

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ - UFC
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL
DOUTORADO EM RECURSOS HÍDRICOS

PAULO ROBERTO LACERDA TAVARES

**MODELAGEM COMPUTACIONAL E CALIBRAÇÃO DA
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA HORIZONTAL EM AQÜÍFERO DA
BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE UTILIZANDO O MÉTODO
ITERATIVO DO GRADIENTE HIDRÁULICO.**

FORTALEZA

2010

PAULO ROBERTO LACERDA TAVARES

**MODELAGEM COMPUTACIONAL E CALIBRAÇÃO DA
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA HORIZONTAL EM AQÜÍFERO DA
BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE UTILIZANDO O MÉTODO
ITERATIVO DO GRADIENTE HIDRÁULICO.**

Tese submetida à Coordenação do Curso de Pós-graduação em Engenharia Civil/Recursos Hídricos, na Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Marco Aurélio Holanda de Castro, Ph.D.

FORTALEZA

2010

T232m Tavares, Paulo Roberto Lacerda
Modelagem computacional e calibração da condutividade
hidráulica horizontal em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe
utilizando o método iterativo do gradiente hidráulico / Paulo Roberto
Lacerda Tavares, 2010.
135 f. ; il. color. enc.

Orientador: Prof. PhD. Marco Aurélio Holanda de Castro
Área de concentração: Recursos Hídricos
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de
Tecnologia. Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Fortaleza,
2010.

1. Parâmetros hidrodinâmicos. 2. Águas subterrâneas. I. Castro,
Marco Aurélio Holanda de (Orient.). II. Universidade Federal do Ceará
– Pós-Graduação em Engenharia Civil. III. Título.

Esta Tese foi submetida como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Doutor 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 Tese é permitida, desde que seja feita de acordo com as normas da ética científica.

Paulo Roberto Lacerda Tavares

, EM: Fortaleza, 23 de Fevereiro de 2010.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Marco Aurélio Holanda de Castro, Ph.D. (Orientador)
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Horst Frischkorn, Doutor
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Celme Torres Ferreira da Costa, Doutora
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Mariano da Franca Alencar Neto, Doutor
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia - IFCE

Prof. Hans Dieter Max Schuster, Doutor
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

Dedico,

À minha esposa e filha, Ana Raquel e Gabriela, razões do meu viver, pelo amor, carinho, compreensão e incentivo em todos os momentos.

Aos meus pais, Paulo e Josefa, e minha irmã, Ana, pelo apoio incondicional, pelo exemplo de vida, inspiração da minha caminhada.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos ao professor Marco Aurélio Holanda de Castro, pela confiança, pela disponibilidade incondicional e pelas observações e conhecimento transmitidos na orientação deste trabalho e de minha vida acadêmica.

Aos professores membros da banca examinadora, pela participação e sugestões apresentadas.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental (DEHA) da Universidade Federal do Ceará.

Ao professor Mariano da Franca Alencar Neto do Instituto Federal de Educação Tecnológica do Ceará, pela decisiva colaboração computacional.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, em particular, Umbelina Caldas Neta, da biblioteca setorial e Erirelton Ferreira, técnico em informática.

Aos amigos do laboratório de hidráulica computacional do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, em especial, Claudio Damasceno, Carlos Leal, Mauro César, Fernando Peroba, Luiz Henrique e Magno Costa, pelo apoio e companheirismo demonstrados na superação de obstáculos individuais ou coletivos.

À Companhia de Gerenciamento dos Recursos Hídricos de Estado do Ceará – COGERH, Gerência da Bacia do Salgado, nas pessoas de Yarley Brito, Claire Anne Viana e Thiago Alves, pela disponibilidade dos dados e troca de experiências, indispensáveis à execução do trabalho.

Ao Diretor da Sociedade Anônima de Água e Esgoto do município do Crato – SAAEC, o Engenheiro Procópio Silveira, que, atento aos avanços técnicos e científicos, participou dos estudos.

À direção do Campus Cariri, nas pessoas do Diretor Ricardo Ness e dos Coordenadores de curso Vilma Sudério, Ary Ferreira e Ariluci Goes.

A todos os colegas professores, técnicos-administrativos e alunos da UFC/Campus Cariri, pelo incentivo constante.

Aos colegas Luiz Alberto e Celme Torres, que, comigo compõem o Grupo de Pesquisa na área de Recursos Hídricos do Campus Cariri e com os quais tenho orgulho de trabalhar.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo apoio financeiro ao desenvolvimento do trabalho, no início da pesquisa.

A todos aqueles que, de forma direta ou indireta, contribuíram com o bom desempenho deste trabalho, objeto de conquista pessoal e profissional.

“O ser refutável não é o menor dos encantos de uma teoria.”

(Friedrich Nietzsche)

SUMÁRIO

LISTA DE VARIÁVEIS	xi
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xvii
RESUMO	xviii
ABSTRACT	xix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Problemática	2
1.1.1 Calibração de parâmetros hidrodinâmicos	2
1.1.2 Distribuição espacial das informações geográficas	3
1.1.3 Modelagem computacional do fluxo subterrâneo em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe	3
1.2 Objetivos	4
1.2.1 Objetivo geral	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 Estrutura da tese	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 Método de estimativa de parâmetros hidrodinâmicos	6
2.2 Modelagem matemática aplicada à hidrogeologia	7
2.2.1 Escoamento das águas subterrâneas	8
2.2.2 Métodos analíticos	15
2.2.3 Métodos numéricos	15
2.3 Sistemas de informações georreferenciadas e a hidrogeologia	18
2.4 Bacia sedimentar do Araripe	21
2.4.1 Localização	21
2.4.2 Caracterização climatológica	21
2.4.3 Vegetação	22
2.4.4 Geomorfologia	22
2.4.5 Contexto hidrogeológico	23
2.4.6 Vulnerabilidade à contaminação do Vale do Cariri	24
3 METODOLOGIA	26
3.1 Calibração de parâmetros hidrodinâmicos	26
3.1.1 <i>Parameter Estimation</i> – PEST	26
3.1.2 Método Iterativo do Gradiente Hidráulico – MIGH	27
3.1.2.1 Modificação de etapa de geração da matriz de cargas observadas	33

3.1.3	Aplicação de regressão linear simples para estimar a matriz inicial de cargas observadas	35
3.2	Distribuição espacial das informações geográficas	37
3.2.1	Coleta de dados	37
3.2.2	Composição e edição de desenhos	37
3.2.3	Geração dos GRIDs	39
3.2.4	Geração das matrizes que contenham os parâmetros de entrada do Modflow	40
3.3	Estudos de caso.....	42
3.3.1	Caso hipotético 1.....	42
3.3.2	Caso hipotético 2.....	43
3.3.3	Caso real – Sistema Aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe.....	45
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	52
4.1.1	Caso hipotético 1.....	52
4.1.2	Caso hipotético 2.....	57
4.1.3	Caso real – Sistema Aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe.....	64
4.1.3.1	Alternativa 1 – Sem zoneamento	66
4.1.3.2	Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear	72
4.1.3.3	Alternativa 3 – Com zoneamento.....	80
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	87
5.1	Calibração de parâmetros hidrodinâmicos	87
5.2	Distribuição espacial das informações geográficas	89
5.3	Modelagem computacional do fluxo subterrâneo em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe	90
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	92
	APÊNDICE I: Manual de Utilização do Programa UFC-MIGH.....	99
1	REQUISITOS.....	99
2	UTILIZANDO O PROGRAMA UFC-MIGH.....	99
2.1	Criação das Pastas de Trabalho	99
2.2	Criação dos modelos.....	101
2.2.1	Passo 01: Criação de um novo modelo	101
2.2.2	Passo 02: Composição da malha	102
2.2.3	Passo 03: Tipo de aquífero.....	103
2.2.4	Passo 04: Condições de contorno	104
2.2.5	Passo 05: Elevação do topo	106
2.2.6	Passo 06: Elevação da base	106
2.2.7	Passo 07: Tempo	109
2.2.8	Passo 08: Cargas iniciais	110

2.2.9	Passo 09: Condutividade hidráulica horizontal.....	110
2.2.10	Passo 10: Porosidade efetiva	111
2.2.11	Passo 11: Escolha dos pacotes do Modflow	112
2.2.12	Passo 12: Geração dos arquivos de entrada do Modflow	113
2.3	Calibração	115
2.4	Resultados	116

LISTA DE VARIÁVEIS

n: porosidade total (%).....	8
V_v : volume de vazios [L^3].....	8
V : volume total [L^3].....	8
n_e : porosidade efetiva (%).....	9
V_D : volume de água drenada por gravidade [L^3].....	9
V : volume total [L^3].....	9
S : coeficiente de armazenamento.....	10
V_D : volume de água drenada [L^3].....	10
A : área drenada [L^2].....	10
Δh : decréscimo de carga hidráulica [L].....	10
S_s : armazenamento específico [$1/L$].....	10
b : espessura do aquífero [L].....	10
Q : vazão constante que escoo pelo cilindro [L^3/T].....	12
A : área do cilindro [L^2].....	12
Δh : diferença de carga hidráulica [L].....	12
L : distância entre os piezômetros [L].....	12
K : condutividade hidráulica [L/T].....	12
p_i/γ : carga de pressão num determinado ponto [L].....	12
z_i : carga de posição num determinado ponto [L].....	12
\vec{v} : vetor velocidade aparente formado por componentes nas direções X, Y e Z.....	12
∇h : gradiente hidráulico.....	12
T : transmissividade [L^2/T].....	13
K : condutividade hidráulica [L/T].....	13
b : espessura saturada do aquífero [L].....	13
F_{obj} : a função objetivo a ser minimizada;.....	26
N : número total de cargas observadas;.....	26
h_i^{obs} : cargas observadas [L].....	26
h_i^{calc} : cargas calculadas [L].....	26
∇h^{obs} : gradiente hidráulico observado [L/L].....	28
∇h^{calc} : gradiente hidráulico calculado [L/L].....	28
R : domínio do fluxo.....	28
r_i : um pequeno subdomínio do domínio R	29
T_i : transmissividade média no subdomínio r_i	29

N: número total de subdomínios em R.....	29
K_j : condutividade hidráulica [L/T].....	30
λ : fator de comprimento do passo.....	30
i: índice da célula	30
j: índice da iteração.....	30
N: quantidade de pontos observados ou número de células ativas.....	31
b_0 : intercepto y da equação de regressão;	36
b_1 : inclinação da reta de regressão;	36
\hat{y} : variável dependente;	36
x: variável independente.	36
\hat{Z} : valor resultante calculado a partir das amostras Z_i até Z_n	39
n: número de amostras da região a ser analisada	39
d_i : distância de cada amostra ao ponto a ser calculado [L]	39
p: expoente de ponderação	40
Z_i : valor de cada amostra.....	40

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Esboço esquemático do dispositivo utilizado por Darcy.	11
Figura 2.2 – Mapa de vulnerabilidade natural à contaminação da área.	25
Figura 2.3 – Percentual de área vulnerável por município.....	25
Figura 3.1 – Fluxograma do processo de calibração pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, adaptado de Schuster e Araújo, 2004.	32
Figura 3.2 – Fluxograma do processo de calibração pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico modificado.....	34
Figura 3.3 – Interface do programa UFC-MIGH.	35
Figura 3.4 – Janela de exportação de dados do AutoCAD Map 2005 para o ArcView GIS. .	38
Figura 3.5 – Exemplo de um GRID gerado no ArcGIS 9.0.	40
Figura 3.6 – Exemplo de uma matriz de pontos, distribuídos pelas coordenadas (X,Y) das células.	41
Figura 3.7 – Exemplo da sobreposição da matriz de pontos e GRID.	41
Figura 3.8 – Representação em malha do Exemplo 1.....	42
Figura 3.9 – Representação em malha do Exemplo 2.....	44
Figura 3.10 – Localização da Área-Crato.....	45
Figura 3.11 – Imagem aérea da Área-Crato.....	46
Figura 3.12 – Seção transversal da estratigrafia.	47
Figura 3.13 – Caracterização litológica da Área-Crato.	47
Figura 3.14 – Representação esquemática da Área-Crato visualizada no PMWIN.	50
Figura 3.15 – Distribuição das condutividades hidráulica em zonas.....	51
Figura 4.1 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas iniciais..	52
Figura 4.2 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (3ª Iteração).. ...	53
Figura 4.3 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (9ª Iteração).. ...	53
Figura 4.4 – Exemplo 1: Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.....	54
Figura 4.5 – Exemplo 1: Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.....	54
Figura 4.6 – Exemplo 1: Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (9ª Iteração).....	55
Figura 4.7 – Exemplo 1: Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 1, calibrada com o MIGH (9ª Iteração).	56
Figura 4.8 – Exemplo 1: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 1, calibrada com o MIGH (9ª Iteração).	56
Figura 4.9 – Exemplo 2: Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.....	57

Figura 4.10 – Exemplo 2: Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.....	58
Figura 4.11 – Exemplo 2: Zoneamento da condutividade hidráulica horizontal – Valores iniciais.....	58
Figura 4.12 – Exemplo 2: Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (8ª Iteração) e do MIGH (20ª Iteração).	60
Figura 4.13 – Exemplo 2: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2. Resultado final do PEST (8ª Iteração) e do MIGH (20ª Iteração).....	60
Figura 4.14 – Exemplo 2: Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2, calibrada com o PEST (8ª Iteração).	61
Figura 4.15 – Exemplo 2: Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2, calibrada com o MIGH (20ª Iteração).	61
Figura 4.16 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas iniciais..	62
Figura 4.17 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (8ª Iteração).. .	63
Figura 4.18 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (20ª Iteração)..	63
Figura 4.19 – Modelo digital de elevação: Cotas do topo da camada simulada.	64
Figura 4.20 – Mapa das profundidades da camada.	65
Figura 4.21 – Cotas da base da camada simulada.	65
Figura 4.22 – Mapa das cargas hidráulicas iniciais do modelo.....	66
Figura 4.24 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.	67
Figura 4.25 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (11ª Iteração).	68
Figura 4.26 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (11ª Iteração). 69	
Figura 4.27 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (11ª Iteração). 69	
Figura 4.28 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas iniciais.....	70
Figura 4.29 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (3ª Iteração).....	71
Figura 4.30 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (11ª Iteração).	71
Figura 4.31 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração, utilizando o MIGH.	73

Figura 4.32 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração, utilizando o MIGH.....	73
Figura 4.33 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (19ª Iteração).....	74
Figura 4.34 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração, utilizando o MIGH.	75
Figura 4.35 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração, utilizando o MIGH.....	76
Figura 4.36 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (15ª Iteração).....	77
Figura 4.37 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (15ª Iteração).....	78
Figura 4.38 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH.	79
Figura 4.39 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH.....	79
Figura 4.40 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.	80
Figura 4.41 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.....	81
Figura 4.42 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (7ª Iteração) e do MIGH (184ª Iteração).....	82
Figura 4.43 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (184ª Iteração).....	83
Figura 4.44 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição espacial das condutividades hidráulicas horizontais pela Área-Crato, calibradas com o PEST (7ª Iteração).....	84
Figura 4.45 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (184ª Iteração).....	84
Figura 4.46 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas iniciais.....	85

Figura 4.47 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (7 ^a Iteração).....	85
Figura 4.48 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (184 ^a Iteração).....	86
Figura A1 – UFC-MIGH: Pastas e arquivos requeridos.....	99
Figura A2 – UFC-MIGH: Ícone de inicialização.....	99
Figura A3 – UFC-MIGH: Janela para entrada do nome do modelo.....	100
Figura A4 – UFC-MIGH: Pasta do projeto.....	100
Figura A5 – UFC-MIGH: Pastas criadas automaticamente dentro da pasta do projeto.....	100
Figura A6 – UFC-MIGH: Criação de um novo modelo.....	101
Figura A7 – UFC-MIGH: Menu para acionar a composição da malha.....	102
Figura A8– UFC-MIGH: Janela para entrada das dimensões da malha.....	102
Figura A9 – UFC-MIGH: Tipo de confinamento.....	103
Figura A10 – UFC-MIGH: Janela para indicação do tipo de aquífero.....	103
Figura A11 – UFC-MIGH: Entrada das condições de contorno.....	104
Figura A12 – UFC-MIGH: Janela para entrada das condições de contorno.....	104
Figura A13 – UFC-MIGH: Esquema com cargas observadas fixas.....	105
Figura A14 – UFC-MIGH: Esquema com cargas observadas não-fixas.....	105
Figura A15 – UFC-MIGH: Entrada dos valores de topo das camadas modeladas.....	106
Figura A16 – UFC-MIGH: Entrada dos valores de base das camadas modeladas.....	106
Figura A17 – UFC-MIGH: Abrindo o editor de matrizes.....	107
Figura A18 – UFC-MIGH: Salvando matrizes.....	107
Figura A19 – UFC-MIGH: Nome da matriz e local onde deve ser salva.....	108
Figura A20 – UFC-MIGH: Renomeando a matriz Base para o formato .DAT.....	108
Figura A21 – UFC-MIGH: Entrada dos valores temporais.....	109
Figura A22 – UFC-MIGH: Janela <i>Time Parameter</i>	109
Figura A23 – UFC-MIGH: Entrada das cargas iniciais.....	110
Figura A24 – UFC-MIGH: Entrada das condutividades hidráulicas horizontais.....	111
Figura A25 – UFC-MIGH: Entrando com a porosidade efetiva.....	112
Figura A26 – UFC-MIGH: Escolha dos pacotes.....	112
Figura A27 – UFC-MIGH: Arquivos e pastas requeridos para a calibração.....	113
Figura A28 – UFC-MIGH: Gerando os arquivos de entrada do Modflow.....	114
Figura A29 – UFC-MIGH: Gerando os arquivos de entrada do Modflow.....	114
Figura A30 – UFC-MIGH: Interface do Programa.....	115
Figura A31 – UFC-MIGH: Apresentação dos Resultados.....	116
Figura A32 – UFC-MIGH: Gráfico da Média dos Ângulos.....	117
Figura A33 – UFC-MIGH: Gráfico da Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSEH).....	117

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Valores de porosidade para alguns materiais geológicos.....	9
Tabela 2.2 – Valores de armazenamento específico para alguns materiais geológicos.....	10
Tabela 2.3 – Valores de condutividade hidráulica horizontal para alguns materiais geológicos.....	13
Tabela 2.4 – Principais características dos sistemas aquíferos .	24
Tabela 3.1 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas do Exemplo 1.....	43
Tabela 3.2 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas do Exemplo 2.....	44
Tabela 3.3 – Locais dos Poços de Abastecimento e as vazões da Área-Crato.....	48
Tabela 3.4 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas em Dezembro/2008.....	49
Tabela 4.1 – Exemplo 1: Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	55
Tabela 4.2 – Exemplo 2: Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	59
Tabela 4.3 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	68
Tabela 4.4 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	74
Tabela 4.5 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	76
Tabela 4.6 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.....	82

RESUMO

O processo de calibração de parâmetros hidrodinâmicos representa parte importante dos modelos e sua abordagem geral consiste em minimizar uma função objetivo expressa pela diferença entre as cargas hidráulicas observadas e calculadas. Guo e Zhang, na década de 90 e, depois, Schuster e Araújo (2004) propuseram um processo alternativo para estimação dos parâmetros, através da minimização da diferença entre os gradientes hidráulicos observados e calculados e denominado Método Iterativo do Gradiente Hidráulico (MIGH). A geração da matriz de cargas observadas tem função determinante no sucesso do processo de calibração. Na abordagem tradicional, a matriz observada é constituída por meio de um processo de interpolação. Este trabalho propõe-se a investigar a geração da matriz observada, utilizando o próprio processo de simulação, fixando, no modelo, os pontos de cargas aferidas em campo. Perceberam-se, ainda, grandes esforços manuais na busca de integrar o software simulador (PMWIN) e o calibrador (MIGH); neste sentido, toda a metodologia de calibração foi implementada e automatizada no programa computacional desenvolvido na pesquisa, denominado UFC-MIGH. Acrescido ao processo de calibração, foram investigadas técnicas de geoprocessamento através de um Sistema de Informações Geográficas (SIG), para simplificar a geração das matrizes de entrada do modelo. Para aplicação da metodologia proposta, foram calibradas as condutividades hidráulicas horizontais de dois exemplos hipotéticos e um caso real, referente a uma porção do aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe, abrangendo a totalidade da área urbana do município do Crato. Em todos os casos simulados, os resultados com o emprego do MIGH, demonstraram erros menores, confirmados através dos critérios de convergência e comparados à metodologia tradicional, implementada no software PEST. Dessa forma, o MIGH demonstra maior flexibilidade, mostrando eficácia superior em problemas com ou sem o zoneamento das condutividades hidráulicas. Além disso, a nova metodologia de geração das matrizes de cargas observadas garante resultados hidrogeologicamente mais consistentes, comparada à utilização da interpolação, que não contempla singularidades do modelo, como rios, poços de bombeamento e contornos impermeáveis. Por fim, como importantes produtos finais, estão presentes no trabalho, o mapa de condutividade hidráulica horizontal e o mapa potenciométrico da Área-Crato.

ABSTRACT

The process of calibration of hydrodynamic parameters represents an important part in computer modeling; its general approach consists of minimizing an objective function expressed by the difference between observed and simulated hydraulics heads. Guo and Zhang, in the decade of 90 and Schuster and Araújo (2004) proposed an alternative process for estimating the parameters, through the minimization of the difference between observed and simulated hydraulic gradients and denominated Iterative Method of the Hydraulic Gradient (IMHG). The generation of the matrix of observed heads has decisive function in the success of the calibration process. In the traditional approach, the observed matrix is obtained using a mathematical interpolation. This work intends to investigate the generation of the observed head matrix, using the simulation process itself, fixing, in the model, the points where the heads are known. Normally, great manual efforts were noticed in the attempt of integrating the simulating software (PMWIN) and the (IMHG), therefore, all calibration methodology was automatically implemented and a computer code was developed, denominated UFC-MIGH. Geoprocessing techniques were added to the calibration process in order to simplify the generation of the input matrix of the model. For the application of the proposed methodology, the horizontal hydraulic conductivities of two hypothetical examples and a real case were used. The real case consisted of a portion of the aquifer of the Sedimentary Basin of Araripe, including the total urban area of the municipal district of Crato. In all of the simulated cases, the results them IMHG, demonstrated smaller errors than the traditional methodology, implemented in the software PEST. Thus, IMHG demonstrated larger flexibility, showing superior effectiveness in problems with or without the zoning of the hydraulic conductivities. The new methodology of generation of observed heads matrix is much more hydrogeological consistent than using just mathematical interpolation. This new methodology takes into account singularities of the model, as rivers, wells and impermeable outlines. Finally, as important final products, present in the thesis, the map of horizontal hydraulic conductivity and the contour map of the hydraulic heads of the area where the methodology was applied.

1 INTRODUÇÃO

A água tem papel fundamental no desenvolvimento socioeconômico dos países e, neste sentido, identifica-se uma situação que merece crescente preocupação: garantir o abastecimento econômico e seguro de água potável nos meios urbano e rural, sem comprometer a oferta e qualidade de tais recursos hídricos. Nesse contexto, comparando os custos de bombeamento, determinados pelos preços dos equipamentos e da energia, com os custos de tratamento da água superficial, as fontes de água subterrânea se mostram com importância estratégica, uma vez que oferecem uma alternativa de suprimento de qualidade a relativo baixo custo.

A modelagem computacional do fluxo subterrâneo da água se apresenta, neste contexto, como ferramenta indispensável, tendo em vista oferecer grande eficiência no uso dos dados disponíveis, permitindo analisar situações, em geral, complexas, que envolvem inúmeros cálculos e apresentando respostas quantitativas e qualitativas para os diversos problemas relacionados ao comportamento dos aquíferos.

O processo de modelagem, entendido como uma simplificação de fenômenos reais, envolve uma trabalhosa seqüência de procedimentos, que se estendem desde a composição inicial do modelo, contemplando os principais parâmetros da área, até a verificação, análise e apresentação final dos resultados.

Entre os procedimentos constituintes da modelagem, destaca-se a etapa de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos. A calibração tem como proposta estabelecer o valor dos parâmetros de forma que o modelo possa reproduzir as cargas aferidas em campo. Pode ser realizada através do ajuste dos parâmetros por tentativa-e-erro ou por meio de métodos matemáticos automatizados em códigos computacionais.

Dessa forma, considerando a grande quantidade de informações manipuladas e o grau de complexidade dos métodos matemáticos característicos da modelagem computacional do fluxo subterrâneo, estudos que desenvolvam

alternativas simplificadoras, baseados na automatização computacional de processos se apresentam justificados.

Por fim, não se deve distanciar da finalidade principal dos avanços matemático-computacionais, que é a representação adequada da realidade, oferecendo resultados eficientes, com aplicações práticas, para o gerenciamento das águas subterrâneas.

1.1 Problemática

A pesquisa fundamenta-se em três principais linhas de investigação: a primeira e a segunda, de ordem geral, tratam do método de calibração e da aplicação de Sistemas de Informações Geográficas à modelagem de aquíferos, e a terceira, específica, se refere a aplicação da calibração e da modelagem computacional do fluxo subterrâneo em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe.

1.1.1 Calibração de parâmetros hidrodinâmicos

A abordagem geral dos procedimentos de calibração baseia-se na minimização de uma função objetivo composta pela diferença entre as cargas observadas e calculadas ou pela diferença entre os gradientes hidráulicos observados e calculados; portanto, a composição do mapa potenciométrico a partir dos valores observados tem papel crucial no sucesso da calibração.

Utilizam-se, tradicionalmente, técnicas de interpolação das cargas pontuais observadas em campo para compor o mapa potenciométrico observado. Tal procedimento, em geral, reveste-se de pequena ou nenhuma conceituação hidrogeológica e, na maioria das vezes, requer ajustes manuais em ocorrências como contornos impermeáveis, corpos hídricos superficiais com influência no fluxo subterrâneo, etc. Neste sentido, a pesquisa tem a proposta de minorar as dificuldades de composição do mapa potenciométrico observado, através da modificação das etapas de iteração no método iterativo do gradiente hidráulico.

1.1.2 Distribuição espacial das informações geográficas

O processo de modelagem matemática e computacional do fluxo subterrâneo, na maioria dos casos, está baseado e depende da distribuição espacial das diversas variáveis e parâmetros. Frequentemente, para a solução deste tipo de problema, recorre-se à discretização da área em células, à composição de funções para cada célula e à solução algébrica do sistema de equações.

Na modelagem, cada célula representa uma porção limitada do aquífero e, portanto, deve apresentar um conjunto característico de parâmetros. A quantidade de células pode, então, apresentar-se como fator limitante à obtenção de resultados precisos, além tornar o processo de entrada de dados no modelo excessivamente trabalhoso. Dessa forma, os métodos de processamento das informações geográficas através de sistemas de informações geográficas têm papel determinante na eficiência da modelagem e justificam investigações.

1.1.3 Modelagem computacional do fluxo subterrâneo em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe

A região do Cariri cearense apresenta características climáticas peculiares, com grande disponibilidade de recursos minerais e, especialmente, a ocorrência de reservas hídricas subterrâneas significativas, oferecendo condições ímpares ao desenvolvimento socioeconômico, se comparada à maior parte das demais porções semi-áridas do Nordeste brasileiro. A área limitada pela porção cearense da Bacia Sedimentar do Araripe abrange uma população superior a 500.000 habitantes (IBGE, 2009) em que a oferta de recursos hídricos disponíveis para abastecimento dos municípios é predominante ou, em alguns casos, exclusivamente, de águas subterrâneas. Diante desse contexto, estudos que procuram identificar o comportamento dos recursos hídricos subterrâneos se mostram continuamente justificados, exigindo ajustes permanentes em busca da representação satisfatória da real situação do manancial.

Uma das grandes dificuldades de aplicação das técnicas de modelagem de água subterrânea na Bacia Sedimentar do Araripe corresponde à amplitude da área, com a ocorrência de diversas formações geológicas, dispostas de forma complexa. Neste sentido, a coleta de dados em campo, imprescindíveis à composição do modelo, torna-se bastante dispendiosa considerando tempo e custos, determinando resultados insatisfatórios, com dificuldades de representar a realidade dos aquíferos locais.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

Tem-se como objetivo geral, desenvolver e aprimorar o procedimento de calibração de parâmetros hidrodinâmicos através da modificação do método iterativo do gradiente hidráulico, aplicado à modelagem computacional de aquíferos.

1.2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos do trabalho são:

- (a) Desenvolver aplicativo específico em linguagem computacional Delphi, implementando as modificações propostas para o método iterativo do gradiente hidráulico e automatizando o processo de calibração;
- (b) Determinar a distribuição de condutividade hidráulica horizontal, e identificar o comportamento do fluxo hídrico subterrâneo em aquífero pertencente a Bacia Sedimentar do Araripe;
- (c) Avaliar e estabelecer padrões para a modelagem computacional do escoamento da água subterrânea para a Bacia Sedimentar do Araripe.

1.3 Estrutura da tese

Este trabalho está dividido em seis partes principais, descritas a seguir.

No Capítulo 1, consta a introdução, onde estão definidos os objetivos e as justificativas da pesquisa, bem como a organização da tese.

O Capítulo 2 faz referência ao embasamento teórico relacionado aos principais temas abordados no trabalho, destacando alguns estudos que contribuem com o entendimento da pesquisa.

No Capítulo 3, tem-se a metodologia da pesquisa, com o detalhamento do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, associado ao novo processo de geração das cargas observadas. Inclui, ainda, os procedimentos de utilização do Sistema de Informações Geográficas, bem como, a descrição dos estudos de caso, utilizados para aplicação dos métodos desenvolvidos.

O Capítulo 4 apresenta os resultados e discussões relativos aos três estudos de caso.

No Capítulo 5, estão as conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

E, por fim, o Capítulo 6 lista as referências bibliográficas.

Tem-se, adicionalmente, no Apêndice I, o manual de utilização do programa computacional UFC-MIGH, desenvolvido na pesquisa, descrevendo a execução detalhada de um exemplo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Método de estimativa de parâmetros hidrodinâmicos

Conforme Schuster e Araújo (2004), a estimativa de parâmetros é uma etapa muito importante na modelagem de um sistema aquífero e consome o maior tempo no procedimento de simulação numérica. Inúmeras técnicas têm sido desenvolvidas e são discutidas nos trabalhos de Yeh (1986), Carrera e Neuman (1986), Carrera (1987), Sun (1994), McLaughlin e Towley (1996), Guo e Zhang (2000) e Schuster e Araújo (2004).

A abordagem clássica dos procedimentos de estimação de parâmetros hidrodinâmicos fundamenta-se na minimização de uma função objetivo, através da técnica inversa dos mínimos quadrados e estão implementados em códigos computacionais, destacando o MODINV (DOHERTY, 1990), MODFLOWP (HILL, 1992), PEST (DOHERTY, 1994) e o UCODE (POETER e HILL, 1998).

Outro tipo de abordagem se refere aos métodos baseados na análise da rede de fluxo ou do tubo de corrente, proposto primeiramente por Stallman (1956) e desenvolvido e apresentado em diversos estudos, destacando Nelson (1960, 1961, 1968); Emsellem e Marsily (1971); Hunt e Wilson (1974); Day e Hunt (1977); Robertson (1982); Hawkins e Stephens (1983); Rice e Gorelick (1985); Scott e Thorpe (1986); Fenemor (1988); Tonder (1989); Doll (1990); Scott (1992); Thiery (1994); Rodert e Teubner (1999).

No início dos anos 2000, Guo e Zhang (2000) e, depois, Schuster e Araújo (2004) desenvolveram a técnica de estimação de parâmetros hidrodinâmicos referidos em seus trabalhos, respectivamente, como *Hydraulic Gradient Comparison Method* e Método Iterativo de Gradiente Hidráulico, baseados na minimização da diferença entre gradiente hidráulico observado e calculado. Este método será detalhadamente discutido nas próximas seções.

2.2 Modelagem matemática aplicada à hidrogeologia

O entendimento do movimento da água em meio poroso, considerando sua escala física real, na maioria das vezes, é uma tarefa extremamente complexa. Diante disso, os profissionais que analisam o fluxo subterrâneo da água utilizam a modelagem como forma de controlar todas as variáveis e obter respostas eficazes, economizando tempo e recursos financeiros. Anderson e Woessner (1992) definem um modelo como qualquer dispositivo que representa uma aproximação de uma situação de campo.

As aplicações dos modelos em hidrogeologia permitem classificá-los, dependendo da finalidade, em três tipos principais:

- (a) Preditivos: usados para prever respostas dos aquíferos a qualquer tipo de excitação;
- (b) Interpretativos: usados para estudar a configuração dos sistemas, organização e distribuição das informações na área;
- (c) Genéricos: usados para analisar o escoamento em sistemas hidrogeológicos hipotéticos.

Bear (1979), Jamieson e Freeze (1983), Stephens (1983), Ardersen et al. (1984), McLaughlin and Johnson (1987), Kresic (1997), Herrera, Pinto e Vargas (2002), Chiang (2005), Babu (2008) apresentam aplicações hipotéticas e reais, em diversas partes do mundo, para estes tipos de modelos.

Outra forma de classificar os modelos é:

- (a) Modelos físicos: simulam, em laboratórios, o escoamento subterrâneo diretamente em tanques de sedimentação;
- (b) Modelos matemáticos: simulam, geralmente, de forma computacional, o escoamento das águas subterrâneas através da solução das equações governante do fenômeno.

Os modelos matemáticos, por sua vez, são classificados, segundo Sun (1994), em:

- (a) Determinísticos e estocásticos: dependendo se variáveis aleatórias aparecem no modelo;
- (b) Linear e não-linear: dependendo se as equações do modelo são lineares ou não-lineares;
- (c) Estacionários e dinâmicos: dependendo se a variável tempo está incluída no modelo;
- (d) Global e distribuído: dependendo do tratamento espacial das variáveis e parâmetros.

Na modelagem de água subterrânea predominam os modelos distribuídos, descritos por equações diferenciais parciais e os métodos utilizados para a solução destes problemas são de dois tipos: métodos analíticos e métodos numéricos. A seguir, têm-se o equacionamento geral, incluindo a apresentação dos principais parâmetros, bem como a descrição dos métodos de solução.

2.2.1 Escoamento das águas subterrâneas

Os modelos matemáticos de fluxo subterrâneo equacionam o movimento da água em meio poroso a partir de princípios hidráulicos estabelecidos, entre eles a equação da continuidade. O meio é tratado como um contínuo dotado de propriedades médias bem definidas, envolvendo três parâmetros fundamentais: porosidade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica (CABRAL, 1997).

(a) Porosidade

Fetter (1980) define porosidade como a porcentagem de rocha ou solo que é vazia de material e é definida matematicamente pela expressão:

$$n = 100 \frac{V_v}{V} \quad (2.1)$$

n: porosidade total (%)

V_v : volume de vazios [L^3]

V: volume total [L^3]

A ocupação dos vazios pela água envolve forças moleculares e a tensão superficial que impedem a extração total. Neste sentido, em hidrogeologia, é necessário definir o conceito de porosidade efetiva, dada pela razão entre o volume de água efetivamente liberado de uma amostra de rocha porosa saturada e o volume total, na forma:

$$n_e = 100 \frac{V_D}{V} \quad (2.2)$$

n_e : porosidade efetiva (%)

V_D : volume de água drenada por gravidade [L³]

V : volume total [L³]

Nos depósitos sedimentares, a porosidade depende da forma, distribuição por tamanho e grau de cimentação e compactação das partículas. Já nas formações consolidadas, o grau de fraturas da rocha é, também, um fator importante. A Tabela 2.1, adaptada de Todd (1959), lista valores médios de porosidade para alguns materiais geológicos.

Tabela 2.1 – Valores de porosidade para alguns materiais geológicos. (TODD, 1959)

Material	Porosidade (%)	Material	Porosidade (%)
Cascalho grosso	28	Calcário	30
Cascalho médio	32	Dolomita	26
Cascalho fino	34	Arenito, granulometria fina	33
Areia grossa	39	Arenito, granulometria média	37
Areia média	39	Siltito	35
Areia fina	43	Argilito	43
Silte	46	Basalto	17
Argila	42		

(b) Coeficiente de armazenamento

A recarga e a descarga em um aquífero representam uma mudança no volume armazenado; a capacidade de um aquífero armazenar e transmitir água pode ser entendida através do coeficiente de armazenamento.

O coeficiente de armazenamento é um parâmetro adimensional definido por Caicedo (2002) como o volume de água liberado pelo aquífero de área unitária e

espessura constante, quando submetido a uma redução unitária de altura piezométrica.

$$S = \frac{V_D}{A\Delta h} \quad (2.3)$$

S: coeficiente de armazenamento

V_D : volume de água drenada [L^3]

A: área drenada [L^2]

Δh : decréscimo de carga hidráulica [L]

O coeficiente de armazenamento também pode ser expresso por:

$$S = S_s b \quad (2.4)$$

S_s : armazenamento específico [1/L]

b: espessura do aquífero [L]

O armazenamento específico é definido como o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a decréscimo unitário de carga hidráulica.

Uma faixa de variação do armazenamento específico para diferentes litologias pode ser encontrada em Domenico (1972) e está apresentada na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Valores de armazenamento específico para alguns materiais geológicos. (DOMENICO, 1972 apud CAICEDO, 2002)

Material	Armazenamento específico S_s (m^{-1})
Argila mole	$2,0 \cdot 10^{-2} - 2,6 \cdot 10^{-3}$
Argila dura	$2,6 \cdot 10^{-3} - 1,3 \cdot 10^{-3}$
Argila média	$1,3 \cdot 10^{-3} - 9,2 \cdot 10^{-4}$
Areia fofa	$1,0 \cdot 10^{-3} - 4,9 \cdot 10^{-4}$
Areia densa	$2,0 \cdot 10^{-4} - 1,3 \cdot 10^{-4}$
Cascalho arenoso compacto	$1,0 \cdot 10^{-4} - 4,9 \cdot 10^{-5}$
Rocha fissurada	$6,9 \cdot 10^{-5} - 3,3 \cdot 10^{-6}$
Rocha sã	$< 3,3 \cdot 10^{-6}$

(c) Condutividade hidráulica

O engenheiro francês Henry Darcy (1856), investigando o escoamento de água através de um filtro de areia; concluiu que existe uma relação entre o fluxo de água que atravessa a camada filtrante e o gradiente hidráulico, desenvolvendo, então, o conceito de condutividade hidráulica como uma propriedade macroscópica do meio (CABRAL, 1997).

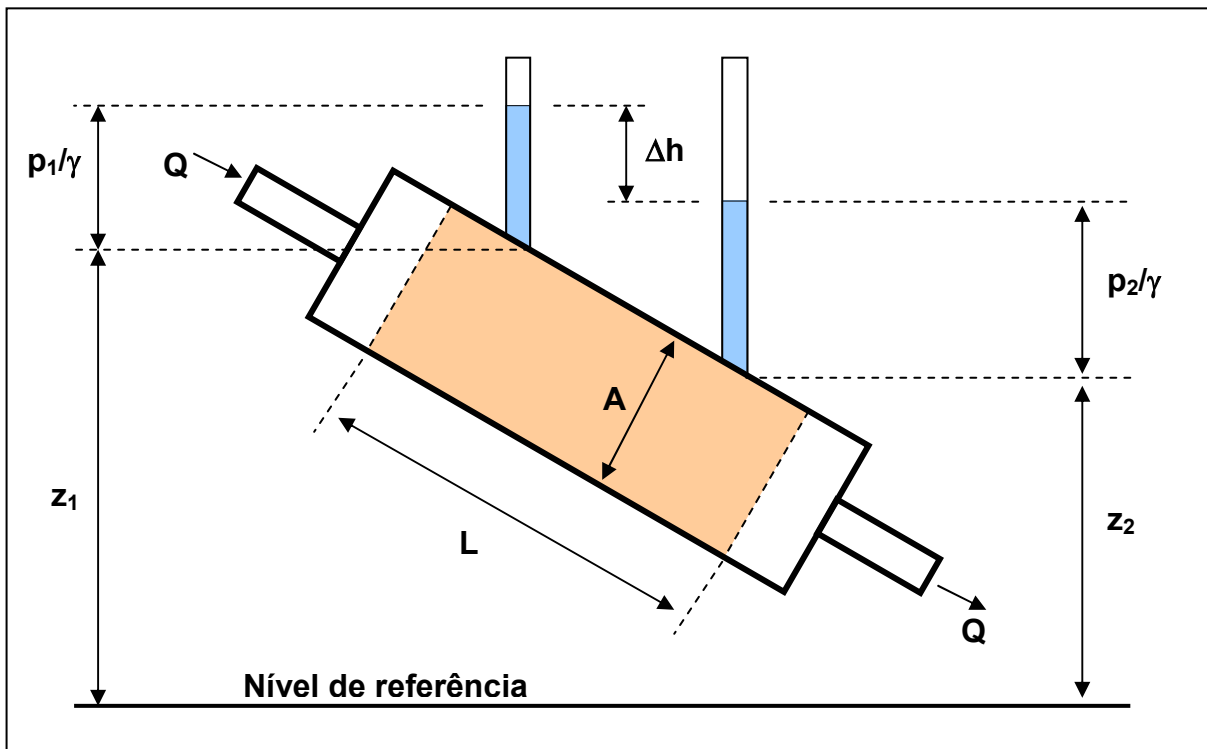


Figura 2.1 – Esboço esquemático do dispositivo utilizado por Darcy.

Considerando o esquema da Figura 2.1, a lei de Darcy estabelece que a vazão do escoamento é inversamente proporcional à distância L entre os piezômetros; diretamente proporcional a área da seção transversal do filtro (A) e diretamente proporcional à diferença de cargas hidráulicas (Δh), que corresponde a diferença de cotas piezométricas, uma vez que nos escoamentos subterrâneos as cargas cinéticas podem ser desprezadas devidos à baixa velocidade do fluido. Dessa forma, a equação fica:

$$Q = K \frac{A \Delta h}{L} \quad (2.5)$$

Q: vazão constante que escoar pelo cilindro [L^3/T]

A: área do cilindro [L^2]

Δh : diferença de carga hidráulica [L]

L: distância entre os piezômetros [L]

K: condutividade hidráulica [L/T]

Sendo que a diferença de carga hidráulica é dada por:

$$\Delta h = \left(\frac{p_1}{\gamma} + z_1 \right) - \left(\frac{p_2}{\gamma} + z_2 \right) \quad (2.6)$$

p_i/γ : carga de pressão num determinado ponto [L]

z_i : carga de posição num determinado ponto [L]

E, em sua forma generalizada, simplificada em termos de velocidade, a equação de Darcy fica:

$$\vec{v} = -K\nabla h \quad (2.7)$$

\vec{v} : vetor velocidade aparente formado por componentes nas direções X, Y e Z

K: tensor condutividade hidráulica

∇h : gradiente hidráulico

Dessa forma, o coeficiente de proporcionalidade K presente na equação de Darcy corresponde a um parâmetro hidrogeológico, que combina propriedades do fluido e do meio, sendo denominado condutividade hidráulica.

A condutividade hidráulica serve como medida da permeabilidade do meio poroso (Todd, 1959) e se entenda permeabilidade como a capacidade de uma rocha ou solo transmitir um fluido.

A determinação da condutividade hidráulica em uma zona saturada pode se dar a partir de várias técnicas, incluindo:

- Fórmulas empíricas: relacionam a condutividade hidráulica com as propriedades físicas do meio;
- Testes laboratoriais: mede-se a condutividade utilizando uma amostra de rocha ou solo, analisada em dispositivos denominados permeômetros;

- Testes de bombeamento realizados em campo: baseiam-se na observação dos níveis da água nas proximidades de poços de bombeamento.

Na Tabela 2.3, adaptada de Todd (1959), estão listados alguns materiais geológicos e respectivas condutividades hidráulicas médias.

Tabela 2.3 – Valores de condutividade hidráulica horizontal para alguns materiais geológicos. (TODD, 1959)

Material	Condutividade Hidráulica Horizontal (m/s)
Cascalho grosso	1,74E-03
Cascalho médio	3,13E-03
Cascalho fino	5,21E-03
Areia grossa	5,21E-04
Areia média	1,39E-04
Areia fina	2,89E-05
Silte	9,26E-07
Argila	2,31E-09
Conglomerado, predominando cascalho	3,47E-04
Conglomerado, predominando areia	5,67E-06
Conglomerado, predominando argila	1,16E-07
Arenito fino	2,31E-05
Arenito médio	3,59E-04
Arenito médio/fino	1,91E-04
Folhelho	1,16E-07
Argilito	1,16E-07
Calcário	1,09E-04
Dolomito	1,16E-07

Em estudos bidimensionais, emprega-se bastante o conceito de transmissividade, o qual está relacionado com a condutividade hidráulica da seguinte forma:

$$T = Kb \quad (2.8)$$

T: transmissividade [L²/T]

K: condutividade hidráulica [L/T]

b: espessura saturada do aquífero [L]

Pode-se conceituá-la como a taxa de escoamento através de uma faixa vertical do aquífero com largura unitária, submetida a um gradiente hidráulico unitário, correspondendo à quantidade de fluido que pode ser transmitida horizontalmente por toda espessura saturada do aquífero (CABRAL, 1997).

(d) Equações do fluxo subterrâneo

Conforme descrito, a partir de Darcy, o complexo movimento da água pelos microscópicos canalículos do meio poroso passa a ser estudado de forma macroscópica através de parâmetros com características físicas definidas. Este tratamento permitiu analisar o escoamento subterrâneo dos fluidos a partir da aplicação dos princípios da hidrodinâmica, destacando a conservação de massa.

O desenvolvimento da equação geral do fluxo subterrâneo se apresenta amplamente discutido na literatura, destacando Todd (1959), Bear (1979), Freeze e Cherry (1979) e Fetter (1980).

Dessa forma, admitindo-se que os eixos cartesianos coincidem com as direções preferenciais do tensor da condutividade hidráulica, pode-se apresentar a equação geral que representa o escoamento no aquífero, aplicando-se o conceito de armazenamento, como uma equação diferencial parcial, dada por:

$$K_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\delta h}{\delta t} \quad (2.9)$$

A aplicação desta equação pode ocorrer por meio de simplificações, dependendo dos casos. Por exemplo, considerando o escoamento permanente, o termo $\frac{\delta h}{\delta t}$ é nulo e a Equação 2.9 fica:

$$K_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2.10)$$

Outra simplificação acontece quando aplicada em aquífero homogêneo e isotrópico, em que a condutividade hidráulica é a igual para as três direções do escoamento. Com isso, tem-se a equação diferencial parcial conhecida como Equação de Laplace, dada por:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2.11)$$

Em aquíferos não-confinados, aplicando o conceito de transmissividade e assumindo $T_{xx} = K_{xx}h$; $T_{yy} = K_{yy}h$ e $T_{zz} = K_{zz}h$, em que h é a espessura saturada, a Equação (2.9) assume a forma não-linear conhecida como Equação de Boussinesq:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.12)$$

A solução destas equações, em geral, não é simples e, para tal, são empregadas técnicas analíticas e/ou numéricas, conforme serão descritas a seguir.

