de modelar fluxo de água subterrânea é que a obtenção de dados não é algo imediato e prontamente reparável. No entanto, o PMWIN mostrou coerência nos resultados, no sentido de mostrar as equipotenciais saindo da Chapada em direção ao Vale do Cariri, o que era previsto, pois esse é o sentido do fluxo das águas superficiais obedecendo a topografia. Além disso, quando da diminuição da recarga, para simular o regime seco, houve um decréscimo no valor do nível freático, o que comprova a resposta do modelo à sensibilidade na mudança dos parâmetros de entrada.

6.2 Interface do MIGHA

No que concerne a Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, pode-se dizer pelos exemplos de validação (Anexo I), e pelo trabalho desenvolvido por Schuster (2004), que há uma vantagem desse procedimento em relação aos tradicionais, como o PEST (*Parameter Estimation*). A principal vantagem, além da redução do tempo computacional, pois o procedimento de otimização multidimensional (PEST e UCODE) é transformado em múltiplos procedimentos unidimensionais (IMIGHA), é que para a calibração da direção do fluxo com a interface não necessita de um zoneamento pré-definido das condutividades (ou transmissividades), caso requerido pelo PEST. Esse zoneamento é definido através de testes de bombeamento

distribuídos pela região, o que na prática torna o trabalho um pouco oneroso e cansativo. Ou pode, ainda, ser determinado através de amostras no laboratório. Já para uma calibração correta com a IMIGHA, é suficiente o conhecimento das cargas hidráulicas (medição do nível estático dos poços e nível dos rios, lagos, córregos etc.), desde que sejam em uma quantidade suficientes e distribuídos em toda a região.

Um aspecto interessante desse processo, é que a otimização através da IMIGHA, minimiza a diferença entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados (interpolados para a área) e dos calculados, e também, minimiza simultaneamente, as diferenças das cargas hidráulicas.

A aplicação, na área de estudo, deste procedimento de calibração, não mostou convergência para valores ótimos, porque, no caso da tentativa dos poços da CPRM, poucos poços tinham valores de nível estático, e no caso da COGERH, a má distribuição na área, ficando os poços concentrado na parte Sudoeste da área do modelo.

Por fim, pode-se afirmar, apesar de não ter funcionado para a área de estudo pelos motivos supracitados, que a utilização da Interface do Método Iterativo de Gradiente Hidráulico (ou Calibração da Direção do Fluxo) pode ser utilizada sem restrições, mas que deve ser empregado somente em aquíferos sedimentares, em meios porosos, pois nesses meios o gradiente hidráulico obedece às trajetórias das linhas equipotenciais, o que não acontece para meios fraturados.

6.3 Recomendações e Trabalhos Futuros

As recomendações para futuros trabalhos com relação à modelagem de fluxo hídrico subterrâneo, não só para esta área do Cariri, mas de uma maneira generalista, estão apresentadas nos tópicos a seguir, no âmbito das aquisições de dados mais precisos:

- Fazer a geofísica da região de estudo, para determinar o comportamento da espessura das camadas hidrogeológicas.
- Instalar pluviômetros distribuídos para uma melhor avaliação da infiltração efetiva a partir do balanço hídrico, bem como da aquisição de mapas de usos

de solo para quantificar melhor o zoneamento da recarga. Ou ainda, instalar infiltrômetros para uma mensuração mais precisa da recarga.

- Coletar dados de carga hidráulica e de profundidade dos rios, reservatórios etc.
- Realizar testes de bombeamento na área de estudo para se conhecer alguns parâmetros hidrodinâmicos (porosidade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento) na área de abrangência do poço de observação, e/ou realizar testes laboratoriais do material poroso;
- Coletar, em uma maior gama possível, dados de nível estático, se possível um monitoramento durante os períodos secos e chuvosos;
- Fazer um levantamento dos principais usos dos recursos hídricos, principalmente da bateria de poços que utilizam da técnica de bombeamento para os usos agrícolas, industrial e abastecimento de povoados e cidades.

No que concerne ao aprimoramento da técnica de calibração e da facilitação ao usuário (modelador) do emprego da Interface do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, sugere-se:

- Implementar adicionalmente ao método iterativo que gera as matrizes das novas condutividades hidráulica, um outro método opcional ao usuário para gerar essas novas matrizes, como a técnica do Algoritmo Genético;
- Elaborar um modo automático para a calibração. Da forma que, um único clique na interface de um executável entre com os dados (saída da IMIGHA) no PMWIN, faça o rodar, e o resultado (cargas) seja lido na IMIGHA para gerar uma nova matriz, repetindo esse processo até atingir o critério estabelecido para a calibração.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, P. M.; WOESNER, W. W. 1992. **Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport**. San Diego, California. Academic Press.
- ANJOS, F.T. 2000. **Estudo Hidrogeológico do Aquífero Rio da Batateira e Caracterização da Possibilidade de Abastecimento d'água nos Municípios de Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha - CE, no ano de 2020**. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal do Ceará.
- BEAR, J. 1972. **Dynamics of Fluids in Porous Media**. New York. American Elsevier. 764 p.
- BOUWER, H. 1978. **Groundwater Hydrology**. McGraw-Hill Book Company.
- CABRAL, J. P. 1997. Movimento das Águas Subterrâneas. In: FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.) **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza:CPRM,LABHID-UFPE. Capítulo 3.
- CAICEDO, N. L. 2001. Água Subterrânea. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2^a.ed. Porto Alegre: Editora da Universidade : ABRH. (Coleção Brasileira de Recursos Hídricos; v4). Volume 4, Capítulo 8.
- CASTRO, D.L. 1999. **Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D**. Revista Brasileira de Geofísica. vol.17 n.2-3, São Paulo.
- CHIANG, W. H.; KINZELBACH W. (2003). **3D-Groundwater Modeling with PMWIN**. Third Corrected Printing. Springer Berlin Heidelberg New York.
- CHIANG, W. H. 1994. **PMPATH for Windows. User's manual**. Scientific Software Group, Washington, DC.
- COSTA, C. T. F. 2005. **Modelagem Numérico-Analítica do Fluxo Hídrico e da Contaminação de Água Subterrânea por Derivados de Petróleo**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Ceará. UFC.
- COSTA, W. D.; NETO, M. S. C. C.; SOUZA, F. J. A. 1998. **Plano de Gestão da APA da Chapada do Araripe – CE/PE/PI – Estudos dos Recursos Hídricos**. FUNDETEC, 99 p.

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 1996. **Programa Nacional de Estudos dos Distritos Mineiros: Projeto Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe**. Recife: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Distritos Regionais Pernambuco e Ceará. 101 p.

DOHERTY, J.; BREBBER, L. and WHYTE P. 1994. **PEST - Model-Independent Parameter Estimation**. User's manual. Watermark Computing. Australia.

DOMENICO, P. A. & Schwartz, W. 1997. **Physical and Chemical Hidrogeology**. 2 ed. New York: John Wiley & Sons. 506 p.

FERNANDES, R. A. 2005. **Gestão Integrada de Águas Subterrâneas: Critérios Gerais Orientadores para Definição e Caracterização de Áreas Estratégicas de Abastecimento**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais. UFMG.

GOLDER/PIVOT. 2005. **Implantação do Sistema de Monitoramento/Gestão de Uma Área Piloto do Aquífero Missão Velha na Bacia Sedimentar do Cariri, no Estado do Ceará**. Relatório Final do Projeto. IX volumes.

GUO, X.; ZHANG, C. M. 2000. **Hidraulic Gradient Comparison Method to Estimate Aquifer Hydraulic Parameters Under Stead-State Conditions**. GroundWater 38. no. 6:815-826.

HEATH, R.C.1983. **Water Supply Paper**. U.S. Geological Survey. 81 p.

HILL, M. C. 1992. **MODFLOW/P - A computer program for estimating parameters of a transient, three-dimensional, groundwater flow model using nonlinear regression**. U.S.Geological Survey, Open-file report 91-484.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas. 2000. **Sistema IBGE de Recuperação automática – SIDRA**. Disponível em: <http://www.sidra.ibge.gov.br/bda/popul/default.asp?z=t&o=21&i=P>. Acesso em: 10 dez. 2006.

IPLANCE – Fundação Instituto de Planejamento do Ceará. 1997. **Atlas do Ceará**. Governo do Estado do Ceará. Secretaria do Planejamento e Coordenação – SEPLAN. 65 p.

KIMURA, G. 2003. **Caracterização Hidrogeológica do Sistema Sedimentar do Gráben Crato-Juazeiro, no Vale do Cariri (CE)**. Departamento de Engenharia Sanitaria e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Dissertação de Mestrado, 198 p.

KINZELBACH, W. 1986. **Groundwater Modelling – An introduction with sample programs in BASIC**. Elsevier.

KRESIC, N. 1997. **Quantitative Solution in Hydrogeology and Groundwater Modeling**. Lewis Publishers, Florida.

MANOEL FILHO, J. 1997. Contaminação das Aguas Subterraneas In: FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.) **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza:CPRM,LABHID-UFPE. Capitulo 6.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. 1988. **A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model**. Technical report, U.S. Geol. Survey, Reston, VA.

MENDONÇA, L. A. R. 2001. **Recursos Hídricos da Chapada do Araripe. Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará**. Tese de Doutorado, Fortaleza, 193 p.
MIYASAKI, G. S. 2006. **Modelagem Computacional do Fluxo Hídrico Subterrâneo de um Aquífero Aluvial, Ibicatinga e Morada Nova (CE)**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. UFC.

NEWELL, C. J.; MCLEOD, R. K.; GONZALEZ, J. R. 1996. **Bioscreen User's Manual. National Attenuation Decision Support System**. Version 1.3, National Risk Management Research Laboratory, EPA/600/R-96/087, August.

POETER, E. P. and Hill, M. C. 1998. **Documentation of UCODE, a computer code for universal inverse modeling**, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4080.

POLLOCK, D.W. 1994. **User's huide for MODPATH / MODPATH-PLOT (version 3): A particle tracking post-processing package for MODFLOW the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model**. Reston, VA. U.S. Geological Survey.

PONTE, F. C. & PONTE-FILHO, F. C. 1996. **Estutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe**. Recife. DNPM, 68 p.

PROASNE. 2003. **Modelamento Matemático da Área de Recarga do Aquífero Açú, Rio Grande do Norte – Relatório Final**. Disponível em: < <http://proasne.net/acufinalreport.html#Tratamento> > Acesso em: 10 jan. 2007.

SCHUSTER, H. D. M. 2002. **Modelagem Matemática do Uso Conjunto das Águas Superficiais e Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Femeas – Bahia**. - Projeto de gerenciamento integrado das atividades na bacia do são francisco – Ana/GEF/PNUMA/OEA, Salvador-BA, 59 p.

SCHUSTER, H. D. M.; ARAÚJO, H. D. B. 2004. **Uma Formulação Alternativa do Método Iterativo de Gradiente Hidráulico no Procedimento de Calibração dos Parâmetros Hidrodinâmicos do Sistema Aquífero**. RBRH – Revista brasileira de recursos hídricos. Volume 9, no 2: 31-37.

SOUZA, C.D. 2007. **Simulação Computacional do Fluxo Hídrico Subterrâneo na Região do Cariri e Calibração Utilizando Gradiente das Cargas Hidráulicas**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará - UFC. 134 p.

STRACK, O. D. L. 1989. **Groundwater Mechanics**. New Jersey: Prentice-Hall, 732 p.

SUDENE. 1967. **Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe**. Recife, Série Hidrogeologia 7, 245 p.

TODD, D. K. 1959. **Groundwater Hydrology**. New York: John Wiley.

TUCCI, C. E. M. (org.) 2001. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. ABRH-EDUSP- Editora da Universidade (UFRGS).

VERISSIMO, L. S. 1999. **A importância das Águas Subterrâneas para o Desenvolvimento Socioeconômico do Eixo CRAJUBAR, Cariri Ocidental - Estado do Ceará**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará - UFC. 140p.

ZHENG, C. 1990. **MT3D, a modular three-dimensional transport model**. S.S. papadopulos & Associates, Inc., Rockville, Maryland.

ANEXOS

Os anexos estão em duas partes, o primeiro (ANEXO I) como referenciado no texto desta dissertação aborda os resultados da IMIGHA e o segundo (ANEXO II) mostra as tabelas com dados dos poços utilizados nesta pesquisa.

ANEXO I - Exemplos de validação da IMIGHA

O anexo I mostra dois exemplos de aplicação do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico.