2.2.2 Métodos analíticos

Os modelos analíticos apresentam soluções precisas e podem ser expressos explicitamente através de equações conhecidas. Técnicas como separação de variáveis, Transformada de Laplace, Transformada de Fourier e outras transformações são utilizadas para obter soluções analíticas.

No entanto, estes modelos apresentam como limitação a aplicação em problemas simples, em que a forma da região de escoamento é regular e os parâmetros são constantes. Dessa forma, a solução analítica, em geral, não é aplicável, sendo utilizada, em alguns casos, para a verificação da precisão dos métodos numéricos.

Alguns exemplos clássicos de modelagem utilizando métodos analíticos podem ser encontrados nos trabalhos de Li (1972) e Bear (1979). Além destes, nos trabalhos de Costa (2005) e Menescal (2008) podem ser encontradas referências a diversos estudos que contribuíram com as técnicas analíticas.

2.2.3 Métodos numéricos

Um método numérico é considerado eficiente para resolver determinado sistema de equações diferenciais se apresentar consistência, convergência e estabilidade; é consistente quando, ao se refinar a malha de discretização do

domínio e do tempo ao limite de diferenciais, as equações discretizadas tendem às equações originais; é convergente quando a solução obtida com esquema tende para a solução exata à medida que são refinadas as discretizações do domínio e do intervalo de tempo; e é estável quando não ocorre ampliação do erro numérico de um passo de tempo para o seguinte (RIGHETTO, 1998).

Os três tipos de técnicas comumente utilizadas para a solução numérica das equações que descrevem o movimento dos fluidos em meio poroso são: o Método das Diferenças Finitas (MDF); o Método dos Elementos Finitos (MEF) e o Método dos Elementos de Contorno (MEC). Nestes métodos, o campo de escoamento contínuo passa a ser descrito em função de um conjunto de valores discretos e relativos a determinadas posições. Estas técnicas propiciam que as equações diferenciais sejam substituídas por um conjunto de equações algébricas que podem ser resolvidas computacionalmente.

No Método das Diferenças Finitas o escoamento é substituído por uma malha de pontos e as funções contínuas são aproximadas pelos valores destas funções calculados nos pontos da malha. As derivadas das funções são aproximadas pelas diferenças entre os valores das funções em pontos vizinhos divididas pela distância entre eles. As equações diferenciais são transformadas num conjunto de equações algébricas que podem ser resolvidas com uma técnica numérica apropriada.

Conforme descrito por Cabral e Demétrio (1997), a expressão algébrica utilizada para representar a variação em cada eixo pode ser do tipo:

- Diferença progressiva (a derivada é calculada usando o ponto em estudo e um ponto a frente):

$$\left(\frac{dh}{dx}\right)_i \approx \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta x} \quad (2.13)$$

- Diferença regressiva (usa o ponto em estudo e um ponto atrás):

$$\left(\frac{dh}{dx}\right)_i \approx \frac{h_i - h_{i-1}}{\Delta x} \quad (2.14)$$

- Diferença central (usa um ponto na metade do intervalo à frente e outro na metade do intervalo atrás):

$$\left(\frac{dh}{dx}\right)_i \approx \frac{h_{i+1/2} - h_{i-1/2}}{\Delta x} \quad (2.15)$$

Dessa forma, usando diferença central, a primeira derivada da carga hidráulica é dada por:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h_{i+1/2} - h_{i-1/2}}{\Delta x} \quad (2.16)$$

Logo, a segunda derivada será:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{\Delta x} - \frac{h_{i,j} - h_{i-1,j}}{\Delta x} \right) \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \approx \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta x)^2} \quad (2.18)$$

Analogamente, é definida uma expressão semelhante para o eixo y. Para o exemplo de um problema bidimensional, homogêneo, isotrópico, permanente e sem recarga, tem-se:

$$\frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta y)^2} = 0 \quad (2.19)$$

Para cada nó interno da malha se aplica a Equação (2.19), obtendo o resultado a partir da solução do sistema de equações.

No Método dos Elementos Finitos, basicamente, o campo de escoamento é substituído por um conjunto de pequenos elementos (em geral, elementos triangulares em casos de escoamento bidimensional ou pequenos volumes quando o escoamento é tridimensional). As equações de conservação da massa e quantidade de movimento são escritas numa forma apropriada para cada elemento e

o conjunto de equações resultantes é resolvido algebricamente para determinar o campo de escoamento discretizado (MUNSON; YOUNG; OKIISHI, 1997).

O Método dos Elementos de Contorno consiste na transformação da equação diferencial parcial do problema, e suas condições de contorno, numa equação integral envolvendo, apenas, incógnitas no contorno. A equação integral é então discretizada, recaindo num sistema algébrico de equações lineares.

Os valores nos pontos internos são calculados a partir da solução obtida no contorno. Como todas as aproximações numéricas são feitas no contorno, o número de dimensões espaciais do problema fica reduzido, em comparação com outros métodos diferenciais com discretização no interior da região (CATABRIGA, 1988).

Outra formulação matemática que merece destaque é o Método dos Elementos Analíticos (MEA), originalmente formalizado por Strack e Haitjema (1981). O método baseia-se no princípio da superposição de muitas funções analíticas. Este princípio consiste da adição de soluções individuais para cada elemento. A solução do problema é obtida mediante a adição de todas as influências dos elementos analíticos individuais, representados pelas funções analíticas, que correspondem às características dos aquíferos, quando se trata de fluxo hídrico subterrâneo (GOMES, 2002). Alencar Neto (2008) apresenta detalhes da formulação e o histórico da evolução do MEA, destacando no Brasil, estudos aplicados por Gomes e Castro (2005) e Batista (2006).

2.3 Sistemas de informações georreferenciadas e a hidrogeologia

Os estudos relacionados à modelagem hidrogeológica têm como fator característico, em geral, a manipulação de uma quantidade muito grande de dados geográficos, desta forma, a etapa de reunião das informações e preparação destas, a fim de que se prestem a boa execução das análises, é determinante.

A reunião de informações envolve dois aspectos inseparáveis: quantidade e qualidade. No que diz respeito à quantidade, a disponibilidade de dados é cada vez maior. Universidades, centros de pesquisa, órgãos governamentais de planejamento, prefeituras e mesmo empresas privadas têm se empenhado

consideravelmente no agrupamento de informações geográficas, apesar dos custos de levantamentos desta natureza ainda serem relativamente altos. Já o fator qualidade está relacionado à representatividade espacial e escala em que é observado o fenômeno em estudo, neste sentido a dimensão do sistema é decisiva, pois, segundo Novo e Tundisi (1998), o problema da representatividade espacial das amostras se agrava com o aumento das dimensões do sistema.

O processamento de informações geográficas, por meio de sistemas específicos, é uma tecnologia de desenvolvimento relativamente recente e que vem acompanhando os avanços computacionais. O surgimento e aperfeiçoamento de equipamentos e programas computacionais têm impulsionado a utilização do geoprocessamento nas mais diferentes áreas do conhecimento, apresentando-se como poderosa ferramenta de manipulação de dados espaciais.

A diversidade de aplicações e os avanços constantes dos sistemas de informações geográficas tornam complexa sua definição precisa. A seguir têm-se duas definições que abrangem grande parte dos conceitos relacionados a esta ferramenta:

Em uma definição abrangente, entende-se por Sistema de Informações Geográficas como sendo ferramentas que permitem o processamento de dados espaciais em informações, geralmente informações vinculadas entre si, e usadas para a tomada de decisões a respeito de alguma porção do globo terrestre. (DEMERS, 1997, p. 7).

Um sistema de informações criado para trabalhar com dados referenciados através de coordenadas geográficas. Ou seja, é um sistema de banco de dados com capacidades bem específicas para dados referenciados geograficamente, bem como um conjunto de operadores para trabalhar com estes dados. (MENDES; CIRILO, 2001, p. 15).

Pode-se destacar, nestas definições o espaço como base de agregação de informações em que o dado geográfico está associado a duas características:

- a) as propriedades do fenômeno, como valores, classes, classificações, etc.;
- b) a localização espacial do fenômeno, referenciando geograficamente as informações.

Seguindo esta abordagem, o geoprocessamento se apresenta como uma ferramenta que permite manipular propriedades características de um fenômeno, associando-as a uma posição espacial bem definida, proporcionando eficiência no tratado de grande número de informações, tendo como resultado, em geral, mapas temáticos agregados a dados tabulares.

Programas computacionais, utilizados especificamente para processar informações geográficas, permitem armazenar, em bancos de dados, informações específicas aos elementos em estudo. Tais dados são representados visualmente por entidades geométricas (pontos, linhas e polígonos), chamadas *Themes* (Temas) que podem ser combinados em diversas visualizações para uma análise particularizada do objeto de estudo, possibilitando a composição de fenômenos complexos (MENDES; CIRILO, 2001).

Os estudos relacionados aos recursos hídricos na maior parte dos casos requerem dados físicos e topográficos que tradicionalmente eram obtidos nos mapas ou com pesquisas de campo. Com a evolução dos Sistemas de Informações Geográficas, estas informações estão sendo agregadas diretamente em formato digital, permitindo a extração automatizada de dados fisiográficos, a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDE) ou Modelos Digitais de Terreno (MDT).

Os Modelos Digitais de Terreno (MDT) podem ser entendidos como a representação espacial de um terreno através dos elementos de uma matriz. Cada elemento ou pixel dessa matriz armazena a elevação média do terreno ou outra informação. A localização de cada célula é implícita, ou seja, não é armazenada e sim obtida do tamanho da célula e das coordenadas do limite da região representada pelo MDT. (ZEILER, 1999 apud MÜLLER; GARCIA, 2001).

A representação espacial pode acontecer pelo armazenamento das informações limitadas a conjuntos determinados de pixels, nos chamados modelos raster, ou através da conexão de pontos, compondo linhas ou polígonos em que os vértices de cada elemento definem as características espaciais, sendo denominados modelos vetoriais.

Pode-se citar os seguintes tipos de MDT utilizados com maior frequência:

- a) grid: também conhecido como grades regulares. Esse tipo de MDT apresenta grande eficiência computacional, tendo como desvantagem a limitação do tamanho das células;
- b) triangular irregular network (TIN): Os TINs representam as superfícies por meio de uma malha de triângulos superpostos e contíguos, não devendo ficar limitado a um único tamanho de triângulo.

2.4 Bacia sedimentar do Araripe

2.4.1 Localização

A Bacia Sedimentar do Araripe apresenta uma área de aproximadamente 11000 Km² e se localiza no alto sertão do Nordeste brasileiro, englobando os Estados de Pernambuco, Piauí e Ceará. Os acessos aos municípios da região podem ser feitos através das rodovias federais asfaltadas BR-232, BR-230, BR-116, BR-122, BR-316, além de rodovias estaduais (DNPM, 1996).

2.4.2 Caracterização climatológica

Segundo o sistema de classificação climática de Köppen (KÖPPEN e GEIGER, 1928), a área caracteriza-se por um clima quente e úmido com estação seca no inverno.

Em estudo realizado pelo consórcio Golder/Pivot (2005), os parâmetros climatológicos foram caracterizados da seguinte forma:

- A temperatura média anual se apresenta entre 24°C e 26°C;
- A precipitação média anual é de 1001,4mm, com o período chuvoso concentrando-se nos meses de janeiro à maio;
- A evaporação média total em tanque “classe A” é de 2.288,6 mm, com mínima em abril (100,5 mm) e máxima em setembro (292,8 mm);
- A média anual de umidade relativa do ar na região é em torno de 64%;
- Os níveis de insolação na Região do Cariri apresentam-se com valores elevados. O total anual de insolação da região é de 2.848 horas. A média mais elevada ocorre em setembro (276,4 horas de insolação) e a média mais baixa ocorre em fevereiro, com 191,9 horas de insolação;

2.4.3 Vegetação

Em estudo realizado por Austragésilo Filho et al. (2001), considerando Veloso et al. (1991), a vegetação da região caracteriza-se por áreas de floresta ombrófila densa montana (mata úmida), de savana (cerrado) e de savana florestada (cerradão) e, de acordo com Araújo (1998), encontram-se também áreas de carrasco ocorrendo em solos arenosos sobre chapadas contíguas à vegetação de caatinga, mas que podem ser reconhecidas como entidade própria devido a maior densidade de indivíduos, uniestratificação aparente e quase ausência de cactáceas e bromeliáceas.

2.4.4 Geomorfologia

Podem-se citar duas abordagens para caracterização do relevo da região, alguns autores (SMALL, 1913; RIBEIRO e VERÍSSIMO, 1996) compartimentam em duas unidades predominantes, denominadas o Planalto Sedimentar (Chapada do Araripe) com altitude média de 900m e a Depressão Sertaneja (Vale do Cariri) com altitude média de 400m. Uma segunda abordagem, dada pelo DNPM (1996), reconhece três zonas distintas: Zona de Chapada; Zona de Talude e Zona de Pediplano. Estas abordagens se diferenciam, basicamente, pelo destaque à Zona de Talude, onde estão localizadas centenas de exultórios naturais de água (fontes), responsáveis pela manutenção da rede de drenagem superficial que atravessa o Vale do Cariri.

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).

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: Mauriti, Brejo Santo, Missão Velha, Abaiara e Rio da Batateira. (GOLDER/PIVOT, 2005).

2.4.5 Contexto hidrogeológico

Esta região apresenta importância hidrogeológica significativa. Estudos de compartimentação tectônica regional (PONTE e PONTE FILHO, 1996) indicam a ocorrência de espessuras sedimentares expressivas, conferindo à área um elevado potencial de armazenamento hídrico subterrâneo.

Conforme o estudo hidrogeológico de caráter regional realizado pelo DNPM (1996), a Bacia Sedimentar do Araripe apresenta uma diversificação litológica caracterizada por seqüências alternadas de arenitos, siltitos, calcários, argilitos e folhelhos, podendo alcançar uma espessura total da ordem de 1600 m, sendo proposta a seguinte divisão hidrogeológica da bacia: Sistema Aquífero Inferior (formação Mauriti e parte basal da Formação Brejo Santo), com espessura de ± 60 a 100 m; Sistema Aquífero Médio (formações Rio da Batateira, Abaiara e Missão Velha), com espessura de ± 500 m; Aquiclude Brejo Santo, com espessura de ± 400 m e Sistema Aquífero Superior (formações Exu e Arajara), com espessura de ± 320 m; Aquiclude Santana, com espessura de ± 180 m.

A Tabela 2.4 apresenta um resumo das principais características dos diferentes sistemas aquíferos existentes na bacia.

Tabela 2.4 – Principais características dos sistemas aquíferos (DNPM, 1996).

Parâmetro	Sistema Aquífero Inferior	Sistema Aquífero Médio	Sistema Aquífero Superior
Espessura média total (m)	100	500	320
Espessura saturada (m)	85	480	30 a 50
Área total (km ²)	3.430	2.830	7.500
Coefficiente de transmissividade (m ² /s)	3×10^{-3}	5×10^{-3}	-
Coefficiente de permeabilidade (m/s)	4×10^{-6}	5×10^{-5}	-
Coefficiente de armazenamento	1×10^{-5}	2×10^{-4}	1×10^{-4}
Área de recarga (km ²)	850	2.100	5.670
Precipitação pluvial (mm/ano)	900	970	900
Reserva permanente (m ³)	$4,90 \times 10^9$	$8,37 \times 10^{10}$	$1,02 \times 10^{10}$
Reserva reguladora (recarga) (m ³ /ano)	$1,75 \times 10^7$	$1,12 \times 10^8$	$1,00 \times 10^8$

2.4.6 Vulnerabilidade à contaminação do Vale do Cariri

A vulnerabilidade a contaminação do aquífero sedimentar caririense foi objeto de estudos desenvolvidos por Veríssimo (1999) e Tavares et al. (2009) através da aplicação do método GOD (FOSTER e HIRATA, 1988), que consiste na caracterização, por meio de índices, do grau de confinamento da água subterrânea (índice G), da ocorrência de estratos de cobertura (índice O) e da distância da água subterrânea à superfície do terreno (índice D).

As características hidrogeológicas verificadas, permitem classificar a área com a ocorrência da água subterrânea de forma não confinada, composta pela sobreposição de aquícludes e aquíferos livres, com valores de Índice G variando de 0,7 a 0,9. Quanto à caracterização dos estratos de cobertura constata-se a predominância de arenitos, sobrepostos por sedimentos não consolidados constituídos de argila, areia e cascalho, conferindo uma variação do Índice O entre 0,7 e 0,9. E, com relação ao nível da água subterrânea, destaca-se que 60% da área apresenta níveis entre 20 e 50m e 37% entre 20 e 5m, predominando, portanto, os Índices D iguais a 0,7 e 0,8.

A combinação dos fatores intrínsecos ao manancial, que caracterizam o acesso à água subterrânea, permitiu classificar aproximadamente 40% da área com vulnerabilidade média e 59% com vulnerabilidade alta, destacando, ainda, a ocorrência de 1% de área sem classificação correspondente ao afloramento das

rochas consolidadas compactas (granito, migmatito e gnaisse) no município de Juazeiro do Norte, conforme Figura 2.2.

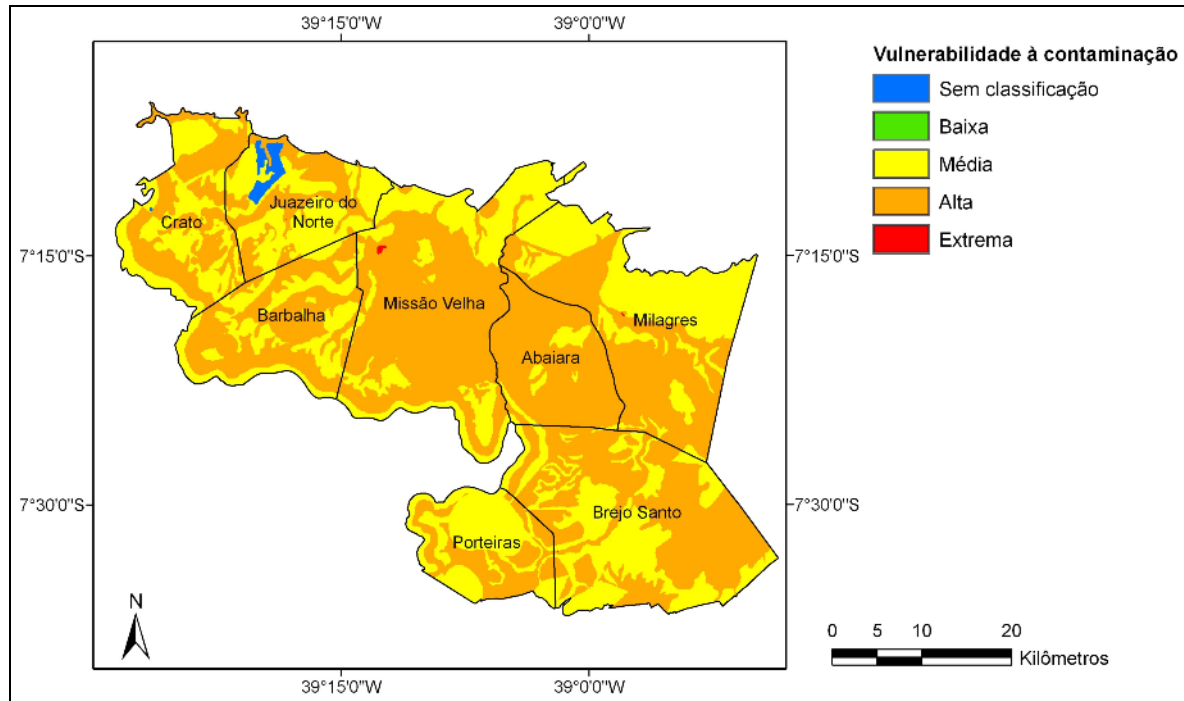


Figura 2.2 – Mapa de vulnerabilidade natural à contaminação da área.

Analisando a vulnerabilidade por município (Figura 2.3), destacam-se Abaiara e Missão Velha com aproximadamente 90% e 70%, respectivamente, dos seus mananciais subterrâneos classificados como altamente vulneráveis. E, considerando os três principais municípios da região em termos de população abastecida com água subterrânea, Barbalha se apresenta em situação mais desfavorável, com 60% de área altamente vulnerável, seguida por Crato (54%) e Juazeiro do Norte (38%).

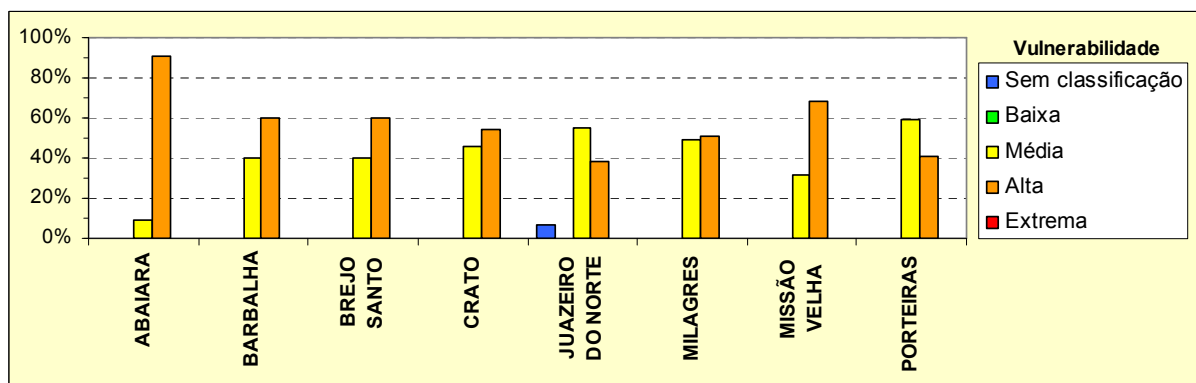


Figura 2.3 – Percentual de área vulnerável por município.

3 METODOLOGIA

A descrição dos métodos empregados, incluindo os instrumentos e softwares utilizados, foi dividida em três partes, logicamente interligadas, conforme apresentadas a seguir:

3.1 Calibração de parâmetros hidrodinâmicos

A principal proposta da pesquisa, conforme será detalhado nas próximas seções, consistiu em modificar a etapa de geração da matriz de cargas observadas, utilizada no Método Iterativo do Gradiente Hidráulico – MIGH.

Para avaliação dos resultados, realizou-se a calibração empregando o MIGH, comparada à estimação utilizando o programa computacional PEST.

3.1.1 *Parameter Estimation* – PEST

Na forma clássica, a estimação de parâmetros hidrodinâmicos é realizada a partir da minimização da função objetivo, dada pela Equação (3.1), através da técnica inversa dos mínimos quadrados.

$$F_{obj} = \sum_{i=1}^N (h_i^{obs} - h_i^{calc})^2 \quad (3.1)$$

F_{obj} : a função objetivo a ser minimizada;

N: número total de cargas observadas;

h_i^{obs} : cargas observadas [L]

h_i^{calc} : cargas calculadas [L]

As técnicas matemáticas de minimização da Equação (3.1) estão implementadas em diversos códigos computacionais; dentre os quais destaca-se o PEST (acrônimo para *Parameter ESTimation*).

O PEST usa uma técnica de estimação não-linear a partir da modificação do método Gauss-Newton, conhecida como método Levenberg-Marquardt, que, em geral, calcula os parâmetros em um número menor de iterações que outros métodos de estimação, mostrando-se vantajoso especialmente em modelos grandes, cujos tempo de cálculo pode ser considerável.

O PEST emprega um processo iterativo em que no começo de cada iteração a relação entre os parâmetros do modelo e as observações geradas é linearizada e calculada a derivada das observações com relação aos parâmetros; este problema linearizado é solucionado para o melhor conjunto de parâmetros, utilizando o método das diferenças finitas; o novo conjunto de parâmetros é utilizado para a simulação do modelo e os resultados das observações são comparados com a iteração anterior, repetindo o processo, com o incremento dos parâmetros, até a solução ótima. Os detalhes da descrição destes métodos podem ser encontrados em Sun (1994).

Em termos práticos, no caso em estudo, a rotina de estimação de parâmetros, implementada através do PEST, é acionada de forma integrada com o MODFLOW através do *software* de modelagem de águas subterrâneas *Processing Modflow Pro – PMWIN*.

O PMWIN é um programa computacional desenvolvido por Chiang e Kinzelbach (1991) e funciona como pré e pós-processador para o MODFLOW (MCDONALD e HARBAUGH, 1988) que é um software desenvolvido pelo U. S. Geological Survey para a solução das equações que governam o escoamento das águas subterrâneas, empregando o método das diferenças finitas.

3.1.2 Método Iterativo do Gradiente Hidráulico – MIGH

No Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, conforme Guo e Zhang (1990, 1994) e Schuster e Araújo (2004) a função objetivo a ser minimizada é:

$$F_{OBJ} = \int_R (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) \cdot (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) dx dy \quad (3.2)$$

∇h^{obs} : gradiente hidráulico observado [L/L]

∇h^{calc} : gradiente hidráulico calculado [L/L]

R: domínio do fluxo.

Conforme demonstrado por Guo e Zhang (2000), a condição ótima pode ser obtida utilizando técnicas de cálculo variacional. De acordo com esta teoria, uma função Lagrangeana, L, é definida como:

$$L = \int_R \left\{ (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) \cdot (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) + \lambda \left[-\nabla (T \nabla h^{calc}) + q \right] \right\} dx dy \quad (3.3)$$

onde $\lambda = \lambda(x, y)$ é um multiplicador Lagrangeano no espaço e $-\nabla (T \nabla h^{calc}) + q$ é a equação governante.

De acordo com a identidade de Green,

$$\int_R \lambda \left[-\nabla (T \nabla h^{calc}) + q \right] dx dy = - \int_R (T \nabla h^{calc} \nabla \lambda) dx dy + \int_B (\lambda T \nabla h^{calc}) ds \quad (3.4)$$

Substituindo a Equação (3.4) na Equação (3.3), tem-se:

$$L = \int_R \left[(\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) \cdot (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) - T \nabla h^{calc} \nabla \lambda + \lambda q \right] dx dy + \int_B (\lambda T \nabla h^{calc}) ds \quad (3.5)$$

Assumindo δT uma pequena variação arbitrária da transmissividade T e $\delta \nabla h$ e δL as correspondentes variações de primeira ordem de ∇h e L, a função Lagrangeana fica:

$$\delta L = \int_R \left[2 \delta \nabla h^{calc} (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) - \delta T \nabla h^{calc} \nabla \lambda - T \delta \nabla h^{calc} \nabla \lambda \right] dx dy + \int_B \lambda \delta (T \nabla h^{calc}) ds \quad (3.6)$$

Para minimizar L é necessário obter uma expressão de δL que dependa somente de δT , mas não de $\delta \nabla h$. Por ser o multiplicador Lagrangeano, λ , uma função não-específica, ela pode ser definida na forma da Equação (3.7), no domínio R, para eliminar os termos associados com $\delta \nabla h$:

$$\nabla \lambda = \frac{2}{T} (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) \quad \text{em R} \quad (3.7)$$

O multiplicador Lagrangeano, λ , pode, ainda, ser definido nos limites B do modelo como:

$$\lambda = 0 \quad (3.8)$$

Substituindo as Equações (3.7) e (3.8) na Equação (3.6), a variação Lagrangeana pode ser reescrita na forma:

$$\delta L = - \int_R \frac{2}{T} \nabla h^{calc} \cdot (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs}) \delta T dx dy \quad (3.9)$$

A Equação (3.9) pode ser reescrita como um soma de integração nos subdomínios discretos como:

$$\delta L = - \sum_i^N \int_{r_i} \frac{2}{T_i} \nabla h_i^{calc} \cdot (\nabla h_i^{calc} - \nabla h_i^{obs}) \delta T_i dx dy \quad (3.10)$$

r_i : um pequeno subdomínio do domínio R

T_i : transmissividade média no subdomínio r_i

N : número total de subdomínios em R

A derivada parcial da função objetiva com relação ao parâmetro T_i , resulta:

$$\frac{\partial L}{\partial T_i} = - \frac{2}{T_i} \int_{r_i} \nabla h_i^{calc} \cdot (\nabla h_i^{calc} - \nabla h_i^{obs}) dx dy \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (3.11)$$

A Equação (3.11) pode ser considerada como condição ótima para o parâmetro T_i quando aproximada de zero e é válida para aquíferos confinados.

No caso de aquíferos não confinados, a equação de escoamento em condição permanente pode ser descrita por:

$$\nabla (Kh \nabla h) = q \quad (3.12)$$

Em que K é a condutividade hidráulica. Para eliminar a não-linearidade da Equação (3.12), utiliza-se $\phi = \left(\frac{1}{2}\right)h^2$. Desta feita, a Equação (3.12) fica:

$$\nabla(K\nabla\phi) = q \quad (3.13)$$

Com a Equação (3.13), pode-se proceder com o mesmo desenvolvimento partindo da Equação (3.3) até a Equação (3.11), substituindo, ao final, ϕ^{calc} por $\left(\frac{1}{2}\right)(h^{calc})^2$ e ϕ^{obs} por $\left(\frac{1}{2}\right)(h^{obs})^2$, obtendo:

$$\frac{\partial F_{obj}}{\partial K_i} = -\frac{1}{2K_i} \int_{r_i} \left[\nabla(h_i^{calc})^2 - \nabla(h_i^{obs})^2 \right] \cdot (\nabla h_i^{calc})^2 dx dy = 0 \quad (3.14)$$

K_i : condutividade hidráulica [L/T]

O procedimento numérico para calibração do parâmetro consiste em expressar a Equação (3.14) em diferenças finitas com a dimensão de cada célula e realizar um processo iterativo que tem início com uma estimativa inicial do parâmetro hidrodinâmico e, após cada iteração, o valor do parâmetro é ajustado até que os critérios de convergência sejam atingidos.

Guo e Zhang (2000) propuseram o ajuste do parâmetro em cada iteração pelo método de descida profunda, através da equação:

$$K_i^{j+1} = K_i^j - \lambda \left(\frac{\partial F_{obj}}{\partial K_i} \right)^j \quad (3.15)$$

λ : fator de comprimento do passo

i : índice da célula

j : índice da iteração

Na formulação alternativa do método iterativo do gradiente hidráulico, Schuster e Araújo (2004) substituíram a Equação (3.15) de ajuste pela expressão:

$$K_i^{j+1} = K_i^j \frac{|\nabla h_i^{calc^j}|}{|\nabla h_i^{obs^j}|} \quad (3.16)$$

Com as seguintes restrições:

$$K_i^{\min} < K_i < K_i^{\max} \quad (3.17)$$

Em cada iteração, calcula-se o ângulo φ formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado, conforme Equação (3.18) e a raiz do erro quadrático médio (RMSEH) dado pela Equação (3.19), finalizando o processo iterativo quando a média dos ângulos φ e/ou o RMSEH atingem um valor mínimo predefinido.

$$\varphi_j = \text{acos} \frac{\nabla h_j^{iobs} \cdot \nabla h_j^{i calc}}{|\nabla h_j^{i obs}| |\nabla h_j^{i calc}|} \quad (3.18)$$

$$RMSEH = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h^{obs} - h^{calc})_i^2} \quad (3.19)$$

N: quantidade de pontos observados ou número de células ativas

Os componentes do vetor de gradiente hidráulico $\vec{\nabla}h$ no centro da cada célula (i,j) são calculados por:

$$\text{Na direção } x: \nabla h_x(i, j) = \frac{h(x_{i+1}, y_j) - h(x_{i-1}, y_j)}{x_{i+1} - x_{i-1}} \quad (3.20)$$

$$\text{E na direção } y: \nabla h_y(i, j) = \frac{h(x_i, y_{j+1}) - h(x_i, y_{j-1})}{y_{j+1} - y_{j-1}} \quad (3.21)$$

O módulo do vetor de gradiente hidráulico obtém-se pela expressão:

$$|\vec{\nabla}h| = \sqrt{\nabla h_x^2 + \nabla h_y^2} \quad (3.22)$$

O fluxograma a seguir (Figura 3.1) apresenta as etapas do processo de calibração de parâmetro hidrodinâmico pelo método iterativo do gradiente hidráulico.

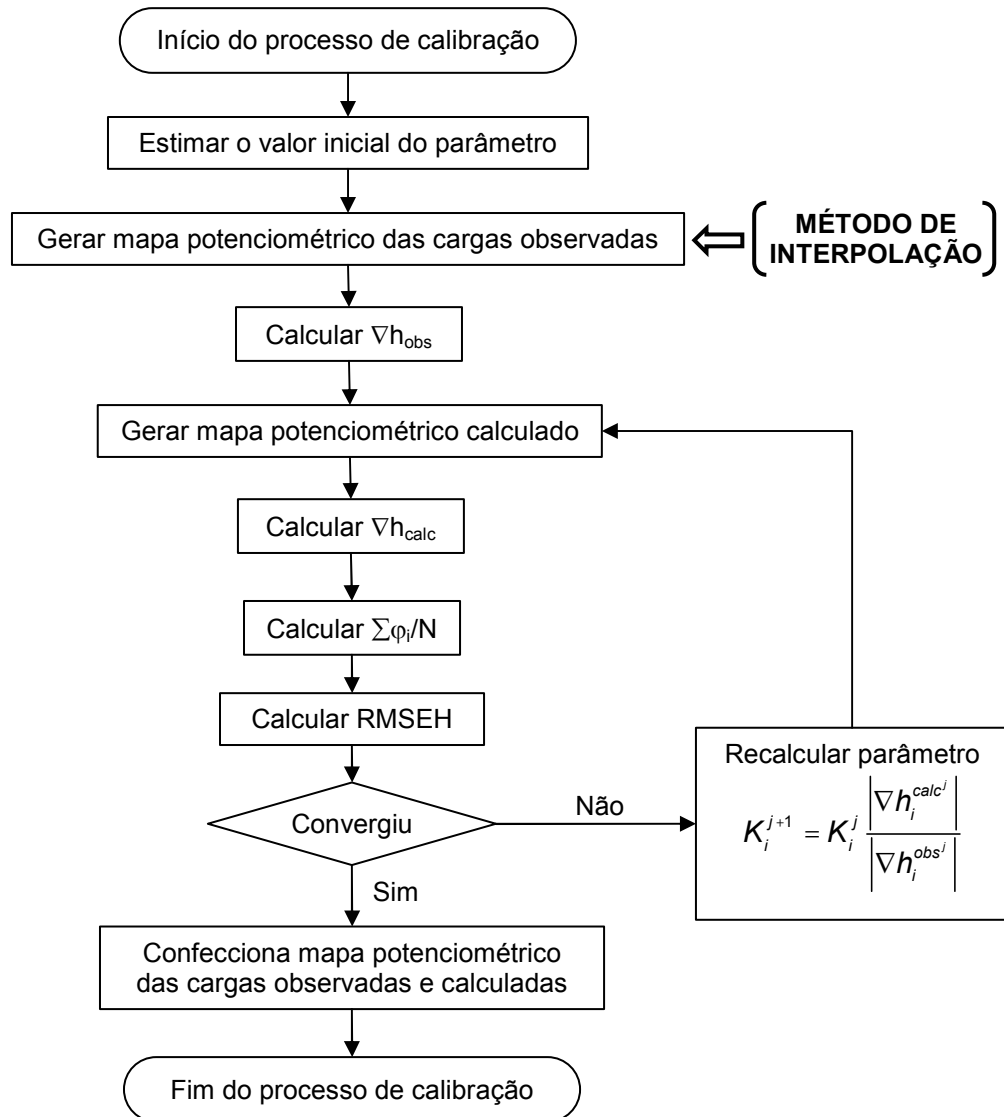


Figura 3.1 – Fluxograma do processo de calibração pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico. Fonte: Adaptado de Schuster e Araújo, 2004.

3.1.2.1 Modificação de etapa de geração da matriz de cargas observadas

Neste trabalho, investigou-se a utilização, em lugar do mapa potenciométrico observado gerado por interpolação matemática, de um mapa potenciométrico calculado a partir das cargas observadas. O procedimento consiste em obter o mapa potenciométrico observado a partir da modelagem do fluxo subterrâneo, tornando invariáveis as cargas observadas em campo. De uma forma prática:

- (a) Faz-se uma estimativa inicial do parâmetro a calibrar;
- (b) Algumas cargas distribuídas pela área de estudo são aferidas em campo;
- (c) Compõe-se o modelo computacional da área (malha, camadas, condições de contorno, parâmetros iniciais, etc.);
- (d) Os pontos com cargas observadas em campo são indicados como invariáveis (fixas) no modelo;
- (e) Realiza-se a simulação, obtendo como resultado o mapa potenciométrico observado.

Com este procedimento as células não-fixas do modelo respondem hidrogeologicamente às características da área, sem fugir dos valores observados em campo (células fixas).

Na etapa seguinte, a simulação acontece livremente (sem fixar as cargas observadas), obtendo como resposta o mapa potenciométrico calculado.

Geradas as cargas observadas e calculadas, procede-se com a verificação de convergência conforme o MIGH, caso os critérios de convergência não sejam satisfeitos, é gerada uma nova matriz do parâmetro, a qual é utilizada para produzir os novos mapas potenciométricos (observado e calculado), reiniciando o processo iterativo.

Desta forma, o fluxograma do método iterativo do gradiente hidráulico contemplando o novo procedimento de geração das cargas observadas fica:

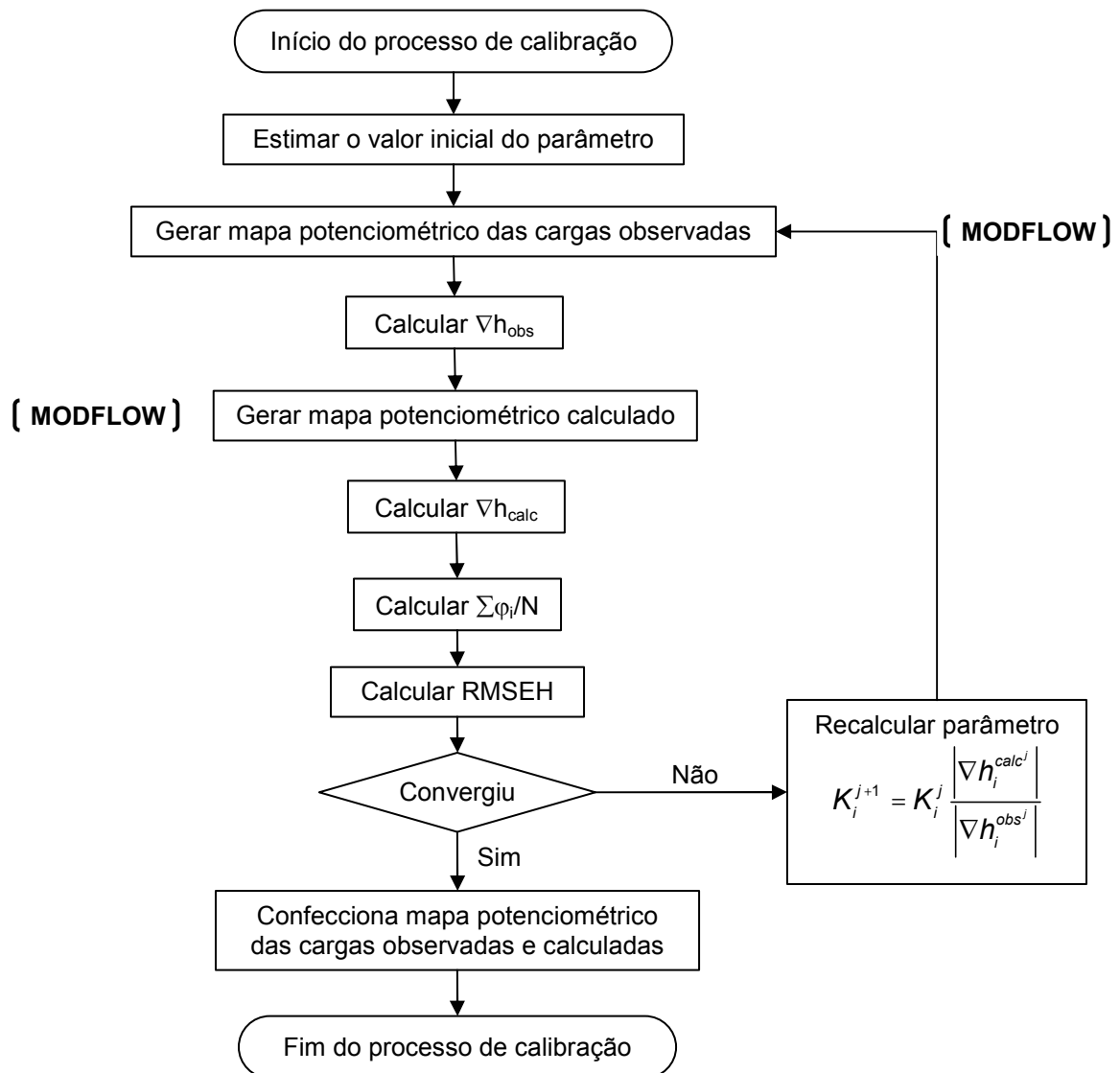


Figura 3.2 – Fluxograma do processo de calibração pelo Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Modificado.

O processo de calibração, conforme descrito no fluxograma da Figura 3.2, foi implementado em linguagem computacional Delphi, resultando na interface denominada UFC-MIGH (Figura 3.3). Com programa UFC-MIGH, o procedimento foi automatizado, contemplando a calibração através do método iterativo do gradiente hidráulico, bem como, a simulação da área a cada iteração, utilizando o software MODFLOW.

O programa UFC-MIGH é fácil de ser utilizado, bastando assinalar o parâmetro, indicar o número de iterações e clicar no botão calibrar. O manual de utilização está apresentado no Apêndice I deste trabalho.

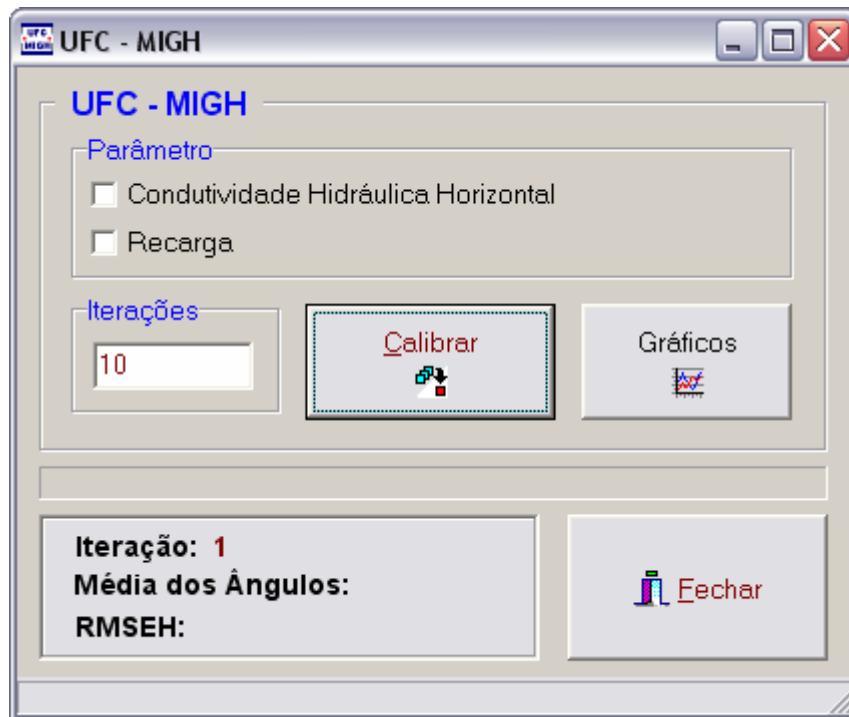


Figura 3.3 – Interface do programa UFC-MIGH.

3.1.3 Aplicação de regressão linear simples para estimar a matriz inicial de cargas observadas

As técnicas de regressão linear simples são aplicadas ao processo de calibração após os ciclos de iterações, baseando-se na relação entre cargas reais observadas e cargas calculadas, portanto, está inserida no momento em que os ciclos de iterações atingem o valor ótimo de solução. Portanto, entenda-se ciclo de iterações pelo conjunto de iterações até a solução ótima. Os detalhes do procedimento estão a seguir:

(a) Primeiro ciclo de iterações:

Inicialmente, têm-se algumas cargas observadas na área do modelo, estas cargas são interpoladas para gerar a matriz inicial de cargas observadas. A matriz de cargas observadas é utilizada para dar início ao processo de calibração,

conforme o fluxograma da Figura 3.2, atentando para fixar como carga conhecida os pontos em que houve a real aferição em campo.

Procede-se, então, com a calibração do parâmetro até atingir a solução ótima, obtendo como resultado a relação linear entre as cargas observadas e calculadas nos pontos em que houve a aferição em campo do tipo:

$$\hat{y} = b_0 + b_1x \quad (3.23)$$

Em que:

b_0 : intercepto y da equação de regressão;

b_1 : inclinação da reta de regressão;

\hat{y} : variável dependente;

x: variável independente.

No caso, a variável dependente corresponde às cargas calculadas após a calibração e a variável independente representa as cargas reais observadas em campo.

Além da equação de regressão, calcula-se o coeficiente de determinação (R^2) que indica o quanto da variável y pode ser explicada pela variável x, ou seja, o grau de relação entre as cargas calculadas e observadas.

(b) Ciclos subseqüentes

A partir do segundo ciclo, a equação de regressão obtida no ciclo anterior é utilizada para gerar a matriz de cargas iniciais observadas de toda a área através da forma inversa da equação:

$$x = \frac{\hat{y} - b_0}{b_1} \quad (3.24)$$

Dessa forma, a partir da matriz calculada referente a melhor solução da calibração é gerada uma matriz de cargas pseudo-observadas que será utilizada para dar início ao novo ciclo de iterações, atentando para incluir os reais valores nos pontos onde houve as aferições em campo.

A eficiência da calibração pode ser verificada a medida em que o valor do intercepto y tende a zero e a inclinação da reta tende a 1, bem como, o coeficiente de determinação (R^2) tendendo a um, indicando uma reta do tipo $y = x$, ou seja, cargas calculadas iguais a cargas observadas.

3.2 Distribuição espacial das informações geográficas

Conforme descrito, a distribuição espacial das informações geográficas é fator decisivo para o sucesso da modelagem hidrogeológica. Neste sentido, propõe-se o emprego de ferramentas de geoprocessamento em um Sistema de Informações Geográficas. A seguir estão listadas as principais etapas da composição dos dados espaciais.

3.2.1 Coleta de dados

A coleta de dados divide-se em duas etapas: a primeira, reunir informações pré-processadas, tais como, mapas temáticos e tabelas disponíveis em bancos de dados de instituições públicas e privadas e a segunda, aferir as informações com medições em campo.

Um aspecto importante, neste sentido, constitui-se nas parcerias com os órgãos públicos municipais e estaduais responsáveis pelo gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos da área de estudo, a saber, Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Ceará – COGERH, Companhia de Água e Esgoto do Ceará – CAGECE e Sociedade Anônima de Água e Esgoto do Crato-CE – SAAEC. Tais parcerias permitiram além da reunião das informações da área, como também a disponibilidade de técnicos especializados e equipamentos como medidores de nível de poços e GPS, imprescindíveis às coletas de dados em campo e à realização do trabalho como um todo.

3.2.2 Composição e edição de desenhos

Nesta etapa de manipulação das informações geográficas, tem-se a associação entre o programa de composição e edição de desenhos, o *AutoCAD*

Map 2005 e os programas utilizados para o processamento dos dados geográficos, o *ArcView GIS 3.2* e *ArcGIS 9.0*.

Programas especializados no processamento de informações geográficas, em geral, apresentam recursos limitados para a composição e edição de desenhos, desta forma, a associação com programas como o *AutoCAD* se mostra de grande relevância, permitindo o emprego do máximo potencial de cada aplicativo, com a interligação total de dados.

O *AutoCAD Map* possui ferramentas específicas para a exportação de dados diretamente para programas de geoprocessamento. As entidades gráficas são convertidas para o formato *shape* (*.shp), que corresponde a um dos formatos de dados gráficos suportados pelo *ArcView*. O processo de exportação se mostra simples, sendo executado os seguintes procedimentos: a partir do Item *Export* do menu *Map*, designa-se o nome, local de destino do arquivo e o formato de saída dos dados, no caso *shape* (*.shp); indica-se o tipo de entidade (ponto, linha, polígono ou texto), finalizando o processo após a seleção direta da entidade gráfica no desenho. O processo inverso de importação de dados do *ArcView* é igualmente simples e está disponível no Item *Import* do mesmo menu.

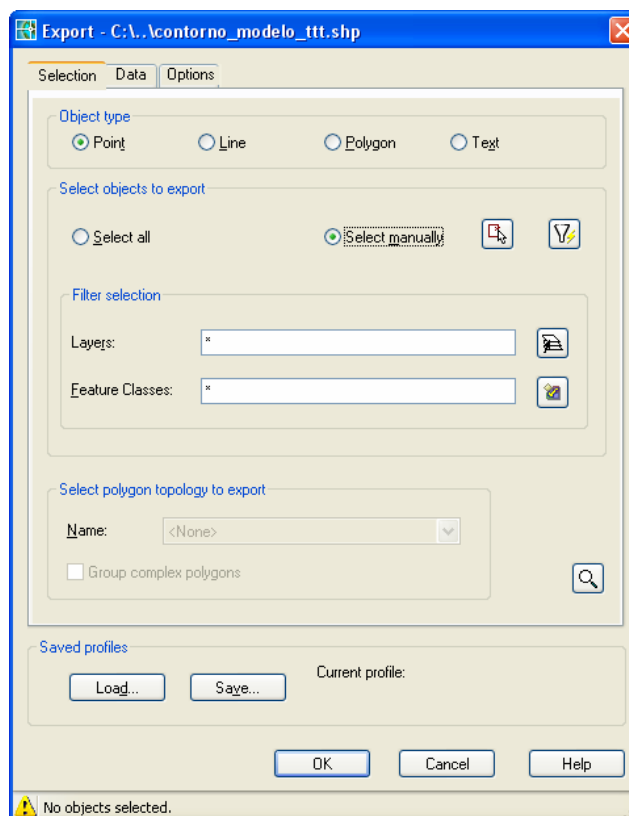


Figura 3.4 – Janela de exportação de dados do AutoCAD Map 2005 para o ArcView GIS.

3.2.3 Geração dos GRIDs

A geração dos GRIDs é realizada a partir de extensões específicas incorporadas como ferramentas adicionais ao *ArcView 3.2* e *ArcGIS 9.0*. As extensões são aplicativos desenvolvidos em linguagem computacional *Visual Basic*, com funções específicas de processamento. No caso do processamento de dados em 3D, são utilizadas as extensões *3D Analyst* e *Spatial Analyst*.

Os GRIDs são gerados a partir de pontos ou linhas devidamente georreferenciados e representam na direção Z uma dada característica. O processo de geração de GRIDs requer grande esforço computacional, desta forma, é recomendável uma análise preliminar da área a ser manipulada, delimitando a região estudada e evitando processamentos de dados desnecessários.

Para a geração de GRIDs emprega-se um método de interpolação para estimar valores em toda área a partir das informações dos pontos observados. O método utilizado foi o Método de Ponderação com Inverso da Distância (*Inverse Distance Weighted - IDW*). Este é um procedimento de interpolação que consiste, basicamente, em atribuir um peso para cada ponto amostrado vizinho, em função da distância que ele se encontra do ponto que se quer calcular. Os pesos são calculados de maneira que a soma de todos os pesos dados aos pontos amostrados vizinhos seja igual a 1, ou seja, é atribuído um peso proporcional à contribuição de cada ponto vizinho (MENEGOL, 2004). A Equação 3.25 demonstra como o valor do ponto desconhecido pode ser calculado.

$$\hat{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{d_i^p}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}} \quad (3.25)$$

Em que:

\hat{Z} : valor resultante calculado a partir das amostras Z_i até Z_n

n : número de amostras da região a ser analisada

d_i : distância de cada amostra ao ponto a ser calculado [L]

p : expoente de ponderação

Z_i : valor de cada amostra

3.2.4 Geração das matrizes que contenham os parâmetros de entrada do Modflow

Conforme descrito, a solução dos problemas de fluxo subterrâneo utilizando o programa computacional Modflow, baseia-se na discretização da área de estudo em células, as quais devem conter individualmente as informações para a composição das equações. De uma forma prática, estas informações são agrupadas em forma de matrizes e armazenadas em um arquivo do tipo .DAT ou .TXT.

Portanto, para gerar estas matrizes, faz-se necessário coletar a informação desejada para cada célula do modelo. Para tal, segue-se os seguintes procedimentos:

- (a) Gera-se o modelo digital da área em forma de grid, cuidando para que as células do grid tenham as mesmas dimensões das células do modelo (Figura 3.5);

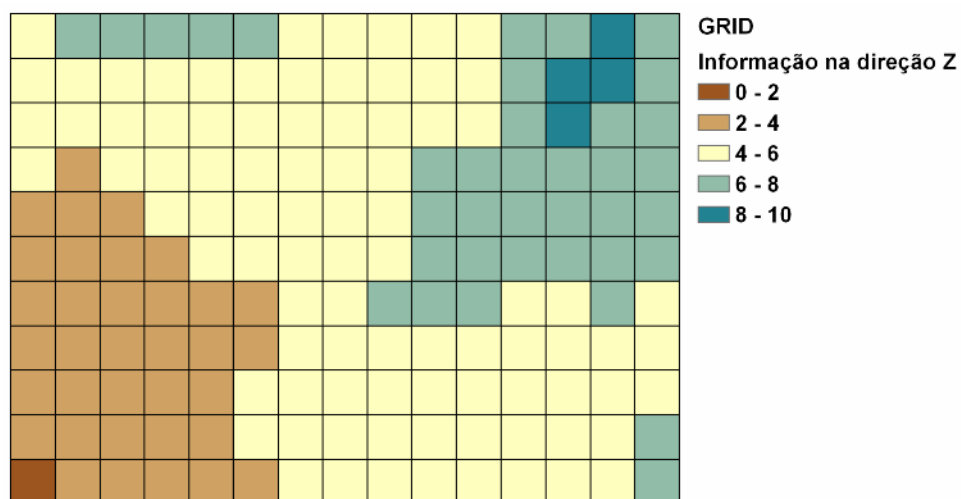


Figura 3.5 – Exemplo de um GRID gerado no ArcGIS 9.0.

- (b) Gera-se uma matriz de pontos centrados em cada célula do grid. Estes pontos gerados contêm apenas a informação de localização (X,Y), não apresentando, ainda a informação na direção Z (Figura 3.6);

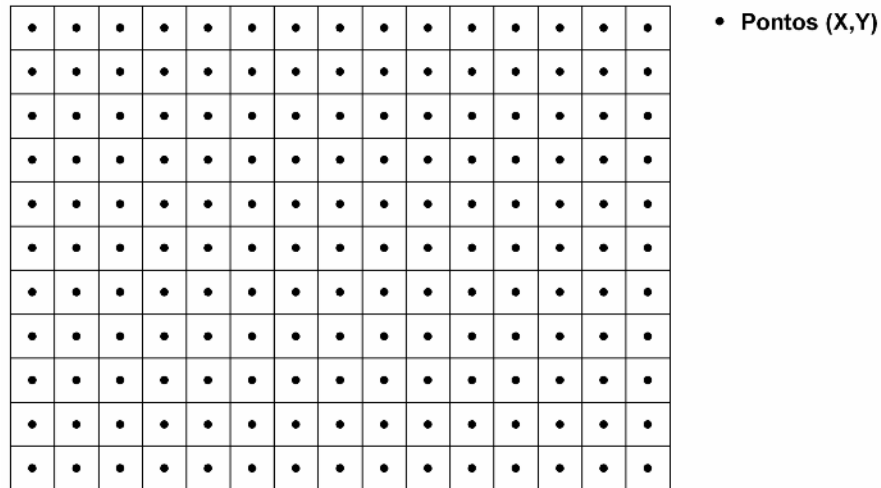


Figura 3.6 – Exemplo de uma matriz de pontos, distribuídos pelas coordenadas (X,Y) das células.

- (c) Obtém-se a informação de cada ponto na direção Z, a partir da sobreposição destes com o grid (Figura 3.7);

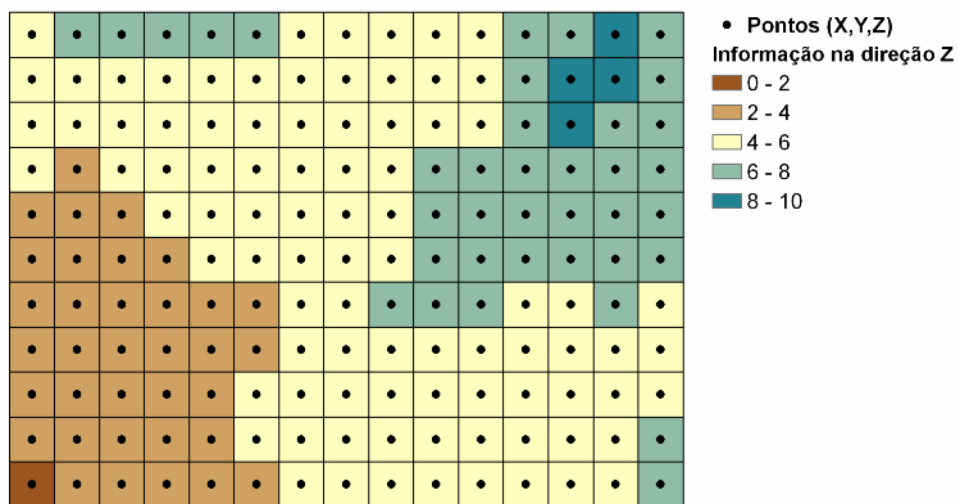


Figura 3.7 – Exemplo da sobreposição da matriz de pontos e GRID.

- (d) As informações obtidas no Item (c) são dispostas em uma planilha contendo três colunas referentes às informações X, Y e Z., em que cada linha (X,Y,Z) representa um ponto do modelo;
- (e) Por fim, a planilha é editada de maneira a dispor a característica descrita na coluna Z na forma da matriz desejada, sendo, então, salva no formato .DAT ou .TXT.

3.3 Estudos de caso

Para aplicação do método iterativo do gradiente hidráulico estão propostos três casos, sendo dois casos hipotéticos e um caso de aquífero real. As características de cada caso são apresentadas a seguir:

3.3.1 Caso hipotético 1

O Exemplo 1 (Figura 3.8) consiste na calibração da condutividade hidráulica e modelagem do fluxo em uma área hipotética correspondente a um aquífero não confinado, com porosidade efetiva de 25%; extensão de 2000 m na direção Leste-Oeste; 1100 m na direção Norte-Sul e espessura de 20,00 m, discretizado em 220 células com dimensões de 100 x 100 m.

O domínio é caracterizado por contorno impermeável em toda extensão da parte Norte e numa porção Sudoeste da área (células de cor cinza); na parte Oeste tem-se carga constante 11,00 m e, na parte Leste, carga constante 10,00 m (células de cor azul).

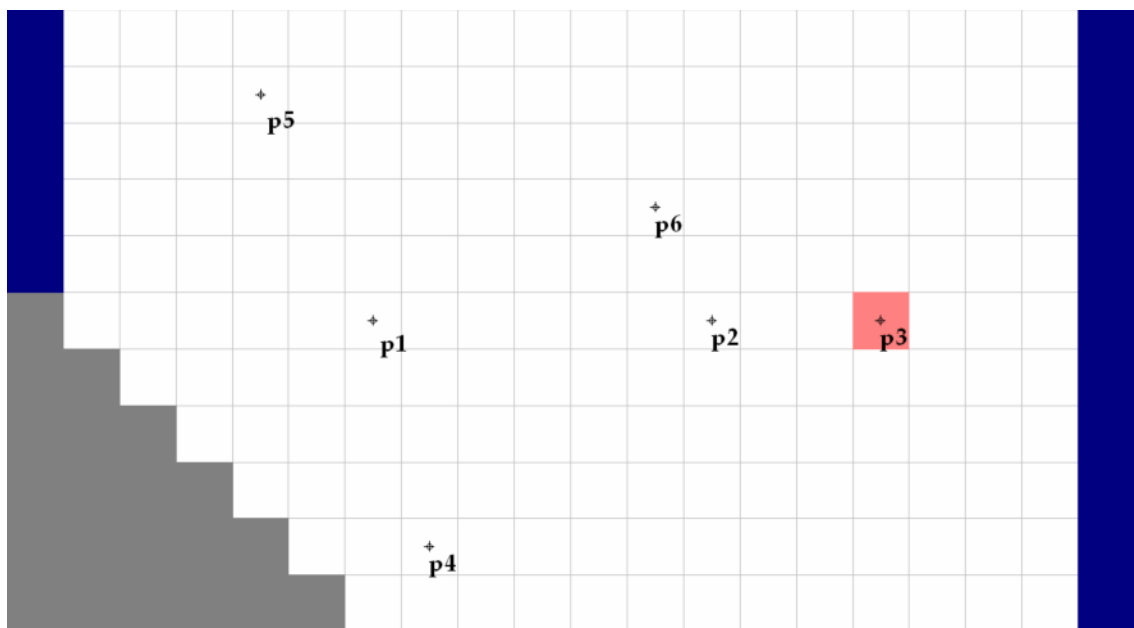


Figura 3.8: Representação em malha do Exemplo 1.

A área apresenta, ainda, uma descarga representada por um poço de bombeamento com vazão de $0,020 \text{ m}^3/\text{s}$ (célula de cor vermelha) e 6 poços de observação, com nível estático conhecido, conforme a Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas do Exemplo 1.

Poço	x [m]	y [m]	h [m]
P1	650	550	10,50
P2	1250	550	10,20
P3	1550	550	10,10
P4	750	150	10,40
P5	450	950	10,70
P6	1150	750	10,30

3.3.2 Caso hipotético 2

O Exemplo 2 (Figura 3.9) se baseia num caso hipotético proposto nos trabalhos de Schuster e Araújo (2004) e Chiang, Kinzelbach e Rausch (1998), consistindo de um aquífero aluvial não confinado, isotrópico e heterogêneo, constituído por quatro zonas de condutividade hidráulica diferentes dadas por: $K_1 = 0,0017 \text{ m/s}$; $K_2 = 0,0040 \text{ m/s}$; $K_3 = 0,0016 \text{ m/s}$ e $K_4 = 0,0003 \text{ m/s}$. A porosidade efetiva é de 0,10 e a recarga média é de $5,0 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$. O aquífero apresenta uma única camada, com espessura variando de 28,00 a 30,00 m. O domínio é discretizado em células com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 100,00 \text{ m}$, sendo 42 células na direção Leste-Oeste e 27 células na direção Norte-Sul.

Como condições de contorno, a área apresenta na parte Norte uma condição do tipo fluxo dependendo da carga hidráulica, caracterizada pela presença de um rio com condutividade hidráulica do leito de $1,3 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$; na porção Sul, a condição é do tipo fluxo nulo, caracterizado por uma fronteira impermeável; na parte Oeste tem-se uma condição hidráulica determinada por fluxo subterrâneo com vazão de $0,012 \text{ m}^3/\text{s}$, distribuída por 30 células, resultando uma vazão de $0,004 \text{ m}^3/\text{s}$ por célula e, na porção Leste, o contorno é do tipo carga hidráulica constante, dada por 23,00 m.

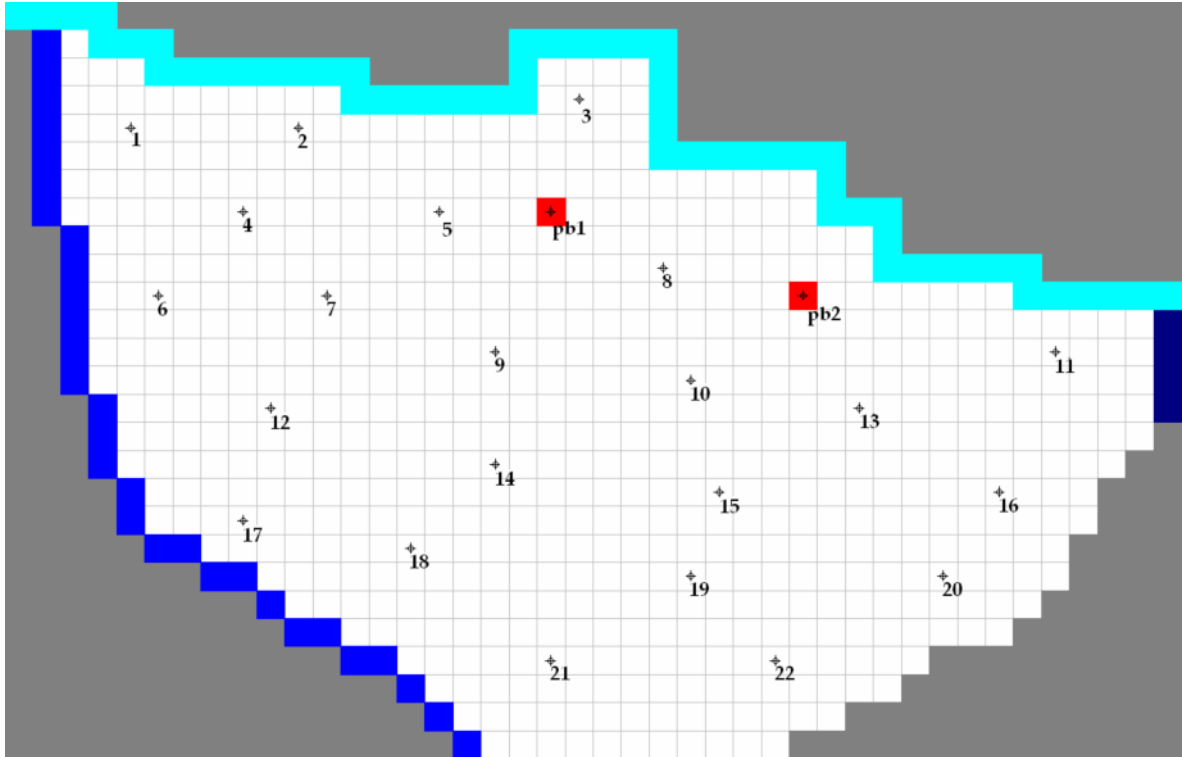


Figura 3.9: Representação em malha do Exemplo 2.

A área apresenta dois poços de bombeamento (Pb) com vazões de $0,012 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0,015 \text{ m}^3/\text{s}$, além de 22 poços de observação (Pt), em que são verificadas as seguintes cargas hidráulicas:

Tabela 3.2 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas do Exemplo 2.

Poço	x [m]	y [m]	h [m]
Pb1	1950	1950	25,01
Pb2	2850	1650	24,68
Pt1	450	2250	25,93
Pt2	1050	2250	25,67
Pt3	2050	2350	25,35
Pt4	850	1950	25,72
Pt5	1550	1950	25,44
Pt6	550	1650	26,13
Pt7	1150	1650	25,61
Pt8	2350	1750	25,03
Pt9	1750	1450	25,30
Pt10	2450	1350	25,00
Pt11	3750	1450	23,97
Pt12	950	1250	25,87
Pt13	3050	1250	24,76
Pt14	1750	1050	25,49
Pt15	2550	950	25,15
Pt16	3550	950	24,57
Pt17	850	850	26,15
Pt18	1450	750	25,78
Pt19	2450	650	25,33
Pt20	3350	650	24,93
Pt21	1950	350	25,68
Pt22	2750	350	25,37

3.3.3 Caso real – Sistema Aqüífero da Bacia Sedimentar do Araripe

A etapa da pesquisa que consiste na aplicação da metodologia de calibração e modelagem do fluxo subterrâneo em um caso real teve início com a seleção criteriosa da área, considerando a importância estratégica das águas subterrâneas para a região, viabilidade de reunião das informações e divergência em resultados anteriormente propostos.

O estudo tem aplicação em uma área restrita, totalmente inserida na Bacia Sedimentar do Araripe (Figura 3.10). A restrição da área pretende oferecer maior controle sobre os parâmetros do modelo e favorecer a coleta dos dados, permitindo calibrar condutividade hidráulica do aqüífero. Dessa forma, pretende-se estabelecer padrões de levantamento de informações que possam ser estendidos para toda a bacia, oferecendo, ainda, condições de serem mantidos em longo prazo, como forma de monitoramento do aqüífero.

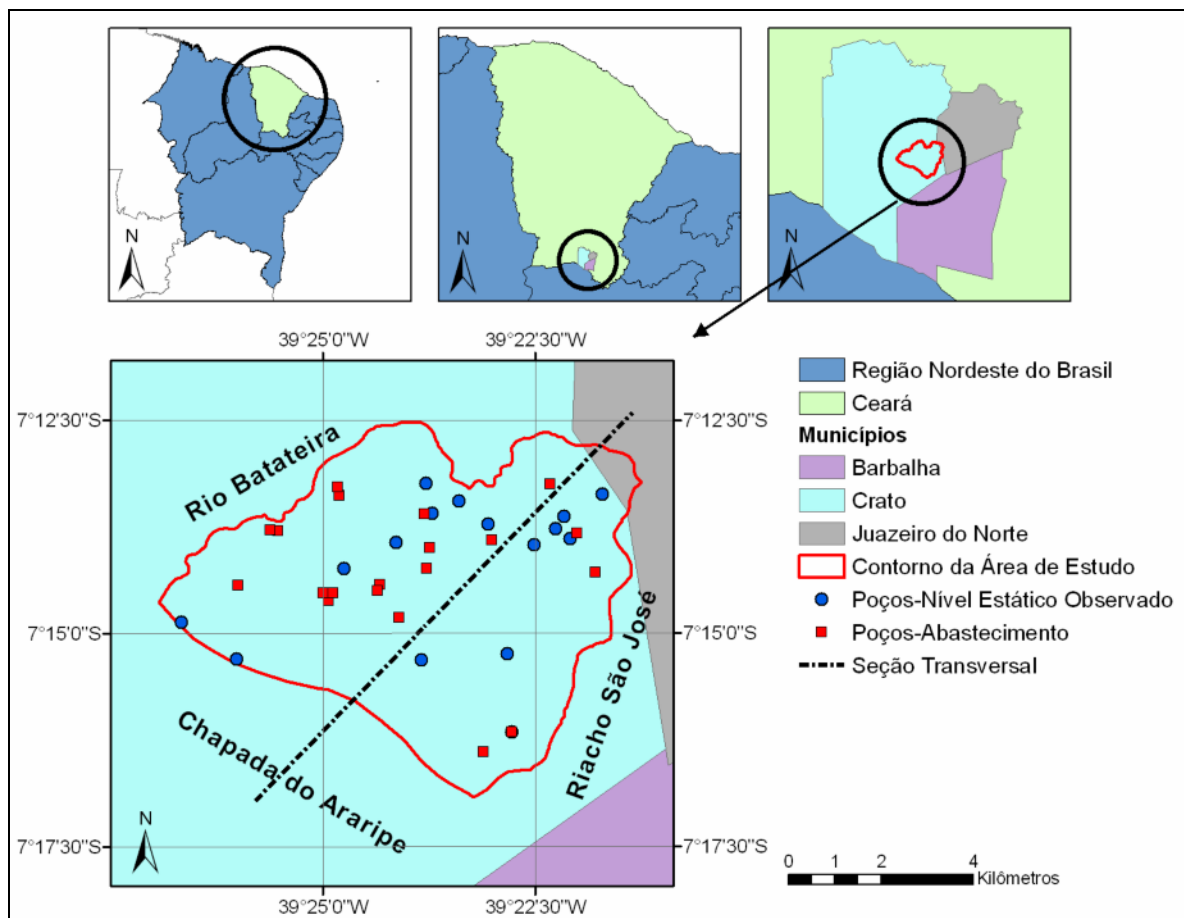


Figura 3.10 – Localização da Área-Crato, incluindo poços de bombeamento e posição da seção transversal da geologia.

Selecionou-se uma área de aproximadamente 49,7 km², referida como Área-Crato, localizada na porção cearense da Bacia Sedimentar do Araripe, região Nordeste do Brasil (Figura 3.10). A área tem como limites o rio Batateira, o riacho São José e a Chapada do Araripe, está praticamente, em sua totalidade, inserida no Município do Crato e é habitada por cerca de 80% da população deste município, estimada em 116.756 habitantes (IBGE, 2009). Na Figura 3.11 pode-se visualizar a área urbana do município do Crato totalmente inserida nos limites do estudo.

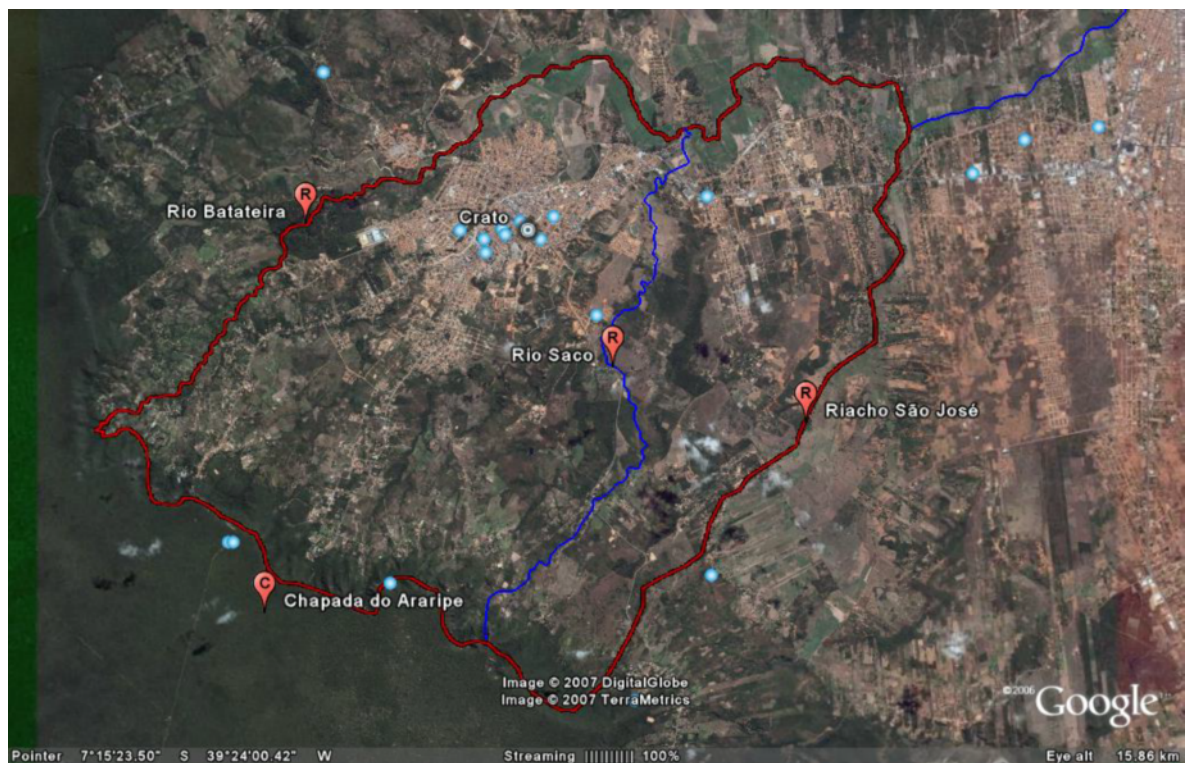


Figura 3.11 – Imagem aérea da Área-Crato. (Dezembro/2007)

Outros dados importantes e que determinaram a seleção desta área correspondem às informações geológicas disponíveis, especificamente, uma seção transversal (Figura 3.12) que corta a área, incluindo as espessuras das formações geológicas, indispensável à composição das camadas no processo de modelagem, bem como, a caracterização litológica (Figura 3.13), em planta, que favoreceu o estudo da calibração da condutividade hidráulica horizontal por meio do zoneamento da área.

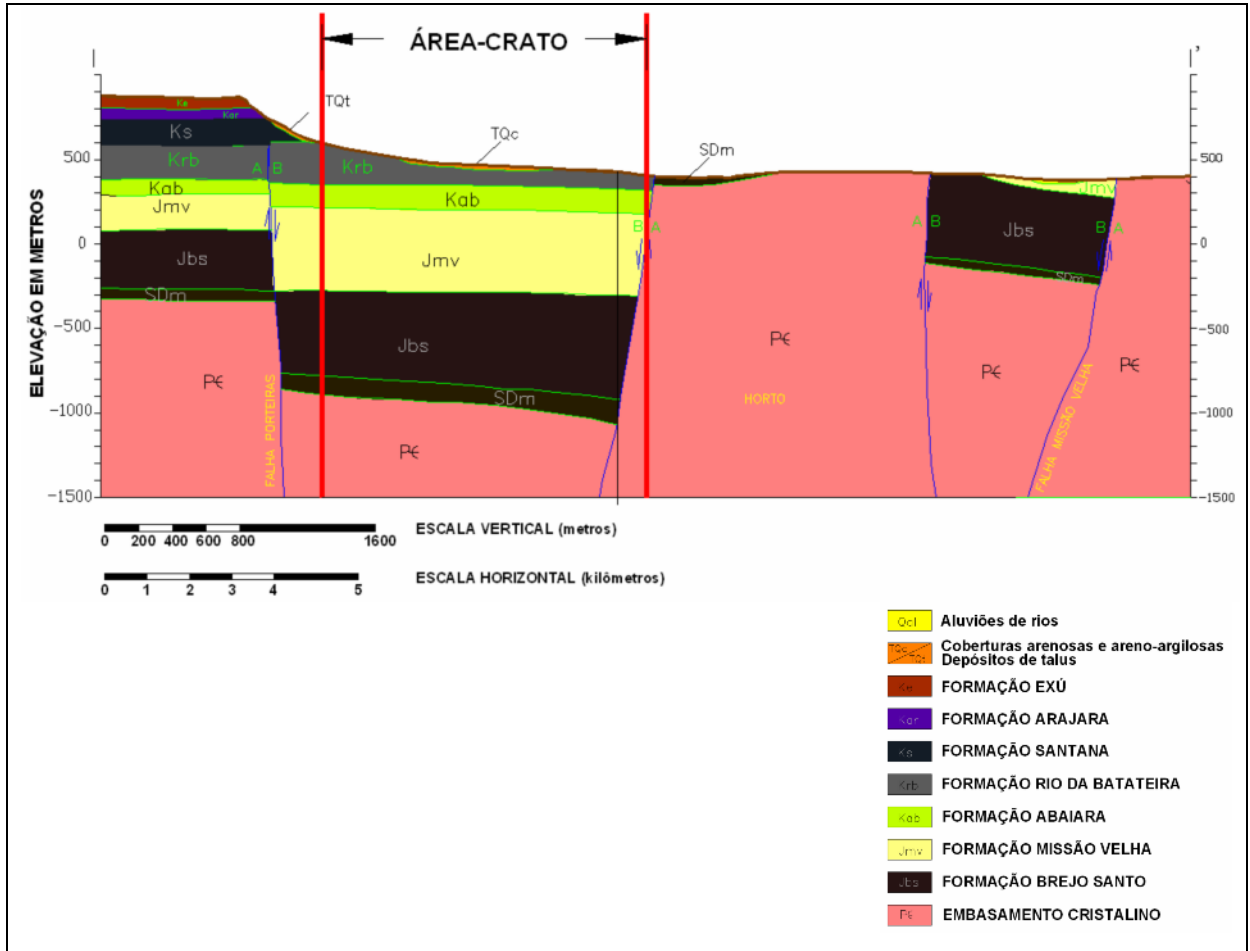


Figura 3.12 – Seção transversal da estratigrafia.

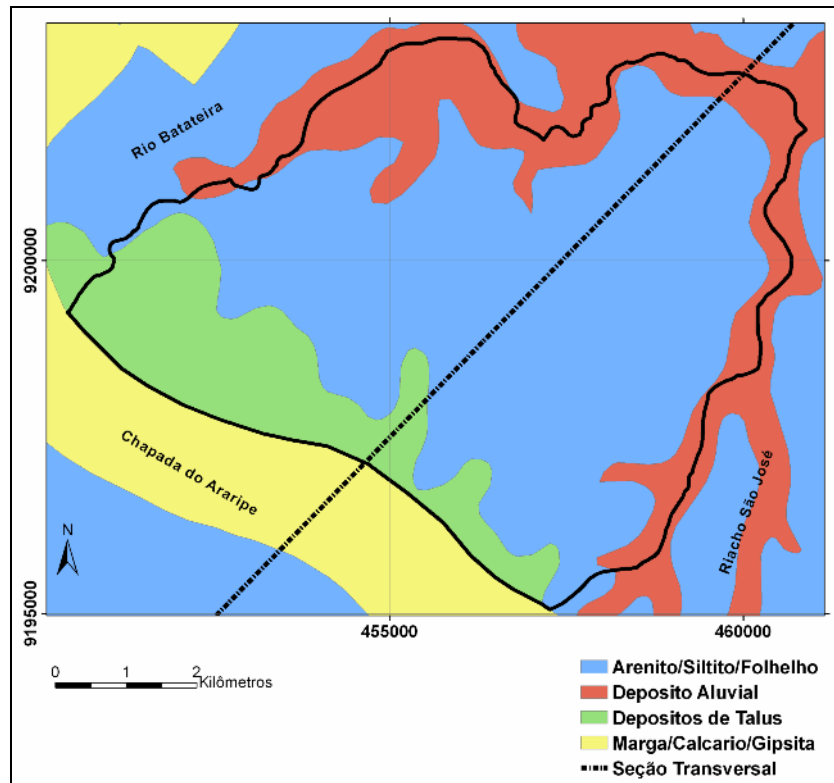


Figura 3.13 – Caracterização litológica da Área-Crato.

A modelagem da área tem como base informações coletadas em campo e/ou obtidas em instituições que gerenciam os recursos hídricos locais. Neste sentido, foram identificados 24 poços de bombeamento distribuídos pela área, dos quais foram utilizados 20 na modelagem, somando a vazão de poços com localização excessivamente próxima entre si e que não permitiam a discriminação individual nas células do modelo (Tabela 3.3). Selecionou-se, ainda, 16 poços para a verificação do nível estático, em que a utilização é esporádica e a medição do nível se realizou de forma planejada para não coincidir com o período de bombeamento e garantir a estabilidade do nível.

Tabela 3.3 – Locais dos Poços de Abastecimento e as vazões da Área-Crato.

Nome do Poço	UTM LESTE	UTM NORTE	Altitude (m)	Profundidade (m)	Vazão (m³/s)
São Raimundo I	453030	9200813	433,00	125,70	155,00
São Raimundo II	452855	9200818	441,00	130,00	133,00
Grendene	452155	9199627	509,00	150,00	30,00
Vila Alta I	454351	9201565	438,00	120,00	70,00
Vila Alta II	454320	9201748	419,00	107,70	90,00
Cafundó	455229	9199655	437,00	109,00	30,00
Muriti	457656	9200604	430,00	110,00	160,00
Recanto	454119	9199297	448,00	120,80	80,00
Cajueiro	454224	9199465	446,00	110,00	10,00
Floresta	453999	9199459	452,00	129,70	20,00
Samuel Araripe	455183	9199517	436,00	108,00	104,00
Mangueira	456314	9200450	432,00	92,30	120,00
Poço Salvação	458920	9201828	434,00	45,00	18,00
Vila Lobo	455656	9198939	473,00	120,00	5,00
Conj. Mirandão	456247	9200002	436,00	102,00	22,00
CVT	456189	9201166	427,00	80,00	15,00
Baixio das Palmeiras	457474	9196027	521,00	111,00	4,30
Baixio do Muquém	458086	9196464	478,00	90,00	6,26
Vila Padre Cicero	459495	9200757	485,00	74,00	14,38
São Jose	459897	9199911	429,00	84,00	12,35

Foram planejadas duas campanhas de medições dos níveis dos poços e verificação de vazões, correspondentes ao final do período chuvoso (abril/2008) e final do período seco (dezembro/2008), destacando que a primeira campanha caracterizou-se por um grau de esforço maior, por incluir a primeira localização e identificação dos poços úteis ao estudo, tendo sido utilizados para a calibração apenas os dados da segunda campanha (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 – Locais dos Poços de Observação e as Cargas hidráulicas observadas em Dezembro/2008.

Poço	UTM Leste	UTM Norte	Altitude (m)	Medição do NE	Cota do NE
pt01	458564	9200513	450,15	51,00	399,15
pt02	456234	9201835	413,70	1,87	411,83
pt03	454458	9199989	435,66	20,96	414,70
pt04	458093	9196467	472,00	56,99	415,01
pt05	457981	9198154	483,14	79,33	403,81
pt08	457576	9200950	416,70	13,95	402,75
pt09	459034	9200863	438,39	44,03	394,36
pt11	456359	9201195	421,39	19,09	402,30
pt12	452135	9198040	548,18	63,83	484,35
pt13	459349	9200637	437,39	39,44	397,95
pt15	455582	9200566	431,83	28,29	403,54
pt17	456124	9198020	460,94	2,30	458,64
pt18	459220	9201120	432,03	38,88	393,15
pt19	456942	9201453	407,09	8,05	399,04
pt23	450927	9198832	566,82	7,60	559,22
pt25	460038	9201607	399,02	6,70	392,32

A área foi discretizada em células com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 200,00$ m, sendo 55 na direção Leste-Oeste e 42 na direção Norte-Sul, totalizando 2310 células, das quais 1334 são ativas (Figura 3.14).

O contorno da área ficou caracterizado por condições do tipo fluxo dependendo da carga hidráulica, caracterizado pelo rio Batateira e riacho São José e na porção sudoeste tem-se a Chapada do Araripe, onde se identifica uma contribuição de exultório naturais de água (fontes), com vazão total contribuinte de $0,285 \text{ m}^3/\text{s}$, distribuída por 34 células. A representação esquemática do modelo no PMWIN é dada por:

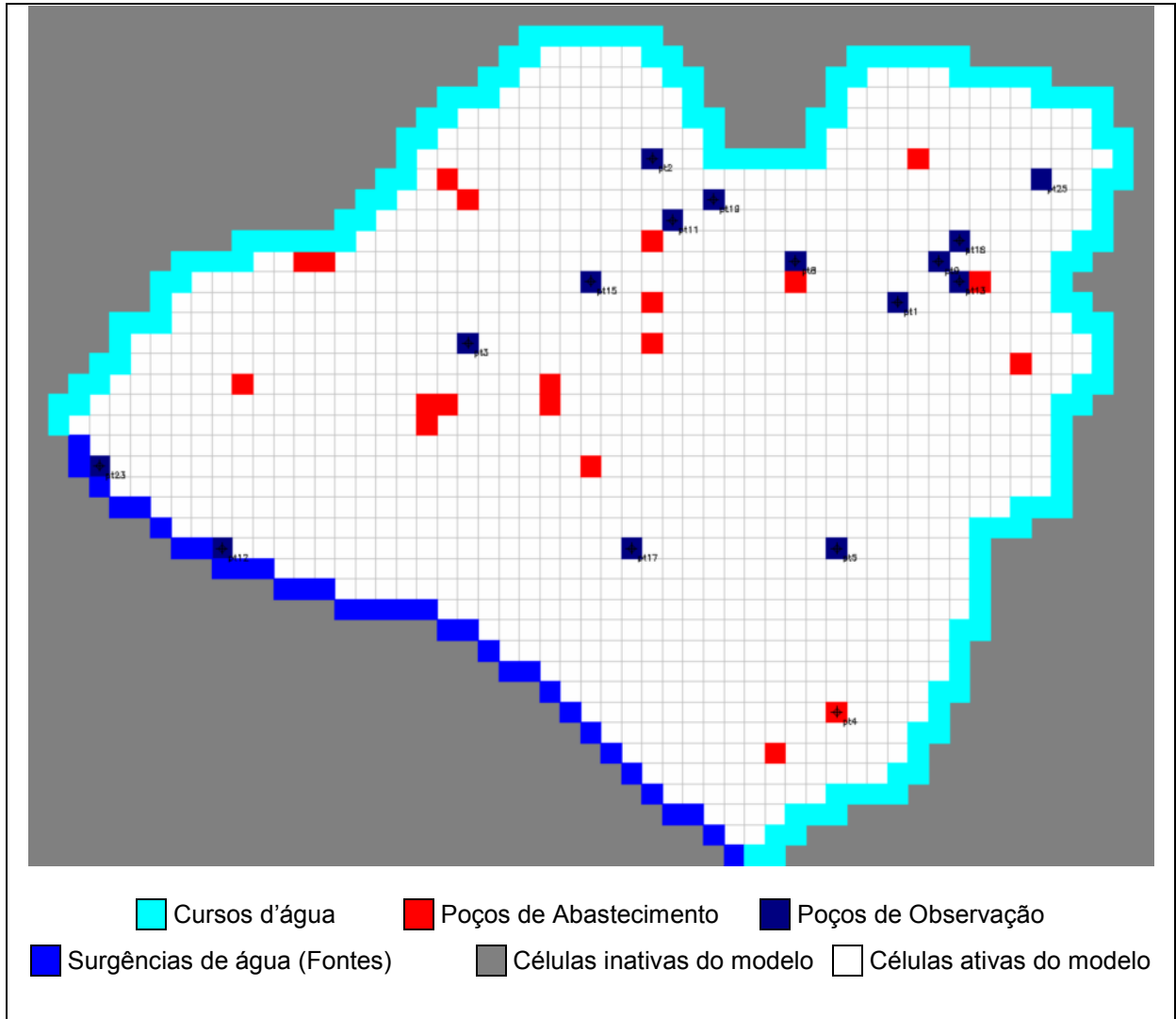


Figura 3.14 – Representação esquemática da Área-Crato visualizada no PMWIN.

Com o objetivo de identificar a melhor situação de calibração e verificar a adequação da metodologia proposta a diferentes cenários iniciais, foram realizados, para o caso real, três testes, conforme descritos a seguir:

- (a) Alternativa 1: Sem zoneamento da condutividade hidráulica horizontal, utilizando um valor inicial de $3,1 \cdot 10^{-5}$ m/s para toda a área;
- (b) Alternativa 2: Sem zoneamento da condutividade hidráulica horizontal, utilizando um valor inicial de $3,1 \cdot 10^{-5}$ m/s para toda a área e empregando a equação de regressão linear para estimativa das cargas iniciais;
- (c) Alternativa 3: Com o zoneamento da condutividade hidráulica horizontal conforme a configuração litológica da área (Figura 3.13) e os valores da Tabela 2.3, resultando em três zonas com os valores de $K_1 = 0,000347$ m/s, $K_2 = 0,000191$ m/s e $K_3 = 0,000139$ m/s (Figura 3.15).

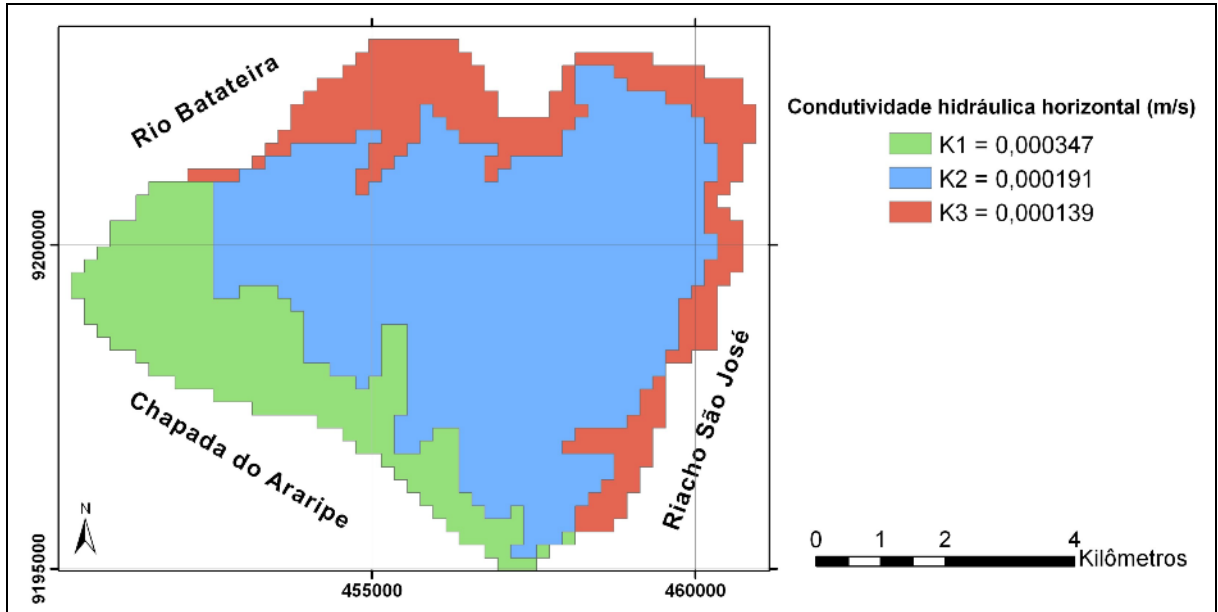


Figura 3.15 – Distribuição das condutividades hidráulica em zonas.

Todos os testes foram realizados para o regime permanente, utilizando, para toda a área, um valor de porosidade efetiva de 35%, considerando os materiais geológicos predominantes, bem como, uma recarga constante, baseada nos estudos de Aguiar (2008), igual a $4,76 \cdot 10^{-9}$ m/s, que corresponde a aproximadamente 150 mm/ano.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1.1 Caso hipotético 1

No Exemplo 1, a simplicidade do modelo permitiu a reprodução manual e por meio de planilha eletrônica dos procedimentos matemáticos envolvidos no método, favorecendo a implementação computacional e identificação de erros operacionais.

O procedimento de calibração utilizando o PEST e o MIGH teve início com o valor de condutividade hidráulica de 0,008 m/s para todo o domínio em estudo, obtendo como resultado as linhas potenciométricas apresentados na Figura 4.1. Na cor vermelha estão apresentadas as linhas potenciométricas observadas e na cor azul as linhas potenciométricas calculadas. Este mapa é ponto de partida de ambas as calibrações.