Exemplo 1:

O exemplo foi aplicado a um modelamento estacionário de um estudo de caso hipotético aplicada em um aquífero aluvial não confinado, isotrópico e heterogêneo constituído por 4 zonas de condutividade hidráulica diferentes (FIGURA A1) ($K_1=1 \times 10^{-3}$ m/s, $K_2=4,9 \times 10^{-3}$ m/s, $K_3=5 \times 10^{-4}$ m/s, $K_4=9,9 \times 10^{-5}$ m/s). Porosidade efetiva é 0,1. Domínio discretizado em 42 células na direção x e 27 células na direção y com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 100$ m. Total de 1134 células, onde apenas 764 células são ativas.

As condições de contorno do modelo são:

- Na parte Norte encontra se um rio com uma condutividade hidráulica do leito do rio de $K_{\text{rio}}=1,3 \times 10^{-7}$ m/s;
- Contribuição da fronteira montanhosa de $Q=0,012$ m³/s distribuído em 30 células, na parte Oeste;
- Na parte Sul fronteira impermeável;
- Contorno no lado Leste é do tipo carga hidráulica especificada com $h=23$ m.
- Dois poços estão bombeando com as respectivas taxas de $W_1=0,02$ m³/s e $W_2=0,015$ m³/s.
- Recarga média anual de $R=5 \times 10^{-9}$ m/s distribuída uniformemente.
- São instalados 22 poços de observação e com os dois de bombeamento, o número de observações dos níveis de água é 24.

A figura A1, mostra o zoneamento da condutividade hidráulica já conhecida. A figura A2 mostra o zoneamento feito pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico somente com o conhecimento das cargas hidráulicas observadas.

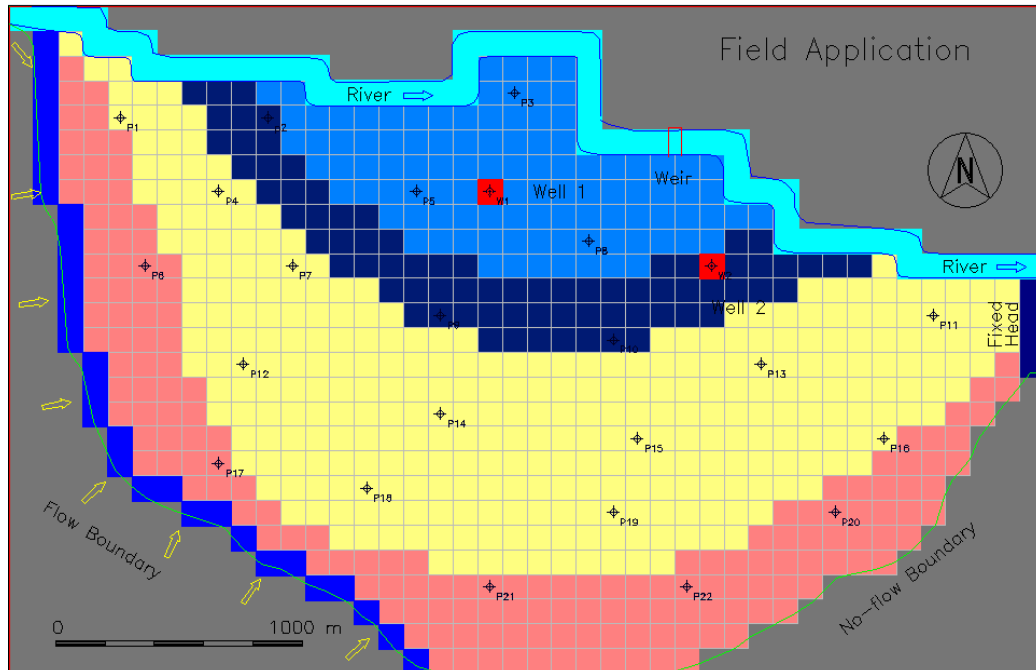


Figura A.1 - Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K).

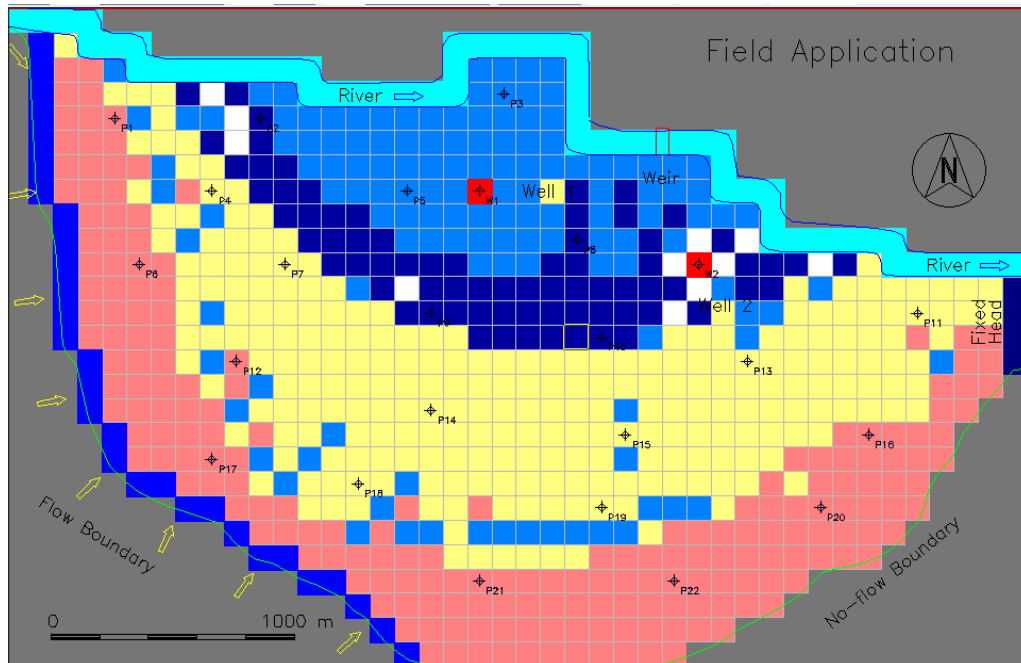


Figura A.2 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.

Na figura A3 mostra a variação da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) de acordo com as iterações e a figura A4 mostra a soma dos ângulos entre o gradiente observado e calculado.

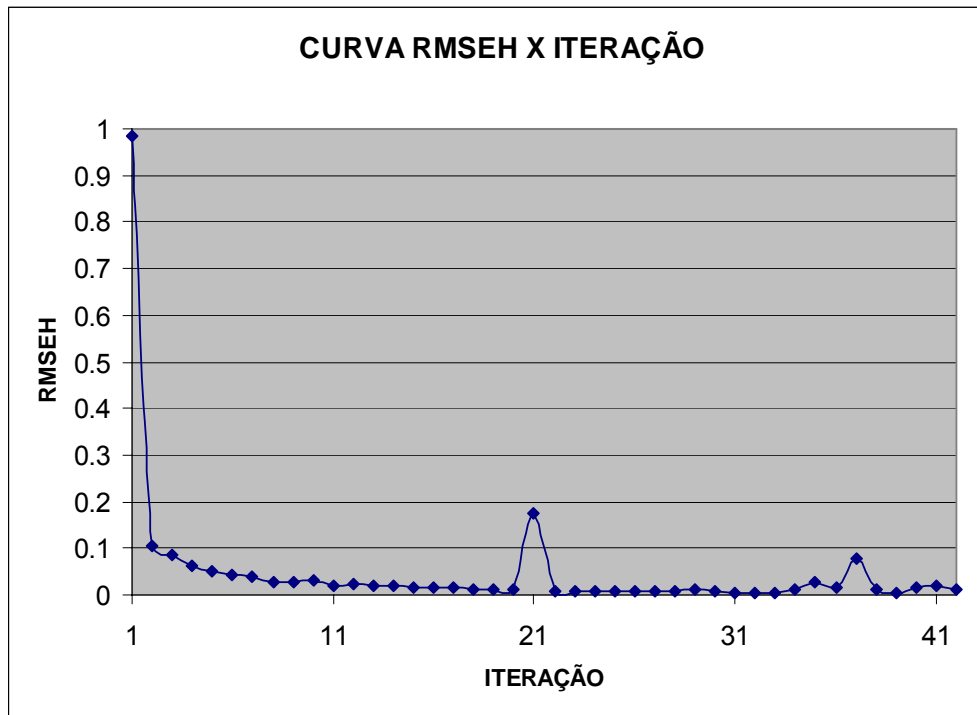


Figura A.3 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) com as iterações.

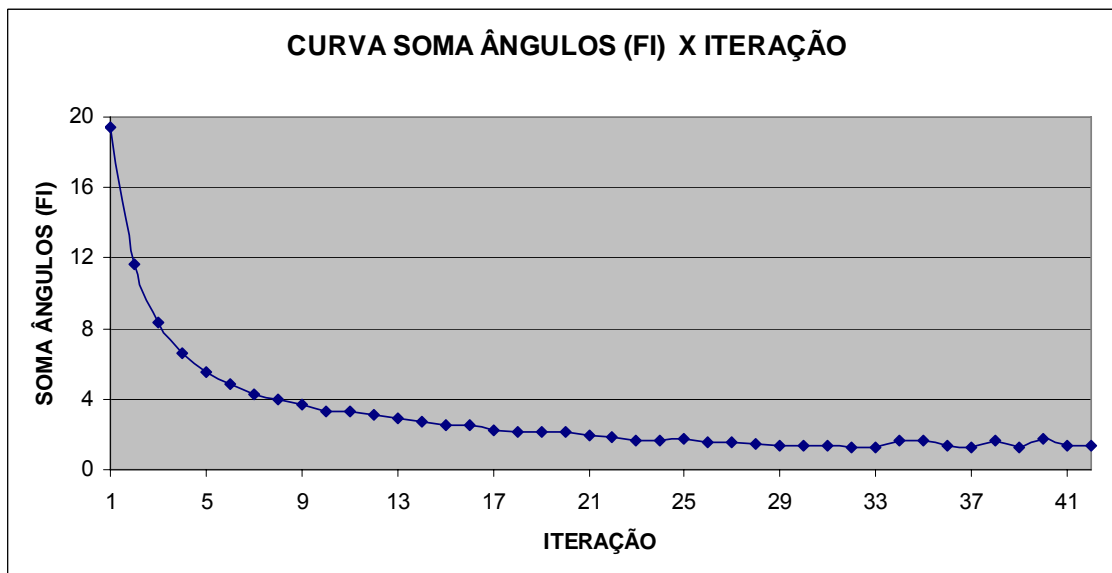


Figura A.4 – Curva da média dos ângulos ϕ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) com as iterações.

A figura A.7 demonstra a 27ª iteração.

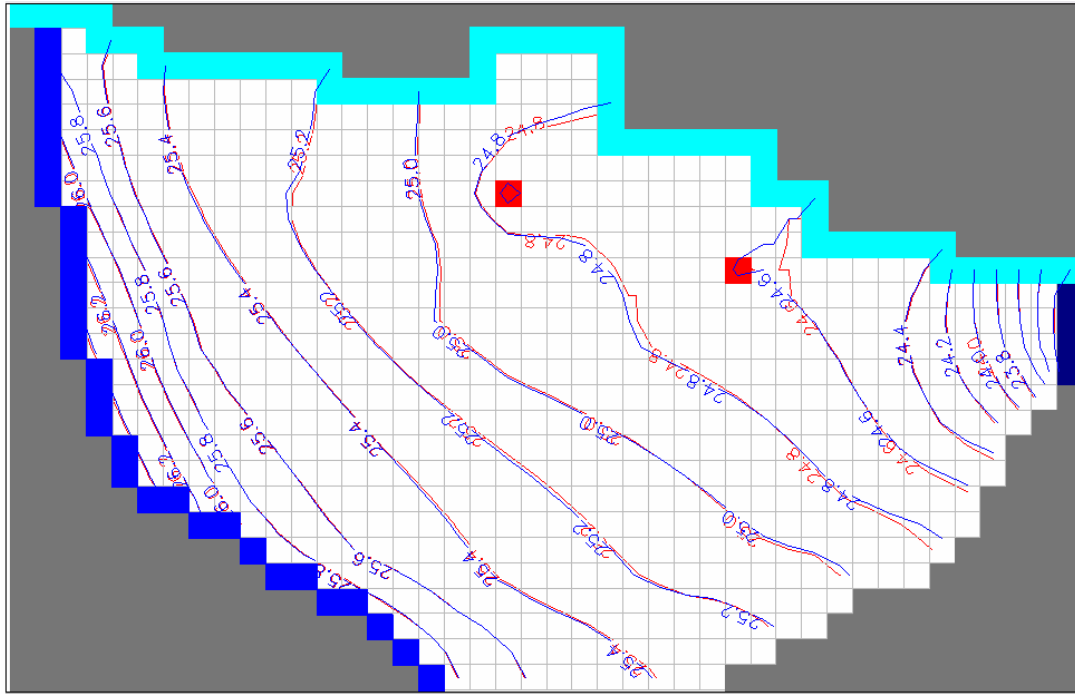


Figura A.7 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 27.