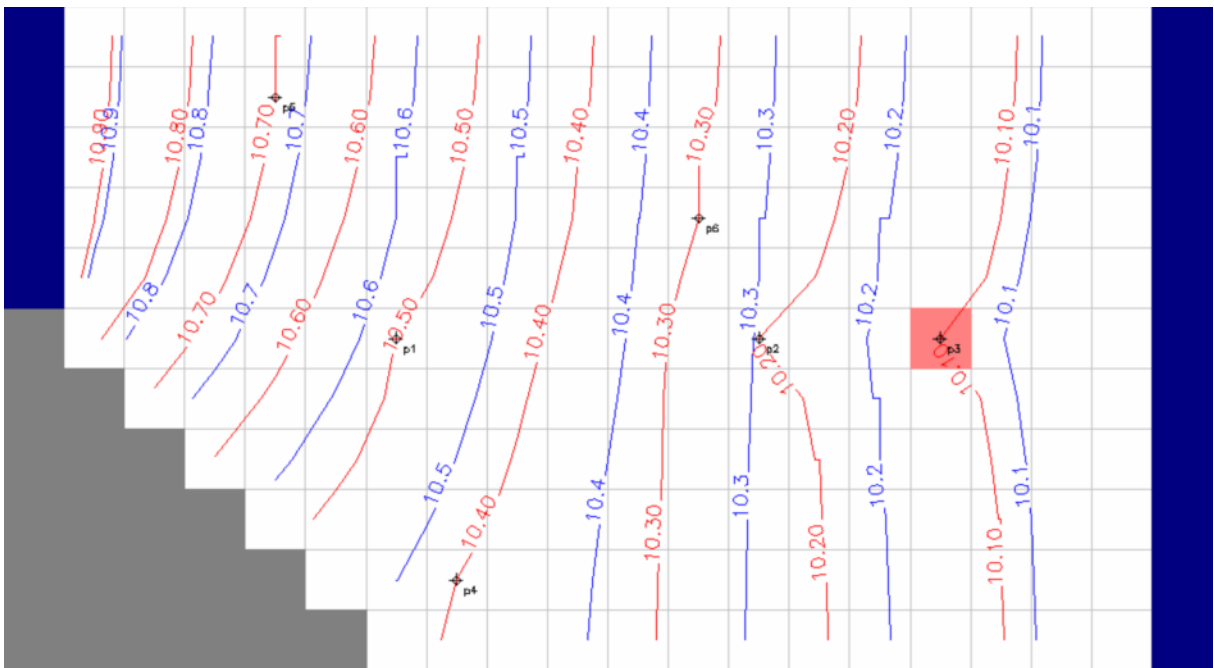


Figura 4.1 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas iniciais. Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

Ao final do processo iterativo com o PEST, que ocorreu em 3 iterações, os valores calculados se mostraram significativamente distantes dos valores observados, como pode ser visualizado na Figura 4.2.

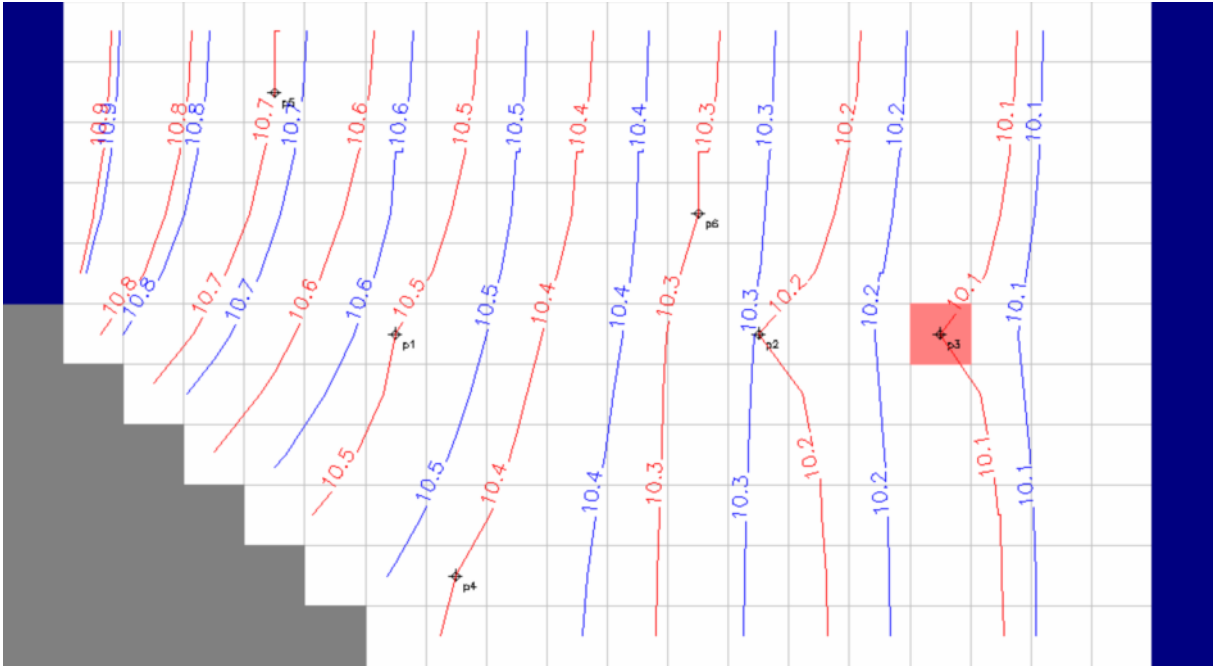


Figura 4.2 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (3ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

Em contrapartida, em poucos ciclos de iteração com o MIGH (9ª iteração), já fora constatada uma boa concordância entre os mapas potenciométricos observado e calculado, demonstrando uma diferença visual praticamente imperceptível, conforme Figura 4.3.

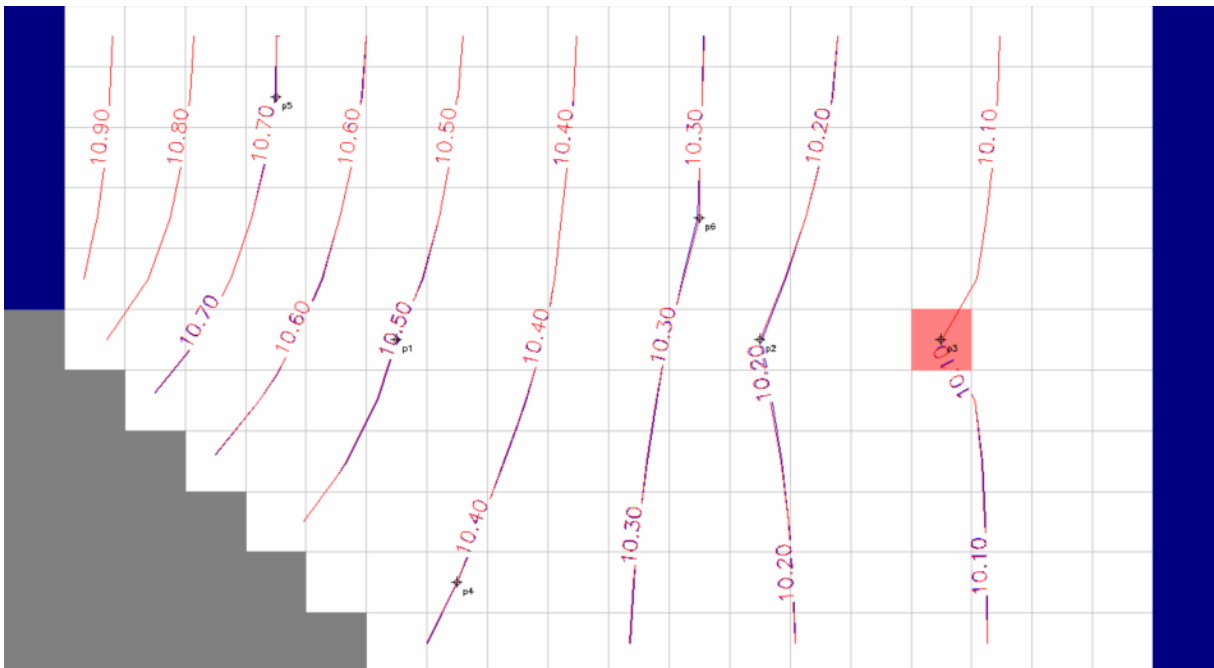


Figura 4.3 – Exemplo 1: Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (9ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

Analisando os critérios de convergência para o MIGH, a raiz do erro quadrático médio, conforme definido pela Equação (3.19), iniciou o processo com o valor de 0,044 m e na nona iteração atingiu o valor de 0,000 m (Figura 4.4). Igualmente a média dos ângulos φ formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado, conforme Equação (3.18), seguiu a tendência de se aproximar do valor zero em poucas iterações (Figura 4.5).

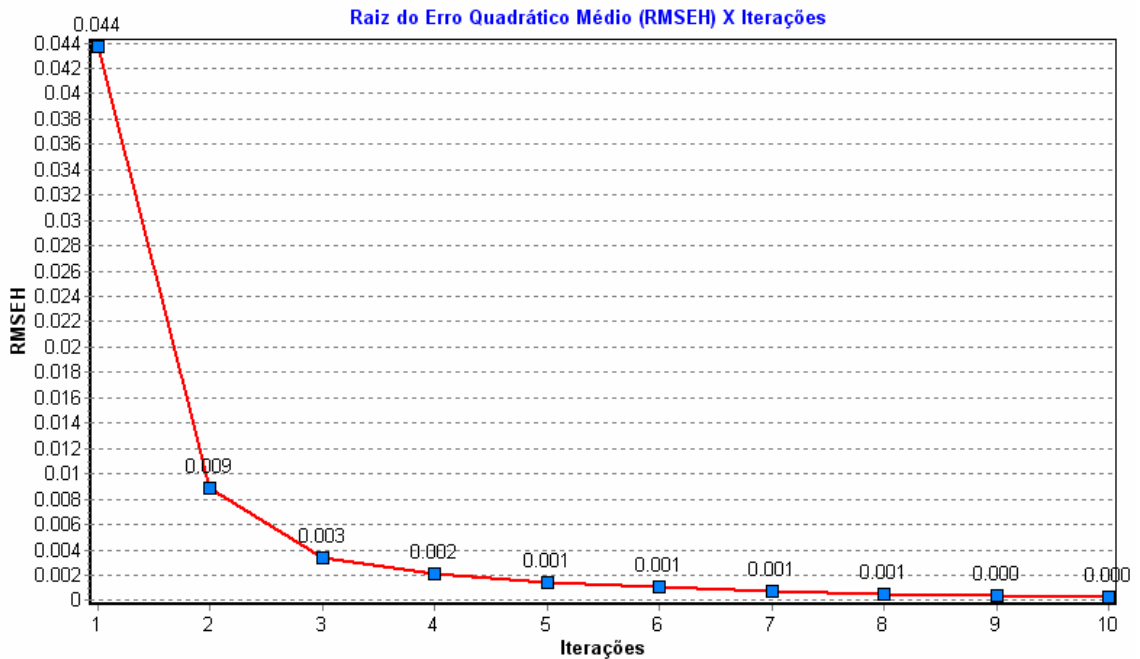


Figura 4.4 – Exemplo 1: Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.

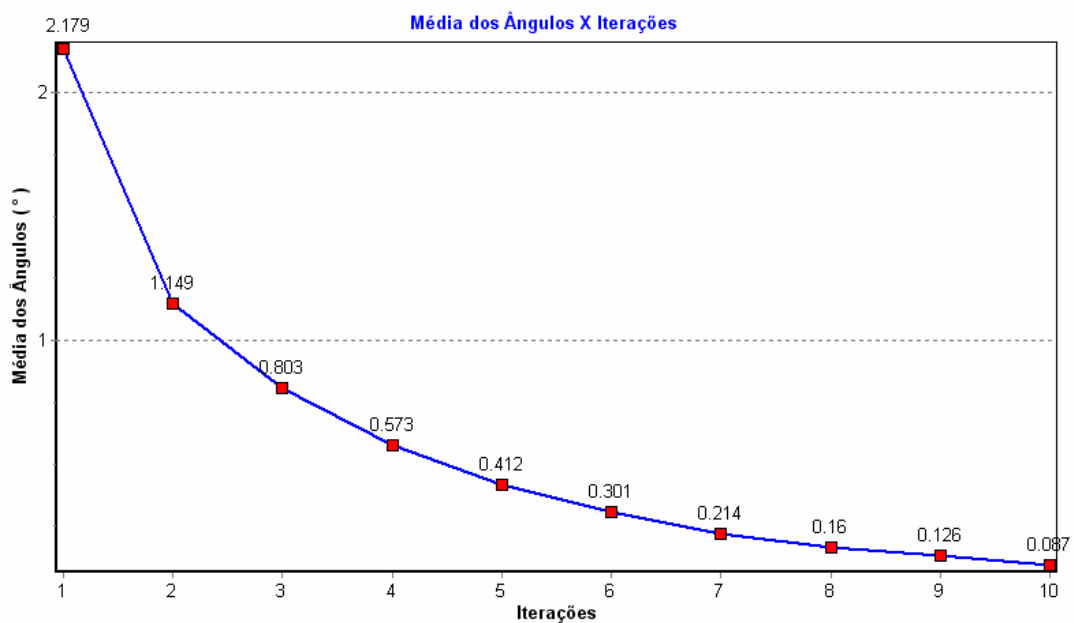


Figura 4.5 – Exemplo 1: Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.

Em termos comparativos, considerando as cargas observadas, o PEST apresentou, após finalizada a calibração com 3 ciclos de iteração, o valor de RMSEH de 0,062 m, enquanto que através do MIGH (incluídas as modificações propostas no processo iterativo) demonstrou na terceira iteração o valor de RMSEH de 9 mm e a partir da nona iteração passa a ser menor que 1,0 milímetro.

Tabela 4.1 – Exemplo 1: Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 3)			MIGH (Iteração 3)			MIGH (Iteração 9)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
Pt1	10,57	10,50	Pt1	10,51	10,50	Pt1	10,501	10,500
Pt2	10,30	10,20	Pt2	10,22	10,20	Pt2	10,202	10,200
Pt3	10,13	10,10	Pt3	10,10	10,10	Pt3	10,100	10,100
Pt4	10,47	10,40	Pt4	10,40	10,40	Pt4	10,400	10,400
Pt5	10,73	10,70	Pt5	10,70	10,70	Pt5	10,699	10,700
Pt6	10,35	10,30	Pt6	10,29	10,30	Pt6	10,298	10,300
RMSEH (m) =		0,062	RMSEH (m) =		0,009	RMSEH (m) =		0,001

Plotando em um gráfico os valores calculados e observados pode-se ter o indicativo do êxito no processo de calibração, utilizando o MIGH. A linha tracejada com ângulo de 45° em relação à horizontal representa a igualdade entre cargas observadas e calculadas e valores que se aproximam ou se sobrepõem a esta linha indicam eficiência na calibração, conforme demonstrado no caso em estudo (Figura 4.6).

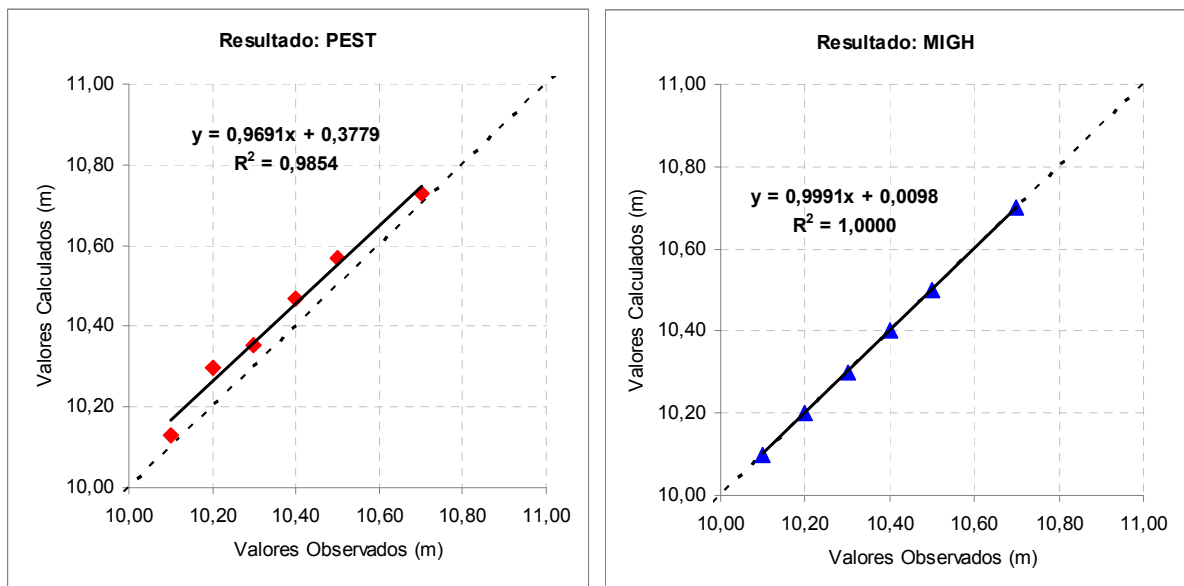


Figura 4.6 – Exemplo 01: Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª iteração) e do MIGH (9ª iteração).

Finalizada a calibração, o PEST apresentou como resultado um valor de condutividade hidráulica horizontal de 0,0115 m/s para toda a área, enquanto que o MIGH oferece a seguinte distribuição (Figura 4.7):

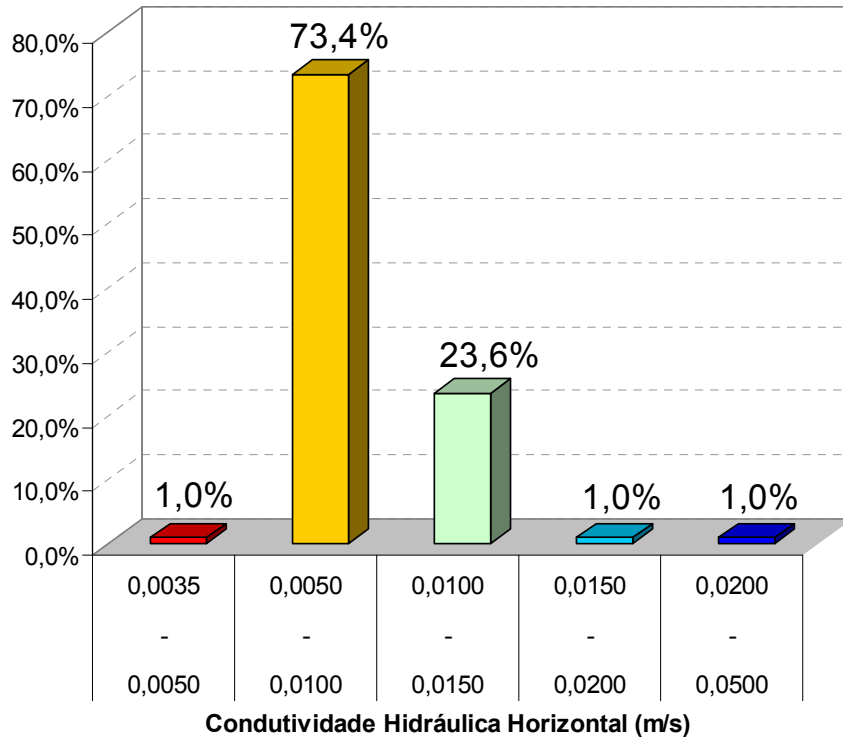


Figura 4.7 – Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 1, calibrada com o MIGH (9ª Iteração).

Estes valores de condutividade hidráulica horizontal estão distribuídos espacialmente da seguinte forma (Figura 4.8):

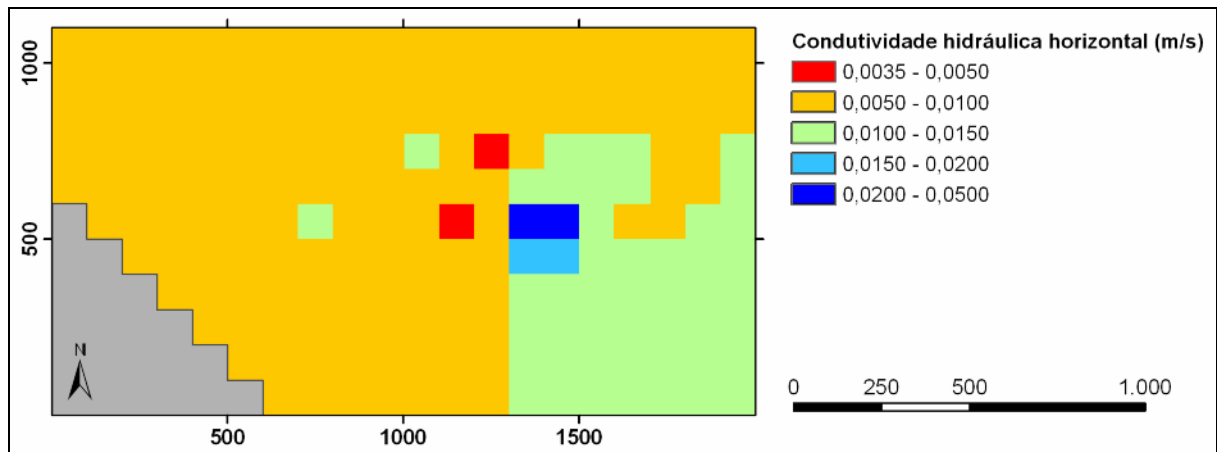


Figura 4.8 – Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 1, calibrada com o MIGH (9ª Iteração).

4.1.2 Caso hipotético 2

O Exemplo 2 permitiu verificar a eficiência do método e a funcionalidade do programa UFC-MIGH em um caso de maior complexidade e mais próximo de situações reais, com condições de contorno diversas e incluindo no modelo a representação de exultórios naturais de água (fontes) e rio, além de dispor de uma quantidade de cargas observadas bem distribuídas pela área.

Conforme descrito, a convergência para a solução ótima é verificada pela minimização da raiz do erro quadrático médio, dada em metros, e da média dos ângulos formados pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado. No Exemplo 2, a tendência de convergência, com o emprego do MIGH, foi constatada para os dois critérios, como pode ser visualizado pelos gráficos de saída do programa UFC-MIGH (Figuras 4.9 e 4.10).

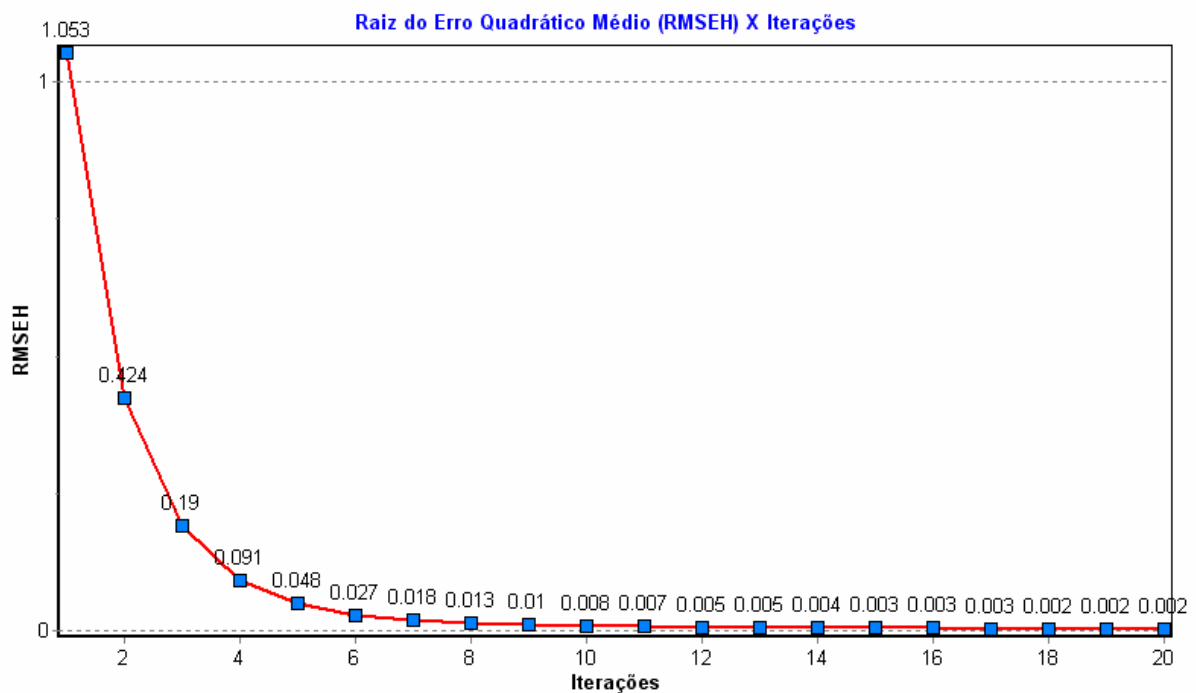


Figura 4.9 – Exemplo 2: Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.

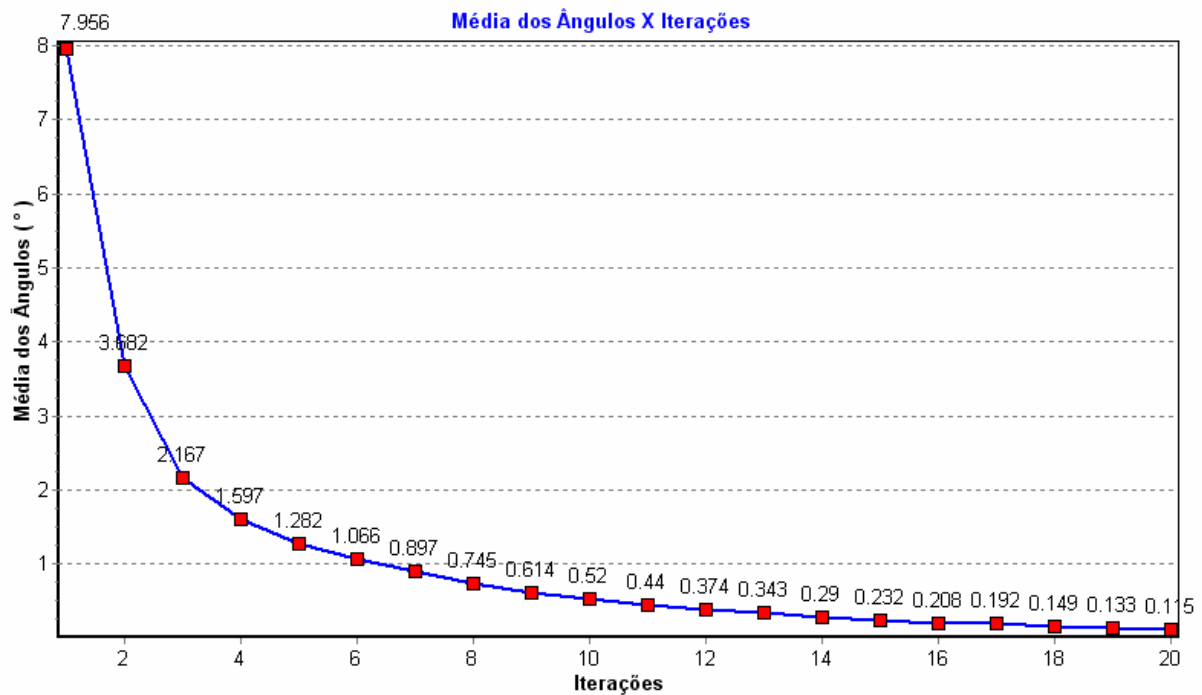


Figura 4.10 – Exemplo 2: Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.

Outra característica importante deste exemplo é a divisão da área em zonas de igual condutividade hidráulica horizontal, o que favorece uma calibração mais eficiente com a utilização do PEST. Pretendia-se comparar o máximo potencial de calibração do PEST e do MIGH, fato verificado quando se parte de uma situação inicial em que se conhecem as áreas de igual condutividade hidráulica. O zoneamento inicial da condutividade hidráulica horizontal está apresentado na Figura 4.11.

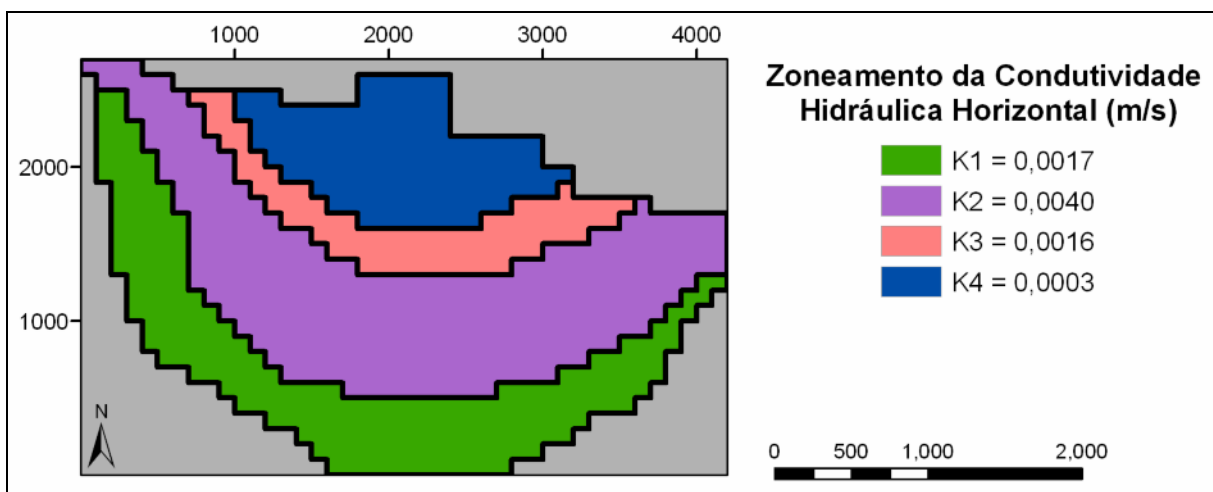


Figura 4.11 – Exemplo 2: Zoneamento da condutividade hidráulica horizontal – Valores iniciais.

O processo de calibração com o PEST atingiu o melhor resultado na oitava iteração, com um valor de raiz do erro quadrático médio de 0,052 m. Comparando com o MIGH, na oitava iteração, a raiz do erro quadrático médio foi de 0,015 m e a partir da vigésima iteração o valor se estabilizou em 0,002 m.

Dessa forma, mesmo considerando a melhor situação de calibração com o PEST, a metodologia proposta e implementada no UFC-MIGH permaneceu apresentando resultados mais satisfatórios (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Exemplo 2: Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 8)			MIGH (Iteração 8)			MIGH (Iteração 20)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
Pb1	25,00	25,01	Pb1	24,98	25,01	Pb1	25,006	25,010
Pb2	24,69	24,68	Pb2	24,67	24,68	Pb2	24,679	24,680
Pt1	25,94	25,93	Pt1	25,91	25,93	Pt1	25,927	25,930
Pt2	25,67	25,67	Pt2	25,65	25,67	Pt2	25,667	25,670
Pt3	25,17	25,35	Pt3	25,31	25,35	Pt3	25,345	25,350
Pt4	25,76	25,72	Pt4	25,70	25,72	Pt4	25,717	25,720
Pt5	25,42	25,44	Pt5	25,42	25,44	Pt5	25,437	25,440
Pt6	26,06	26,13	Pt6	26,11	26,13	Pt6	26,127	26,130
Pt7	25,65	25,61	Pt7	25,60	25,61	Pt7	25,609	25,610
Pt8	25,06	25,03	Pt8	25,02	25,03	Pt8	25,029	25,030
Pt9	25,37	25,30	Pt9	25,30	25,30	Pt9	25,300	25,300
Pt10	25,08	25,00	Pt10	25,00	25,00	Pt10	24,999	25,000
Pt11	24,03	23,97	Pt11	23,97	23,97	Pt11	23,970	23,970
Pt12	25,85	25,87	Pt12	25,86	25,87	Pt12	25,869	25,870
Pt13	24,80	24,76	Pt13	24,76	24,76	Pt13	24,760	24,760
Pt14	25,51	25,49	Pt14	25,49	25,49	Pt14	25,490	25,490
Pt15	25,17	25,15	Pt15	25,15	25,15	Pt15	25,150	25,150
Pt16	24,56	24,57	Pt16	24,57	24,57	Pt16	24,570	24,570
Pt17	26,18	26,15	Pt17	26,14	26,15	Pt17	26,149	26,150
Pt18	25,74	25,78	Pt18	25,78	25,78	Pt18	25,780	25,780
Pt19	25,31	25,33	Pt19	25,33	25,33	Pt19	25,330	25,330
Pt20	24,89	24,93	Pt20	24,92	24,93	Pt20	24,930	24,930
Pt21	25,70	25,68	Pt21	25,68	25,68	Pt21	25,680	25,680
Pt22	25,35	25,37	Pt22	25,37	25,37	Pt22	25,370	25,370
RMSEH (m) =	0,052		RMSEH (m) =	0,015		RMSEH (m) =	0,002	

O gráfico de dispersão (Figura 4.12) contendo cargas observadas e calculadas confirma visualmente a maior eficiência do MIGH em relação ao PEST.

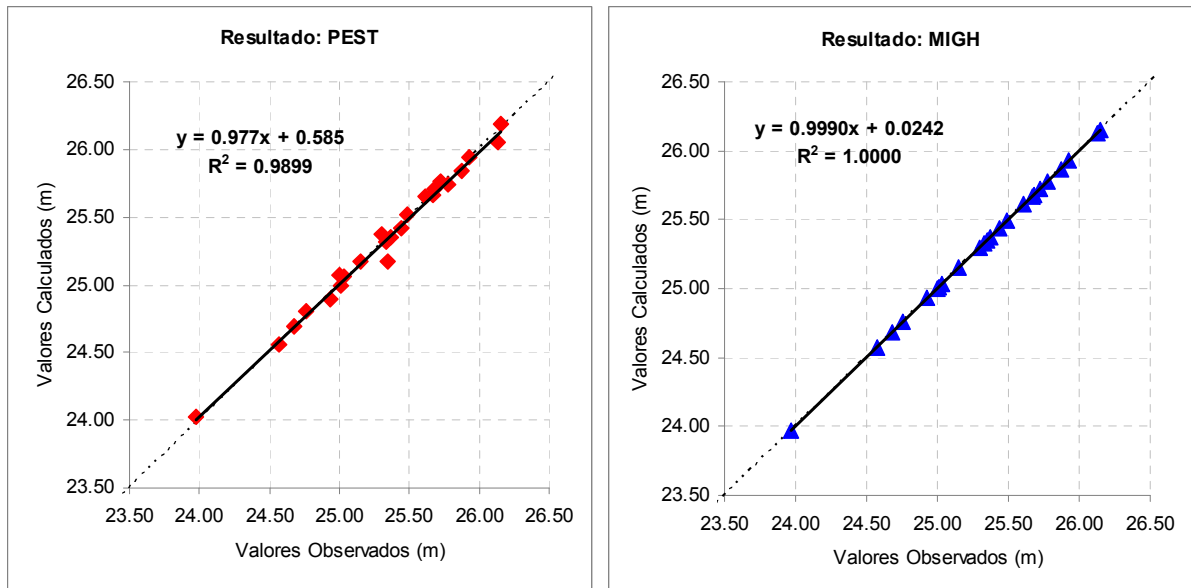


Figura 4.12 – Exemplo 02: Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (8ª Iteração) e do MIGH (20ª Iteração).

Os valores de condutividade hidráulica horizontal obtidos após a calibração podem ser visualizados na Figura 4.13. Comparando os dois mapas resultantes, percebe-se uma relativa semelhança dos valores nas zonas 2 e 3, em que os intervalos de valores obtidos com o MIGH abrangem o resultado da calibração com o PEST.

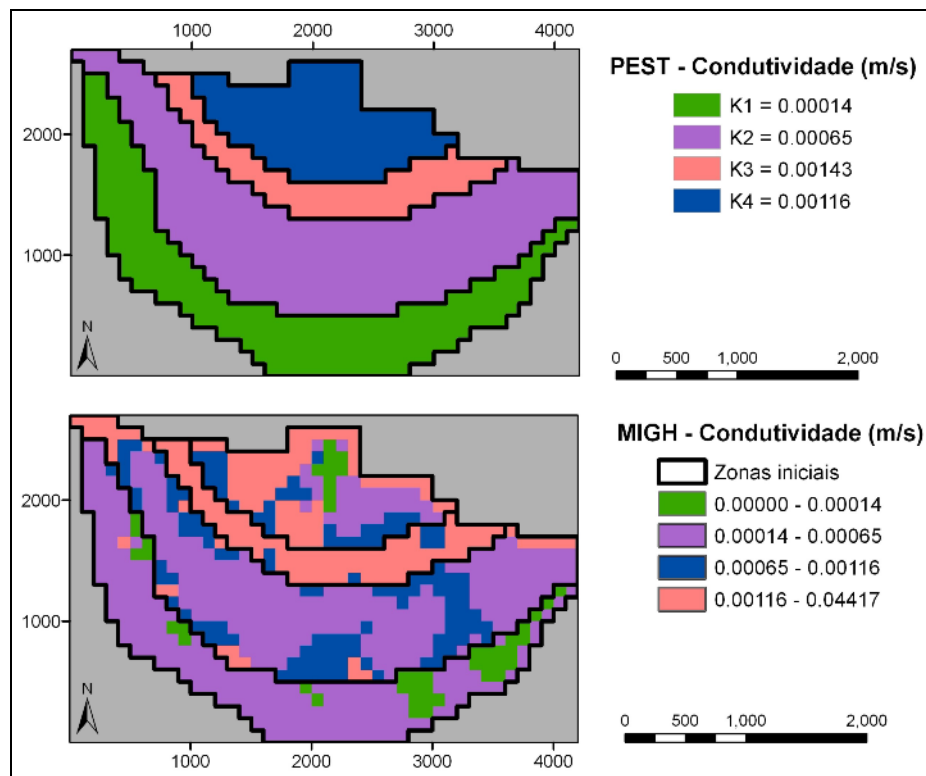


Figura 4.13 – Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2. Resultado final do PEST (8ª Iteração) e do MIGH (20ª Iteração).

Considerando a distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área, conforme Figuras 4.14 e 4.15, os valores inferiores a 0,00065 m/s se mostram predominantes para os dois métodos, sendo que para o PEST, corresponde a 70,5% da área total e para o MIGH o valor é de 60,8%. Esta diferença aproximada de 10% pode ser explicada pela maior flexibilidade de cálculo do MIGH, uma vez que a calibração se processa célula a célula, independente do zoneamento, permitindo um melhor ajuste dos parâmetros e que, no caso, ocorreu para valores superiores a 0,00065 m/s.

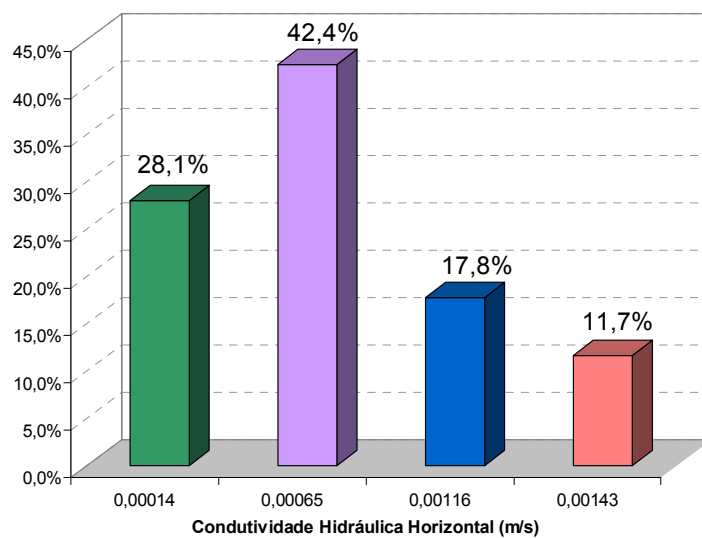


Figura 4.14 – Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2, calibrada com o PEST (8ª Iteração).

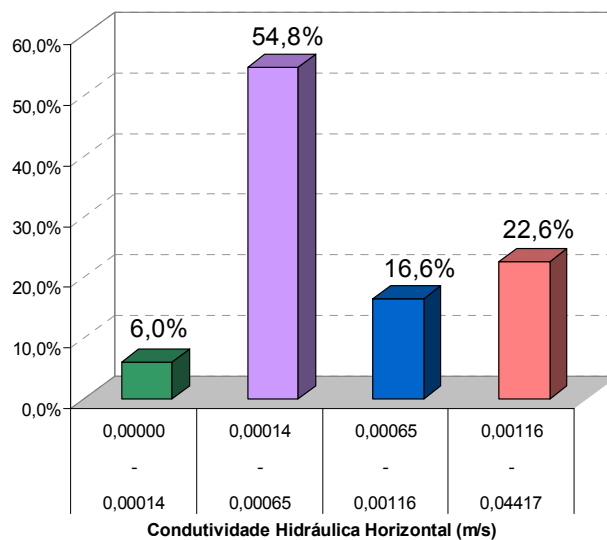


Figura 4.15 – Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela área do Exemplo 2, calibrada com o MIGH (20ª Iteração).

A situação inicial do modelo, da qual parte a calibração tanto do PEST, como do MIGH é dada pela Figura 4.16.

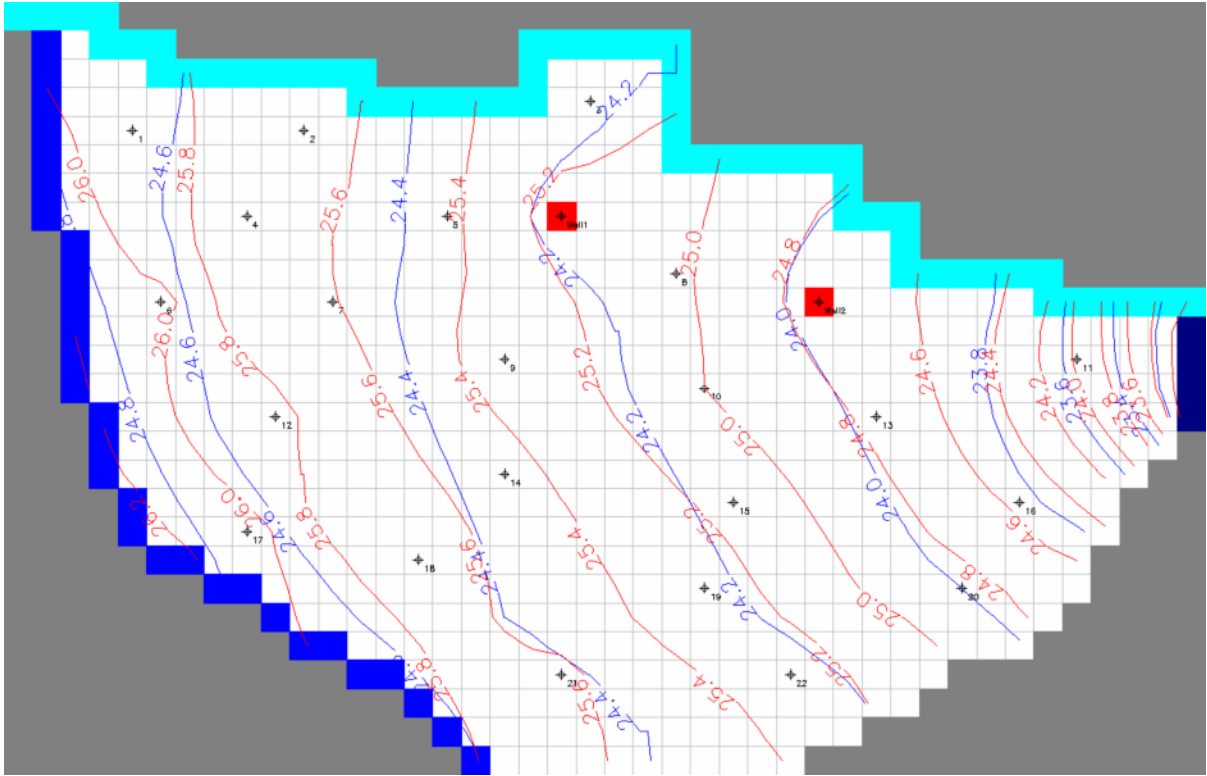


Figura 4.16 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas iniciais. Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

Finalizada a calibração e processada a simulação com os novos valores de condutividade hidráulica horizontal, pode-se visualizar, no resultado do PEST (Figura 4.17), uma discordância acentuada entre as linhas potenciométricas observadas (cor vermelha) e calculadas (cor azul).

Por outro lado, o MIGH, acrescido do novo método proposto de geração de cargas observadas, apresentou como resultado uma diferença mínima entre os mapas potenciométricos observado e calculado (Figura 4.18).

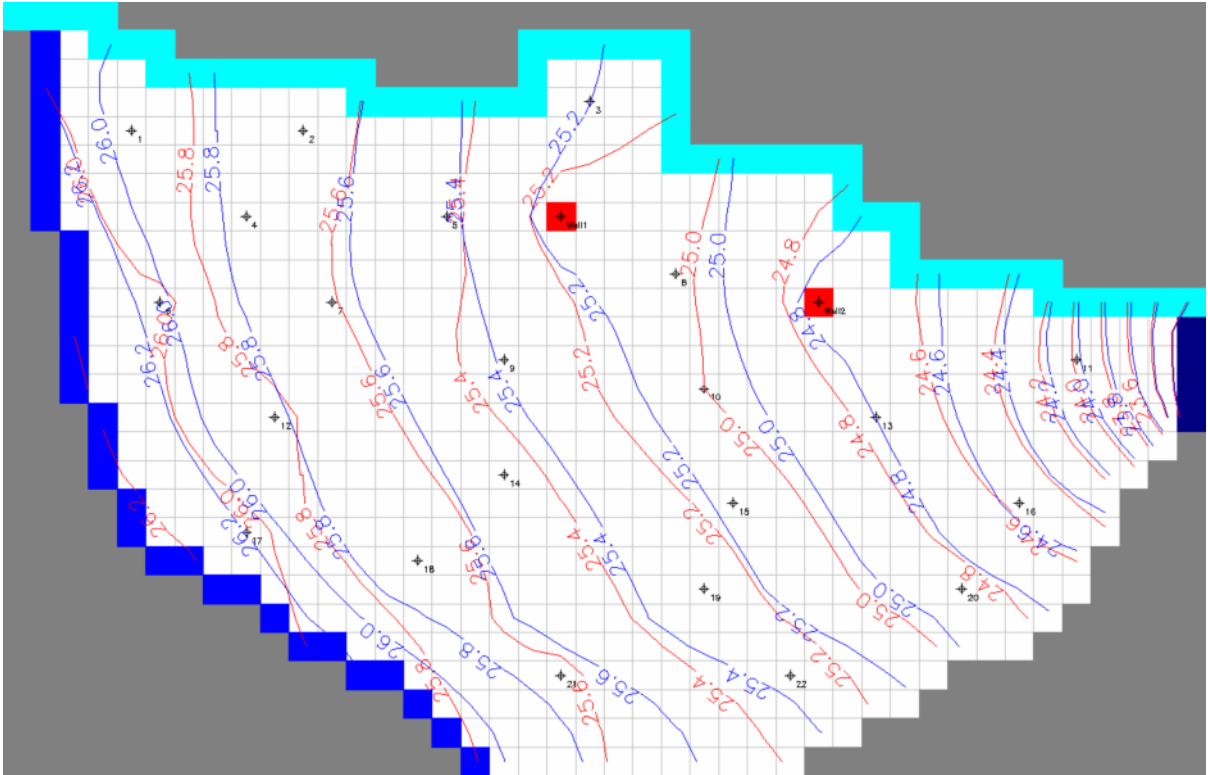


Figura 4.17 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (8ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

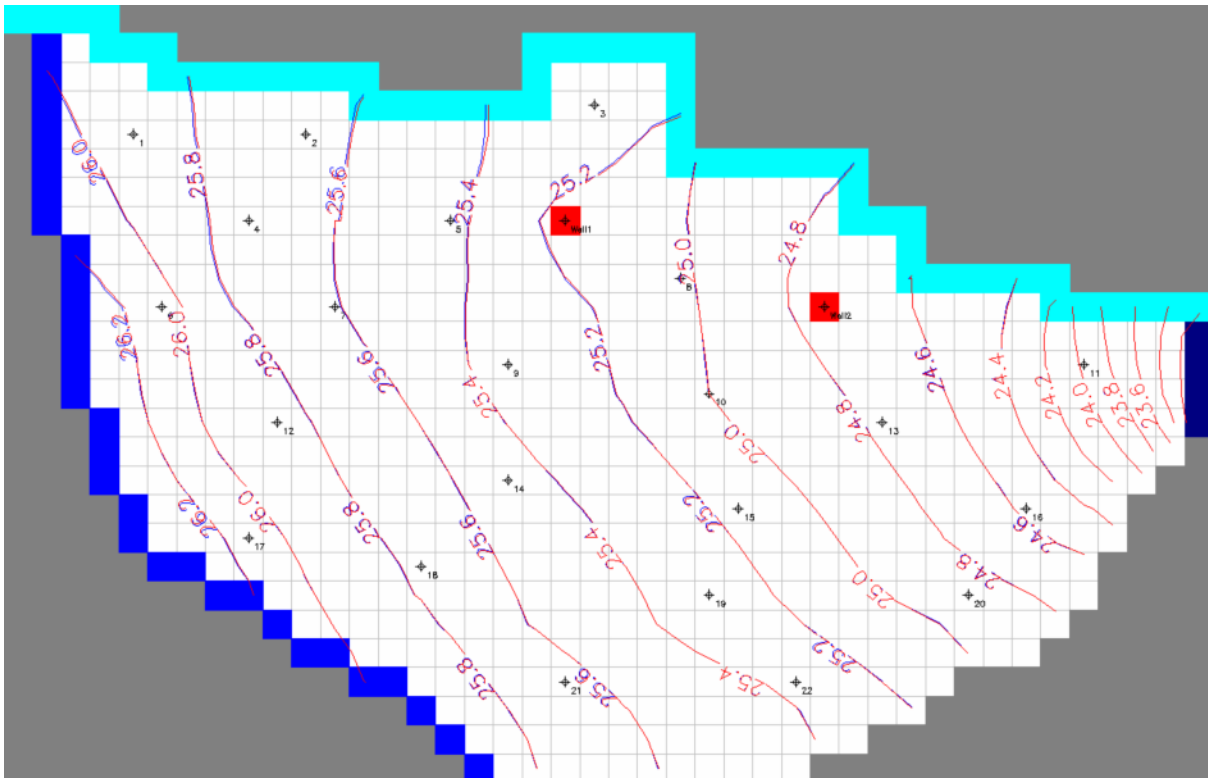


Figura 4.18 – Exemplo 2: Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (20ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

4.1.3 Caso real – Sistema Aqüífero da Bacia Sedimentar do Araripe

A modelagem do caso real, ficou restrita a uma única formação geológica da Bacia Sedimentar, a formação Rio da Batateira, uma vez que não foi constatada na área afloramentos de outras formações e a profundidade dos poços de observação e bombeamento são inferiores a espessura desta camada.

Dessa forma, iniciou-se a preparação do modelo, com a obtenção das cotas de topo e base da camada Rio da Batateira. Para tal, foram colocadas em prática as ferramentas de geoprocessamento, constituindo, inicialmente, o modelo digital de elevação, a partir da interpolação das curvas de nível espaçadas de 5 metros, resultando o mapa em formato GRID com as cotas do topo de cada célula da camada simulada (Figura 4.19).

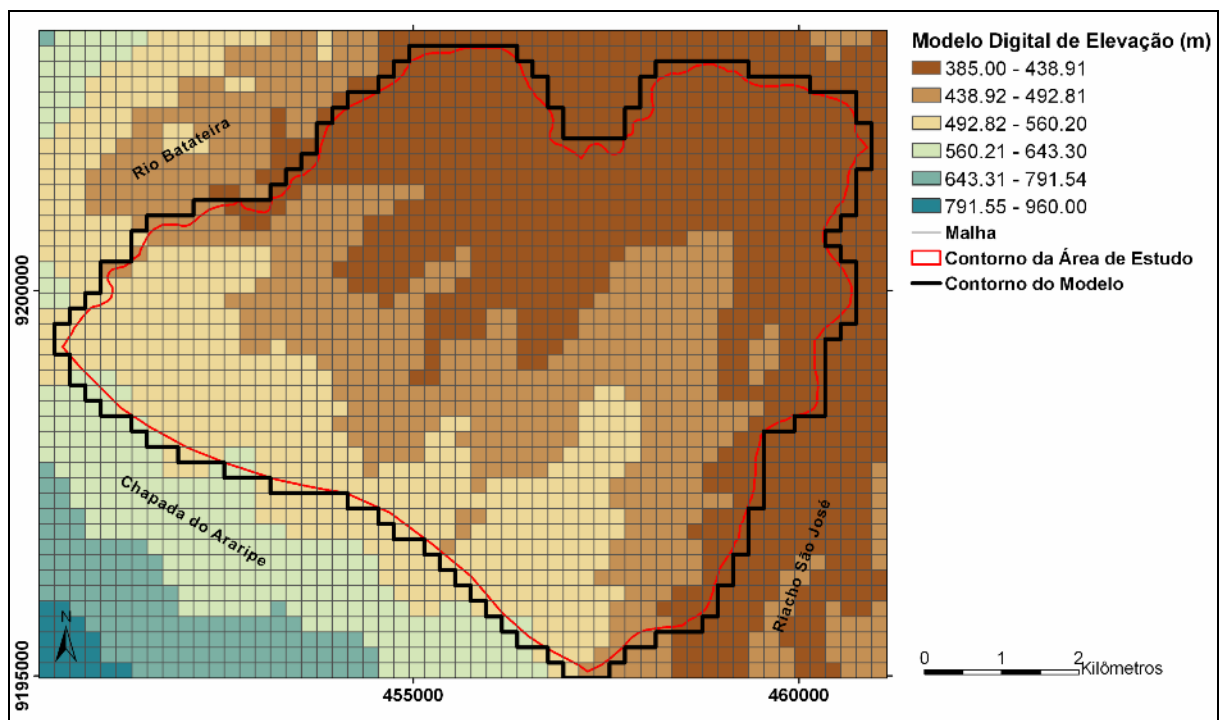


Figura 4.19 – Modelo digital de elevação: Cotas do topo da camada simulada.

O procedimento seguinte consistiu em compor um mapa, igualmente em formato GRID, da profundidade da camada, medida a partir da superfície. As profundidades foram verificadas na seção geológica transversal (Figura 3.12) e distribuídas, por interpolação, para o restante da área resultando no mapa da Figura 4.20.

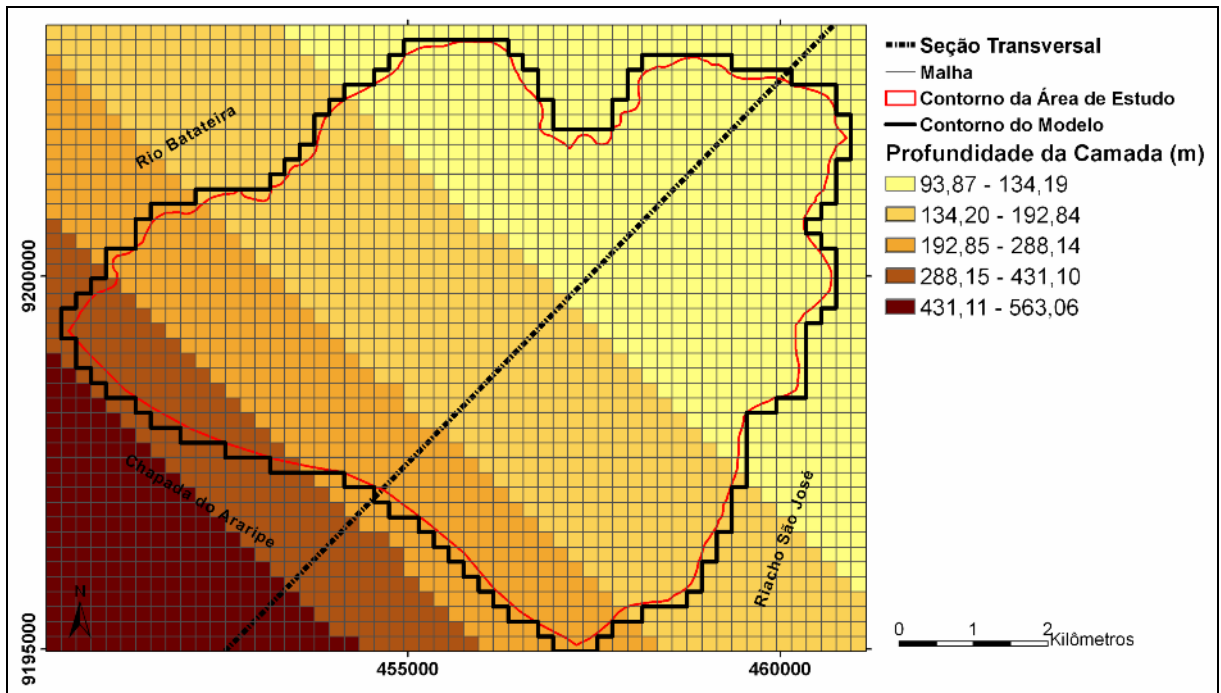


Figura 4.20 – Mapa das profundidades da camada.

Para finalizar com a composição do mapa, contendo as cotas da base (Figura 4.21), processa-se a subtração entre os mapas modelo digital de elevação e profundidade da camada.

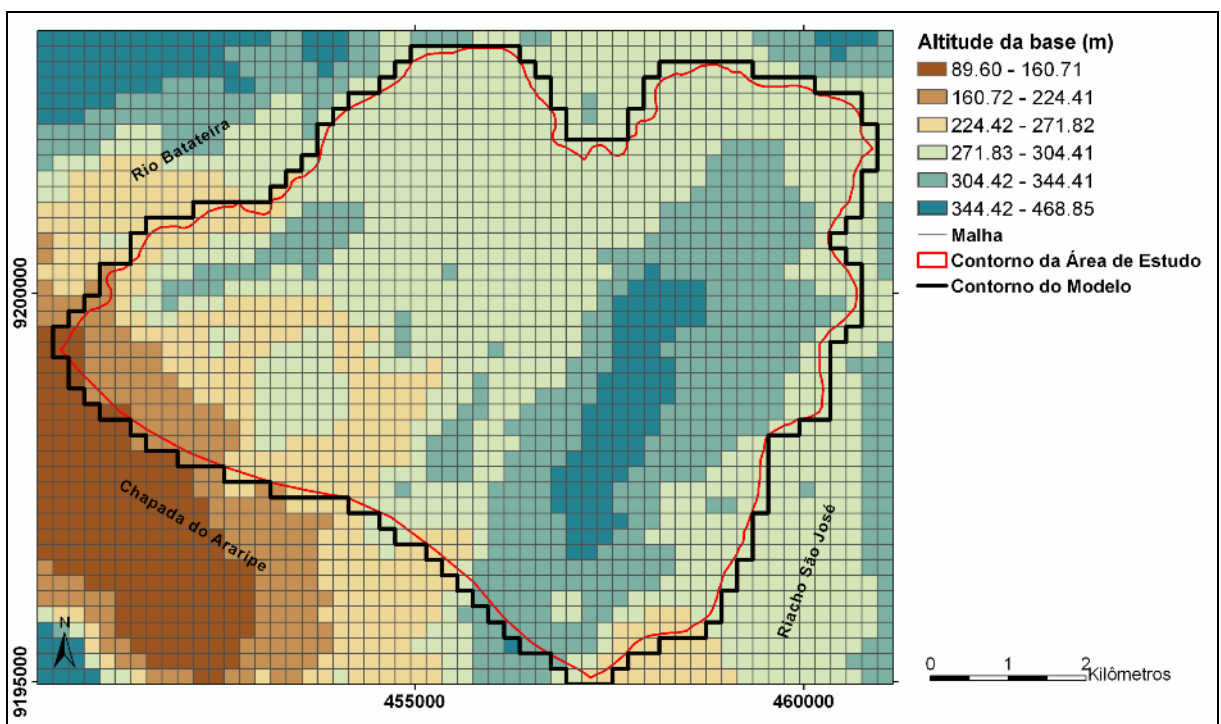


Figura 4.21 – Cotas da base da camada simulada.

Outra informação em que se fez uso do geoprocessamento para compor a matriz de entrada de dados, trata-se do nível estático inicial. As cargas medidas nos 16 poços de observação foram interpoladas originando o mapa em formato GRID da Figura 4.22 de onde foram retiradas o valor de carga hidráulica inicial para cada célula do modelo.

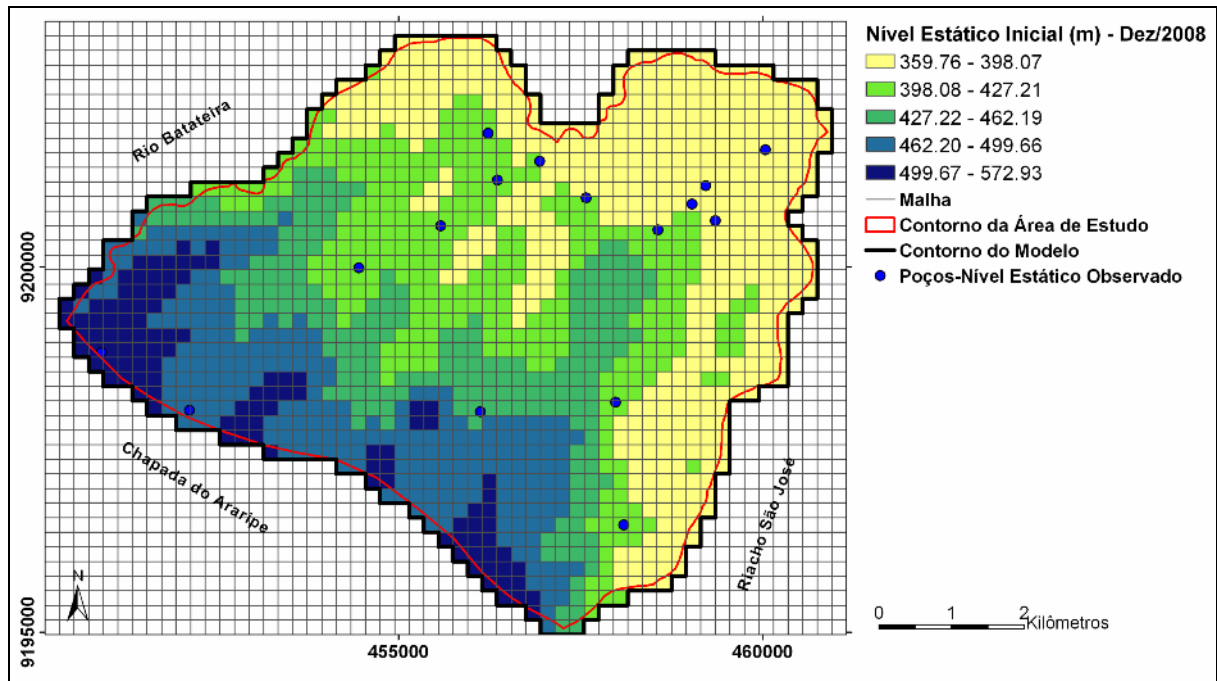


Figura 4.22 – Mapa das cargas hidráulicas iniciais do modelo.

4.1.3.1 Alternativa 1 – Sem zoneamento

O primeiro teste de calibração realizado para o caso real, sem considerar o zoneamento da condutividade hidráulica horizontal, apresentou como melhor solução, utilizando o MIGH, a iteração 11. Observa-se, que neste caso, não houve estabilização dos critérios de convergência, que diminuiram, atingindo o mínimo na iteração 11 e, a partir desta, tenderam a aumentar, como se pode visualizar nas Figuras 4.23 e 4.24. Esta instabilidade verificada pelos critérios de convergência é resultado de variações extremas do parâmetro em alguns pontos do modelo, traduzida em cargas incoerentes.

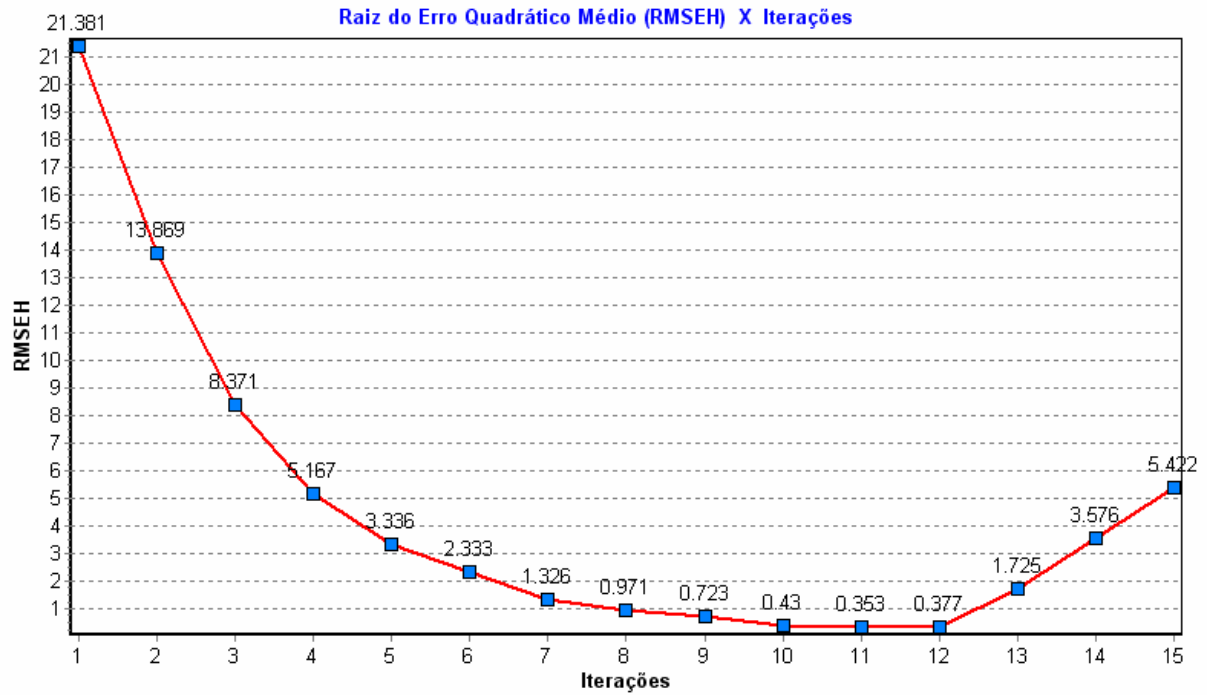


Figura 4.23 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.

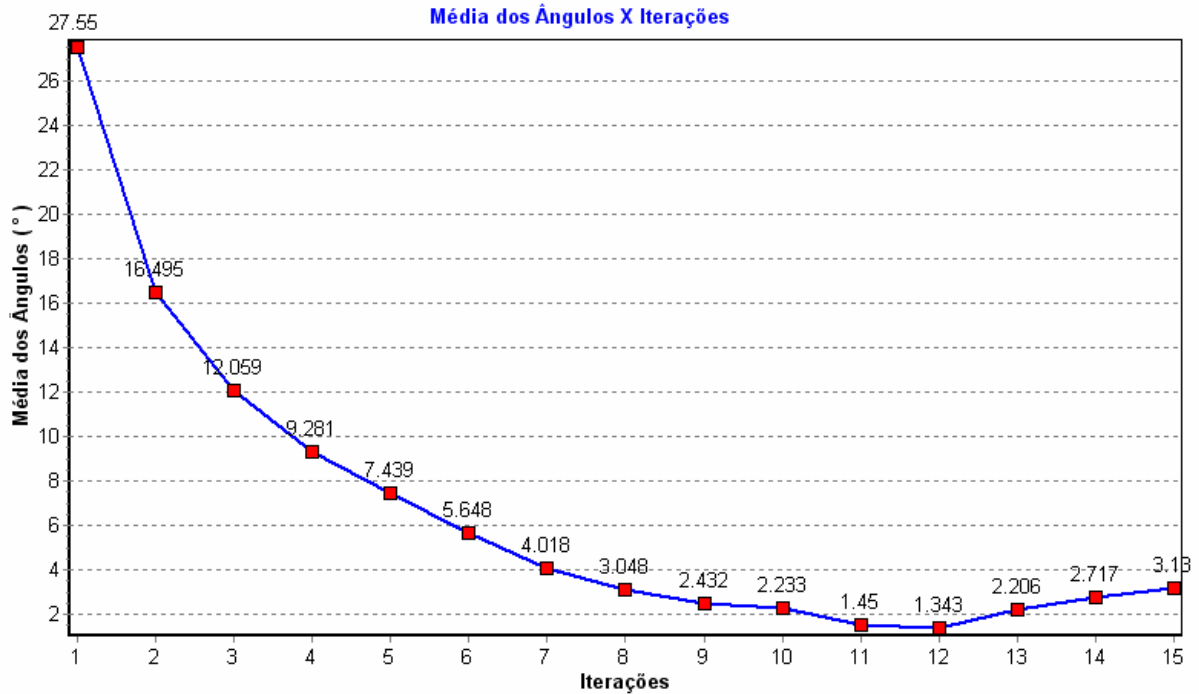


Figura 4.24 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.

A calibração utilizando o PEST apresentou erros bastante elevados, resultando um valor de raiz do erro quadrático médio de 34,25 m. Comparando com os resultados do MIGH a mesma iteração (Iteração 3) tem-se uma redução da RMSEH de aproximadamente 57% e na décima primeira iteração o valor é de apenas 1,40 m, demonstrando acentuada melhoria da calibração com o emprego do MIGH (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 3)			MIGH (Iteração 3)			MIGH (Iteração 11)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
pt01	421,86	399,15	pt01	405,93	399,15	pt01	399,63	399,15
pt02	436,83	411,83	pt02	414,55	411,83	pt02	411,94	411,83
pt03	452,54	414,70	pt03	433,34	414,70	pt03	415,70	414,70
pt04	460,36	415,01	pt04	434,17	415,01	pt04	415,02	415,01
pt05	449,04	403,81	pt05	423,39	403,81	pt05	408,11	403,81
pt08	425,04	402,75	pt08	404,23	402,75	pt08	401,39	402,75
pt09	414,70	394,36	pt09	402,46	394,36	pt09	395,40	394,36
pt11	435,67	402,30	pt11	410,65	402,30	pt11	402,93	402,30
pt12	477,49	484,35	pt12	496,99	484,35	pt12	484,85	484,35
pt13	413,83	397,95	pt13	404,03	397,95	pt13	398,66	397,95
pt15	442,73	403,54	pt15	417,19	403,54	pt15	404,28	403,54
pt17	460,95	458,64	pt17	464,26	458,64	pt17	458,45	458,64
pt18	410,88	393,15	pt18	400,60	393,15	pt18	393,86	393,15
pt19	432,16	399,04	pt19	407,69	399,04	pt19	399,69	399,04
pt23	476,77	559,22	pt23	518,20	559,22	pt23	556,78	559,22
pt25	396,76	392,32	pt25	395,06	392,32	pt25	392,21	392,32
RMSEH (m) =		34,25	RMSEH (m) =		14,84	RMSEH (m) =		1,40

A comparação visual, através dos gráficos de dispersão, igualmente demonstra a diferença entre os dois métodos (Figura 4.25).

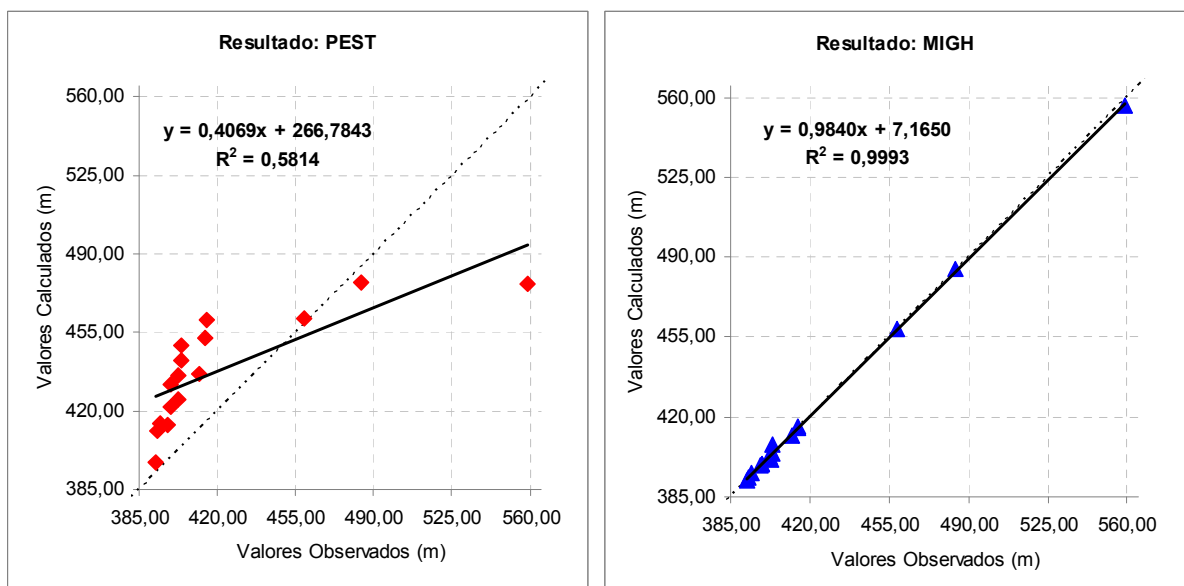


Figura 4.25 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (11ª Iteração).

Com relação ao parâmetro condutividade hidráulica horizontal, o PEST apresentou o valor de $2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s como resultado para toda a área. Com o MIGH tem-se uma predominância de valores inferiores a $5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s, com um total aproximado de 72% da área (Figura 4.26). Observando a distribuição espacial dos valores na área de estudo (Figura 4.27), esta predominância sugere estar além dos valores reais, considerando que a área apresenta significativa presença de sedimentos pouco consolidados, localizados, principalmente na encosta da chapada do Araripe e no entorno dos rios.

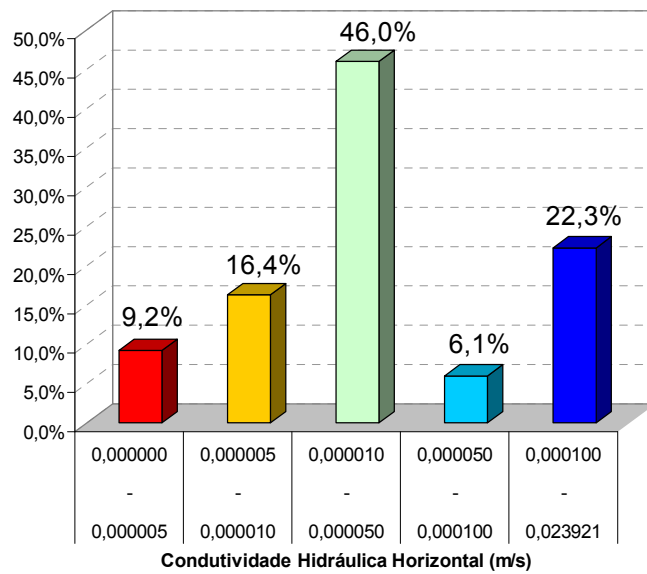


Figura 4.26 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (11ª Iteração).

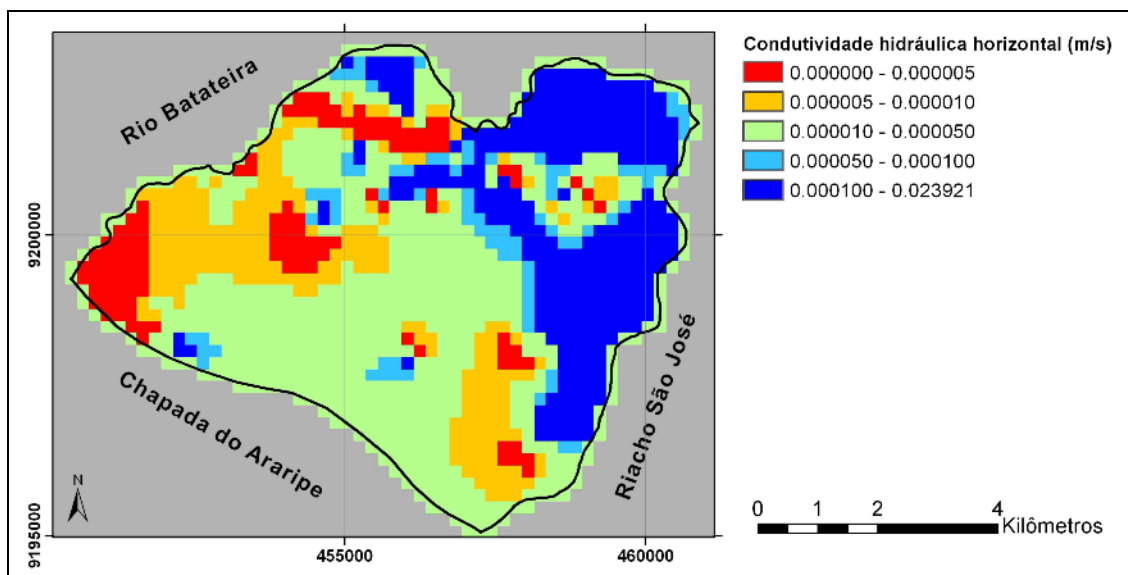


Figura 4.27 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (11ª Iteração).

Finalizada a calibração e realizada a simulação com os parâmetros estimados, tem-se a primeira estimativa do mapa potenciométrico da área, demonstrando o ajuste espacial das cargas na situação inicial para ambos os métodos (Figura 4.28) até se obter a melhor solução, no caso do PEST, na iteração 3 (Figura 4.29) e para o MIGH na iteração 11 (Figura 4.30).

É importante destacar, que apesar do aparente ajuste e convergência das cargas observadas e calculadas, o mapa potenciométrico final apresentado pelo MIGH (Figura 4.30) deve ser observado com ressalvas, constatadas pelo elevado valor de RMSEH e superestimada predominância de valores de condutividade hidráulica horizontal não representativa da área.

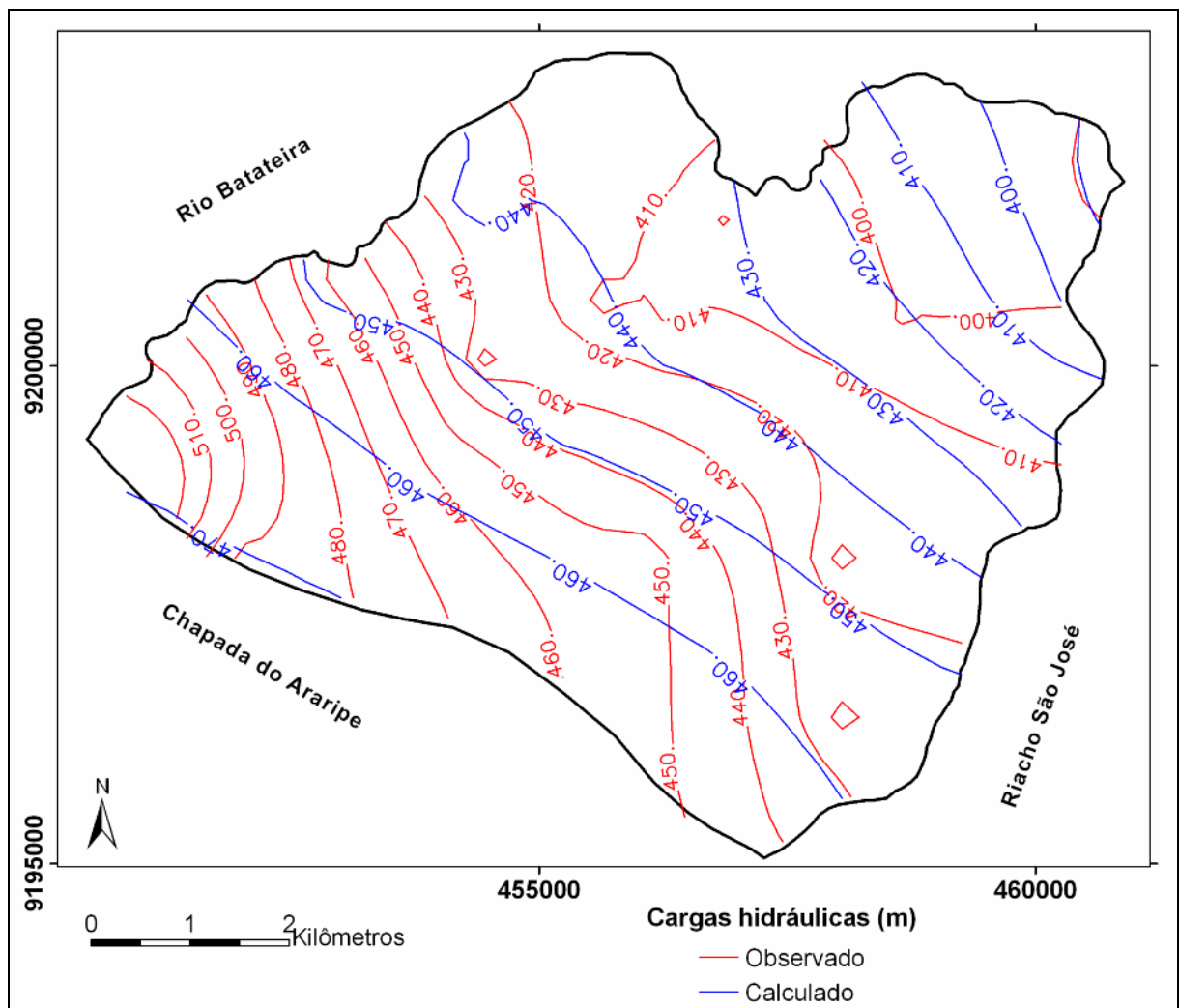


Figura 4.28 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas iniciais. Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

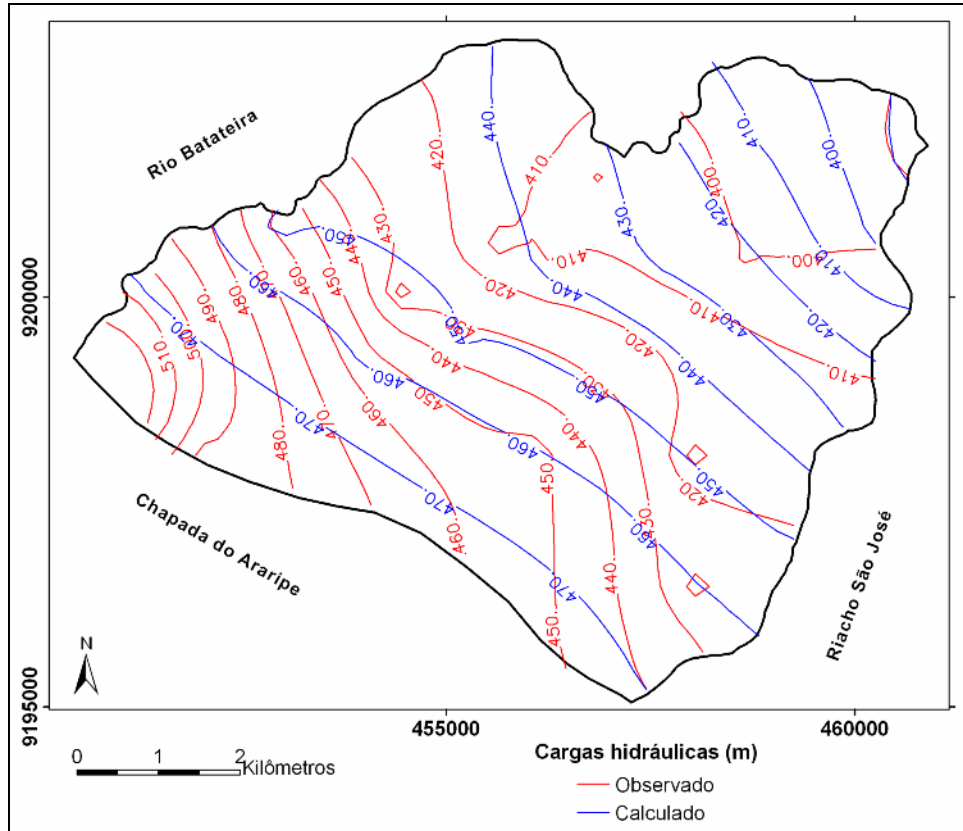


Figura 4.29 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (3ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

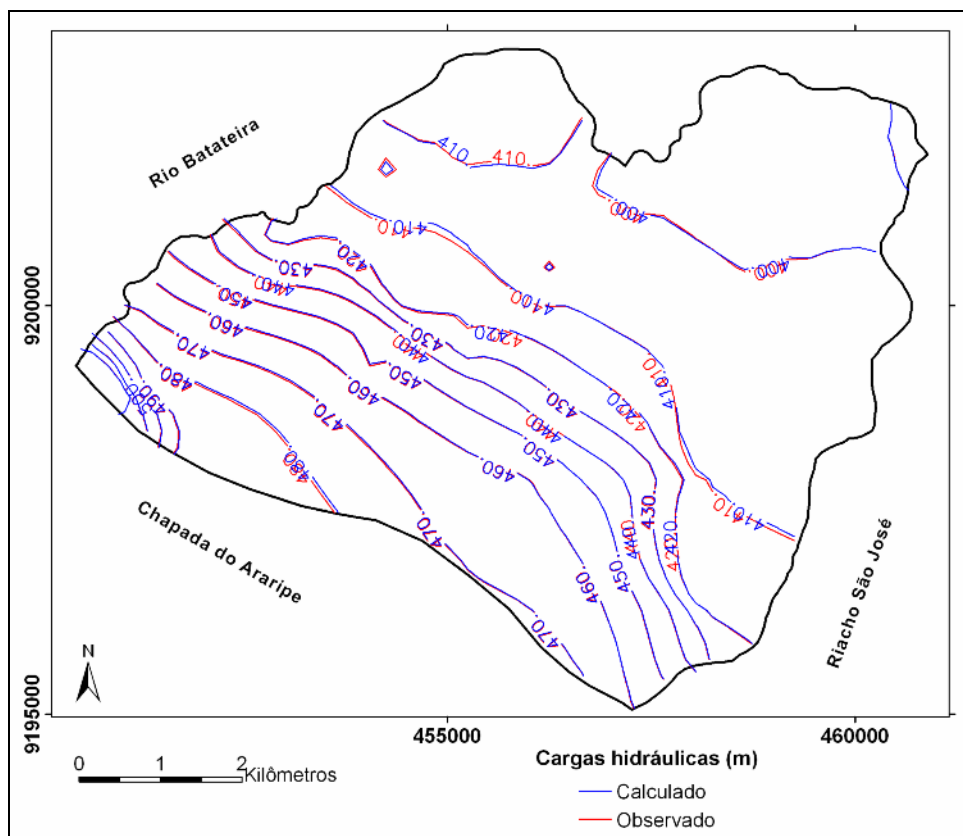


Figura 4.30 – Caso Real (Alternativa 1 – Sem zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (11ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

4.1.3.2 Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear

Apesar da evidente melhoria no processo de calibração utilizando o método iterativo do gradiente hidráulico, comparada à abordagem geral que minimiza a diferença entre as cargas observadas e calculadas, um erro da ordem de metros, conforme demonstrado na Alternativa 1, representa um resultado com aplicação prática restrita. Neste sentido, foram introduzidas na calibração técnicas de regressão linear simples para estimar a matriz inicial de cargas observadas na tentativa de refinar o ajuste das cargas.

(a) Regressão 1 – 2º Ciclo de Iterações

A primeira equação de regressão utilizada corresponde a relação entre cargas observadas e calculadas da iteração 11, referentes a Alternativa 1, lembrando que o conjunto de iterações da Alternativa 1 corresponde ao 1º ciclo de iterações. A equação resultante foi:

$$y = 0,9840x + 7,1650 \quad (4.1)$$

Em que:

y: cargas calculadas;

x: cargas observadas.

Como se deseja estimar a matriz de cargas observadas, a Equação 4.1 é utilizada na forma inversa, dada por:

$$x = \frac{y - 7,1650}{0,9840} \quad (4.2)$$

Os valores de y substituídos na Equação 4.2 correspondem a matriz de cargas calculadas na iteração 11 da Alternativa 1, considerando que esta foi a solução ótima. Com isso, obtém-se uma matriz de cargas pseudo-observadas que será utilizada como valores iniciais para um novo ciclo de iterações.

Como se pode observar nas Figuras 4.31 e 4.32, os dois critérios de convergência demonstraram avanço na calibração do parâmetro, constatados pela diminuição dos valores.

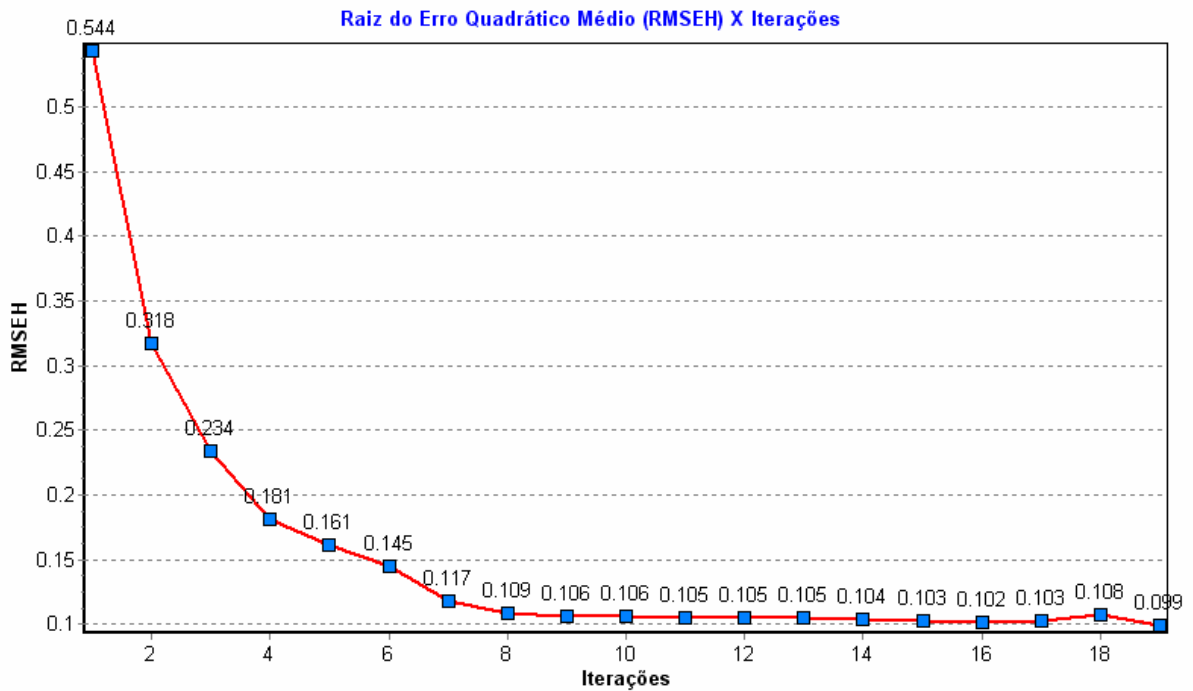


Figura 4.31 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração, utilizando o MIGH.

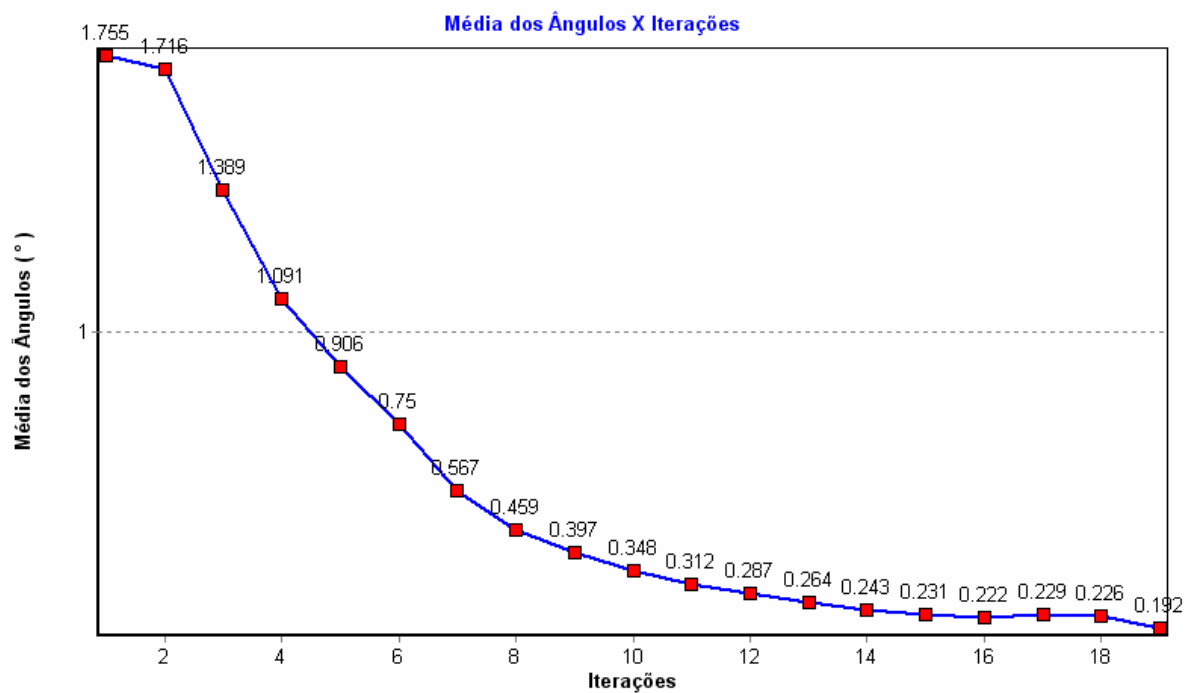


Figura 4.32 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração, utilizando o MIGH.