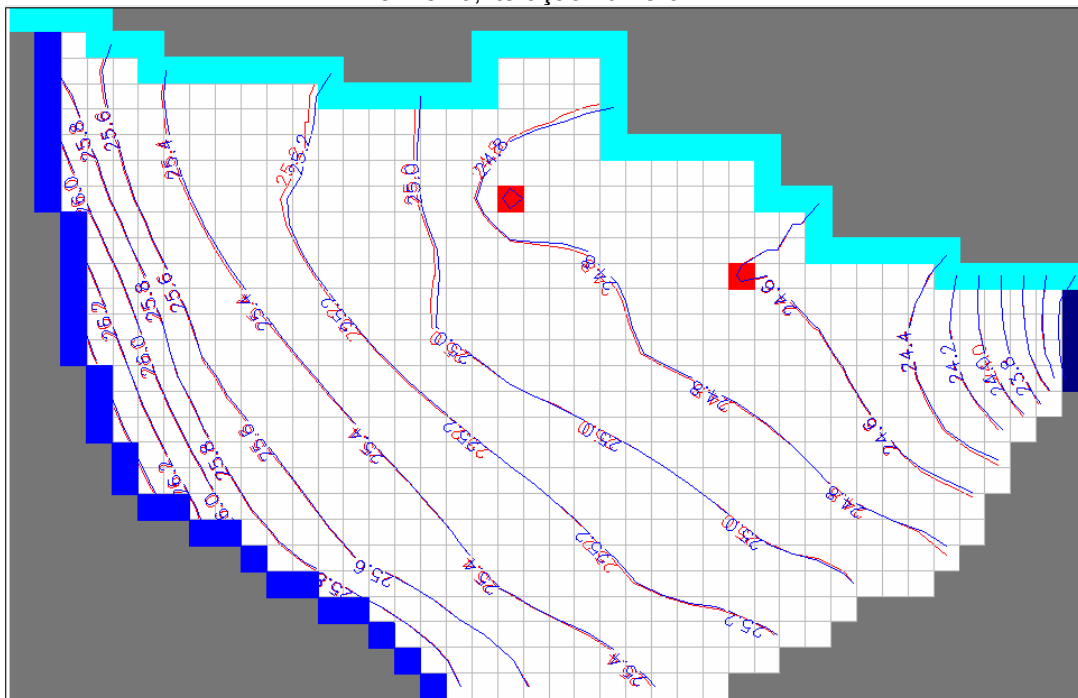


Figura A.8 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39.

Nesta iteração o valor da raiz do erro quadrático médio foi de $5,72 \times 10^{-3}$ metros. Há aí um ajuste em grande concordância dos valores de carga calculada e observada.

Exemplo 2:

O exemplo foi aplicado a um modelamento estacionário de um estudo de caso hipotético aplicada em um aquífero aluvial não confinado, isotrópico e heterogêneo. Domínio discretizado em 15 células na direção x e 11 células na direção y com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 100$ m. Total de 165 células, onde apenas 145 células são ativas.

As condições de contorno do modelo são:

- Nos lados Leste e Oeste condições de contorno tipo carga hidráulica fixa, valem respectivamente 70 e 80 m.
- E um poço de bombeamento a uma taxa de $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$.

O comportamento das linhas de fluxo observadas (em azul) e calculadas (em vermelho) está na figura A9.

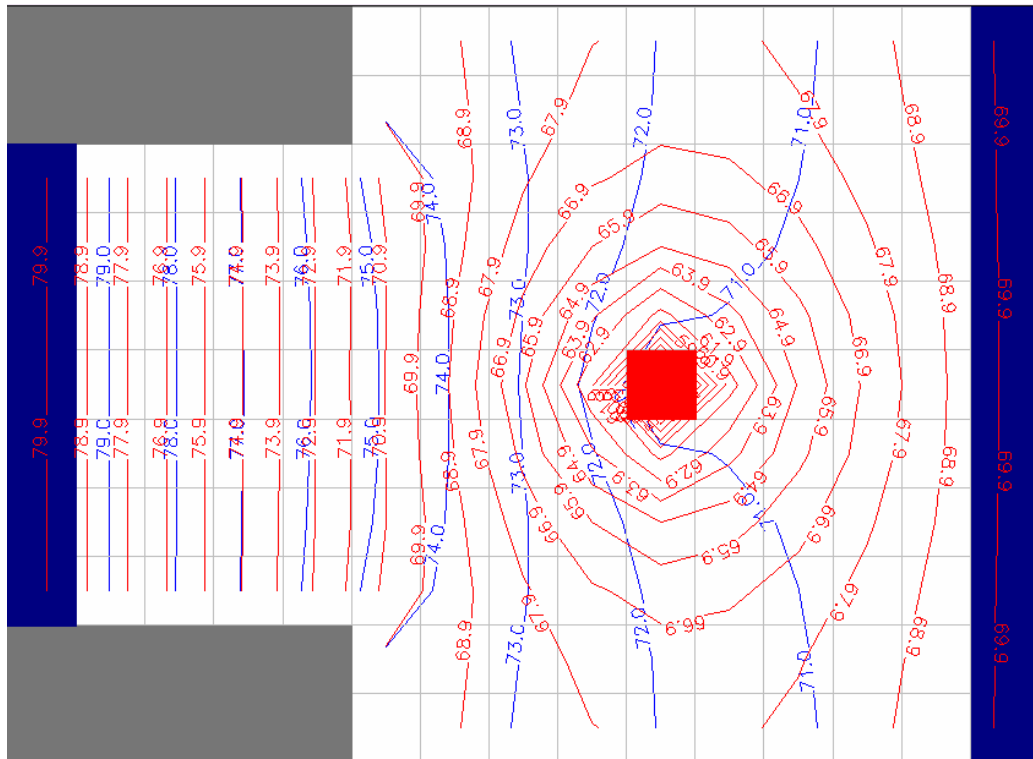


Figura A.9 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.

As iterações 2, 9 e 26 estão nas figuras A10, A11 e A12.

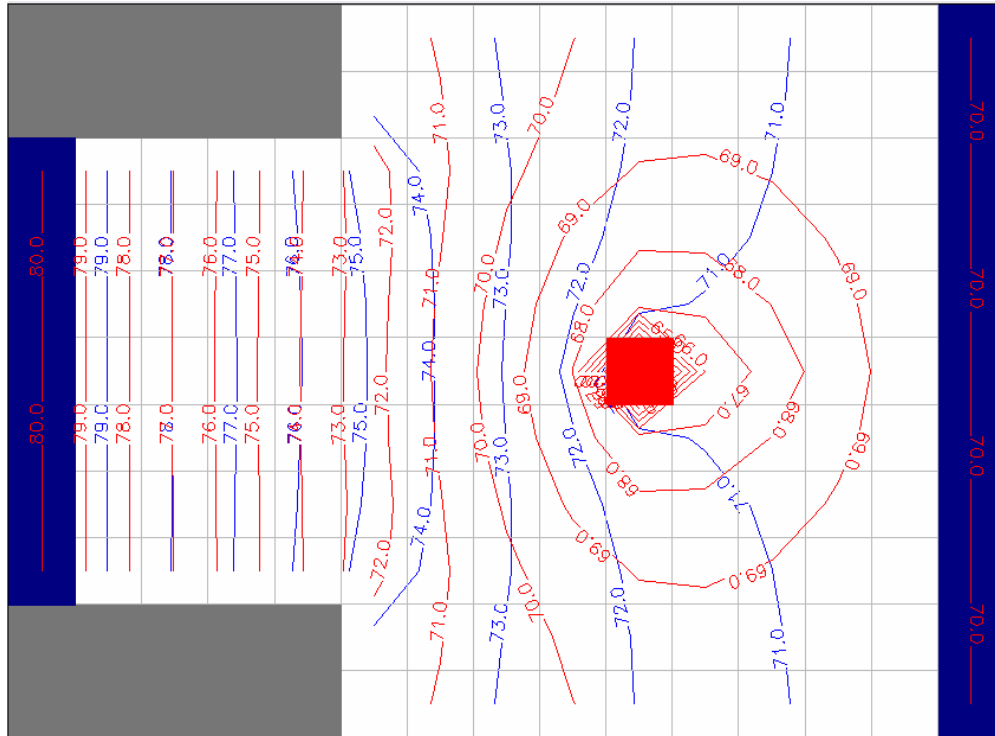


Figura A.10 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 2.

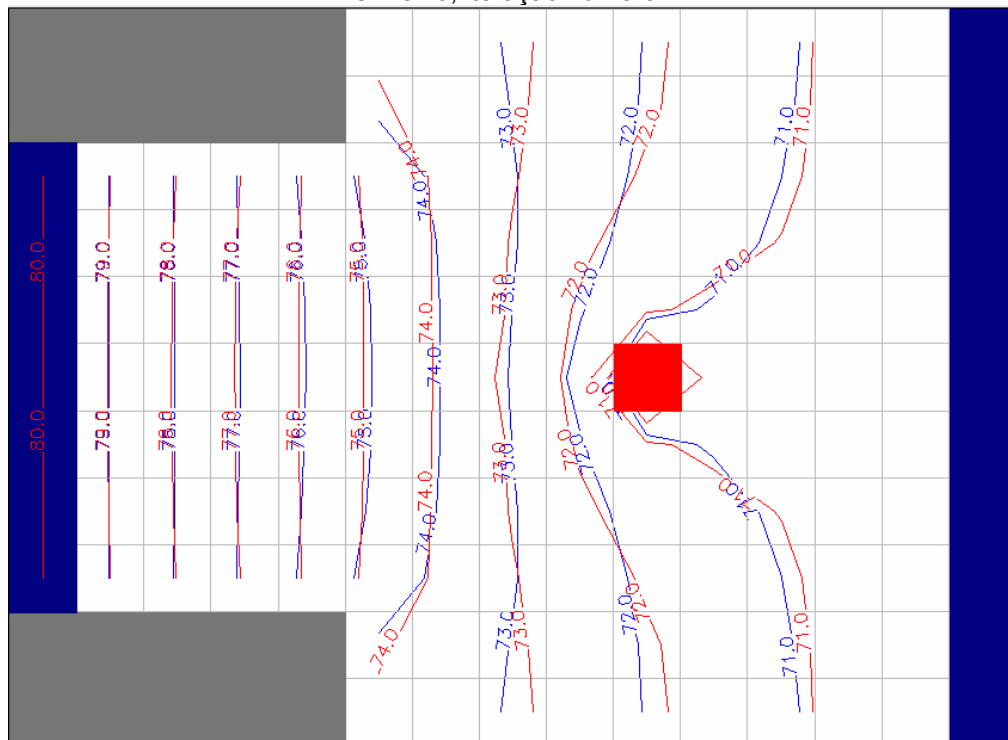


Figura A.11 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.

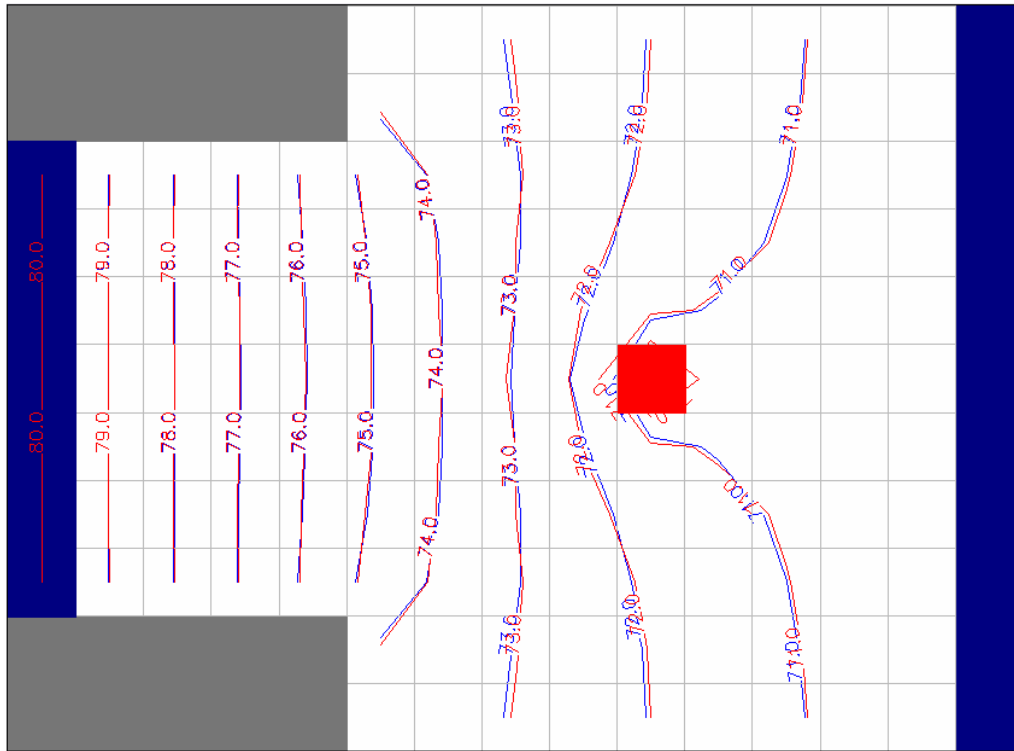


Figura A.12 - Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26.

Pelos ajustes alcançados das curvas equipotenciais nos dois exemplos, mostra que a minimização pelo campo do gradiente hidráulico é válida, desde que se tenha apenas um conhecimento verdadeiro das cargas hidráulicas da área, e não um zoneamento pré-definido como exigem os métodos de calibração tradicionais.

ANEXO II - Tabelas com dados dos poços

As tabelas a seguir, mostram os valores das coordenadas dos poços em UTM e o valor da carga hidráulica concebido para o modelo.

Os valores da cota nas tabelas abaixo é o valor da topografia do terreno na célula em que se encontra o poço. O valor do Nível estático (NE) foi a medição feita pela CPRM, CAGECE (tabela A.1) e COGERH (Tabela A.2), assim como foram fornecidas as coordenadas em UTM e as datas das campanhas medidas.

Tabela A.1 - Dados de nível estático e carga hidráulica dos poços da CPRM e CAGECE.

Poço	Longitude/ W	Latitude/S	Cota (metros)	NE (metros)	COTA-NE (CARGA) (metros)	DATA	LOCALIDADE
1	471548	9190931	430.1014	35.6614	394.44	jul/06	Cabeludo
2	478537	9191165	405.023	23.643	381.38	jul/06	Missão Nova
3	479507	9190322	413.7807	25.2607	388.52	jul/06	Juaca Rolim
4	479738	9189742	423.1488	28.9388	394.21	jul/06	Canta Galo 2
5	479398	9189228	428.454	33.504	394.95	jul/06	Vila Novais
6	480080	9189639	431.8173	45.2673	386.55	jul/06	Canto Galo 3
7	480173	9189532	436.2342	42.2342	394	jul/06	Canta Galo 4
8	476968	9185745	454.6508	40.6508	414	jul/06	Barreiras
9	477343	9189189	428.9166	34.4966	394.42	jul/06	Chiqueiro das Cabras
10	475540	9189291	440.3359	47.2759	393.06	jul/06	Riacho das Palmeira
11	481150	9187048	453.7415	42.0915	411.65	jul/06	Covão
12	474332	9191430	415.4621	26.4621	389	jul/06	Santana
13	484678	9185978	490.7711	63.7711	427	jul/06	Coité/Carrancudo
14	482515	9198794	362.1799	18.9	343.28	jun/06	PT - 04

Tabela A.2 - Dados de nível estático e carga hidráulica dos poços da COGERH.

Poço	Longitude/ W	Latitude/ S	Cota (metros)	NE (metros)	COTA-NE (CARGA) (metros)	DATA	LOCALIDADE
15	476905	9199144	360.0467	2.0467	358	23/11/2001	MALVINAS
16	469059	9192482	444.4773	21	423.477	23/11/2001	ALTO DA ALEGRIA
17	467138	9192832	455.7908	24	431.791	6/12/2001	BURITI
18	469544	9193600	440.151	4	436.151	6/12/2001	BURITI
19	469705	9193686	441.6353	15.58	426.055	6/12/2001	BURITI
20	470899	9193370	453.9172	32	421.917	6/12/2001	BURITI
21	468729	9193676	478.4938	18	460.494	6/12/2001	BURITI
22	469086	9193669	460.6175	9	451.618	6/12/2001	BURITI
23	469371	9192852	426.5312	2	424.531	6/12/2001	CAMPO EXPERIMENTAL BARBALHA
24	470148	9194256	442.4044	20	422.404	6/12/2001	CAMPO EXPERIMENTAL BARBALHA
25	470637	9194045	441.9638	15	426.964	6/12/2001	CAMPO EXPERIMENTAL BARBALHA
26	470136	9193316	418.8728	13	405.873	6/12/2001	BURITI
27	469597	9192280	418.9578	17.85	401.108	6/12/2001	BURITI

28	469519	9191864	441.6716	36	405.672	6/12/2001	BURITI
29	469039	9193409	439.7323	10	429.732	5/12/2001	AÇUSA - USINA DE AÇÚCAR
30	473514	9193557	413.0709	17.6	395.471	5/12/2001	AÇUSA - USINA DE AÇÚCAR
31	473724	9193671	402.5144	17.2	385.314	5/12/2001	BREJINHO
32	475125	9192781	439.4099	54	385.41	5/12/2001	BREJINHO
33	473284	9194121	401.0779	15.15	385.928	5/12/2001	BREJINHO
34	473492	9193011	434.0209	45	389.021	6/12/2001	SÃO PAULO
35	468274	9193395	438.4808	38	400.481	5/12/2001	BREJINHO
36	476617	9192266	435.8243	22	413.824	5/12/2001	RONCADOR
37	469856	9188355	430.5525	35	395.553	12/12/2001	SÃO PEDRO
38	467734	9193147	438.8212	40	398.821	12/12/2001	R. FRANCISCO MAGALHÃES Nº725
39	467483	9192562	420.5041	36	384.504	25/2/2002	HOSPITAL S. ANTÔNIO
40	466726	9190855	411.3565	10	401.357	14/6/2002	VILA SANTA TERESINHA
41	468963	9192841	406.3754	54	352.375	14/6/2002	MALVINAS
42	468897	9192401	400.9919	19	381.992	14/6/2002	BURITI
43	469446	9193261	410.3173	3.596	406.721	14/6/2002	CABELUDO
44	471711	9189626	430.2286	35	395.229	14/6/2002	SANTANA
45	472865	9190106	432.4367	28	404.437	14/6/2002	SANTANA
46	464147	9902513	429.8543	16	413.854	14/6/2002	SANTANA
47	467111	9190616	419.1171	19.26	399.857	11/6/2002	SALESIANO, Nº2012
48	467316.3	9189720	398.4828	10	388.483	-	SEDE
49	467500	9192460	400.9721	20.6	380.372	-	Bela Vista
50	467894	9192748	400.2742	3	397.274	-	SEDE
51	468000	9190100	421.7018	30.8	390.902	-	SÃO PEDRO
52	468275.2	9191999	406.5237	16	390.524	-	BREJO DA SALAMANCA
53	468326.4	9192423	404.9553	4	400.955	-	SEDE
54	468543	9189880	411.7241	6	405.724	-	MATA FRESCA
55	468995	9192850	418.396	16.7	401.696	-	MALHADA
56	469564.3	9189973	390.3234	1.6	388.723	-	MALVINAS
57	469797.1	9194113	391.5615	0.2	391.362	-	GRANJA MATILDE
58	469797.8	9192977	411.9488	17	394.949	-	SERQUINHO
59	470250	9193800	415.5015	7	408.502	-	-
60	471700	9187100	385.4129	1.2	384.213	-	-
61	472602	9193849	416.1961	10	406.196	-	-
62	473222	9192270	409.5099	1	408.51	-	-
63	473900	9193500	425.9346	42	383.935	-	-
64	474086	9193840	400.6768	4	396.677	-	-
65	474243.8	9193071	384.9396	2	382.94	-	-
66	474244.8	9191137	393.4424	6	387.442	-	-
67	474572	9192143	403.8102	2.6	401.21	-	-
68	474612.4	9191843	405.8366	7.5	398.337	-	-
69	475211	9192817	383.7485	3.09	380.659	-	-
70	475317.3	9192173	406.4803	7	399.48	-	-
71	475322	9194440	398.143	12	386.143	-	-
72	476629	9194949	409.6615	4	405.662	-	-
73	476630	9193775	425.9346	16	409.935	-	-

A tabela A.3 está indicando os valores de vazão em metro cúbico por segundo com um funcionamento de 8 horas diária.

Tabela A.3 - Dados de vazão dos poços da CPRM e CAGECE.

Poço	Longitude/W	Latitude/S	Vazão m ³ /s (8 horas/dia)	Vazão m ³ /h
1	471548	9160931	0.000952315	10.285
2	479507	9160322	0.001796296	19.4
3	479738	9159742	0.007407407	80
4	480080	9159639	0.00462963	50
5	480173	9159532	0.003703704	40
6	481150	9157048	0.000472222	5.1
7	481908	9169222	0.004296296	46.4
8	467320	9161007	0.000648148	7
9	467177	9162287	0.008533333	92.16
10	467335	9159978	0.001851852	20
11	467582	9160440	0.007043519	76.07
12	482515	9168794	0.014666667	158.4
13	467320	9161007	0.000648148	7
14	471548	9160931	0.000952315	10.285

Tabela A.4 - Dados de vazão dos poços da COGERH.

Poço	Longitude/W	Latitude/S	Vazão m ³ /s (8 horas/dia)	Vazão m ³ /h
15	467281	9159941	0.000740741	8
16	468936	9162808	0.000740741	8
17	469059	9162482	0.000740741	8
18	467138	9162832	0.000925926	10
19	467146	9162829	0.000925926	10
20	470926	9163335	0.000462963	5
21	469544	9163600	0.000462963	5
22	469705	9163686	0.000462963	5
23	470899	9163370	0.000462963	5
24	468729	9163676	0.000462963	5
25	469086	9163669	0.000555556	6
26	469371	9162852	0.000555556	6
27	470148	9164256	0.00037037	4
28	470637	9164045	0.00037037	4
29	470164	9163780	0.00037037	4
30	470301	9163587	0.000324074	3.5
31	470134	9163464	0.000277778	3
32	470136	9163316	0.000277778	3
33	469597	9162280	0.000462963	5
34	469519	9161864	0.000462963	5

35	468911	9163537	0.000462963	5
36	469039	9163409	0.000555556	6
37	474340	9163140	0.001018519	11
38	473514	9163557	0.000925926	10
39	473724	9163671	0.000925926	10
40	473704	9163656	0.000925926	10
41	473997	9163478	0.000925926	10
42	475125	9162781	0.001666667	18
43	474178	9163310	0.000740741	8
44	473284	9164121	0.000740741	8
45	472769	9163762	0.000694444	7.5
46	473492	9163011	0.000555556	6
47	473116	9162242	0.000555556	6
48	476617	9162266	0.000555556	6
49	468631	9163735	0.000462963	5
50	467491	9162790	0.000925926	10
51	467483	9162562	0.001009259	10.9
52	468922	9160402	0.005555556	60
53	466726	9160855	0.000185185	2
54	468963	9162841	0.000925926	10
55	468897	9162401	0.000862037	9.31
56	469213	9162243	0.000611111	6.6
57	469446	9163261	0.000305556	3.3
58	471711	9159626	0.007407407	80
59	471462	9159382	0.005092593	55
60	473145	9159838	0.000925926	10
61	474283	9161421	0.000925926	10
62	468473	9159763	0.000462963	5
63	467039.669	9160794.66	0.002037037	22
64	467111	9160615.98	0.002092593	22.6
65	467316.327	9159720.04	0.003148148	34
66	468275.22	9161998.62	0.000444444	4.8
67	468326.39	9162423.05	9.25926E-05	1
68	468543	9159880	0.000694444	7.5
69	468995	9162850	0.001222222	13.2
70	469512	9161854	0.000648148	7
71	469564.26	9159972.67	0.001851852	20
72	469797.144	9164112.93	0.002092593	22.6
73	469797.833	9162976.71	0.001851852	20
74	471700	9157100	0.000925926	10
75	473325.68	9159846.47	0.00162963	17.6
76	474244.82	9161136.71	0.003703704	40