Calculando a raiz do erro quadrático médio para os pontos em que houve a aferição em campo, obtém-se, na 19ª iteração um valor de 0,76 m (Tabela 4.4). Este valor representa uma melhoria da ordem de 46% em relação aos resultados obtidos na Alternativa 1.

Tabela 4.4 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 3)			MIGH (Iteração 3)			MIGH (Iteração 19)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
pt01	421,86	399,15	pt01	398,94	399,15	pt01	399,19	399,15
pt02	436,83	411,83	pt02	411,53	411,83	pt02	411,85	411,83
pt03	452,54	414,70	pt03	414,93	414,70	pt03	414,74	414,70
pt04	460,36	415,01	pt04	414,75	415,01	pt04	414,79	415,01
pt05	449,04	403,81	pt05	407,62	403,81	pt05	406,82	403,81
pt08	425,04	402,75	pt08	401,29	402,75	pt08	402,76	402,75
pt09	414,70	394,36	pt09	394,35	394,36	pt09	394,44	394,36
pt11	435,67	402,30	pt11	402,31	402,30	pt11	402,34	402,30
pt12	477,49	484,35	pt12	484,32	484,35	pt12	484,36	484,35
pt13	413,83	397,95	pt13	397,94	397,95	pt13	397,97	397,95
pt15	442,73	403,54	pt15	403,60	403,54	pt15	403,58	403,54
pt17	460,95	458,64	pt17	458,42	458,64	pt17	458,66	458,64
pt18	410,88	393,15	pt18	392,75	393,15	pt18	393,17	393,15
pt19	432,16	399,04	pt19	398,79	399,04	pt19	399,06	399,04
pt23	476,77	559,22	pt23	557,76	559,22	pt23	559,20	559,22
pt25	396,76	392,32	pt25	391,33	392,32	pt25	392,32	392,32
RMSEH (m) =		34,25	RMSEH (m) =		1,13	RMSEH (m) =		0,76

O gráfico de dispersão resultante do 2º ciclo de iterações pode ser visualizado na Figura 4.33, onde está apresentada a 2ª equação de regressão, que será utilizada no próximo ciclo.

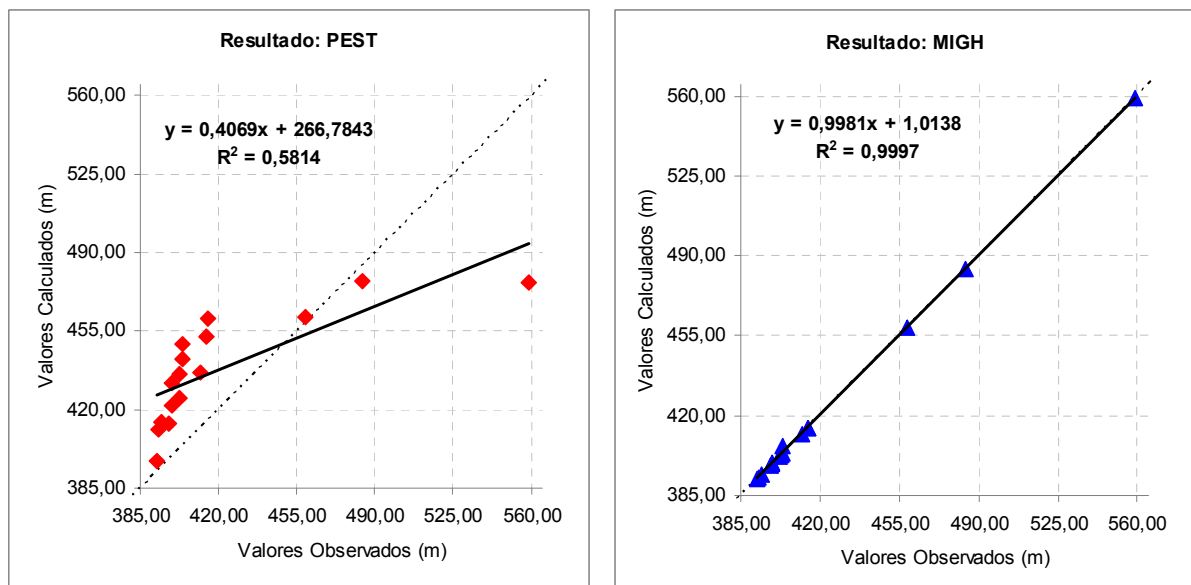


Figura 4.33 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 1): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (19ª Iteração).

(b) Regressão 2 – 3º Ciclo de Iterações

No 3º ciclo de iterações a equação de regressão, na forma inversa, utilizada para gerar a matriz inicial de cargas pseudo-observadas é:

$$x = \frac{y - 1,0138}{0,9981} \quad (4.3)$$

Os resultados gerados persistiram com a melhoria da estimativa, apesar de uma relativa instabilidade inicial do processo, como se pode constatar pelos picos de valores apresentados nos gráficos (Figura 4.34 e Figura 4.35).

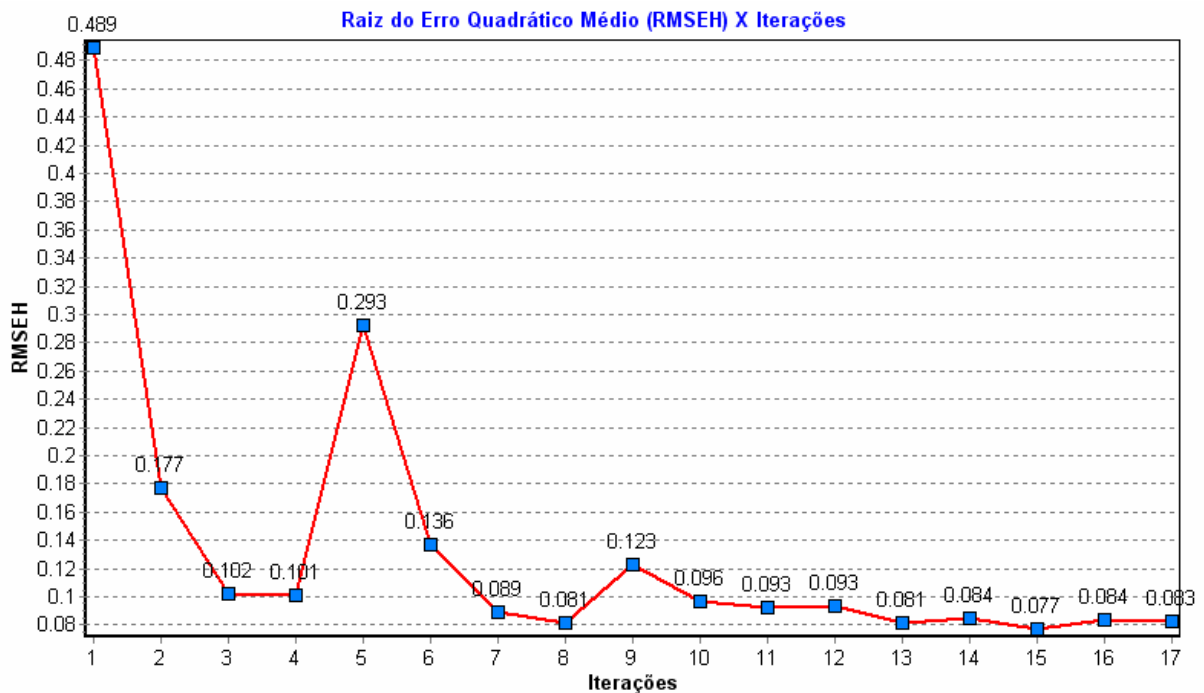


Figura 4.34 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração, utilizando o MIGH.

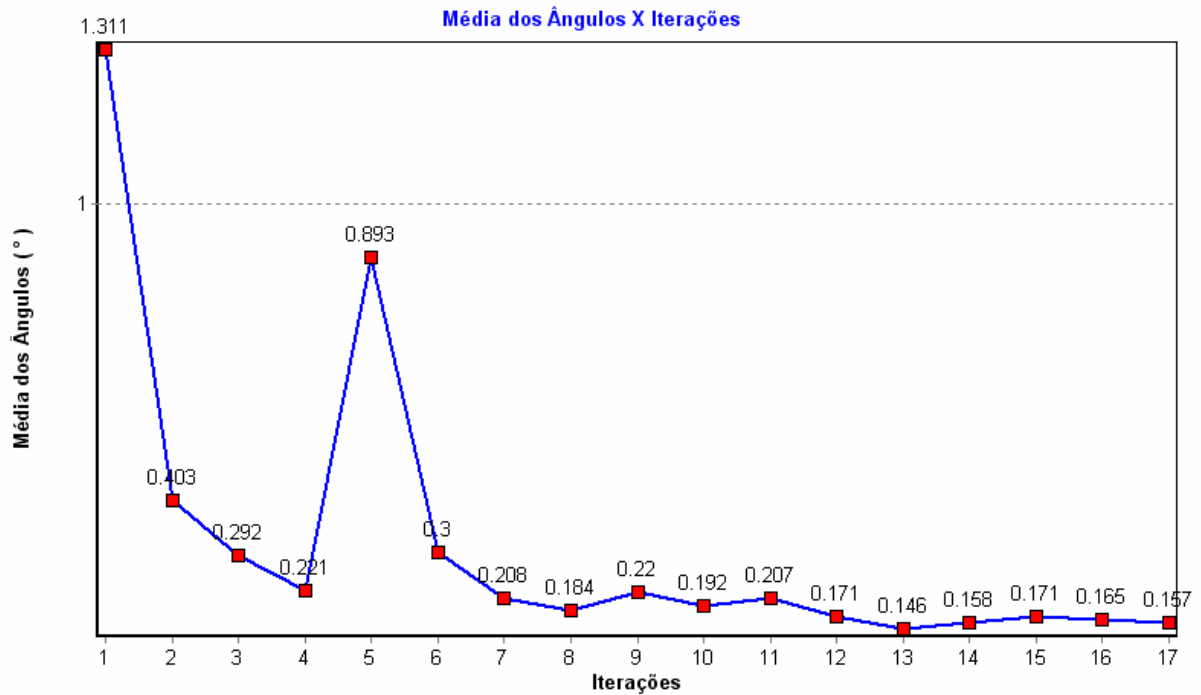


Figura 4.35 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração, utilizando o MIGH.

Novamente considerando o valor da raiz do erro quadrático médio para os pontos aferidos em campo, o resultado foi 0,61 m (Tabela 4.5), que corresponde a uma melhoria de aproximadamente 56% em relação ao resultado obtido sem a utilização das equações de regressão.

Tabela 4.5 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 3)			MIGH (Iteração 3)			MIGH (Iteração 15)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
pt01	421,86	399,15	pt01	399,06	399,15	pt01	399,16	399,15
pt02	436,83	411,83	pt02	411,72	411,83	pt02	411,82	411,83
pt03	452,54	414,70	pt03	414,58	414,70	pt03	414,69	414,70
pt04	460,36	415,01	pt04	414,68	415,01	pt04	415,00	415,01
pt05	449,04	403,81	pt05	406,54	403,81	pt05	406,23	403,81
pt08	425,04	402,75	pt08	402,65	402,75	pt08	402,75	402,75
pt09	414,70	394,36	pt09	394,48	394,36	pt09	394,39	394,36
pt11	435,67	402,30	pt11	402,20	402,30	pt11	402,29	402,30
pt12	477,49	484,35	pt12	484,36	484,35	pt12	484,36	484,35
pt13	413,83	397,95	pt13	397,98	397,95	pt13	397,95	397,95
pt15	442,73	403,54	pt15	403,43	403,54	pt15	403,53	403,54
pt17	460,95	458,64	pt17	458,58	458,64	pt17	458,65	458,64
pt18	410,88	393,15	pt18	393,00	393,15	pt18	393,14	393,15
pt19	432,16	399,04	pt19	398,88	399,04	pt19	399,03	399,04
pt23	476,77	559,22	pt23	559,43	559,22	pt23	559,22	559,22
pt25	396,76	392,32	pt25	392,19	392,32	pt25	392,32	392,32
RMSEH (m) =	34,25		RMSEH (m) =	0,70		RMSEH (m) =	0,61	

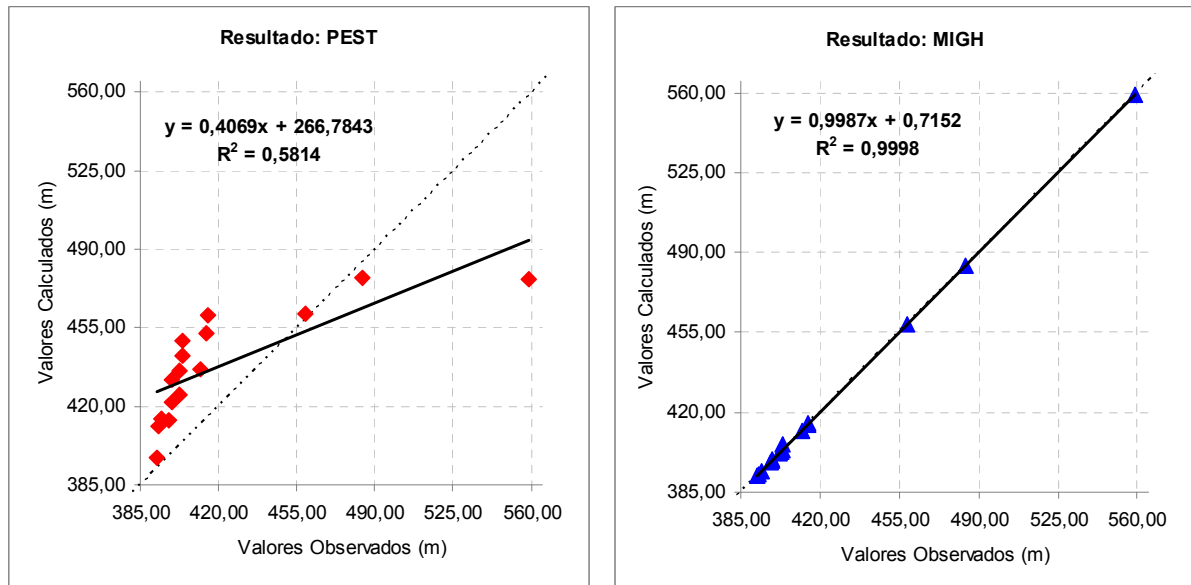


Figura 4.36 – Caso Real (Alternativa 2 – Regressão 2): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (3ª Iteração) e do MIGH (15ª Iteração).

Como se pode constatar pelas equações de regressão obtidas, dadas por:

$$1^{\text{o}} \text{ Ciclo de iterações: } y = 0,9840x + 7,1650 \quad (4.4)$$

$$2^{\text{o}} \text{ Ciclo de iterações: } y = 0,9981x + 1,0138 \quad (4.5)$$

$$3^{\text{o}} \text{ Ciclo de iterações: } y = 0,9987x + 0,7152 \quad (4.6)$$

Pode-se verificar que o valor da inclinação das retas tende a 1 e o intercepto y tende a zero, caracterizando o avanço na convergência das cargas calculadas e observadas.

A utilização de regressão linear no processo de calibração demonstrou como vantagem o refinamento do ajuste entre cargas observadas e calculadas como pode ser visualizado no mapa potenciométrico final (Figura 4.37), em que é imperceptível a diferença entre as linhas sobrepostas. Além disso, este procedimento se adequou bem ao processo de calibração, visto que os critérios de convergência seguiram a tendência de diminuição, sem prejuízos de estabilidade.

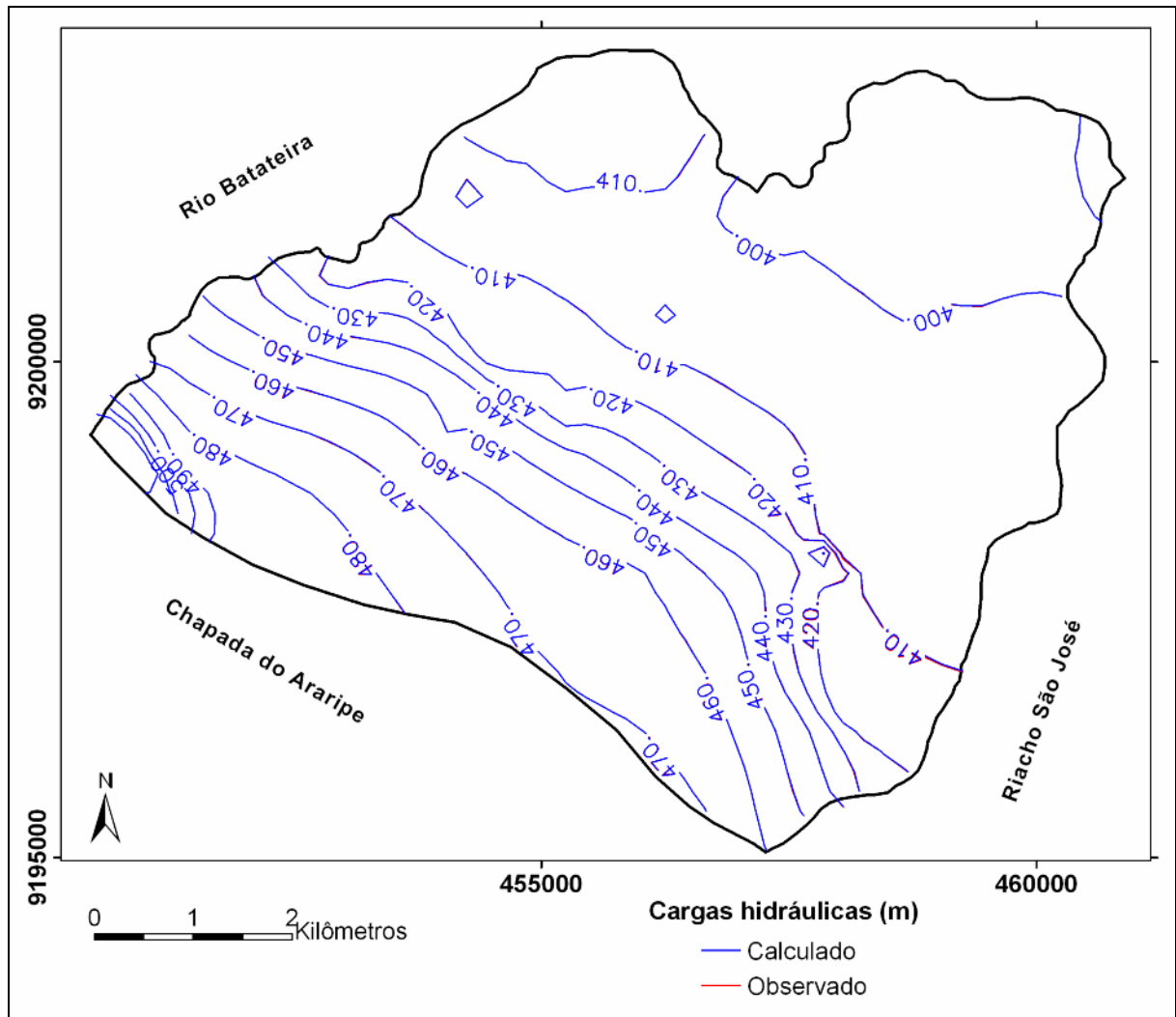


Figura 4.37 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (15ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

Apesar destas vantagens, o acréscimo das equações de regressão à calibração não corrige distorções de estimativas equivocadas dos parâmetros, verificadas na Alternativa 1 e repetidas no resultado final da distribuição percentual e espacial da condutividade hidráulica horizontal, como se pode visualizar nas Figuras 4.38 e 4.39.

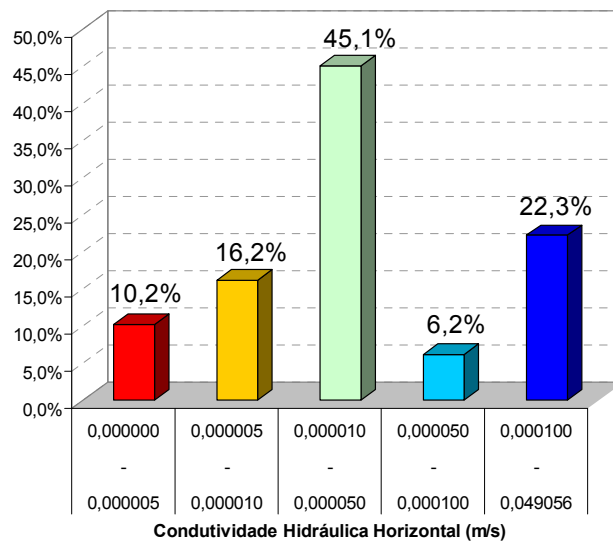


Figura 4.38 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH.

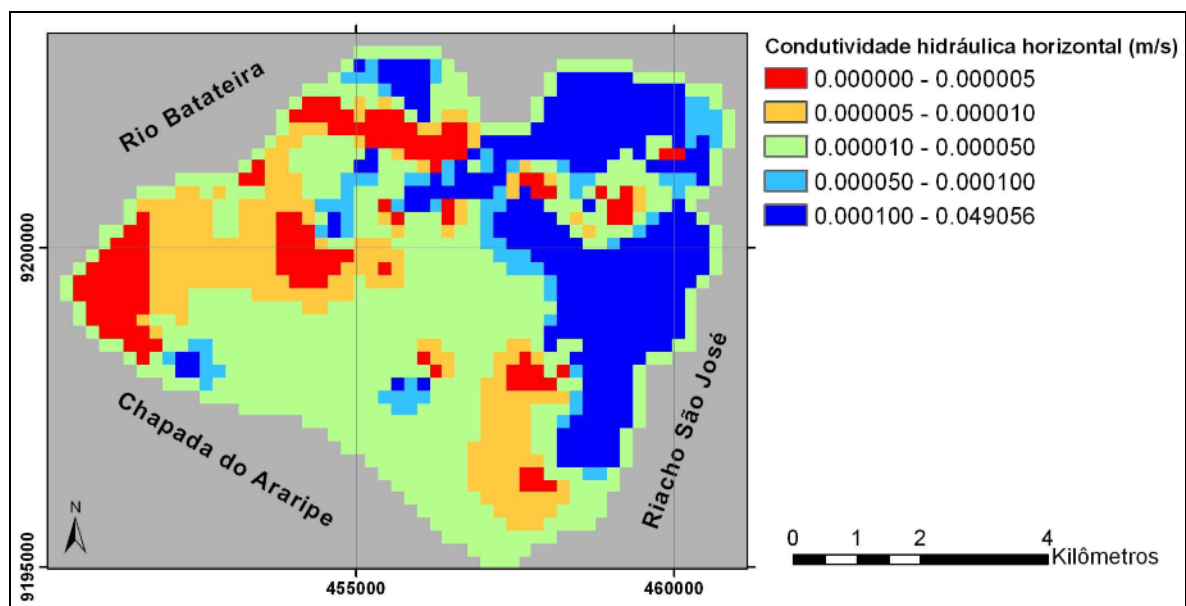


Figura 4.39 – Caso Real (Alternativa 2 – Sem zoneamento e com regressão linear): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH.

Faz-se importante destacar os cuidados na utilização da equação de regressão, que são equações baseadas em amostras, no caso, as cargas observadas e, portanto, representam linhas de valores médios, ou seja, a altura da linha de regressão em qualquer valor de x é apenas o valor esperado de y para aquele x . Outra ressalva refere-se a condição de que a equação somente é válida para prever valores no intervalo dos dados amostrais, uma vez que a linearidade do modelo somente é garantida e confirmada pelo coeficiente de determinação no intervalo das observações.

4.1.3.3 Alternativa 3 – Com zoneamento

Conforme descrito, a terceira investigação, na tentativa de obter um melhor resultado de calibração da Área-Crato, consistiu no zoneamento das condutividades hidráulicas horizontais.

Percebeu-se que a divisão da área em zonas (Figura 3.14) conferiu ao processo de calibração com o MIGH maior estabilidade, com tendência constante de diminuição dos critérios de convergência, sem a ocorrência de picos, como se pode visualizar nas Figuras 4.40 e 4.41.

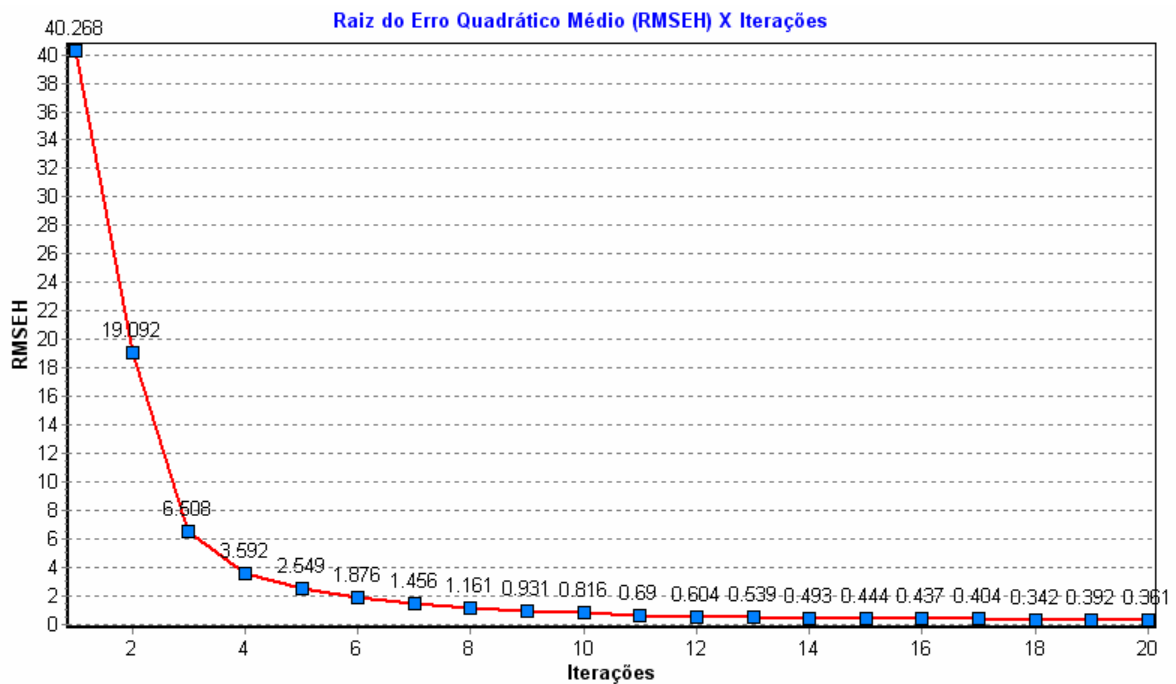


Figura 4.40 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Raiz do erro quadrático médio, em metros, vs Iteração.

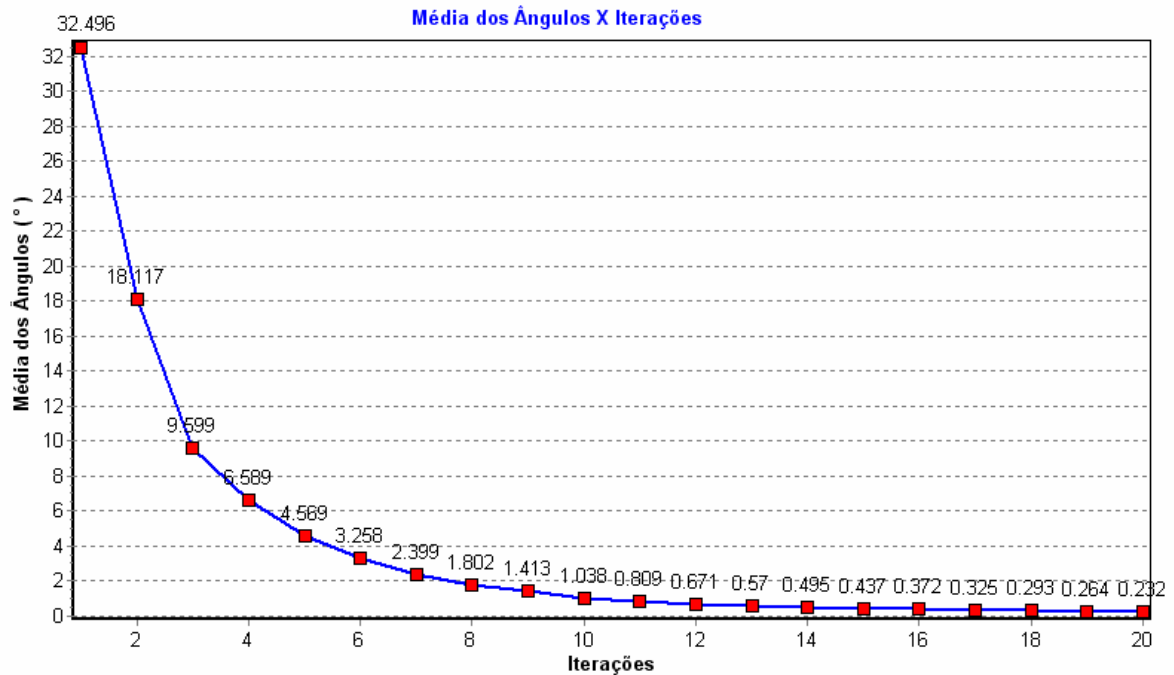


Figura 4.41 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Média dos ângulos φ , em graus, formado pelos vetores gradiente hidráulico observado e calculado vs. Iteração.

Como é característico da calibração com o PEST, o zoneamento resultou na melhoria da calibração, apresentando, na iteração 7, um valor de raiz do erro quadrático médio de 15,81 m, que corresponde a um avanço de, aproximadamente, 54% em relação à Alternativa 1 (sem zoneamento), porém pouco representativo na prática, visto que expressa um distanciamento médio dos valores reais da ordem de dezenas de metros.

Em contrapartida, a aplicação do MIGH apresentou uma evolução significativa. Comparando os métodos na mesma iteração (iteração 7), o valor do RMSEH obtido através do MIGH foi 2,8 vezes menor que o resultado do PEST, sendo que na iteração 184 foi atingido o menor resultado dentre todos os testes realizados, 0,014 m, indicando que a diferença entre cargas calculadas e observadas não superam 2,0 cm (Tabela 4.6).

Tabela 4.6 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Comparativo do RMSEH entre os resultados da calibração com PEST e MIGH.

PEST (Iteração 7)			MIGH (Iteração 7)			MIGH (Iteração 184)		
Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado	Ponto de Observação	Calculado	Observado
pt01	401,50	399,15	pt01	400,29	399,15	pt01	399,14	399,15
pt02	403,83	411,83	pt02	411,29	411,83	pt02	411,82	411,83
pt03	417,11	414,70	pt03	417,11	414,70	pt03	414,69	414,70
pt04	426,43	415,01	pt04	417,01	415,01	pt04	415,00	415,01
pt05	421,81	403,81	pt05	406,88	403,81	pt05	403,80	403,81
pt08	400,61	402,75	pt08	400,78	402,75	pt08	402,74	402,75
pt09	398,62	394,36	pt09	396,33	394,36	pt09	394,34	394,36
pt11	404,14	402,30	pt11	403,40	402,30	pt11	402,29	402,30
pt12	522,95	484,35	pt12	485,28	484,35	pt12	484,33	484,35
pt13	397,55	397,95	pt13	398,25	397,95	pt13	397,93	397,95
pt15	407,25	403,54	pt15	405,42	403,54	pt15	403,53	403,54
pt17	433,30	458,64	pt17	460,83	458,64	pt17	458,63	458,64
pt18	397,20	393,15	pt18	394,50	393,15	pt18	393,13	393,15
pt19	403,84	399,04	pt19	400,70	399,04	pt19	399,02	399,04
pt23	523,73	559,22	pt23	537,57	559,22	pt23	559,22	559,22
pt25	392,66	392,32	pt25	393,41	392,32	pt25	392,30	392,32
RMSEH (m) =		15,81	RMSEH (m) =		5,67	RMSEH (m) =		0,014

O gráfico de dispersão (Figura 4.42) demonstra o sucesso da calibração com MIGH, apresentando como resultado, na iteração 184, um coeficiente de determinação $R^2 = 1,0000$ e uma equação de regressão próxima de $y = x$, dada por:

$$y = 1,0001x - 0,0441 \quad (4.7)$$

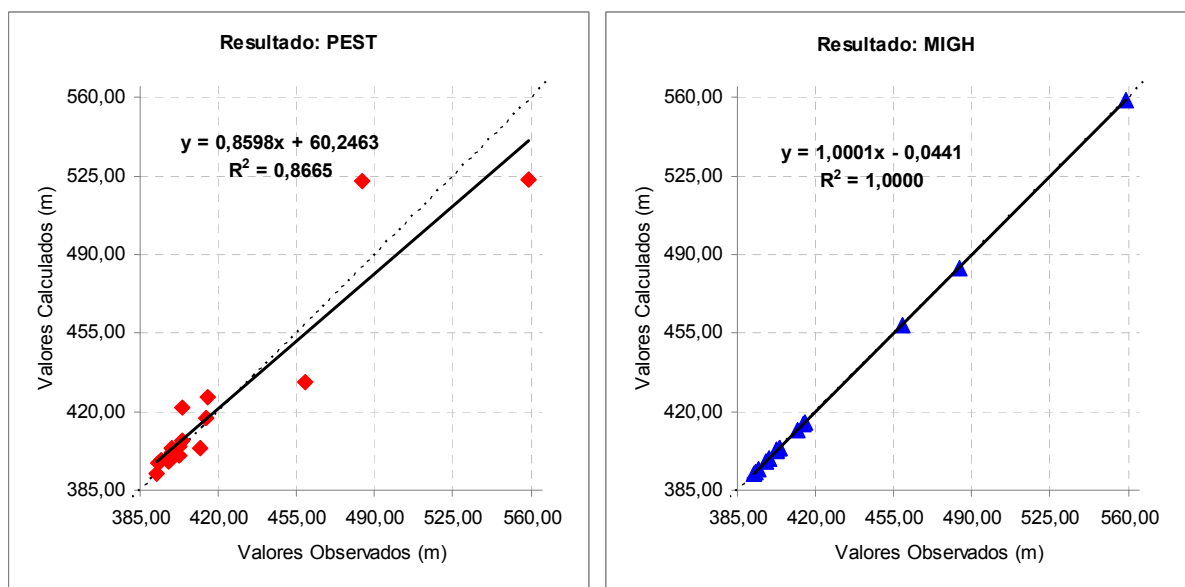


Figura 4.42 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Cargas calculadas vs. Cargas observadas. Resultado final do PEST (7ª Iteração) e do MIGH (184ª Iteração).

Outra importante característica apresentada como resultado, refere-se à correção das discordâncias verificadas nas Alternativas 1 e 2, quanto à adequação da distribuição percentual e espacial do parâmetro condutividade hidráulica horizontal com relação à realidade geológica da área.

Neste sentido, os resultados da calibração com o MIGH, partindo do zoneamento, indicaram um aumento de área com valores de condutividade hidráulica horizontal superiores a $1,0 \cdot 10^{-4}$ m/s (Figura 4.43), condizentes com a presença de coberturas geológicas recentes e sedimentos pouco consolidados, localizados na zona de talude e nas proximidades dos rios.

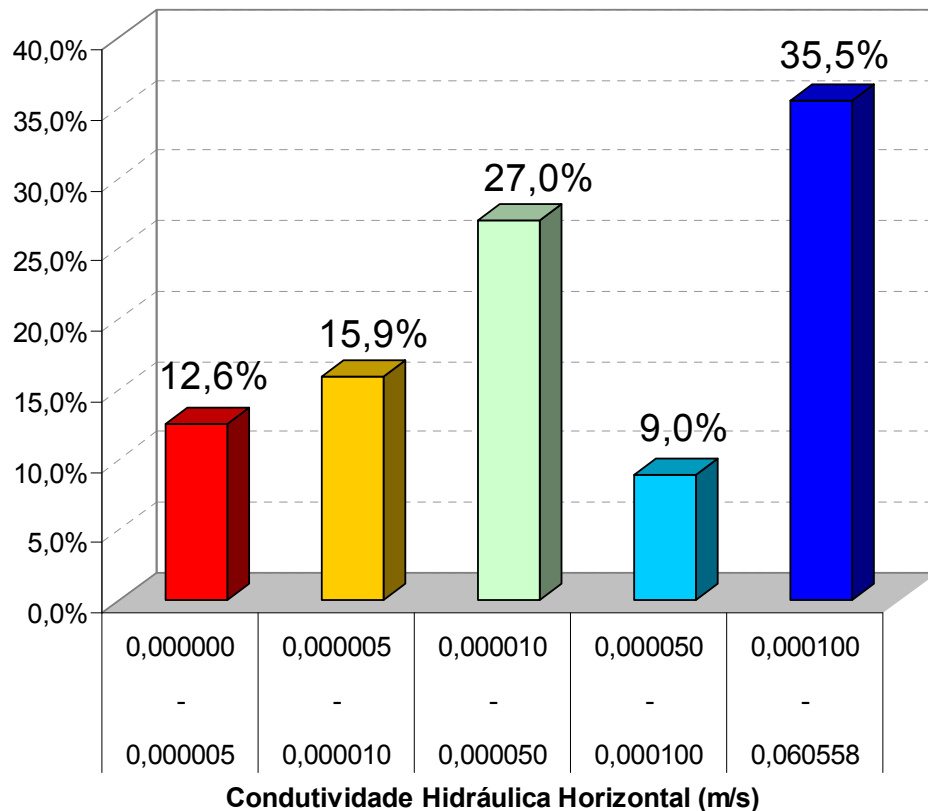


Figura 4.43 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição percentual da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (184ª Iteração).

Os valores de condutividade hidráulica horizontal estimados pelo PEST e pelo MIGH estão apresentados nas Figura 4.44 e 4.45.

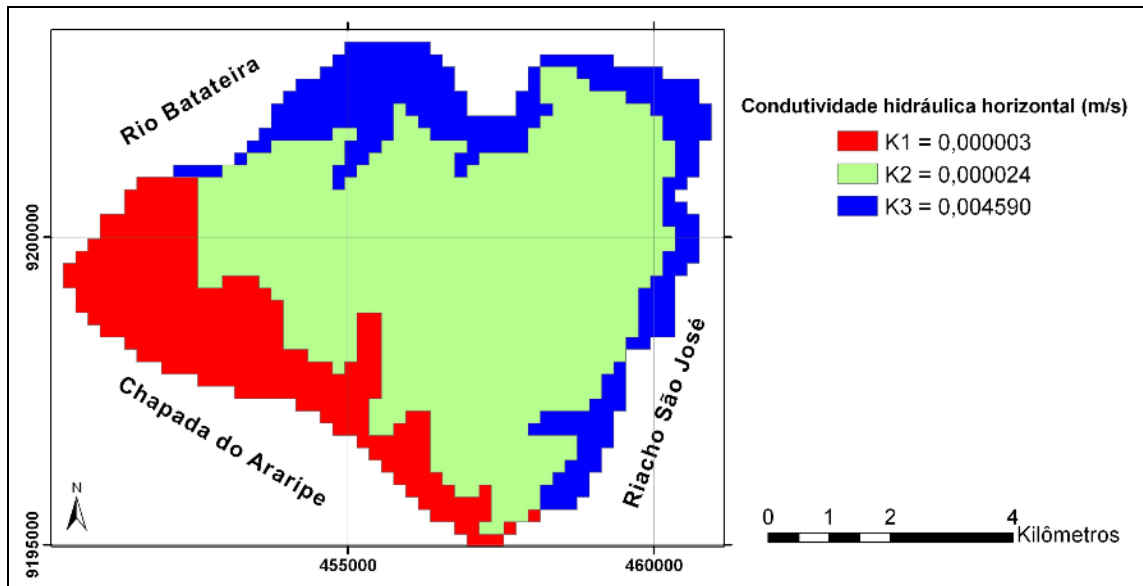


Figura 4.44 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição espacial das condutividades hidráulicas horizontais pela Área-Crato, calibradas com o PEST (7ª Iteração).

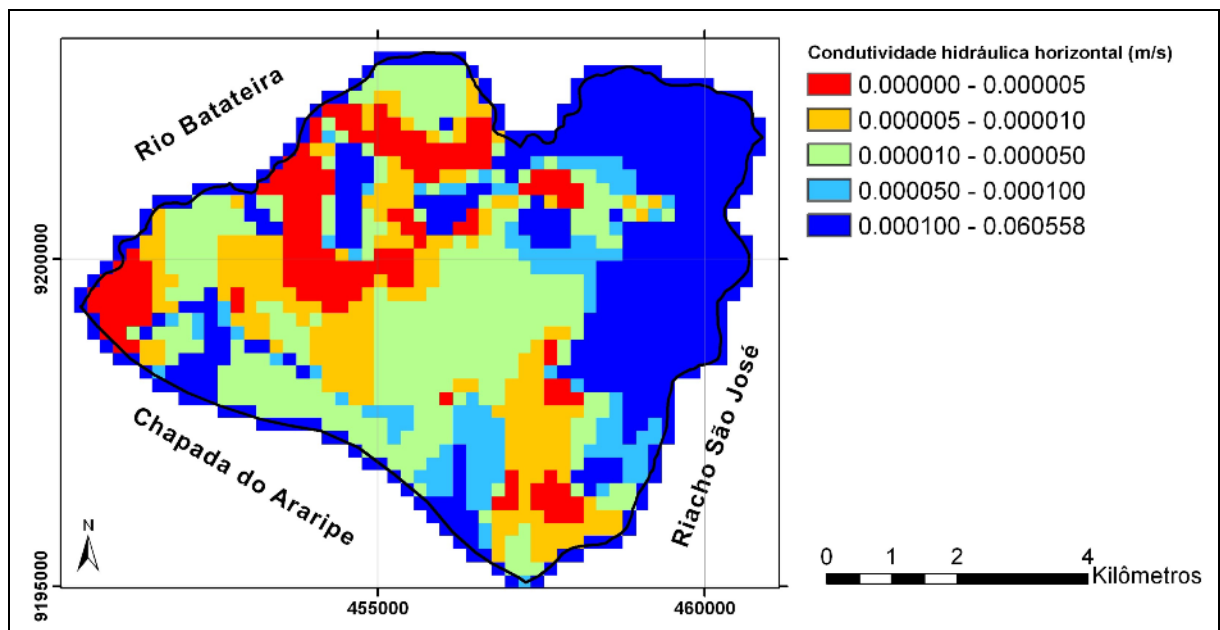


Figura 4.45 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal pela Área-Crato, calibrada com o MIGH (184ª Iteração).

A Figura 4.46 representa as linhas potenciométricas iniciais para ambos os métodos e, após o processo de calibração, os resultados do PEST demonstraram um ajuste bastante impreciso (Figura 4.47), ao passo que o MIGH apresentou a melhor configuração obtida para a distribuição das cargas hidráulicas na Área-Crato entre todos os teste realizados (Figura 4.48).

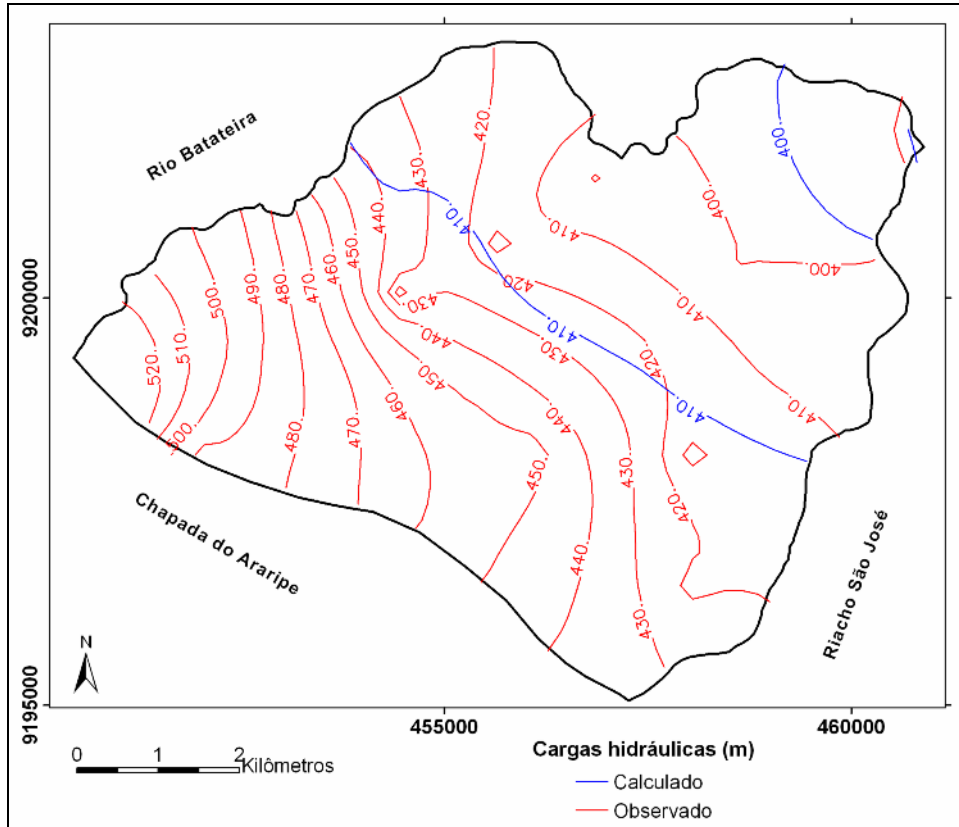


Figura 4.46 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas iniciais. Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

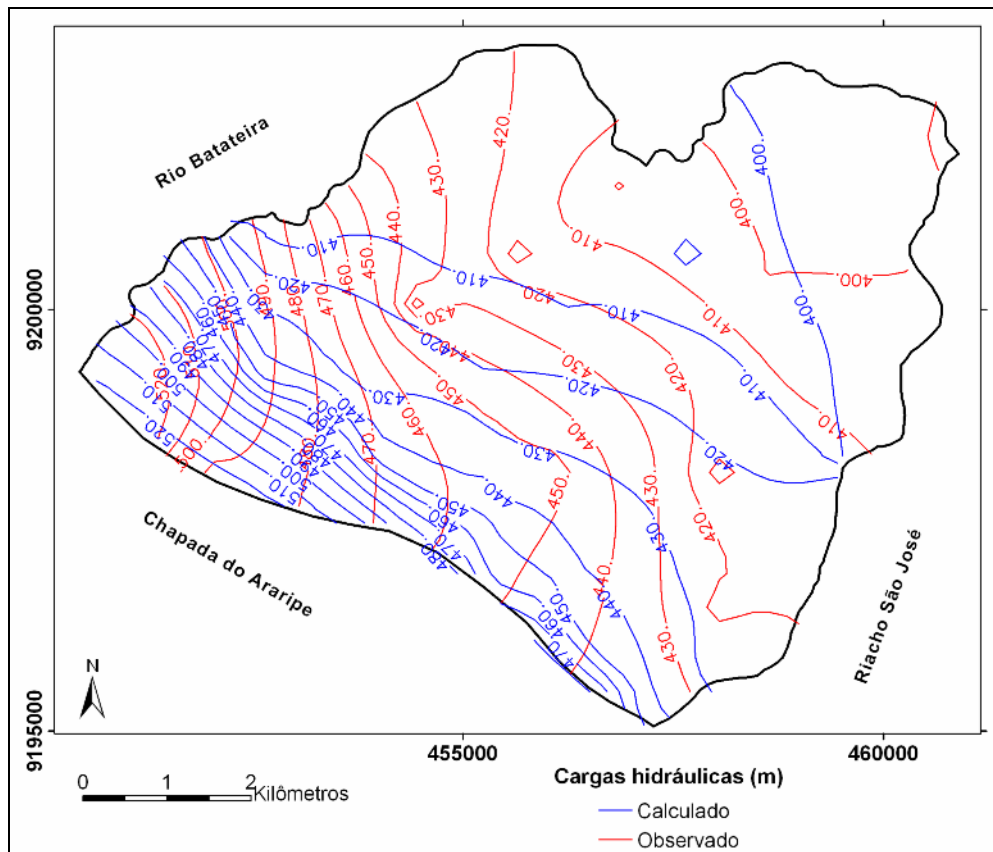


Figura 4.47 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o PEST (7ª Iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

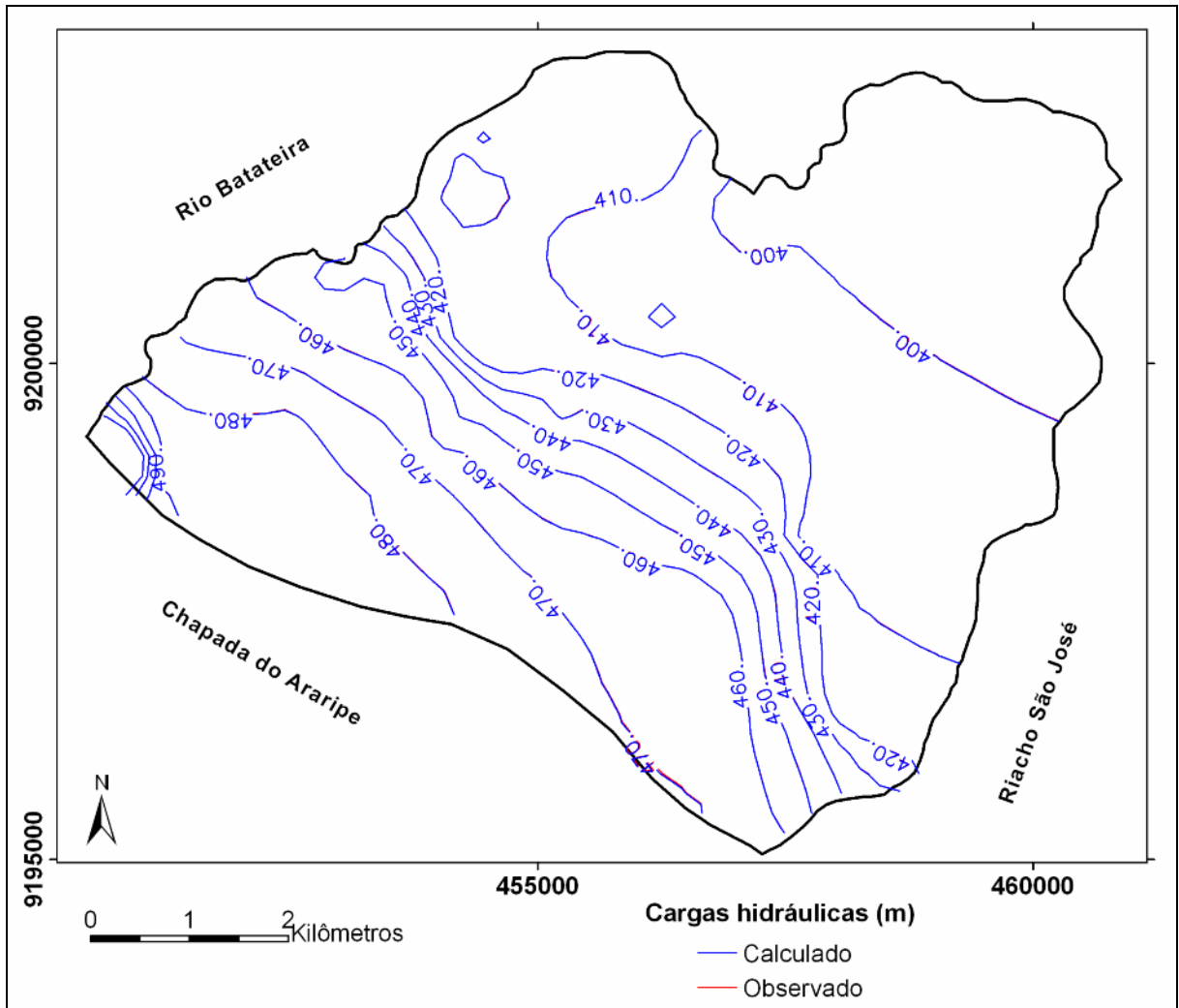


Figura 4.48 – Caso Real (Alternativa 3 – Com zoneamento): Linhas potenciométricas finais utilizando o MIGH (184ª iteração). Cargas observadas (vermelho) e cargas calculadas (azul).

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As conclusões e recomendação são apresentadas de acordo com as três principais temáticas desenvolvidas na pesquisa, destacando que a integração entre as técnicas e a aplicação criteriosa garantem o êxito do trabalho.

5.1 Calibração de parâmetros hidrodinâmicos

Referindo-se, inicialmente, ao aspecto prático da calibração, um grande avanço alcançado corresponde à automatização do processo, integralmente implementado no programa computacional UFC-MIGH. No início da pesquisa, o programa calibrador funcionava sem a integração automática com o *software* simulador (PMWIN – Processing Modflow Pro) e para cada iteração era requerido um esforço manual importante na preparação, compatibilização, importação e exportação dos arquivos de entrada e saída de ambos os programas. Dessa forma, com a automatização, reduziu-se o risco de erro na manipulação de arquivos de entrada e saída, além de reduzir expressivamente o tempo total para a realização da calibração.

Outro progresso a ser mencionado, refere-se à possibilidade de realização da calibração independente da utilização do *software* comercial PMWIN, uma vez que o programa UFC-MIGH, aprimorado na pesquisa, contempla a calibração, empregando o método iterativo do gradiente hidráulico, bem como contempla a simulação, utilizando diretamente o *software* de código livre Modflow. No entanto, devido às dificuldades de composição dos arquivos de entrada do Modflow, o PMWIN não foi totalmente excluído do processo, sendo utilizado, apenas, como interface de entrada de dados e visualização dos resultados. Neste sentido, sugere-se a implementação de um módulo de entrada e saída de dados que possa ser acoplado ao programa calibrador, preferencialmente, contemplando ferramentas de geoprocessamento, conforme será discutido a seguir, na Seção 5.2.

Com relação ao método iterativo do gradiente hidráulico, a implementação do procedimento que utiliza, como mapa potenciométrico observado, as cargas

geradas através da modelagem, fixando os pontos de carga aferidas em campo, oferece resultados hidrogeologicamente mais coerentes, minimizando o problema de ajuste forçado, característico do emprego de métodos de interpolação que, em geral, requerem correções manuais em condições específicas do modelo, tais como cursos d'água e contornos de carga constante.

Outra questão de destaque, refere-se ao valor inicial do parâmetro a ser ajustado. Apesar de uma das vantagens do MIGH ser o seu emprego sem a necessidade de conhecimento prévio do parâmetro hidrodinâmico (zoneamento), a estimativa inicial dos parâmetros, mostra-se importante, como pode ser constatado comparando os resultados da calibração com e sem zoneamento, respectivamente, Alternativa 1 e Alternativa 3 do caso real.

Faz importante destacar que, diferente do PEST, que apresenta como resultado a quantidade de estimativas igual ao número de zonas, o zoneamento, no caso do MIGH, mostra-se apenas como uma estimativa inicial do parâmetro e os resultados são dados célula-a-célula, independente dos limites das zonas. Diante disso, uma alternativa que merece investigação corresponde à substituição do zoneamento, por um mapa interpolado a partir de observações reais do parâmetro em campo.

Apesar do parâmetro condutividade hidráulica horizontal ter sido a abordagem principal da pesquisa, foram realizados estudos preliminares na tentativa de calibrar outros parâmetros hidrodinâmicos, citando, especificamente, a recarga. Estas investigações iniciais não demonstraram resultados conclusivos e se apresentam como instigantes desafios para trabalhos futuros.

Como foi verificado, a metodologia proposta é baseada na minimização da diferença dos gradientes hidráulicos observado e calculado, acrescida do método de geração da matriz de cargas observadas, apresentou resultados satisfatórios, mesmo considerando casos reais relativamente complexos. No entanto, este processo apresentado tem como limitação a aplicação para modelos compostos por apenas uma camada e a simulação é realizada para o estado permanente. Neste contexto, a implementação computacional que abranja modelos com multicamadas e em regime transiente é mais uma linha de trabalho recomendada.

A utilização das equações de regressão linear para estimar a matriz inicial de cargas observadas se apresentou como uma opção inovadora para refinar e acelerar o processo de calibração em situações de inexistência do zoneamento. Neste processo, verificou-se que as cargas pseudo-observadas podem ser fixas no modelo, a fim de suprir a carência de pontos aferidos em campo. Porém, este processo não é capaz de corrigir grandes distorções resultantes de uma estimativa inicial ruim do parâmetro. Reconhece-se que o emprego desta técnica merece investigações estatísticas mais profundas e certamente será objeto de posteriores pesquisas.

5.2 Distribuição espacial das informações geográficas

Os programas de interpolação, em geral, utilizam os dados relacionados somente a pontos para a geração da malha, ou seja, caso estejam disponíveis apenas informações em forma de curvas, em geral, isolinhas, faz-se necessário selecionar pontos das curvas, para a partir destes, realizar a interpolação. No caso dos programas de geoprocessamento, a geração dos grids pode ser realizada diretamente a partir da interpolação de dados relacionados tanto a pontos, como a curvas. A interpolação utilizando as informações totais das curvas se mostra bastante vantajosa, uma vez que evita a perda de representatividade que pode ocorrer com a geração de pontos, principalmente quando a quantidade de ponto é limitada.

O processo de geração das matrizes que contenham os parâmetros de entrada do Modflow, empregando ferramentas de um Sistema de Informações Geográficas, permite, ainda, superar as limitações referentes à quantidade de pontos a serem interpolados. O programa *Field Interpolator*, por exemplo, utilizado na geração de matrizes para o *software* PMWIN, limita o número de pontos a serem interpolados em 5000. Esta limitação pode ser importante, especialmente, em áreas extensas, onde a quantidade de pontos pode não ser representativa da distribuição espacial da característica interpolada, fato este, superado com a utilização do modelo digital de elevação.

Apesar do resultado satisfatório obtido na composição das informações espaciais, percebe-se grande dificuldade em operacionalizar as etapas do processo, devido a utilização de ferramentas, no caso, as extensões acopladas ao ArcGIS, que possuem disponibilidade restrita, além de não serem especificamente desenvolvidas para aplicações em conjunto com o Modflow. Recomenda-se, dessa forma, o desenvolvimento de ferramentas que funcionem como interface direta para a manipulação dos dados relacionados à modelagem de fluxo subterrâneo e capazes de reconhecer arquivos de entrada e saída dos principais *softwares* de modelagem.

5.3 Modelagem computacional do fluxo subterrâneo em aquífero da Bacia Sedimentar do Araripe

A relativa abundância dos recursos naturais caririenses, com localização singular no território brasileiro e considerando as pressões econômicas de desenvolvimento, justificam a preocupação em compreender as características do aquífero. Neste contexto, análises, tais como a estimativa de parâmetros hidrodinâmicos, aplicam-se na tentativa de diagnosticar o estado momentâneo da ocorrência da água, através da distribuição espacial das cargas hidráulicas, bem como, em um estado mais avançado de investigação, prever variações futuras de nível e conseqüente armazenamento.

Os mapas de condutividade hidráulica horizontal e potenciométrico da área estudada, referente ao município do Crato, apresentam-se como importantes ferramentas estratégicas para o gerenciamento desta porção de aquífero, reafirmando que a água subterrânea é a única fonte de água utilizada para abastecimento e atividades produtivas deste município.

Em termos específicos, a comparação dos resultados com informações de estudos anteriores deve ser feita com ressalvas, considerando a escala de abrangência de tais estudos. As principais estimativas apresentadas em estudos anteriores, em geral, têm escala regional, e se referem ao Aquífero Médio como um todo, incluindo, além da Formação Rio da Batateira, outras unidades estratigráficas. Neste trabalho, considerou-se uma escala local, com o intuito de possuir maior

controle sobre as variáveis e parâmetros, com a possibilidade de levantamento de um maior número de dados.

Modelos em escala local, com células da ordem de centenas de metros, apresentam-se como de extrema importância para estabelecer padrões de levantamentos de dados. No caso em estudo, puderam-se constatar bons resultados de calibração utilizando 16 poços de observação em uma área de aproximadamente 50 km², portanto uma razão aproximada de 1 poço para 3,1 km². Outra importante informação são os levantamentos geológicos da área e o mínimo de uma seção transversal para a área é indispensável.

Com relação à representação geológica, deve-se ter ciência que a utilização de uma única camada no modelo se apresenta como uma simplificação e, neste sentido, a metodologia apresentada para a composição das matrizes de entrada, utilizando geoprocessamento, contempla facilmente a inserção de blocos ou falhas, caso tenham as ocorrências comprovadas na área. Portanto, recomenda-se a ampliação da metodologia proposta a medida em que estudos conclusivos e mais detalhados a respeito da geologia local tornem-se públicos.

Podem-se recomendar algumas outras medidas, que implicarão em avanços na compreensão das características estacionária e transiente dos aquíferos constituintes da Bacia Sedimentar do Araripe: Determinação da condutividade hidráulica em campo através de teste de bombeamento, permitindo a verificação precisa do processo de calibração. Realizar um levantamento da descarga difusa, ou seja, estimar as retiradas de água que acontecem nos inúmeros poços privados, por exemplo, aqueles que abastecem diretamente indústrias, hospitais, grandes centros estudantis, etc. Realizar o monitoramento periódico e ininterrupto dos níveis estáticos em poços de observação, na tentativa de sanar definitivamente uma das grandes questões a respeito desta bacia que é a quantificação da recarga anual, verificando o balanço carga-descarga e permitindo o gerenciamento preciso das águas subterrâneas locais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, R. B. ; VERÍSSIMO, L. S. ; VASCONCELOS, S. M. S. **Avaliação da recarga subterrânea no vale do Cariri, Ceará, Brasil.** In: IX Congresso Latinoamericano de Hidrologia Subterrânea, 2008, Quito. Anais do IX Congresso Latinoamericano de Hidrologia Subterrânea, 2008.

ALENCAR NETO, M. F. **Interpolação por splines para modelação de inomogeneidades no método de elementos analíticos – implementação por programação orientada a objetos.** 2008. 302 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade de São Paulo – Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, 2008.

ANDERSEN, P. F.; FAUST, C. R.; MERCER, J. W. **Analysis of conceptual design for remedial measures at Lipari landfill, New Jersey.** Ground Water. v. 22, n. 2, p. 176-190, 1984.

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W. **Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport.** California: Academic Press, 1992. 381 p.

ARAÚJO, F. S. **Estudos fitogeográficos do carrasco no Nordeste do Brasil.** 1998. 97f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1998.

AUSTREGESILO FILHO, P. T. et al. Fisionomias da cobertura vegetal da Floresta Nacional do Araripe, Crato, Estado do Ceará. **Brasil Florestal**, Brasília. v. 20, n. 71, p. 13-21, 2001.

BABU, S. et al. **Hydraulic response of a tidally forced coastal aquifer, Pontal do Paraná, Brazil.** Hydrogeology Journal. v. 16., n. 7, p. 1427-1439, 2008.

BATISTA, J. A. N. **Modelagem de escoamento em aquíferos longos baseado no método dos elementos analíticos.** 2006, 211 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade de São Paulo – Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, 2006.

BEAR, J. **Hydraulics of groundwater.** New York: McGraw-Hill, 1979.

CABRAL, J. Movimento das águas subterrâneas. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações.** Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997, cap.3, p. 35-51.

CABRAL, J., DEMÉTRIO, J. G. A. Aplicação de modelos em hidrogeologia. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações.** Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997, cap.15, p. 376-378.

CAICEDO, N. L. Água subterrânea. In: TUCCI, C. E. M. (Coord.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2002. 943 p.

CARRERA, J.; NEUMAN, S. P. Estimation of aquifer parameters under transient and steady conditions: Uniqueness, stability and solution algorithms. **Water Resources Research**, v. 22, n. 2, p. 211-227, 1986.

CARRERA, J. **State of the art of the inverse problem applied to the flow and solute transport problem**. Groundwater Flow and Quality Modeling, NATO ASI Ser.: 549-585, 1987.

CATABRIGA, L. **Análise do escoamento através de comportas pelo método dos elementos de contorno**. 1988. 149 p. Dissertação (Mestre em Ciências) – Instituto de Matemática, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1988.

CHIANG, W. H.; KINZELBACH, W. **Processing Modflow (PM): Pre- and postprocessors for the simulation of flow and contaminant transport in groundwater system with MODFLOW, MODPATH and MT3D**. Washington: Distributed by Scientific Software Group, 1991.

CHIANG, W.-H.; KINZELBACH, W. e RAUSCH, R. **Aquifer simulation model for window. Groundwater flow and transport modeling an integrated program**. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1998. 137 p.

CHIANG, W.-H. **3D-Groundwater modeling with PMWIN: a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes**. 2. ed. New York: Springer, 2005. 397 p.

COSTA, C. T. F. **Modelagem numérico-analítica do fluxo hídrico e da contaminação de água subterrânea por derivados de petróleo**. 2005. 202 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, 2005.

DARCY, H. **Les fontaines publiques de la ville de Dijon**. V. Dalmont, Paris, 1856. 647 p.

DAY, M. C.; HUNT, B. W. Groundwater transmissivities in North Canterbury. **Journal of Hydrology** (N. Z.) v. 16, n. 2, p. 158-163, 1977.

DEMERS, M. N. **Fundamentals of geographic information systems**. New York: John Wiley & Sons, 1997, 486 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Programa nacional de estudos dos distritos mineiros: projeto avaliação hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe**. Recife, 1996. 101 p.

DOHERTY, J. **MODINV**. Townsville, Australia: Australian Center for Tropical Fresh-Water Resources, 1990.

DOHERTY, J. **PEST**. Corinda, Australia: Watermark Computing, 1994.

DOLL, P. An automated trial-and-error procedure to estimate transmissivity from hydraulic head contour maps. In **Proceedings of International Conference on Modeling Groundwater Flow and Pollution**. China: Nanjing University Press, 1990. p. 397-402.

DOMENICO, P. A. **Concepts and models in groundwater hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1972. 405 p.

EMSELLEM, Y.; MARSILY, G. An automatic solution for the inverse problem. **Water Resources Research**. v. 7, n. 5, p. 1264-1283, 1971.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997. 412 p.

FENEMOR, A. D. **A three-dimensional model for management of the Waimea Plains aquifer**. Christchurch, New Zealand: Department of Scientific and Industrial Research, Hydrology Centre Publication, 1988. n. 18.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. 3. ed. New York: Macmillan College Publishing Company, 1980. 690 p.

FOSTER, S. S. D.; HIRATA, R. **Groundwater pollution risk assessment: a methodology using available data**. Lima: Pan American center for sanitary engineering and environmental sciences (CEPIS), 1988. 88 p.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. New York: Prentice-Hall, 1979. 604 p.

GOLDER/PIVOT. **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, 2005. v. 8.

GOMES, C. C. **Método de elementos analíticos para modelagem matemática de fluxo hídrico subterrâneo regional**. 2002. 193 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, 2002.

GOMES, C. C.; CASTRO, M. A. H. . Método de Elementos Analíticos aplicado no aquífero da Região do Cariri, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre - RS, v. 10, n. 1, p. 25-34, 2005.

GUO, X; ZHANG, C.-M.. Hydraulic gradient comparison method to estimate aquifer hydraulic parameters under steady-state conditions. **Ground Water**. v. 38, n. 6, p. 815-826, 2000.

HAWKINS, D. B.; STEPHENS, D. B. Ground-water modeling in a southwestern alluvial basin. **Ground Water**. v. 21, n. 6, p. 733-739, 1983.

HERRERA, R. G; PINTO, I. S.; VARGAS, J. G. **Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico**. Hydrogeology Journal. v. 10, n. 5, p. 539-552, 2002.

HILL, M. C. **A computer program (MODFLOWP) for estimation parameters of a transient, three-dimensional groundwater flow model using nonlinear regression**. USGS Open-File Report 91-484, 1992.

HUNT, B. W.; WILSON, D. D. Graphical calculation of aquifer transmissivities in Northern Canterbury, New Zealand. **Journal of Hydrology**. v. 13, n. 2, p. 66-80, 1974.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Contagem da população 2007**. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, 2007. 311 p.

JAMIESON, G. R.; FREEZE, R. A. **Determining hydraulic conductivity distributions in a mountainous area using mathematical modeling**. Ground Water. v. 21, n. 2, p. 168-177, 1983.

KRESIC, N. **Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling**. Florida: CRC Press, 1997. 460 p.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928.

LI, W. -H. **Differential equations of hydraulic transient, dispersion and groundwater flow**. New York: Prentice-Hall, 1972.

MCDONALD M. G.; HARBAUGH A. W. **MODFLOW: A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model**. U. S. Geological Survey, 1988.

MCLAUGHIN, D; JOHNSON, W. K. **Comparison of three groundwater modeling studies**. Journal of Water Resource Planning and Management. v. 113, n. 3, p. 405-421, 1987.

MCLAUGHIN, D; TOWNLEY, L. R. A reassessment of the ground-water inverse problem. **Water Resources Research**. v. 32, n. 5, p. 1131-1161, 1996.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2001.

MENEGOL, L. R. **Paralelização de método de interpolação de dados: krigagem**. 2004. 77 f. Monografia (Curso de Ciência da Computação) - Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2004.

MENESCAL, G. C. **Modelagem numérico-analítica de aquífero utilizando o método de colocação RBF livre de malha**. 2008. 128 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, 2008.

MÜLLER, M.; GARCIA, K. S. **Modelos digitais de terreno em escalas globais e sua utilização em Recursos Hídricos**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14, Aracaju, 2001.

MUNSON, B. R.; YOUNG, D. F.; OKIISHI, T. H. **Fundamentos da mecânica dos fluidos**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blüchuer, v. 1, 1997.

NELSON, R. W. In-place measurement of permeability in heterogeneous media, 1. Theory of a proposed method. **Journal of Geophysical Research**. v. 65, n. 6, p. 1753-1758, 1960.

NELSON, R. W. In-place measurement of permeability in heterogeneous media, 2. Experimental and computational considerations. **Journal of Geophysical Research**. v. 66, n. 8, p. 2467-2477, 1961.

NELSON, R. W. In-place measurement of permeability distribution for heterogeneous porous media through analysis of energy dissipation. **Society of Petroleum Engineers Journal**. v. 8, n. 1, p. 33-42, 1968.

NOVO, E. M. M.; TUNDISI, J. G. **Sensoriamento remoto de águas interiores: Perspectivas**. Natal: Trabalho apresentado no Simpósio Brasileiro de Sensoriamento remoto, 1998.

POETER, E. P.; HILL, M. C. Documentation of UCODE, a computer code for universal inverse modeling. USGS WRI 98-4048, 1998.

PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F. C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. Recife: DNPM, 1996. 68 p.

RIBEIRO J. A.; VERÍSSIMO L. S. **Recursos hídricos e minerais do município de Barbalha-CE: projeto avaliação ambiental da região do Cariri (projeto AMCARI)**. Fortaleza: CPRM/DNPM, 1996. 49 p. (Série Ordenamento Territorial, v. 2).

RICE, W. A.; GORELICK, S. M. Geological inference from “flow net” transmissivity determination: Three case studies. **Water Resources Bulletin**. v. 21, n. 6, p. 919-930, 1985.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e recursos hídricos**. São Carlos: EESC/USP, 1998.

ROBERT, J.; TEUBNER, M. Groundwater Modelling of the Wanilla Catchment Using Flownet Analysis [online]. In: **Water 99: Joint Congress; 25th Hydrology & Water Resources Symposium; 2nd International Conference on Water Resources & Environment Research; Handbook and Proceedings**. Barton, Australia: Institution of Engineers, 1999. p. 637-343.

ROBERTSON, J. B. Radioactive and chemical waste irrigation in the Snake River Plain aquifer. Idaho National Engineering Laboratory. Ground-Water Models. **UNESCO Studies and Reports in Hydrology**. n. 34, p. 97-122, 1982.

SCOTT, D. M.; THORPE, H. R. **Ground-water resources between the Rakaia and Ashburton Rivers**. Christchurch, New Zealand: Ministry of Works and Development for the National Water and Soil Conservation Authority, Hydrology Center Publication. n. 6, 1986

SCOTT, D. M. An evaluation of flow net analysis for aquifer identification. **Ground Water**. v. 30, n. 5, p. 755-764, 1992.

SCHUSTER, H. M. D.; ARAÚJO, H. D. B. Uma formulação alternativa do método iterativo de gradiente hidráulico no procedimento de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 9, n. 2, p. 31-37, 2004.

SMALL, H. L. **Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Recife: Inspetoria de Obras Contra Secas, 1913. 80 p.

STALLMAN, R. W. Numerical analysis of regional water levels to define aquifer hydrology. **Transaction of the American Geophysical Union**. v. 37, n. 4, p. 451-460, 1956.

STRACK, O. D. L. e HAITJEMA, H. M. Modeling Double Aquifer Flow Using a Comprehensive Potential and Distributed Singularities. 1.Solution for Homogeneous Permeability. **Water Resources Research**. v. 17, p. 1535-1549, outubro de 1981a.

STRACK, O. D. L. e HAITJEMA, H. M. Modeling Double Aquifer Flow Using a Comprehensive Potential and Distributed Singularities. 2.Solution for Inhomogeneous Permeabilities. **Water Resources Research**, v. 17, p. 1551-1560, outubro 1981b.

STEPHENS, D. B. **Groundwater flow and implications for groundwater contamination north of Prewitt, New Mexico.** Journal of Hydrology. v. 61, n. 4, p. 391-408, 1983.

SUN, N.-Z. **Inverse problem in groundwater modeling.** Norwell, Massachusetts: Kluwer Acad, 1994.

TAVARES, P. R. L. et al. **Mapeamento da vulnerabilidade à contaminação das águas subterrâneas localizadas na Bacia Sedimentar do Araripe, Estado do Ceará, Brasil.** Revista Escola de Minas. v. 62, n. 2, p. 227-236, 2009.

THIERY, D. Automatic calibration of groundwater models by the head gradient method, Groundwater Quality Management. In: **Proceedings of the GQM 93 Conference, Tallinn, September 1993.** Tallinn, Estonia: IAHS Publications, 1994. n. 220

TODD, D. K. **Groundwater hydrology.** 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1980. 537 p.

TONDER, G. V. A computer code for the calculation of the relative transmissivity distribution in an aquifer for steady ground-water levels. **Water SA.** v. 15, n. 3, p. 147-152, 1989.

VELOSO, H. P et al. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal.** Rio de Janeiro: IBGE, 1991. 123 p.

VERÍSSIMO, L. S. **A importância das águas subterrâneas para o desenvolvimento socioeconômico do eixo CRAJUBAR, Cariri Ocidental - Estado do Ceará.** 1999. p. Dissertação de Mestrado em Geologia - Área de Concentração em Hidrogeologia, Universidade Federal do Ceará, Ceará, 1999.

YEH, W. W.-G. Review of parameter identification procedure in groundwater hydrology: Inverse problem. **Water Resources Research,** v. 22, n. 2, p. 95-108, 1986.

APÊNDICE I: Manual de Utilização do Programa UFC-MIGH

1 REQUISITOS

Inicialmente deve-se criar uma Pasta no diretório C, denominada UFC e dentro desta, a pasta UFC-MIGH. A pasta UFC-MIGH, deve conter os executáveis UFC-MIGH.exe e modflow2v.exe, além dos arquivos MFlow_Fixo.bat e MFlow_NaoFixo.bat.

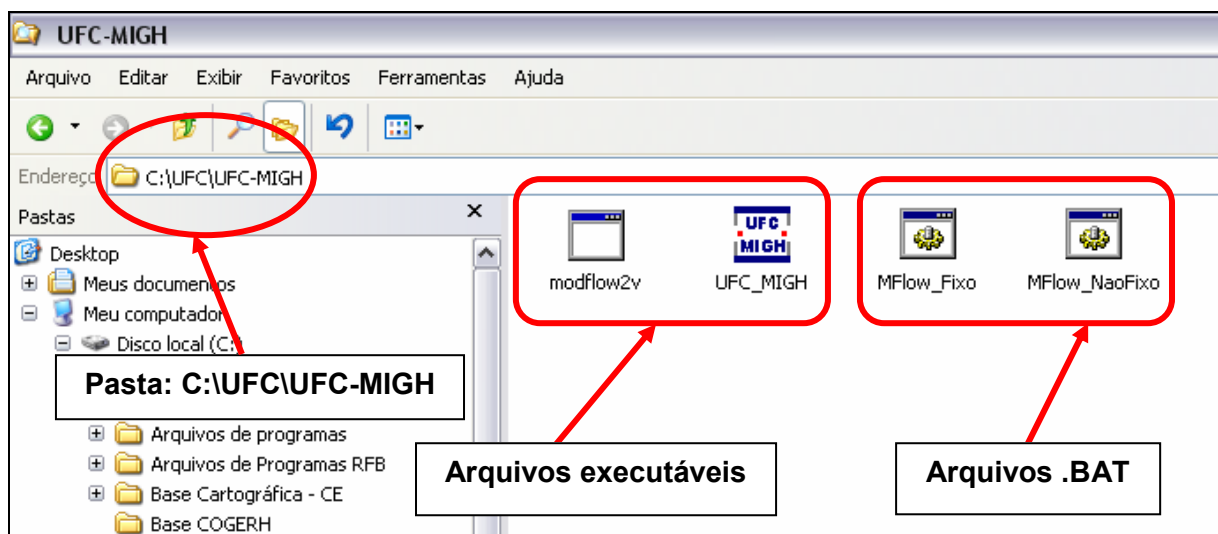


Figura A1 – UFC-MIGH: Pastas e arquivos requeridos.

2 UTILIZANDO O PROGRAMA UFC-MIGH

2.1 Criação das Pastas de Trabalho

O primeiro procedimento é acionar o programa clicando no ícone:



Figura A2 – UFC-MIGH: Ícone de inicialização.

Ao acionar o programa, surgirá a janela para indicação do nome do projeto:

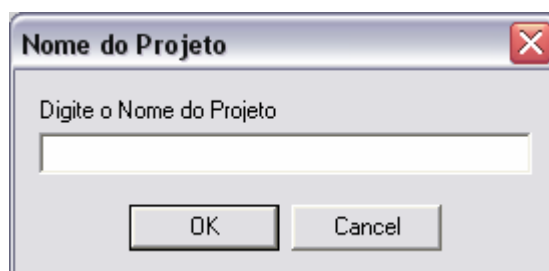


Figura A3 – UFC-MIGH: Janela para entrada do nome do modelo.

Depois de digitado o nome do projeto e clicado no botão OK, será criada automaticamente uma pasta no diretório C:\UFC\UFC-MIGH com o referido nome e nesta pasta do projeto, serão criados mais três sub-diretórios denominados Iteracoes, Modelo_Fixo e Modelo_NaoFixo.

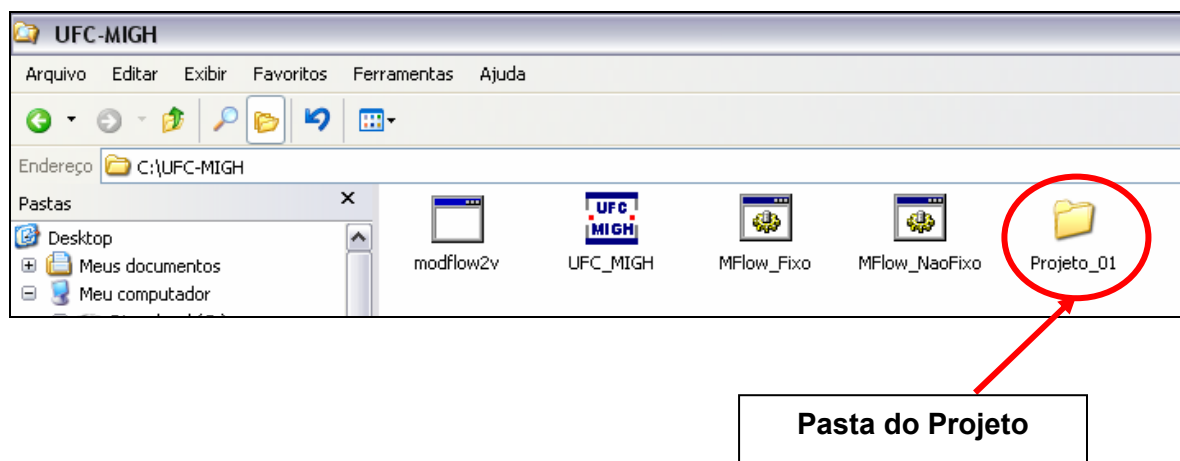


Figura A4 – UFC-MIGH: Pasta do projeto.

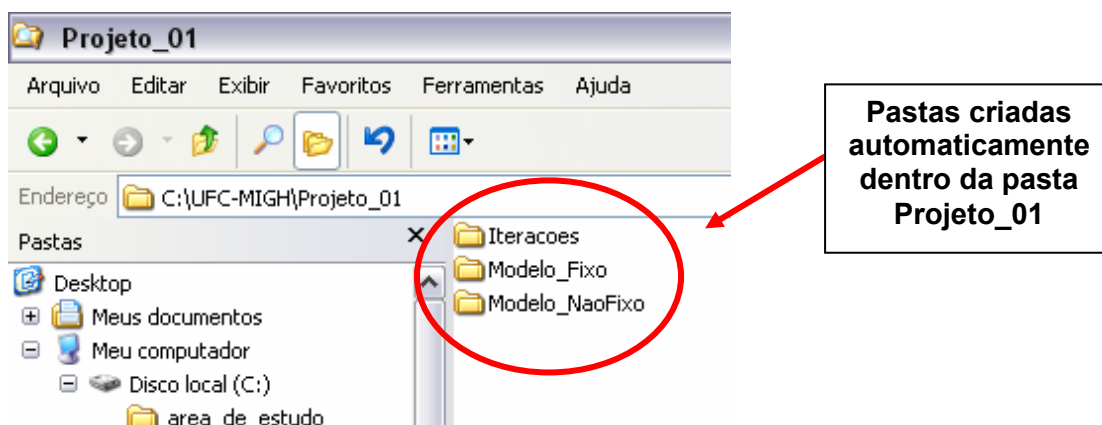


Figura A5 – UFC-MIGH: Pastas criadas automaticamente dentro da pasta do projeto.

2.2 Criação dos modelos

Criadas as pastas, deve-se seguir com a etapa de composição dos modelos fixo e não fixo. Para tal, utiliza-se o programa Processing Modflow Pro - PMWIN.

Devem ser criados dois modelos idênticos, diferenciados unicamente pela fixação, no Modelo_Fixo, das células correspondentes às cargas observadas, enquanto que no Modelo_NaoFixo estas células permanecem livres.

2.2.1 Passo 01: Criação de um novo modelo

- (a) Escolha *New Model...* no menu *File*. A caixa de diálogo *New Model* aparece. Selecione uma pasta para salvar os dados do modelo e o nome do arquivo para o modelo;
- (b) Clique OK.

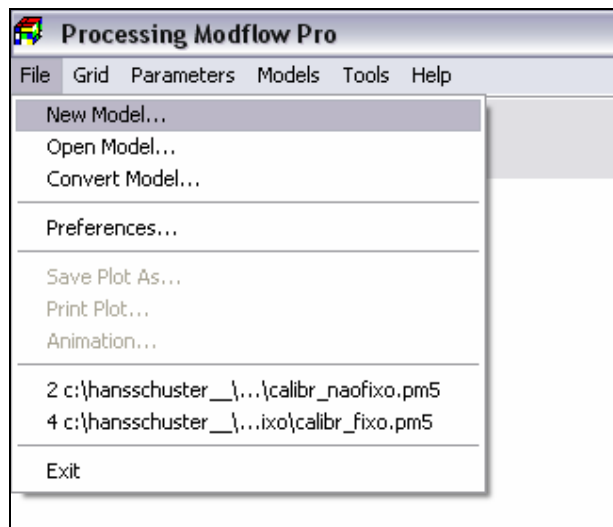


Figura A6 – UFC-MIGH: Criação de um novo modelo.

IMPORTANTE:

Relembrando, devem ser criados dois modelos idênticos, que irão se diferenciar apenas na fixação das cargas observadas. Os modelos devem ser

criados nas respectivas pastas Modelo_Fixo e Modelo_NaoFixo do projeto em questão.

2.2.2 Passo 02: Composição da malha

- (a) Escolha *Mesh Size...* no menu *Grid*;

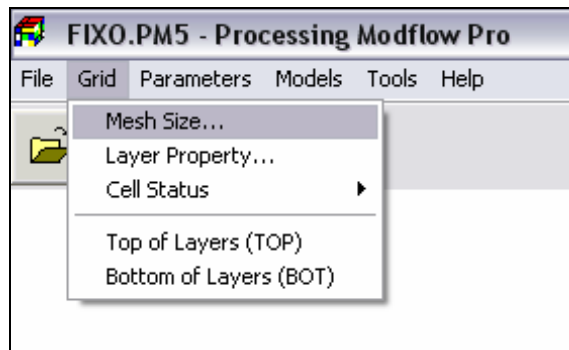


Figura A7 – UFC-MIGH: Menu para acionar a composição da malha.

- (b) A caixa de diálogo *Model Dimension* aparece;

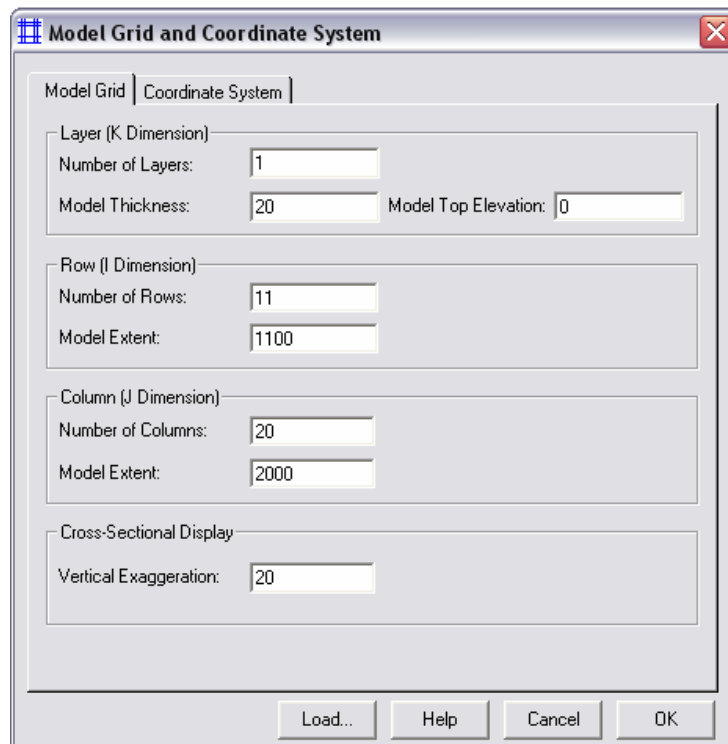


Figura A8– UFC-MIGH: Janela para entrada das dimensões da malha.

- (c) Entre com o número de camadas, colunas e linhas;
(d) Clique OK.

2.2.3 Passo 03: Tipo de aquífero

- (a) Escolha o *Layer Type...* no menu *Grid*;

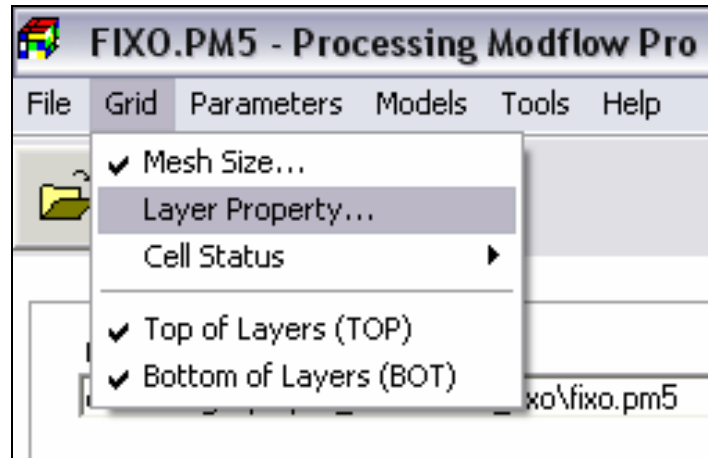


Figura A9 – UFC-MIGH: Tipo de confinamento.

- (b) A caixa de diálogo *Layer Options* aparecerá;
- (c) Clique em uma célula da coluna *Type*, um botão *drop-down* aparecerá dentro da célula. Clicando no botão *drop-down*, uma lista contendo os tipos de camadas disponíveis será indicada.

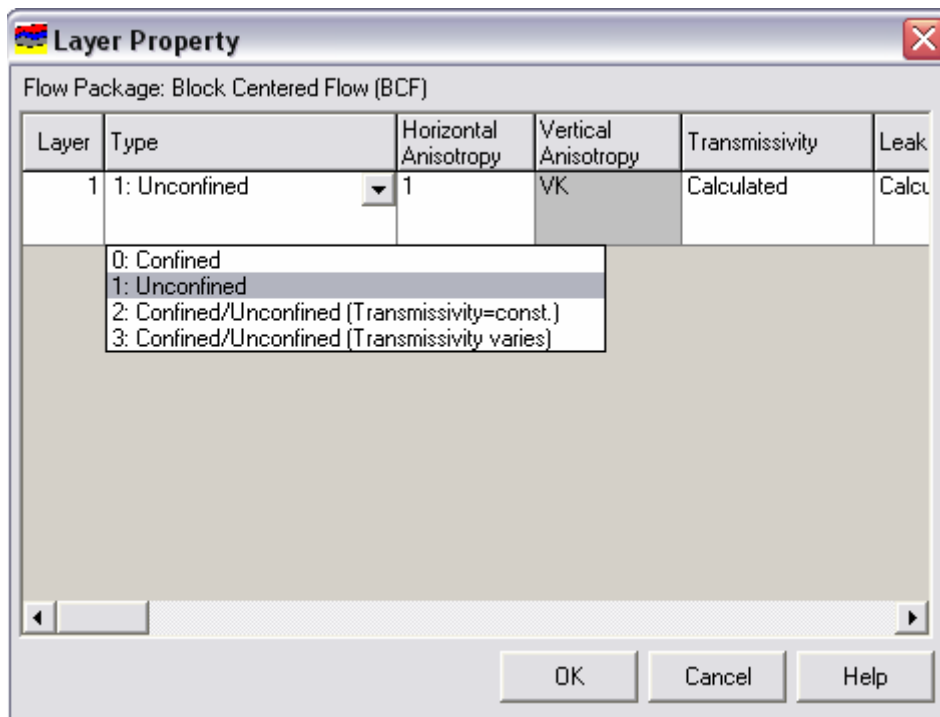


Figura A10 – UFC-MIGH: Janela para indicação do tipo de aquífero.

2.2.4 Passo 04: Condições de contorno

- (a) Escolha o item *Cell Status > IBOUND(Modflow)* do menu *Grid*;

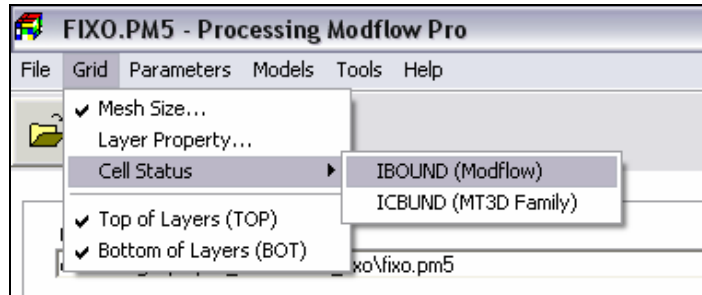


Figura A11 – UFC-MIGH: Entrada das condições de contorno.

- (b) O *Data Editor* do PMWIN aparece com uma vista da planta do modelo da malha. O cursor na malha está localizado na célula [1,1,1], a qual esta na célula superior esquerda da primeira camada. O valor da célula corrente é mostrado na barra de status. O valor default da disposição IBOUND é 1, que corresponde à célula ativa (célula não-fixa), as outras opções são 0 (célula inativa) e -1, que indica célula de carga constante (célula fixa);

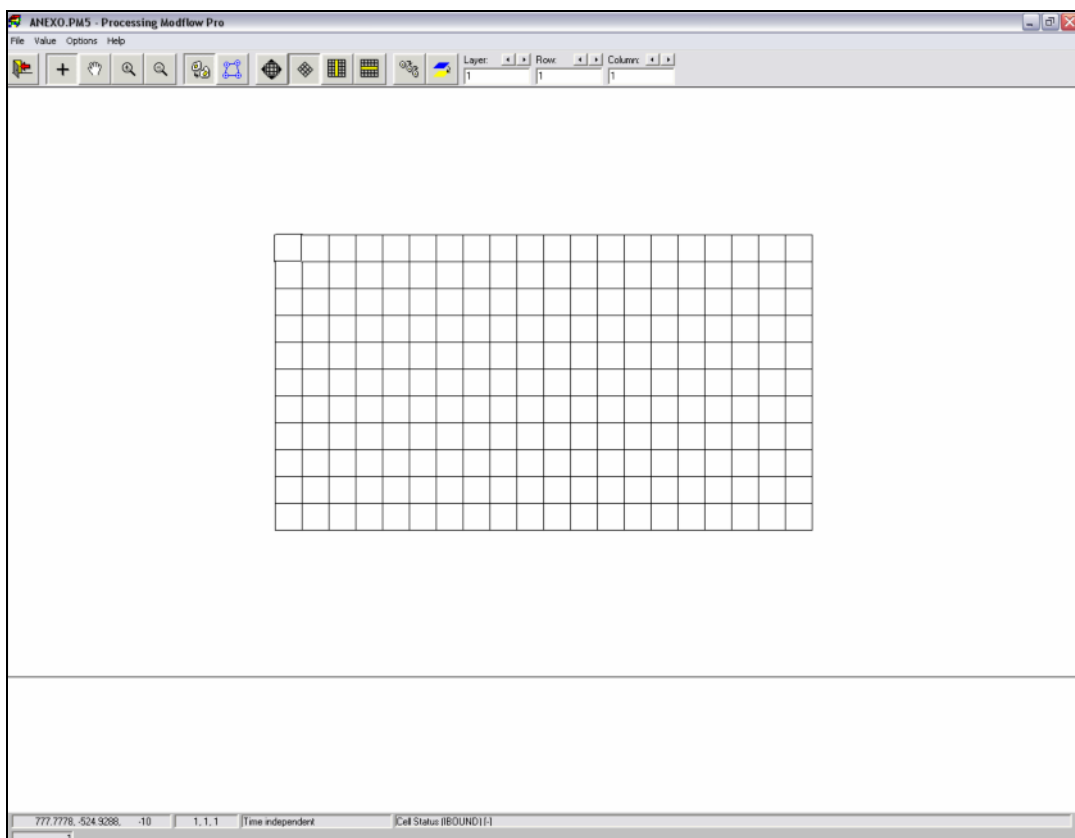


Figura A12 – UFC-MIGH: Janela de entrada das condições de contorno.

- (c) Pressionando o botão direito do mouse, o PMWIN apresenta uma caixa de diálogo onde deve ser indicado o tipo de célula (fixa, não-fixa ou inativa);
- (d) Escolha *Leave Editor* do *menu File* ou clique no botão *Leave Editor* para finalizar e salvar os dados do contorno.

IMPORTANTE:

Este é o passo em que se devem fixar as cargas observadas, que comporão o Modelo_Fixo do processo de calibração. Dessa forma, a configuração do Modelo_Fixo e Modelo_NaoFixo deve ser semelhante, por exemplo, às Figuras A13 e A14.

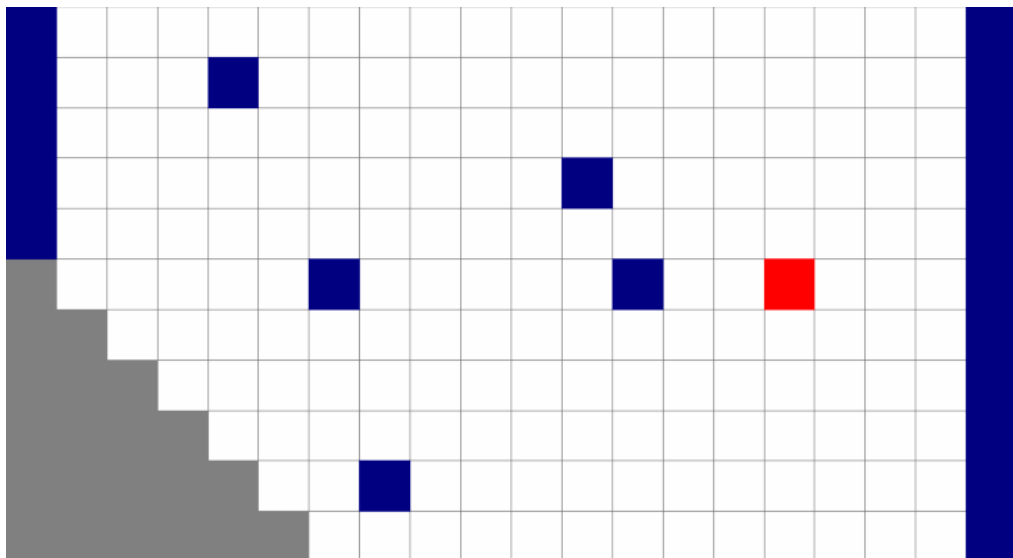


Figura A13 – UFC-MIGH: Esquema com cargas observadas fixas.

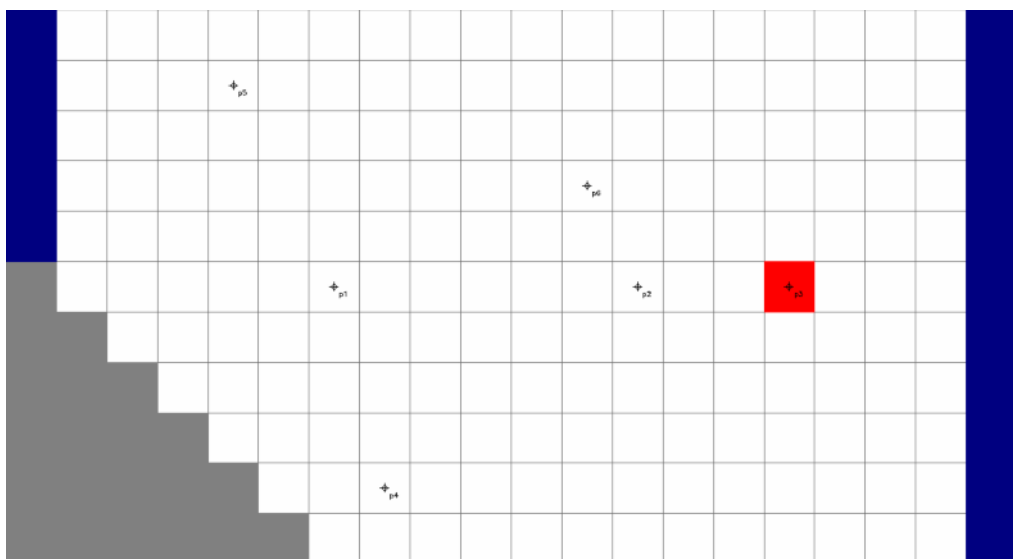


Figura A14 – UFC-MIGH: Esquema com cargas observadas não-fixas.

2.2.5 Passo 05: Elevação do topo

- (a) Escolha *Top of Layers(TOP)* do menu *Grid*. O PMWIN apresentará a malha do modelo, onde se pode entrar com os valores da cota de topo, manualmente, célula-a-célula ou através da leitura de um arquivo .DAT ou .TXT que contenha a distribuição das elevações de topo.

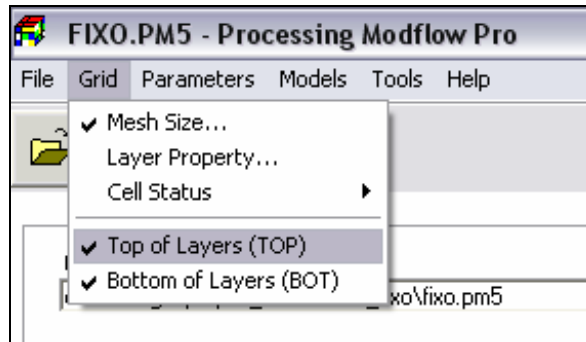


Figura A15 – UFC-MIGH: Entrada dos valores de topo das camadas modeladas.

- (b) Escolha *Leave Editor* no menu *File* ou clique no ícone correspondente



2.2.6 Passo 06: Elevação da base

- (a) Escolha *Bottom of Layers(BOT)* do menu *Grid*. Da mesma forma, o PMWIN apresentará a malha do modelo, onde se pode entrar com os valores da cota da base manualmente, célula-a-célula, ou através da leitura de um arquivo .DAT ou .TXT que contenha a distribuição das elevações da base.

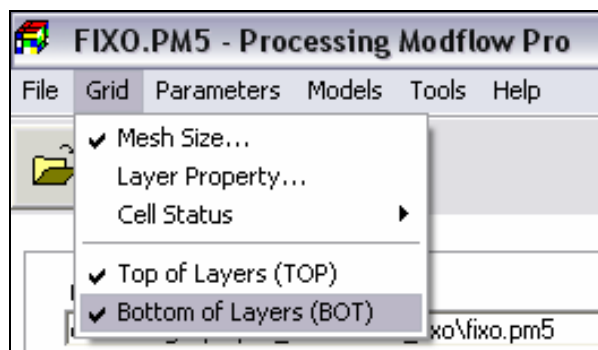


Figura A16 – UFC-MIGH: Entrada dos valores de base das camadas modeladas.

- (b) Escolha *Leave Editor* no menu *File* ou clique no ícone correspondente



IMPORTANTE:

Após indicar os valores da base, deve-se salvar, no **diretório do projeto**, o arquivo correspondente a matriz destes valores, com o nome **Base.dat**. Para tal, segue-se o procedimento:

- (a) Aciona-se o item Matrix... no menu Value;

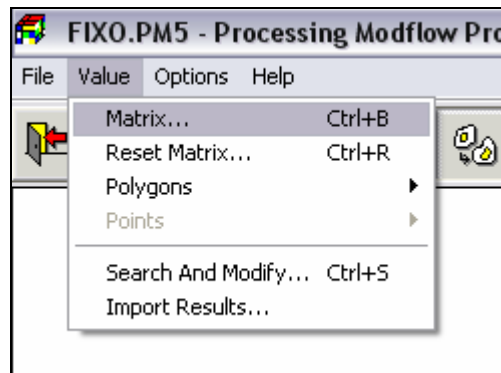


Figura A17 – UFC-MIGH: Abrindo o editor de matrizes.

- (b) Clica-se no botão Save... para salvar a matriz. Neste ponto, deve-se indicar a pasta principal do projeto, conforme a Figura A19.

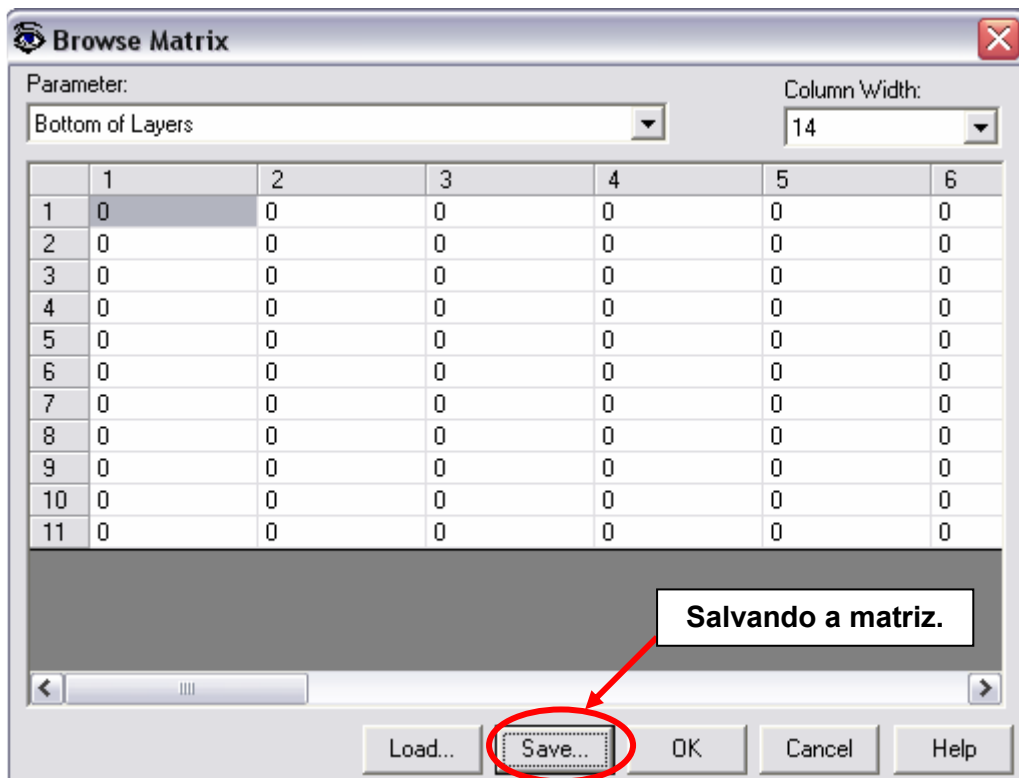


Figura A18 – UFC-MIGH: Salvando matrizes.

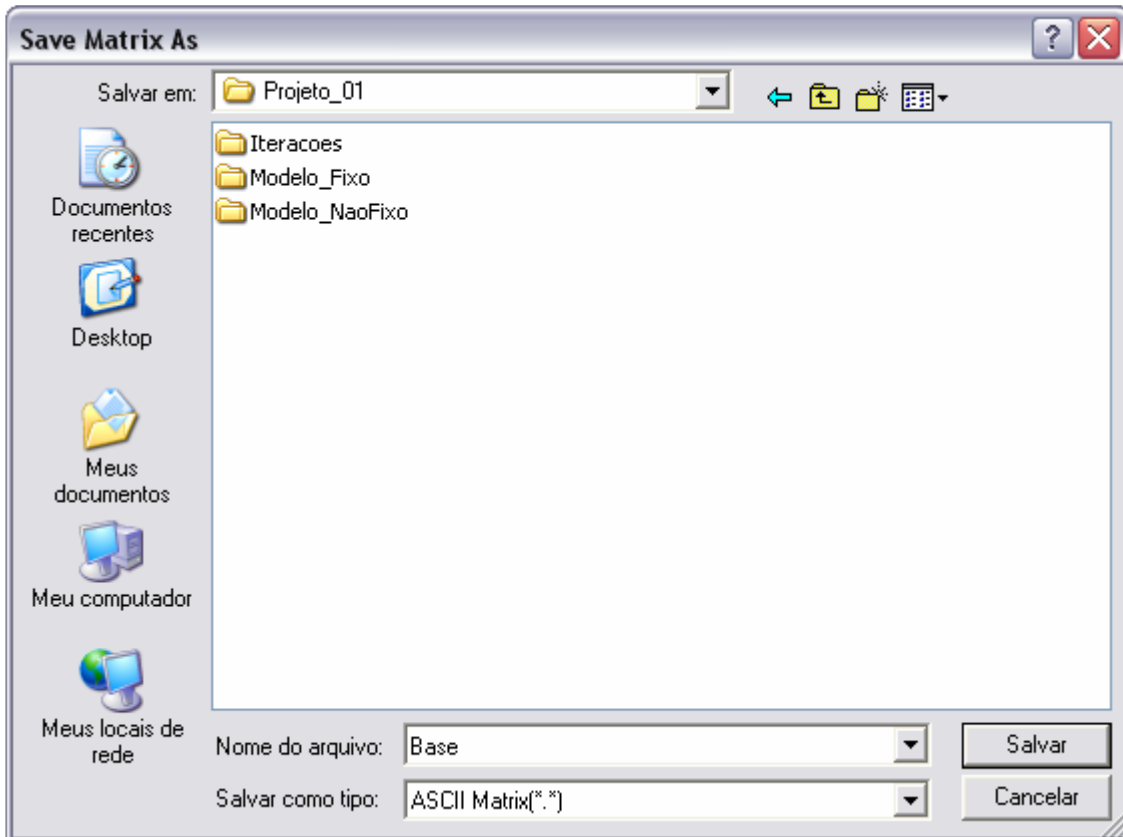


Figura A19 – UFC-MIGH: Nome da matriz e local onde deve ser salva.

- (c) Após salvar o arquivo Base, ele deve ser convertido para o formato .DAT. Para tal, basta renomeá-lo, incluindo a extensão .dat.

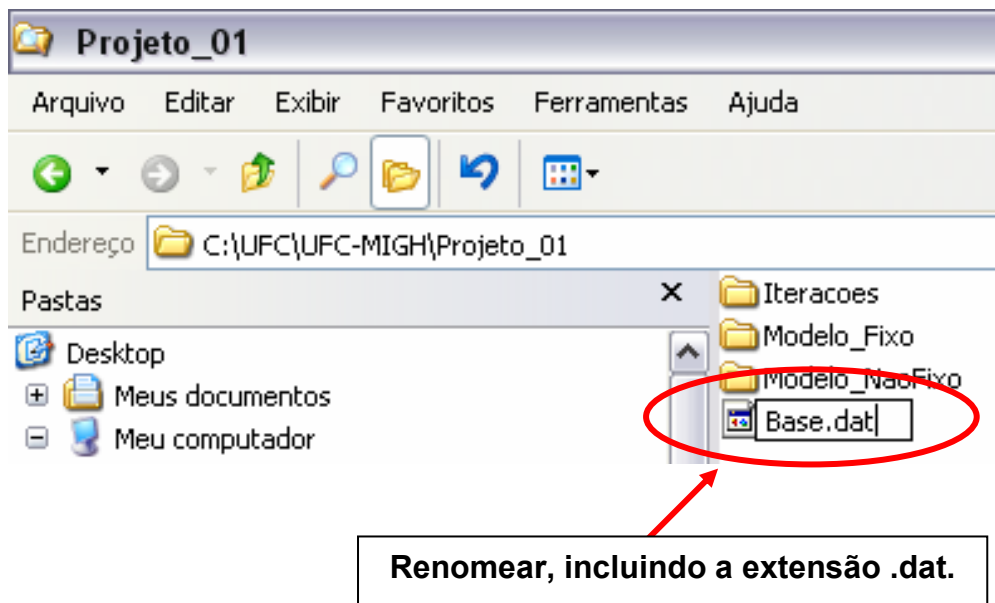


Figura A20 – UFC-MIGH: Renomeando a matriz Base para o formato .DAT.

2.2.7 Passo 07: Tempo

- (a) Escolha *Time...* do menu *Parameters*;

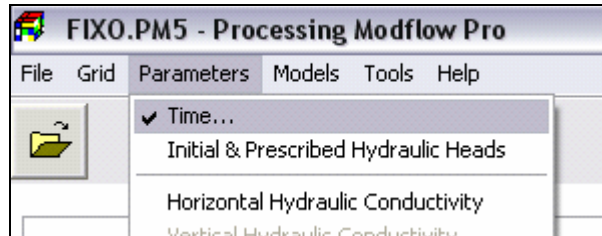


Figura A21 – UFC-MIGH: Entrada dos valores temporais.

- (b) Uma caixa de diálogo *Time Parameters* aparece. Os parâmetros temporais incluem a unidade de tempo e o número de períodos de stress, etapas de tempo e de transporte. No MODFLOW, o tempo de simulação é dividido em períodos de stress, isto é, intervalos de tempo durante o qual todas as excitações externas ou stresses são constantes, os quais, são divididos por sua vez em etapas de tempo.

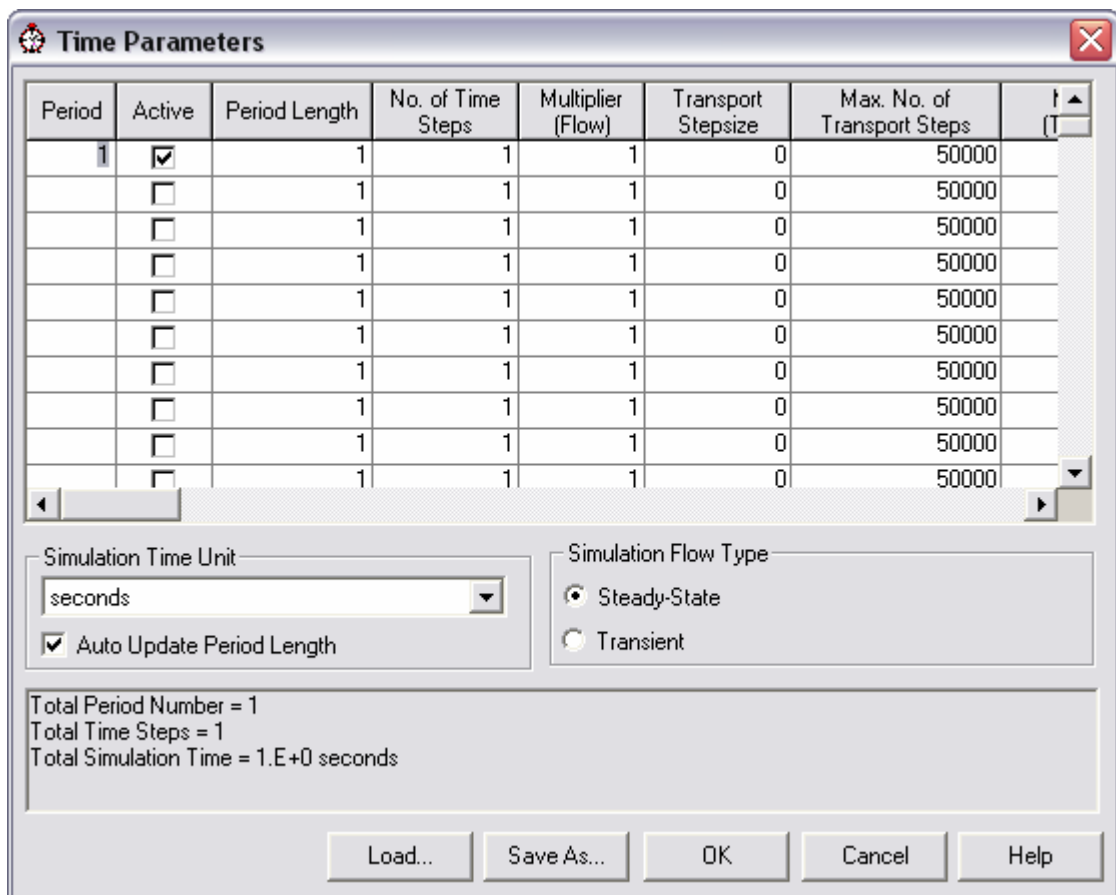


Figura A22 – UFC-MIGH: Janela *Time Parameter*.

2.2.8 Passo 08: Cargas iniciais

- (a) Escolha *Initial & Prescribed Hydraulic Heads* no menu *Parameters*. O PMWIN apresentará a malha de modelo, onde se pode entrar com os valores de carga inicial manualmente, célula-a-célula, ou através da leitura de um arquivo .DAT ou .TXT que contenha a distribuição das cargas hidráulicas;

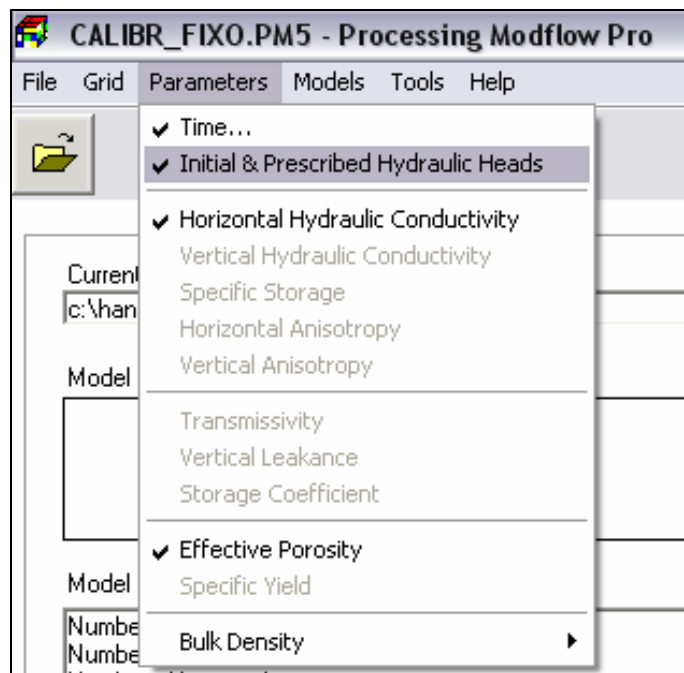


Figura A23 – UFC-MIGH: Entrada das cargas iniciais.

- (b) Escolha *Leave Editor* no menu *File* ou clique no ícone correspondente



2.2.9 Passo 09: Condutividade hidráulica horizontal

- (a) Escolha *Horizontal Hydraulic Conductivity* no menu *Parameters*. O PMWIN apresentará a malha de modelo, onde se pode entrar com os valores de condutividade hidráulica horizontal manualmente, célula-a-célula, ou através da leitura de um arquivo .DAT ou .TXT que contenha a distribuição das condutividades;

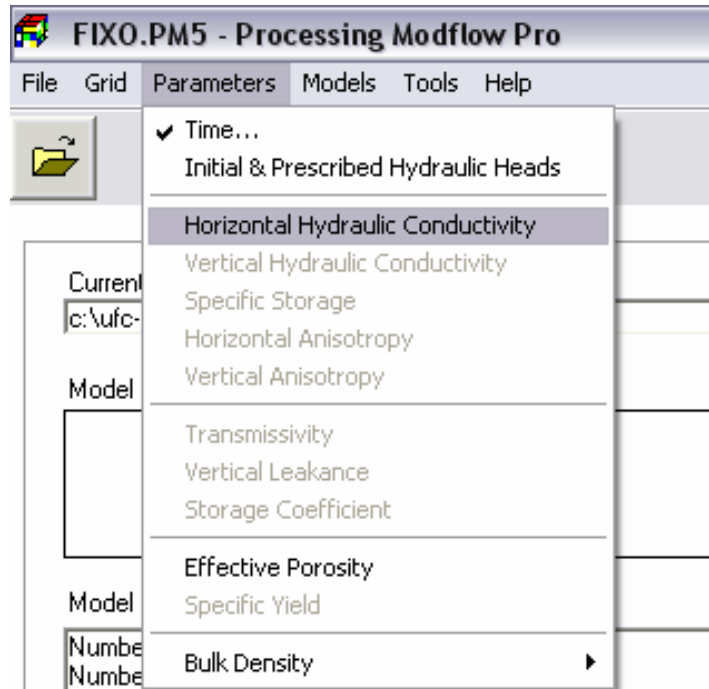


Figura A24 – UFC-MIGH: Entrada das condutividades hidráulicas horizontais.

- (b) Escolha *Leave Editor* no menu *File* ou clique no ícone correspondente



IMPORTANTE:

Após indicar a condutividade hidráulica horizontal, deve-se salvar, no **diretório do projeto**, o arquivo correspondente a matriz dessas condutividades, com o nome **Condutividade.dat**. Para tal, segue-se o mesmo procedimento descrito na seção 2.2.6, em que foi salva a matriz das cotas de base.

2.2.10 Passo 10: Porosidade efetiva

- (a) Escolha *Effective Porosity* no menu *Parameters*. O PMWIN apresentará a malha de modelo, onde se pode entrar com os valores de porosidade efetiva manualmente, célula-a-célula, ou através da leitura de um arquivo .DAT ou .TXT que contenha a distribuição das porosidades;

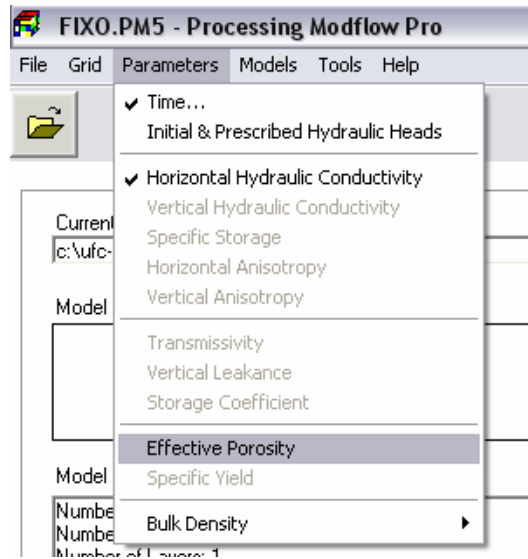


Figura A25 – UFC-MIGH: Entrando com a porosidade efetiva.

(b) Escolha *Leave Editor* no menu *File* ou clique no ícone correspondente



2.2.11 Passo 11: Escolha dos pacotes do Modflow

Neste passo, deve-se atentar para os pacotes do Modflow que serão utilizados, por exemplo, Recarga (*Recharge*), Rio (*River*), Poço (*Well*), etc. A entrada de dados acontece da forma já citada, ou seja, uma janela, com a malha do modelo, será aberta e os dados devem, então, ser inseridos com um clique no botão direito na célula que receberá o valor. Além disso, também é possível a leitura de matrizes com a distribuição dos referidos dados.

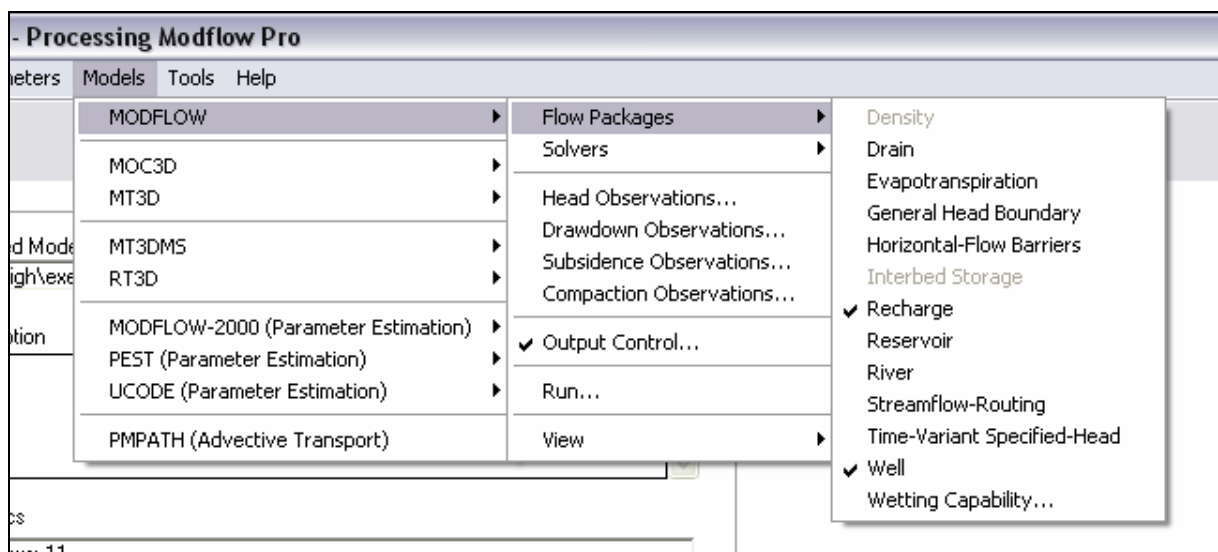


Figura A26 – UFC-MIGH: Escolha dos pacotes com características particulares a serem simuladas.

IMPORTANTE:

Apesar do módulo de recarga ainda não se apresentar funcional no programa UFC-MIGH, sua implementação inicial já está presente. Com isso, é imprescindível que a matriz dos valores de recarga esteja salva no **diretório do projeto** em formato .DAT, tal qual foi realizado para os arquivos Base.dat e Condutividade.dat.

Dessa forma, a composição final do diretório do projeto (Figura A27) deve apresentar os seguintes arquivos e pastas:

Pastas: Iterações; Modelo_Fixo e Modelo_NaoFixo;

Arquivos: Base.dat; Condutividade.dat e Recarga.dat.

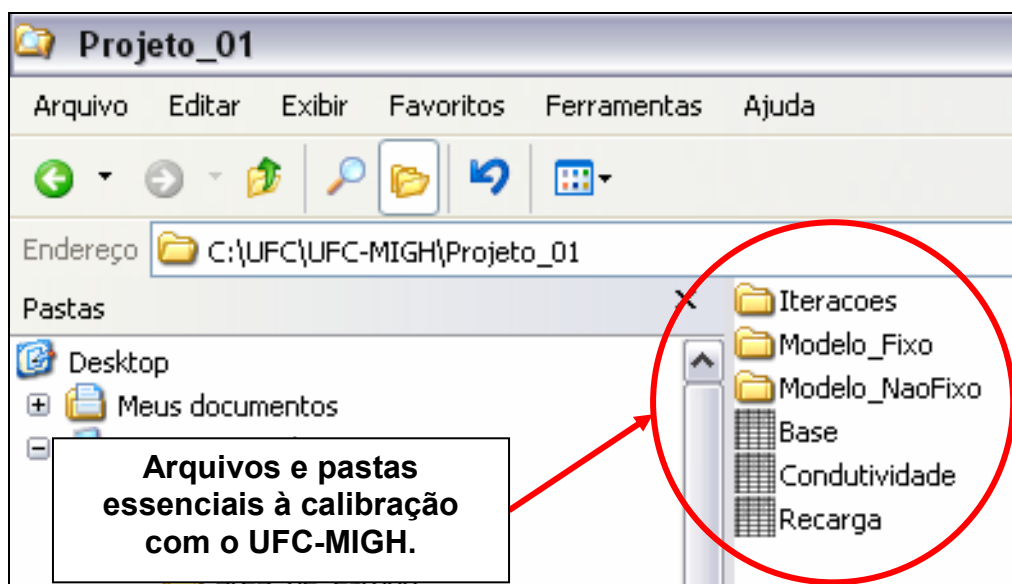


Figura A27 – UFC-MIGH: Arquivos e pastas requeridos para a calibração com o UFC-MIGH.

2.2.12 Passo 12: Geração dos arquivos de entrada do Modflow

- (a) Para finalizar a preparação dos dados de entrada do UFC-MIGH, deve-se gerar os dados de entrada do Modflow. Para tal, aciona-se o item *Run...* do menu *Models/Modflow*;

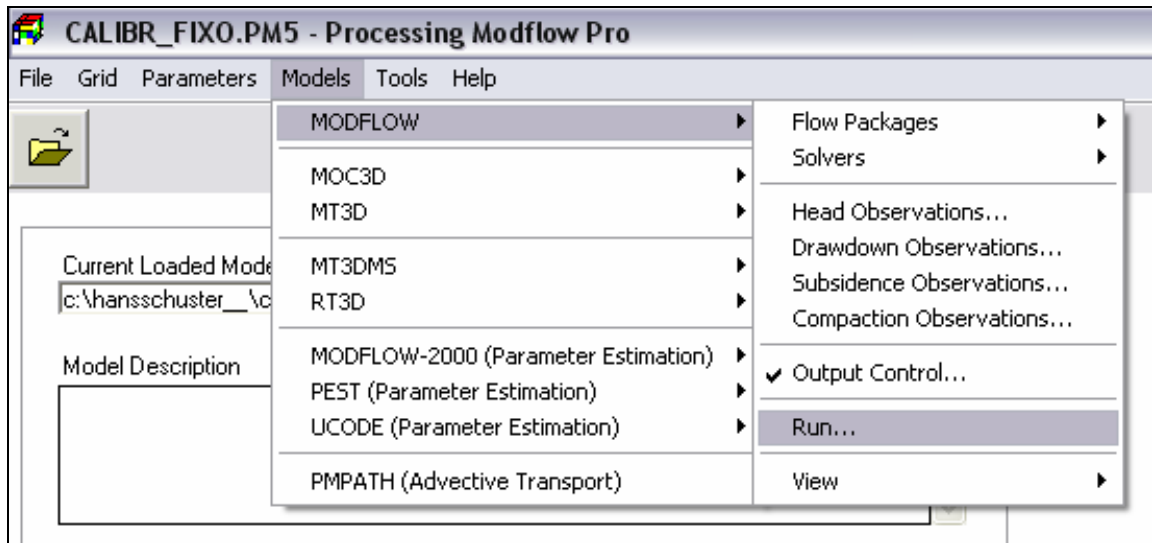


Figura A28 – UFC-MIGH: Gerando os arquivos de entrada do Modflow.

- (b) Surgirá a janela Run Modflow. Nesta janela, deve-se marcar a caixa referente a opção Generate input file only, don't start MODFLOW. Com isso, os arquivos de entrada do Modflow são gerados, sem que o PMWIN realize a simulação.

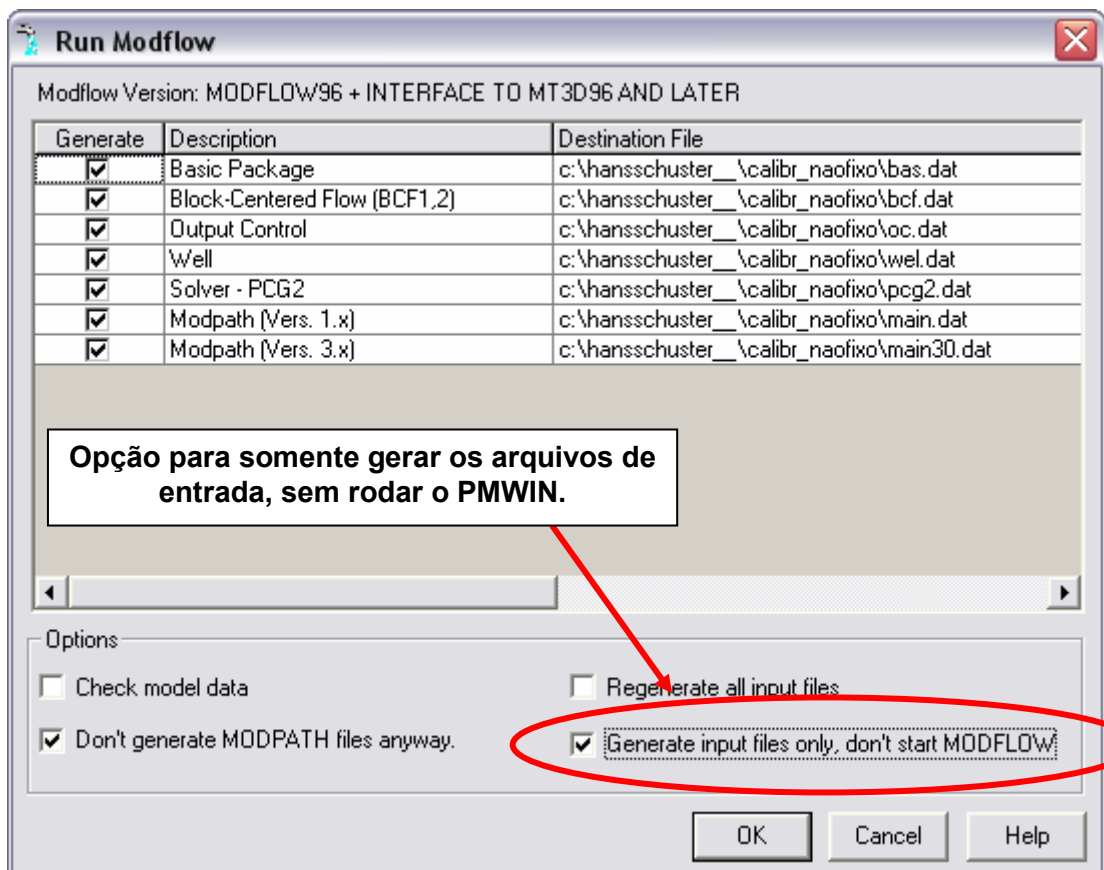


Figura A29 – UFC-MIGH: Gerando os arquivos de entrada do Modflow.

2.3 Calibração

Finalizadas a composição dos modelos e geração dos arquivos de entrada, pode-se executar o UFC-MIGH. Para tal, basta:

- (a) Marcar a caixa correspondente ao parâmetro a ser simulado;
- (b) Indicar a quantidade de iterações;
- (c) Clicar no botão **Calibrar**, que os arquivos gerados com o PMWIN serão automaticamente modificados, de forma que o Modflow possa ser acionado pelo UFC-MIGH.

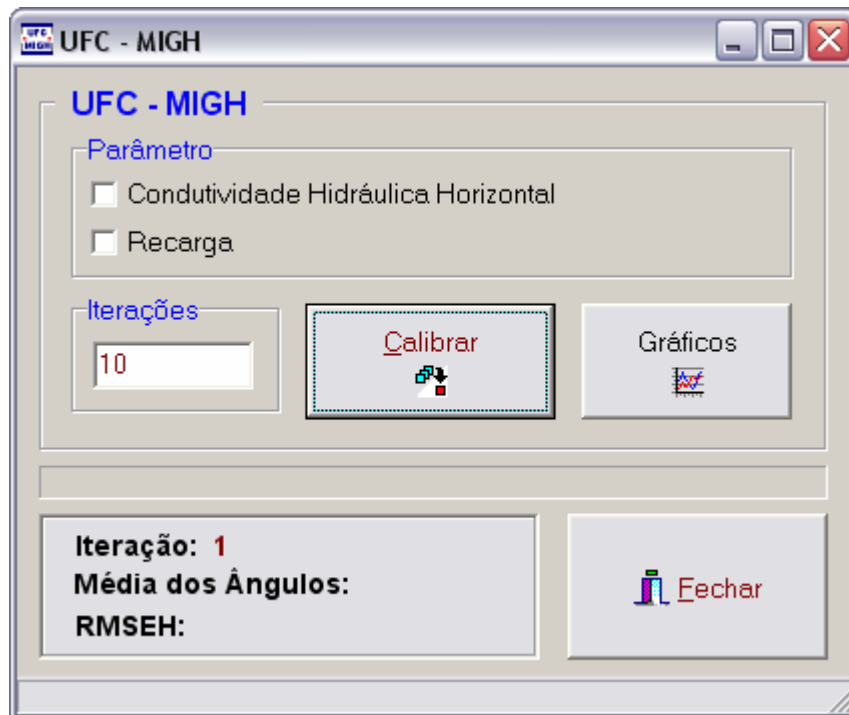


Figura A30 – UFC-MIGH: Interface do Programa.

2.4 Resultados

O resultado do processo de calibração pode ser visualizado na própria janela principal do UFC-MIGH, onde, ao final do número de iterações estabelecido, são apresentados os valores dos critérios de convergência Média dos Ângulos e Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSEH).



Figura A31 – UFC-MIGH: Apresentação dos Resultados.

Além da apresentação dos valores finais dos critérios de convergência, pode-se verificar o andamento da calibração iteração-a-iteração através dos gráficos. Dessa forma, finalizada a calibração, basta clicar no botão Gráficos, para serem expostos os gráficos da Média dos Ângulos e do RMSEH (Figuras A32 e A33).

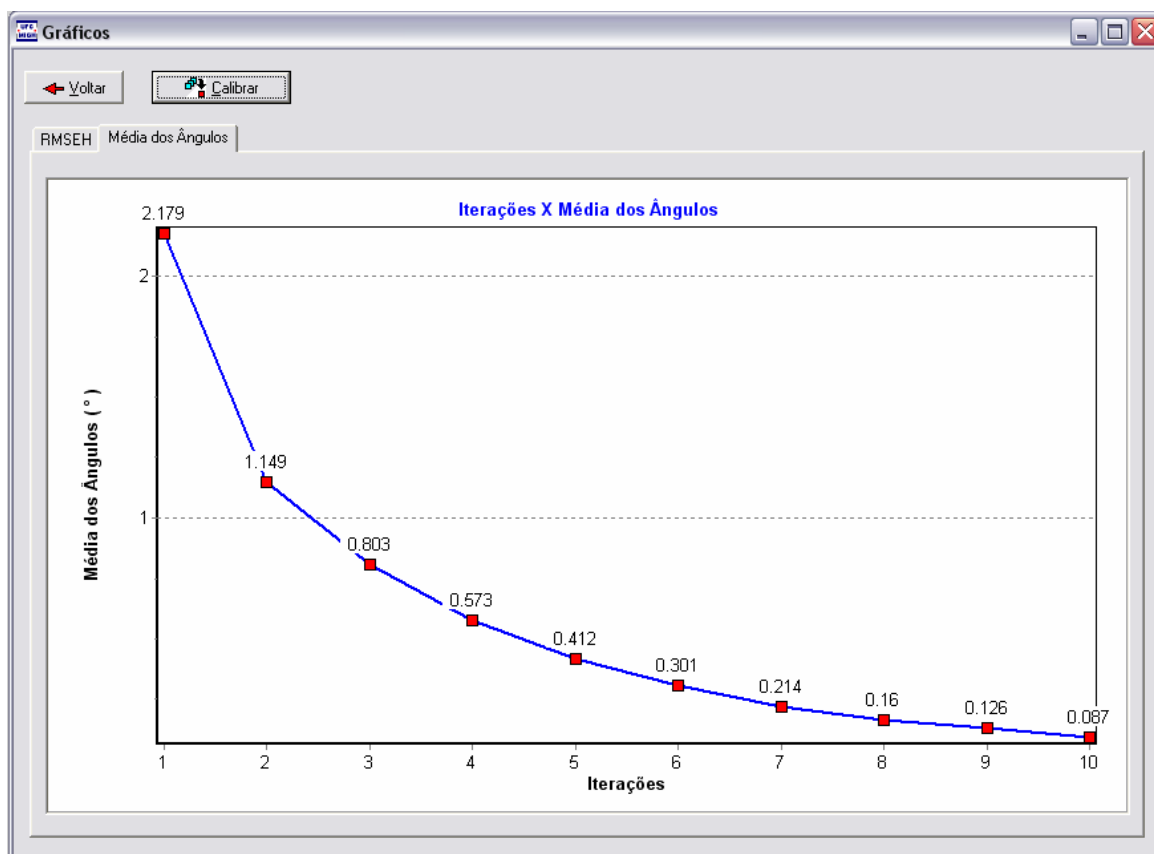


Figura A32 – UFC-MIGH: Gráfico da Média dos Ângulos.

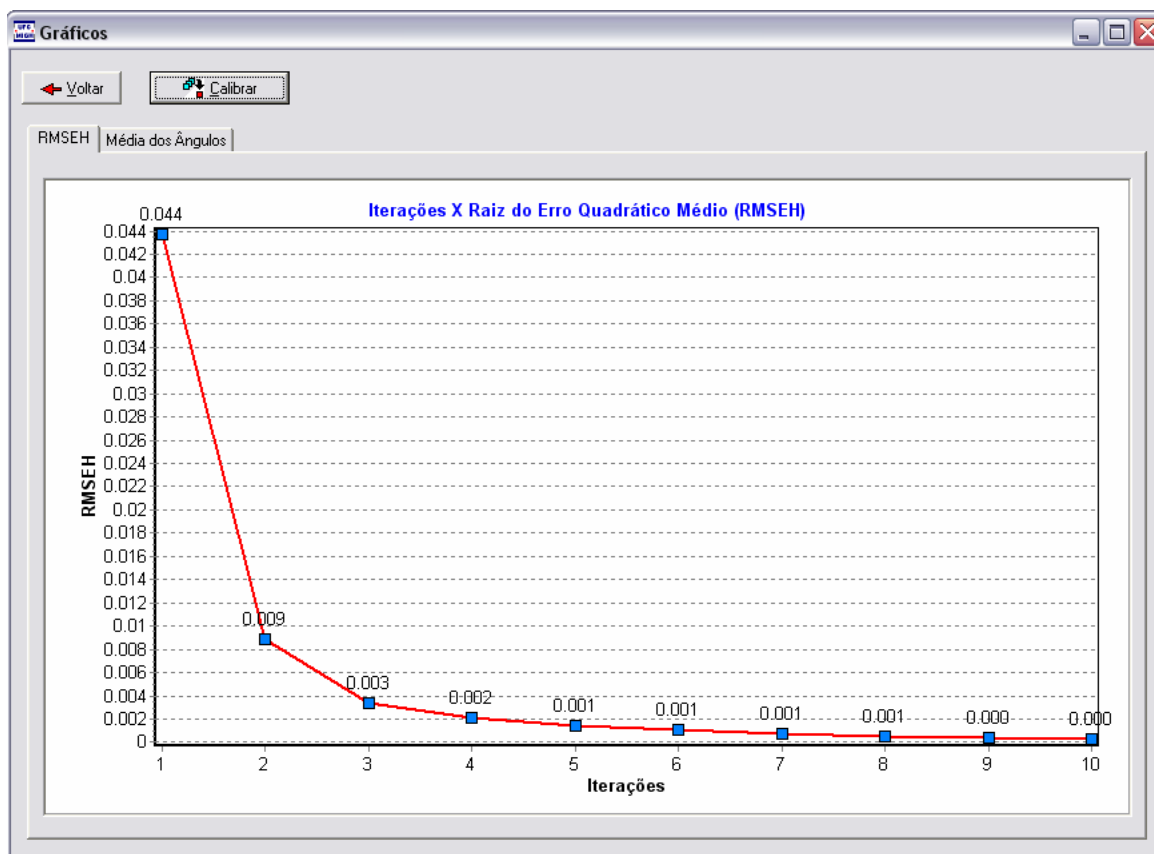


Figura A33 – UFC-MIGH: Gráfico da Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSEH).