

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO**  
**AMBIENTE**

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E SIMULAÇÃO**  
**NUMÉRICA DE FLUXO EM UMA REGIÃO SITUADA NO**  
**DISTRITO INDUSTRIAL DE PAULÍNIA (SP)**

**ELIAS HIDEO TERAMOTO**

Orientador: Chang Hung Kiang

Dissertação de Mestrado elaborado junto ao  
Programa de Pós-Graduação em Geociências e  
Meio Ambiente – Área de Concentração em  
Geociências e Meio Ambiente para obtenção  
de Título de Mestre

Rio Claro – SP

2007

551.49 Teramoto, Elias Hideo  
T315c Caracterização hidrogeológica e simulação numérica de  
fluxo em uma região situada no Distrito Industrial de Paulínia  
(SP)

Elias Hideo Teramoto. – Rio Claro : [s.n.], 2007  
96 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Águas subterrâneas. 2. Hidrogeologia. 3. Diferenças  
Finitas. 4. Modflow. I. Título.

**COMISSÃO EXAMINADORA**

**Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)**

**Prof. Dr. Edson César Wedland**

**Prof. Dr. Ewerton de Oliveira**

Rio Claro, 10 de Maio de 2007.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao ser findado este trabalho deve ser mencionado a minha gratidão com todos que de maneira direta e indireta colaboraram para sua realização.

Agradeço à Prof. Dr. Maria Rita Caetano Chang pelas sugestões e devidas correções no texto que compõe esta Dissertação, ao Géol. Marcio Costa Alberto pelas suas sugestões e troca de experiências.

Um especial agradecimento dever ser dado ao Géol. Marco Zequim Pedé pelas longas discussões que auxiliaram na formulação de um Modelo Geológico Conceitual e pelo auxílio na aquisição de dados, e ao Prof. Dr. Chang pela confiança e auxílio despendido durante a elaboração deste trabalho.

## SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
ÍNDICE.....	iii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE FOTOS.....	v
ÍNDICE DE TABELAS.....	vi
1 – INTRODUÇÃO.....	1
2 – OBJETIVOS.....	2
3 – CONCEITUAÇÃO GERAL.....	2
4 – METODOLOGIA.....	23
5 – CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO EM QUE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO.....	36
6 – CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	50
7 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO.....	75
8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	96
9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	97

## RESUMO

Em área contaminada por hidrocarbonetos, situada no município de Paulínia, a migração dos contaminantes e a eficiência do sistema de bombeamento são governadas pela heterogeneidade litológica do aquífero local, constituído por rochas do Subgrupo Itararé, rochas intrusivas básicas da Formação Serra Geral e por sedimentos cenozóicos correlatos à Formação Rio Claro. Desta forma, o entendimento da heterogeneidade que caracteriza este aquífero e suas propriedades hidráulicas é essencial para a otimização e o aprimoramento do processo de remediação. Visando delinear o entendimento e a caracterização hidrogeológica local, foi elaborado modelo hidrogeológico conceitual, por meio da integração de dados provenientes de técnicas tradicionais de investigação, tais como métodos geofísicos, monitoramento dos níveis piezométricos de poços de monitoramento, descrições geológicas e análises granulométricas, para entendimento da dinâmica de fluxo local, distribuição litológica do substrato aquífero e seus valores de condutividade hidráulica. Foram ainda realizadas simulações numéricas de fluxo em regime permanente, utilizando o *software* Visual Modflow, que emprega o método de diferenças finitas para testar o modelo conceitual concebido. A simulação numérica apresentou excelentes correlações entre os valores de cargas hidráulicas medidas e simuladas e os resultados obtidos permitiram verificar a consistência do modelo conceitual.

**Palavras chaves:** Fluxo, água subterrânea, simulação, modelos, Modflow, Diferenças Finitas,

## **ABSTRACT**

In an hydrocarbon contaminated area locate in Paulínia city, lithological heterogeneity of local aquifer controls the migration of contaminant and the efficiency of pump system. The aquifer is composed by sedimentary rocks of Itararé Sub-group, basic intrusive of Serra Geral Formation and cenozoic sediments correlated to Rio Claro Formation. Therefore, understanding heterogeneity that characterize the aquifer and its hydraulic properties is vital to optimization and improvement of remediation process. For hydrogeological characterization of the local aquifer, a conceptual hydrogeological model was elaborated by integrating traditional investigations tools, such as geophysical methods, piezometric level monitoring, and geological descriptions in drillings and granulometric analysis to understanding of local dynamic flow, lithological distributions and hydraulic conductivity. Numerical simulation under steady-state condition using Visual Modflow, which utilizes the finite differences method were performed to test the conceived conceptual model. The measured and calculated hydraulic heads are in excellent agreement, showing the consistency of the conceptual model.

**Key words:** Flow, groundwater, simulation, models, Modflow, Finite Differences Fluxo

## ÍNDICE

<b>Item</b>	<b>p</b>
<b>SUMÁRIO</b>	<b>i</b>
<b>RESUMO</b>	<b>ii</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>iii</b>
<b>ÍNDICE</b>	<b>iv</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>v</b>
<b>ÍNDICE DE TABELAS</b>	<b>vi</b>
<b>1 – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS.....</b>	<b>2</b>
<b>3 – CONCEITUAÇÃO GERAL.....</b>	<b>2</b>
3.1 – CONCEITOS BÁSICOS DE ESCOAMENTO EM MEIO POROSO .....	2
3.1.1 – Aquíferos .....	5
3.2 – MODELOS.....	8
3.2.1 - Modelos Físicos.....	8
3.2.2 - Modelos Analógicos.....	9
3.2.3 - Modelos Matemáticos .....	9
3.2.4 - Elementos do Modelo Matemático.....	10
3.3 – PACOTE COMPUTACIONAL UTILIZADO - VISUAL MODFLOW 3.1 .....	20
<b>4 – METODOLOGIA.....</b>	<b>22</b>
4.1 – LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E COMPILAÇÃO DE DADOS PREEXISTENTES .....	22
4.2 – ACOMPANHAMENTO DA VARIAÇÃO TEMPORAL DA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA .....	22
4.2.1 – Construção dos Poços de Monitoramento .....	22
4.2.2 – Monitoramento do Nível d’água.....	24
4.3 – CARACTERIZAÇÃO DO SUBSTRATO GEOLÓGICO LOCAL.....	25
4.3.1 - Dados Diretos .....	25
4.3.2 - Dados indiretos .....	27
4.4 – CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA .....	28
4.4.1 – TESTES DE SLUG.....	28
4.5 – FORMULAÇÃO DO MODELO GEOLÓGICO/HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL .....	31
4.6 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO .....	31
4.7 – ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	33

<b>5 – CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO EM QUE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>35</b>
5.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	35
5.2 – ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS .....	36
5.3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	38
5.3.1 – Embasamento Cristalino .....	40
5.3.2 – Subgrupo Itararé .....	40
5.3.3 – Intrusivas Básicas .....	41
5.3.4 – Depósitos relacionados à Formação Rio Claro .....	41
5.3.5 – Cobertura de Superfícies Aplainadas .....	43
5.3.6 – Depósitos Quaternários .....	43
5.4 – CONTEXTO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO REGIONAL .....	44
<b>6 – CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>49</b>
6.1 – POTENCIOMETRIA E FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	50
6.2 – CARACTERIZAÇÃO DO SUBSTRATO GEOLÓGICO .....	54
6.2.1 – Caracterização dos litotipos em sondagens .....	54
6.2.2 – Distribuição das Unidades Hidroestratigráficas .....	62
6.2.2 – Caracterização dos litotipos por métodos geofísicos .....	65
6.3 – CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA DO SUBSTRATO .....	68
<b>7 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO .....</b>	<b>72</b>
7.1 – MODELO CONCEITUAL .....	72
7.2 – CONFIGURAÇÃO DO DOMÍNIO SIMULADO .....	73
7.3 – DISTRIBUIÇÃO INICIAL DOS VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA .....	74
7.4 – CONDIÇÕES DE CONTORNO .....	75
7.5 – SIMULAÇÃO EM REGIME PERMANENTE .....	77
7.6 – CALIBRAÇÃO DO MODELO EM REGIME PERMANENTE .....	77
7.7 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE .....	81
7.8 – POTENCIOMETRIA SIMULADA E BALANÇO DE FLUXO .....	86
7.9 – SEGUNDA SIMULAÇÃO EM REGIME PERMANENTE .....	88
<b>8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES .....</b>	<b>91</b>
<b>9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>93</b>

<b>CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO EM UMA REGIÃO SITUADA NO PLANALTO DE PAULÍNIA (SP) .....</b>	<b>1</b>
<b>1 – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS.....</b>	<b>2</b>
<b>3 – CONCEITUAÇÃO GERAL .....</b>	<b>2</b>
3.1 – CONCEITOS BÁSICOS DE ESCOAMENTO EM MEIO POROSO .....	2
3.1.1 – Aquíferos .....	5
3.2 – MODELOS.....	8
3.2.1 - Modelos Físicos.....	8
3.2.2 - Modelos Analógicos.....	9
3.2.3 - Modelos Matemáticos .....	9
3.2.4 - Elementos do Modelo Matemático.....	10
3.3 – PACOTE COMPUTACIONAL UTILIZADO - VISUAL MODFLOW 3.1 .....	20
<b>4 – METODOLOGIA .....</b>	<b>22</b>
4.1 – LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E COMPILAÇÃO DE DADOS PREEXISTENTES .....	22
4.2 – ACOMPANHAMENTO DA VARIAÇÃO TEMPORAL DA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA .....	22
4.2.1 – Construção dos Poços de Monitoramento .....	22
4.2.2 – Monitoramento do Nível d’água.....	24
4.3 – CARACTERIZAÇÃO DO SUBSTRATO GEOLÓGICO LOCAL.....	25
4.3.1 - Dados Diretos .....	25
4.3.2 - Dados indiretos.....	27
4.4 – CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA .....	28
4.4.1 – TESTES DE SLUG.....	28
4.5 – FORMULAÇÃO DO MODELO GEOLÓGICO/HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL .....	31
4.6 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO .....	31
4.7 – ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	33
<b>5 – CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO EM QUE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>35</b>
5.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	35
5.2 – ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS .....	36
5.3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	38
5.3.1 – Embasamento Cristalino .....	40
5.3.2 – Subgrupo Itararé .....	40
5.3.3 – Intrusivas Básicas .....	41
5.3.4 – Depósitos relacionados à Formação Rio Claro.....	41
5.3.5 – Cobertura de Superfícies Aplainadas.....	43
5.3.6 – Depósitos Quaternários.....	43

5.4 - CONTEXTO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO REGIONAL .....	44
<b>6 – CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>49</b>
6.1 – POTENCIOMETRIA E FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	50
6.2 – CARACTERIZAÇÃO DO SUBSTRATO GEOLÓGICO.....	54
6.2.1 – Caracterização dos litotipos em sondagens .....	54
6.2.2 – Distribuição das Unidades Hidroestratigráficas .....	62
6.2.2 – Caracterização dos litotipos por métodos geofísicos .....	65
6.3 – CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA DO SUBSTRATO .....	68
<b>7 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO.....</b>	<b>72</b>
7.1 – MODELO CONCEITUAL .....	72
7.2 – CONFIGURAÇÃO DO DOMÍNIO SIMULADO .....	73
7.3 – DISTRIBUIÇÃO INICIAL DOS VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA .....	74
7.4 – CONDIÇÕES DE CONTORNO .....	75
7.5 – SIMULAÇÃO EM REGIME PERMANENTE .....	77
7.6 – CALIBRAÇÃO DO MODELO EM REGIME PERMANENTE.....	77
7.7 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE.....	81
7.8 – POTENCIOMETRIA SIMULADA E BALANÇO DE FLUXO .....	86
7.9 – SEGUNDA SIMULAÇÃO EM REGIME PERMANENTE.....	88
<b>8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>91</b>
<b>9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>93</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> – Ilustração do conceito de transmissividade para um aquífero confinado.....	6
<b>Figura 2</b> – Volume Representativo Elementar.....	10
<b>Figura 3</b> – Exemplos de condição de carga hidráulica especificada (primeiro tipo).....	12
<b>Figura 4</b> – Exemplos de condição de fluxo especificado (Tipo II ou Neumann).....	13
<b>Figura 5</b> – Condição de contorno de fluxo dependente da carga (Tipo III ou Cauchy).....	14
<b>Figura 6</b> – Comparação entre os Protocolos de Bear <i>et al.</i> (1992), Anderson & Woessner (1992) e Spitz & Moreno (1996), retirado de Alberto (2005).....	17
<b>Figura 7</b> – A) <i>Grid</i> com nó não centrado, caso em que os nós se encontram nas intersecções das células. B) <i>Grid</i> de nó centrado, caso em que os nós são posicionados na porção central da célula (WANG & ANDERSON, 1982).....	20
<b>Figura 9</b> -Módulos originais do <i>MODFLOW</i> de 1988 (MCDONALD E HARBAUGH, 1988).....	21
<b>Figura 10</b> - Ilustração com o perfil construtivo e litológico de um poço de monitoramento.....	24
<b>Figura 11</b> - Ilustração com o perfil construtivo e litológico de um poço de monitoramento multinível.....	24
<b>Figura 12</b> – Esquema das medições de campo, utilizando-se a técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV).....	27
<b>Figura 13</b> - Desenho esquemático do teste de <i>slug</i> , com os parâmetros geométricos necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Hvorslev.....	30
<b>Figura 14</b> – Gráfico monologaritmico da relação da carga inicial com as mudanças temporais de carga, em resposta à inserção do tarugo no interior do poço.....	30
<b>Figura 15</b> - Fluxograma com as etapas de trabalho e os dados a serem utilizados em cada uma destas etapas.....	34
<b>Figura 16</b> – Localização do município de Paulínia, onde se encontra a área estudada.....	35
<b>Figura 17</b> - Mapa Geomorfológico com as unidades de relevo presentes na área de estudo. Fonte: IPT (1981).....	37

<b>Figura 18</b> – Mapa Geológico Regional, ilustrando a distribuição das Unidades lito-estratigráficas que compõe a área de estudo (adaptado de Fernandes, 1997).....	39
<b>Figura 19</b> – Perfis da Fm. Rio Claro no município de Paulínia, descrito por Fernandes (1997).....	42
<b>Figura 20</b> – Mapa de isoietas para as Bacias dos rios Jaguari e Atibaia, Bacias onde se insere a área de estudo. Fonte: Adaptado de Comitês das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí, 2004.....	45
<b>Figura 21</b> – Gráfico com a distribuição das precipitações acumuladas mensais do período compreendido entre janeiro de 1992 a janeiro de 2003. Dados coletados na estação meteorológica presente na área de estudo.....	46
<b>Figura 22</b> - Mapa com os principais sistemas aquíferos regionais. Fonte: Adaptado de Comitês das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí, 2005.....	48
<b>Figura 23</b> - Localização relativa dos poços de monitoramento e bombeamento utilizadas neste trabalho.....	49
<b>Figura 24</b> – Gráfica com as comparações entre as precipitações acumuladas mensais e hidrógrafas de 3 poços de monitoramento.....	50
<b>Figura 25</b> – Mapas potenciométricos gerados a partir da mensuração das cotas do nível d’água nos dias 20/12/2005 e 11/05/2006.....	53
<b>Figura 26</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade A. Porções mais rasas.....	53
<b>Figura 27</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade A. Porções mais profundas.....	54
<b>Figura 28</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade B.....	56
<b>Figura 29</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade C.....	57
<b>Figura 30</b> – Análises granulométricas de sedimentos da Unidade D.....	59
<b>Figura 31</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade E.....	60
<b>Figura 32</b> – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade G.....	62
<b>Figura 33</b> – Mapa Geológico da porção superior do aquífero.....	63
<b>Figura 34</b> – Seções Hidrofaciológicas da área de estudo.....	64
<b>Figura 35</b> - Ilustração com os perfis com os modelos geoeletricos obtidos pelas SEVs.....	66
<b>Figura 36</b> - Mapa de resistividade do primeiro horizonte saturado.....	66
<b>Figura 37</b> – Seções geoeletricas na área de estudo.....	67
<b>Figura 38</b> – Histograma com os valores logarítmicos de condutividade hidráulica.....	69

<b>Figura 39</b> – Mapa com a distribuição dos valores das classes em escala logarítmica de valores de condutividade hidráulica.....	70
<b>Figura 40</b> – Gráfico com a dispersão dos valores logarítmicos de condutividade hidráulica mensurados em campo e os valores estimados pela equação 29.....	71
<b>Figura 41</b> – Transferência de informações do Modelo Conceitual para o Modelo Matemático.....	72
<b>Figura 42</b> – Malha de diferenças finitas com espaçamento variável segmentando o domínio simulado.....	74
<b>Figura 43</b> - Distribuição inicial de condutividade hidráulica na camada superior do domínio simulado.....	75
<b>Figura 44</b> - Localização das condições de contorno adotadas no modelo.....	76
<b>Figura 45</b> – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação em regime permanente.....	79
<b>Figura 46</b> – Distribuição dos valores de condutividade hidráulica para a primeira camada resultantes da calibração do modelo.....	80
<b>Figura 47</b> – Distribuição dos valores de recarga encontrados na calibração do modelo.....	81
<b>Figura 48</b> - Gráfico ilustrando os coeficientes de sensibilidade do critério de calibração RMS dos resíduos, encontrados na simulação, com a modificação dos diversos parâmetros de entrada do modelo.....	83
<b>Figura 49</b> – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação com a supressão dos poços de bombeamento.....	84
<b>Figura 50</b> – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação com taxas de recarga nula.....	85
<b>Figura 52</b> - Resultado do balanço de entrada de saída de água no domínio simulado.....	88
<b>Figura 53</b> – Gráfico de correlação entre as cargas reais e calculadas no segundo período simulado em regime permanente.....	89
<b>Figura 54</b> – Sobreposição das linhas das curvas equipotenciais observadas (linhas tracejadas) e calculadas (linhas contínuas) pela segunda simulação realizada em regime permanente.....	90
<b>Figura 55</b> – Distribuição dos valores de recarga encontrados na calibração do segundo modelo simulado em regime permanente.....	91

## ÍNDICE DE FOTOS

<b>Foto 1</b> – Perfuração de sondagens com Hollow Stem Auger.....	23
<b>Foto 2</b> – Perfuração de sondagens por meio de trado manual.....	23
<b>Foto 3</b> – Execução de amostragem contínua de solo com uso do Geoprobe.....	26
<b>Foto 4</b> – Detalhe do amostrador do Geoprobe e <i>liners</i> contendo amostras recuperadas.....	26
<b>Foto 5</b> - <i>Liner</i> contendo amostra de rocha, recuperada pelo Geoprobe.....	26
<b>Foto 6</b> – Detalhe da amostra de rocha recuperada pelo Geoprobe.....	26
<b>Foto 7</b> – Silte argiloso. Amostra recuperada do poço PM-28 a profundidade de 10 m.....	55
<b>Foto 8</b> – Clastos de siltitos laterizados, dispersos em uma matriz silto-argilosa. Amostra recuperada do PM 29 a profundidade de 12 m.....	55
<b>Foto 9</b> – Areia muito argilosa. Amostra recuperada do poço PM-27, à profundidade de 10,8-11,2 m.....	57
<b>Foto 10</b> – Arenito muito argilosa. Amostra recuperada do poço PM-27, à profundidade de 11,4 m.....	57
<b>Foto 11</b> – Areia média a grossa. Amostra recuperada do poço PM-26, à profundidade de 13,5 m.....	58
<b>Foto 12</b> – Areia média a grossa. Amostra recuperada do poço PM-43, à profundidade de 14,2 m.....	58
<b>Foto 13</b> – Areia média a grossa argilosa. Amostra recuperada do poço PM-40, à profundidade de 13,6 m.....	59
<b>Foto 14</b> – Areia média a grossa em contato erosivo com siltitos argilosos. Amostra recuperada do Poço PM-41, à profundidade de 13,90 m.....	61
<b>Foto 15</b> – Silito maciço róseo. Amostra recuperada do Poço PM-46, à profundidade de 12,4 m.....	61
<b>Foto 16</b> – Argilito avermelhado e branco, com laminação plano-paralelo incipiente. Amostra recuperada do Poço PM-41, à profundidade de 14,4 m.....	61

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Valores de nível d'água mensurados em períodos distintos através de monitoramento periódico.....	52
<b>Tabela 2</b> – Valores de resistividade atribuídos a tipos litológicos específicos.....	65
<b>Tabela 3</b> – Valores de condutividades hidráulicas mensuradas através de testes de <i>slug</i> .....	69
<b>Tabela 4</b> – Valores de condutividade hidráulica atribuídos a litologias com texturas específicas na área de estudo.....	72
<b>Tabela 5</b> – Comparação entre os valores de carga hidráulica mensurados nos poços de monitoramento e aquelas calculadas pela simulação na local onde estão inseridos os poços.....	78
<b>Tabela 6</b> - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de condutividade hidráulica, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.....	82
<b>Tabela 7</b> - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de recarga, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.....	82
<b>Tabela 8</b> - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de bombeamento nos poços, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.....	82
<b>Tabela 9</b> – Resultado dos incrementos dos resíduos gerados pelo acréscimo de carga hidráulica nos contornos de primeiro tipo.....	86

# **CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO EM UMA REGIÃO SITUADA NO PLANALTO DE PAULÍNIA (SP)**

## **1 – INTRODUÇÃO**

Uma das maiores carências da sociedade moderna refere-se à água potável. No último século, enquanto se assistia sua crescente demanda, era verificada a degradação de sua qualidade. Pesou para este fato, a emissão de dejetos industriais e domésticos em corpos hídricos superficiais, somados a um manejo inadequado de rejeitos e acidentes.

Do montante de água disponível no planeta, apenas 2,5 % é potável. Rios e lagos perfazem juntos, aproximadamente 1% deste montante, ao passo que águas subterrâneas, armazenadas nos interstícios dos aquíferos, correspondem a 99 % da água potável disponível, sendo esta a maior fonte de água para as sociedades atuais. Este fato explica a latente preocupação, em âmbito mundial, com a exaustão dos recursos hídricos subterrâneos e justifica o constante incremento, desde a segunda metade do século passado, dos processos dinâmicos de fluxo de água subterrânea no substrato aquífero. Neste âmbito, a utilização de modelos para simulação de fluxo de água subterrânea ganhou forte destaque, inicialmente com os modelos analógicos empregados para simular o comportamento de aquíferos frente à sua exploração para abastecimento urbano. O aprimoramento da performance dos computadores, verificados desde a década de 1960, permitiu o uso mais extensivo de modelos matemáticos.

A partir da década de 70, os modelos matemáticos começaram a ser utilizados, sobretudo para simular e prever os riscos envolvidos em casos de contaminação das águas subterrâneas, graças ao aprimoramento das legislações ambientais em termos mundiais.

Motivado por esta realidade, o presente trabalho visa utilizar as simulações de fluxo para o entendimento de parte da complexidade da dinâmica de fluxo em uma área situada em uma área situada no município de Paulínia.

## **2 – OBJETIVOS**

A vertente principal deste trabalho se prendeu à Caracterização Hidrogeológica local, através do entendimento do substrato aquífero local. Esta caracterização se fez através de duas grandes etapas:

- formulação de um modelo geológico conceitual a partir da análise e interpretação de dados obtidos a partir de investigação de campo.
- simulação numérica de fluxo para testar o modelo conceitual previamente concebido e fornecer ferramentas para fins preditivos em etapas posteriores.

## **3 – CONCEITUAÇÃO GERAL**

Antecedendo à apresentação dos métodos e etapas de trabalho, faz-se necessária a apresentação de todo o alicerce teórico que subsidia este trabalho. Os conceitos descritos a seguir são essenciais para o entendimento deste trabalho.

### **3.1 – Conceitos básicos de escoamento em meio poroso**

O fluxo de água subterrânea é um fenômeno controlado pela variação espacial de energia potencial. A água flui das regiões com maior energia para aquelas de menor nível energético, em busca do equilíbrio (FETTER, 1994).

Diversos fatores interferem diretamente neste fluxo, tais como gravidade, pressão externa (pressão atmosférica e de rochas que sobrepõem o substrato geológico saturado) e atração molecular existente entre a água e as rochas, em cujos interstícios a água encontra-se retida.

Darcy, em 1856, de maneira experimental estabeleceu os fundamentos básicos que regem o fluxo nos interstícios porosos. A partir de experimentos com tubos preenchidos com areia, Darcy verificou que o fluxo obedecia à relação:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (1)$$

Onde:

Q é a descarga (volume de água que flui através de uma seção considerada por unidade de tempo),

K é a condutividade hidráulica, uma constante estabelecida por Darcy, cujos valores estão associados a materiais geológicos distintos,

A é a seção transversal onde a água flui,

dh/dl é o gradiente hidráulico.

Dada sua extrema importância no entendimento da dinâmica de fluxo, vale ressaltar o parâmetro K (condutividade hidráulica), determinado empiricamente por Darcy. Este parâmetro exprime a capacidade de um material geológico de transmitir um fluido, representando uma constante que depende de características intrínsecas das rochas (permeabilidade) que constituem o aquífero e do líquido contido nos interstícios porosos destas rochas (viscosidade cinemática). A equação 2 mostra a relação entre K e as suas variáveis independentes citadas:

$$K = k \frac{g}{\nu} \quad (2)$$

Onde:

k é a permeabilidade ( $L^2$ ),

$\nu$  é a viscosidade cinemática do líquido ( $L^2/T$ ),

g é a aceleração da gravidade.

A velocidade linear de fluxo reflete a velocidade média de trânsito de um fluido no meio poroso, em um determinado trecho linear:

$$v = -\frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl} \quad (3)$$

A expressão 3 representa a velocidade real de fluxo, uma vez que incorpora o termo referente à porosidade efetiva ( $n_e$ ).

Considerando-se que o fluxo da água subterrânea se dá em virtude das diferenças de pressão e de elevação, o conceito de Potencial Hidráulico Subterrâneo ( $\phi$ ) de Hubert (1940) é expresso por:

$$\phi = \frac{P}{\rho_w} + g(z - z_{ref}) \quad (4)$$

Na equação 4,  $P$  é o potencial de pressão,  $\rho_w$  é a densidade da água,  $g$  a aceleração da gravidade,  $z$  é o potencial de elevação e  $z_{ref}$  a elevação de referência.

Considerando  $z_{ref}$  igual a 0 e o líquido (água) incompressível, a equação do potencial ( $\phi$ ), e  $h$  sendo funções da elevação  $z$ , a função se reduz à expressão abaixo:

$$h = \frac{P}{\rho_w g} + z \quad (5)$$

Nesta expressão,  $h$  é a carga hidráulica total,  $P/\rho_w g$  é a carga de pressão e  $z$  é o carga de elevação. Adotando-se a carga ( $\phi$ ) como função das coordenadas espaciais tridimensionais ( $h = h(x, y, z)$ ),  $dh/dl$  como a variação da carga em relação à posição no espaço e a teoria de conservação de massa, pode-se expressar a equação geral do fluxo, para meios porosos não confinados, em um Volume Elementar Representativo (VER), pela equação 6, conhecida como Equação de Laplace (WANG & ANDERSON, 1982):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (6)$$

Quando se considera a possibilidade de armazenamento de água no interior do VER e a possibilidade de recarga e descarga no mesmo, a equação é conhecida como Equação de Boussinesq e, para meios porosos não confinados homogêneos, é expressa por (FETTER, 1994) para fluxo em regime permanente:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = Ss \frac{dh}{dt} \quad (7)$$

onde  $S_s$  é o armazenamento específico.

### 3.1.1 – Aquíferos

Aquíferos são formações geológicas capazes de armazenar e transmitir água em seus interstícios porosos (FETTER, 1994). Deste modo, a taxa de fluxo é controlada pela natureza hidráulica do substrato que compõe o aquífero e dentro do qual a água flui.

Existem dois grandes grupos de aquíferos: os aquíferos em meios porosos e os aquíferos fissurais. Os aquíferos em interstícios porosos são aquíferos que armazenam água na matriz das rochas, nos interstícios não ocupados por grãos minerais, denominada de porosidade primária. Os aquíferos fissurais, por sua vez, armazenam água em fissuras (fraturas, falhas e juntas), correspondendo à porosidade secundária. O terceiro grupo, comumente considerado incluso dentro do segundo grupo, é formado pelos aquíferos cársticos, onde a água ocupa cavidades geradas pela dissolução parcial de rochas carbonáticas.

Os aquíferos em interstícios porosos podem ser segregados em aquíferos confinados e aquíferos livres.

Aquíferos confinados são aquíferos delimitados no topo e na base por camadas impermeáveis, representando neste caso, aquíferos não drenantes, ou por camadas semipermeáveis, representando aquíferos drenantes. A presença destas camadas faz com que exista uma pressão exercida por seu peso no substrato subjacente e na água nela contida. Assim, a carga hidráulica destes aquíferos é superior à elevação altimétrica que estas ocupam, pois a carga hidráulica neste caso é função também da pressão exercida pela camada confinante. Outra característica que marca os aquíferos confinados é o seu estado permanente de saturação.

Os aquíferos livres são aquíferos isentos de camadas confinantes. Deste modo, o topo da porção saturada destes aquíferos encontra-se submetido somente à pressão atmosférica. Portanto, a carga hidráulica do topo da porção saturada destes aquíferos coincide com a sua cota altimétrica, quando tomado o nível do mar como *datum* de referência, e o gradiente hidráulico tem inclinação coincidente com a inclinação da superfície freática.

### 3.1.1.1 - Transmissividade

Os principais parâmetros para o entendimento do sistema de fluxo em aquíferos admitidos como bidimensionais são a transmissividade e o armazenamento específico.

A transmissividade expressa a taxa de escoamento de água cedida por um segmento unitário do aquífero, com largura de 1 metro e altura de valor equivalente a espessura ( $b$ ) do aquífero, por unidade de tempo (Figura 1), quando submetido a um gradiente hidráulico unitário como representado pela Equação 8:

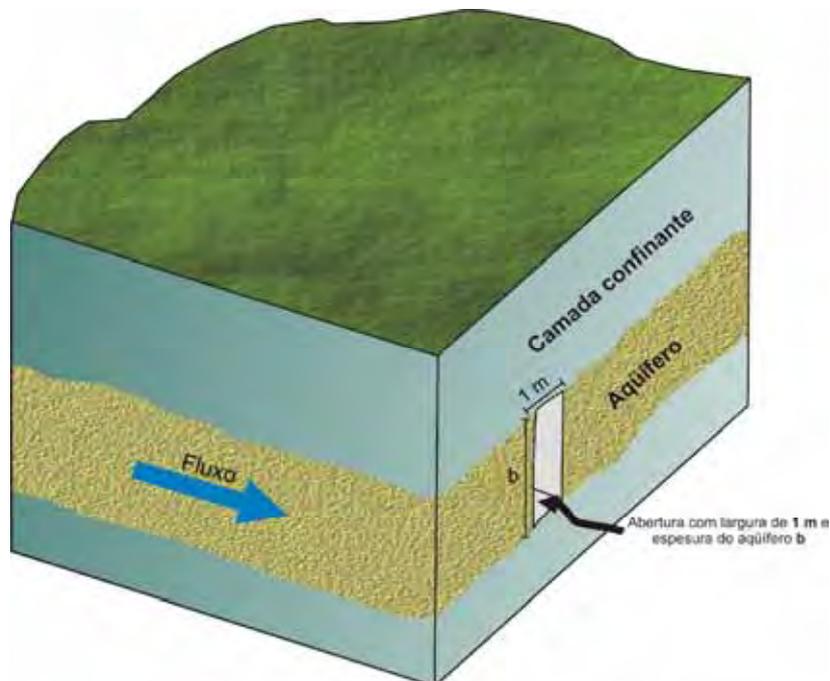
$$T = Kb \quad (8)$$

Onde:

$T$  é a transmissividade ( $L^2/T$ ),

$K$  é a Condutividade hidráulica ( $L/T$ ),

$b$  é a espessura do aquífero (aquíferos confinados) ou a cota da carga hidráulica (aquíferos não confinados).



**Figura 1** – Ilustração do conceito de transmissividade para um aquífero confinado.

### 3.1.1.2 - Armazenamento

Uma das propriedades que definem o comportamento de um aquífero é o seu coeficiente de armazenamento (S), que representa o volume de água que uma unidade permeável absorve ou expela do armazenamento, por área de superfície unitária, por mudança unitária de carga, representando uma variável adimensional (FETTER, 1994).

O coeficiente de armazenamento específico (Ss) representa o volume de água cedido por um volume elementar saturado da formação, que é armazenado ou expelido da formação pela compressibilidade do arcabouço mineral e água dos poros por unidade de variação na carga hidráulica. Sua dimensão é dada por 1/L.

$$Ss = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (9)$$

Nesta expressão:

$\rho_w$  é a densidade da água (M/L<sup>3</sup>),

$g$  é a aceleração da gravidade (L/T<sup>2</sup>),

$\alpha$  é a compressibilidade do arcabouço do aquífero (1/(M/LT<sup>2</sup>)),

$n$  é a porosidade (L<sup>3</sup>/L<sup>3</sup>),

$\beta$  é a compressibilidade da água (1/(M/LT<sup>2</sup>)).

Em aquíferos confinados, a carga pode declinar, sem, contudo, haver mudanças na espessura saturada do aquífero. Nestes tipos de aquíferos, o armazenamento (S) é o produto do armazenamento específico e sua espessura b:

$$S = bSs \quad (10)$$

Em aquíferos não-confinados, o nível correspondente à porção saturada ascende ou desce com a mudança na quantidade de água armazenada. Como o nível d'água declina, a água é drenada do interstício poroso. Esta perda no armazenamento de água devido à mudança de carga hidráulica corresponde ao rendimento específico do aquífero (Sy) (FETTER, 1994).

Como a água é armazenada ou expelida também por esta propriedade do aquífero, para aquíferos não confinados, o armazenamento da formação aquífera tem a seguinte equação:

$$S = Sy + bSs \quad (11)$$

Deste modo, o volume de água drenado de um aquífero pela mudança de carga pode ser calculado pela expressão abaixo.

$$V_w = SA\Delta h \quad (12)$$

Onde:

$V_w$  é o volume da água ( $L^3$ ),  
 $S$  é a armazenagem (adimensional),  
 $A$  é a área da superfície drenante do aquífero ( $L^2$ ),  
 $\Delta h$  é o declínio médio da carga ( $L$ ).

## 3.2 – Modelos

Modelos podem ser definidos como ferramentas cuja função é a representação aproximada da realidade. Neste caso, pode ser exemplificado um mapa rodoviário que representa simbolicamente toda a intrincada malha de rodovias, sendo possível simular percursos (WANG & ANDERSON, 1982). Uma vez que exista um modelo que represente adequadamente um determinado fenômeno ou processo, este pode ser empregado para simular diversos cenários e fazer previsões.

Os modelos são ferramentas largamente utilizadas nos diversos ramos da ciência, particularmente nas engenharias. Em hidrogeologia, os modelos são largamente empregados tanto em problemas de fluxo, quanto de transporte de contaminantes.

Os modelos podem ser agrupados em três grandes categorias: modelos físicos, analógicos e matemáticos.

### 3.2.1 - Modelos Físicos

O modelo físico constitui a representação em escala laboratorial dos processos estudados. Um exemplo utilizado amplamente no passado foi o modelo de fluxo

viscoso, onde o fluxo de um fluido viscoso entre duas placas paralelas simula intrusões salinas, fluxo através de barragem, etc. (SPITZ & MORENO, 1996).

Tanques de areia também são comumente empregados para representar um aquífero e neste são simuladas situações diversas como exploração de águas subterrâneas por bombeamento e migração de plumas de contaminação.

### **3.2.2 - Modelos Analógicos**

Tais modelos consistem na representação de certos fenômenos a partir de outros em menor escala, por analogia com as leis físicas que regem estes fenômenos (WANG & ANDERSON, 1982).

A existência de similaridades nas formulações matemáticas que descrevem o fluxo de corrente elétrica (Lei de Ohm) com aquelas que descrevem o fluxo de água subterrânea (Lei de Darcy) permitiu que o primeiro fenômeno fosse utilizado para a simulação do segundo.

Deste modo, a analogia matemática e física entre condutividade elétrica de um determinado material com condutividade hidráulica do material geológico e a analogia da distribuição de voltagem com distribuição de carga hidráulica permitiam que um circuito do tipo resistência-capacitância fosse utilizado para representar um meio poroso heterogêneo (SPITZ & MORENO, 1996).

Nos dias atuais, os modelos analógicos não são mais utilizados em estudos hidrogeológicos.

### **3.2.3 - Modelos Matemáticos**

Nos modelos matemáticos, os processos de natureza física são representados por formulações matemáticas. Este tipo de modelo teve seu desenvolvimento alicerçado pelo desenvolvimento de computadores mais potentes, uma vez que os modelos matemáticos, na maioria dos casos, requerem a solução de um grande número de equações. Os modelos matemáticos podem ser divididos em duas grandes categorias: os modelos analíticos e os numéricos. Invariavelmente, o modelo matemático se compõe de certo número de elementos, descritos nos tópicos seguintes.

### 3.2.4 - Elementos do Modelo Matemático

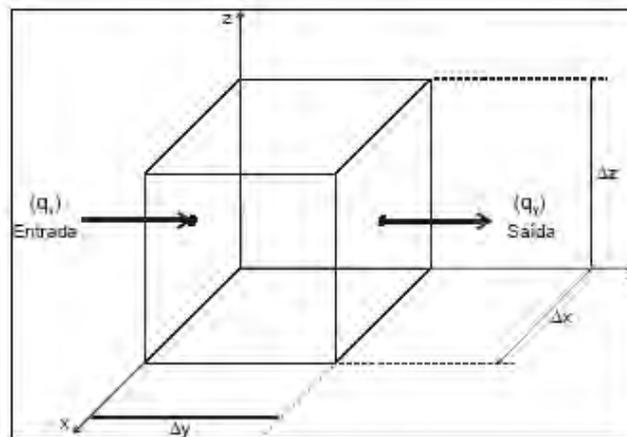
Modelos matemáticos, independente dos processos que estes representem, se estruturam sempre a partir dos seguintes elementos: equações governantes, condições de contorno e condições iniciais (para problemas transitórios), os quais são descritos a seguir.

#### 3.2.4.1 - Equações Governantes

As equações governantes representam a estrutura básica dos modelos matemáticos, constituindo representações matemáticas que descrevem um fenômeno físico, tais como fluxo de corrente elétrica, fluxo térmico, propagação de deformação em mecânica e fluxo de água subterrânea (WANG & ANDERSON, 1982).

Patankar (1980) define as equações governantes como equações diferenciais parciais que satisfazem um princípio de conservação. Diante deste princípio, as formulações de um modelo matemático, em essência, trabalham com balanço de massa ou energia.

A Figura 2 ilustra a representação física deste conceito para um problema de fluxo de água subterrânea. As equações governantes para fluxo de água subterrânea resultam do balanço de água que flui por um VER (Volume Elementar Representativo).



**Figura 2** – Volume Representativo Elementar.

Para Wang & Anderson (1982), a equação governante que representa o fluxo de água subterrânea, em sua forma analítica, é derivado da combinação da Lei de Darcy com a conservação de massa, como expresso abaixo:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = Ss \frac{dh}{dt} \quad (13)$$

Onde:

Ss é o armazenamento específico

W é a recarga

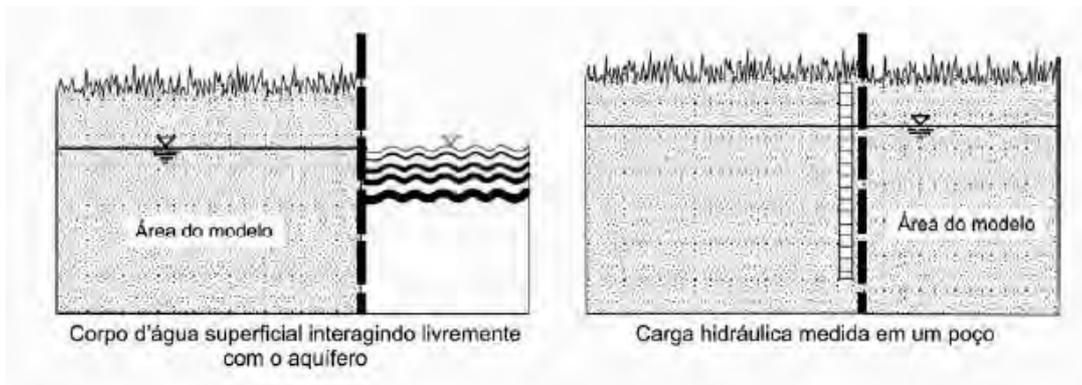
#### 3.2.4.2 - Condições de Contorno

As condições de contorno, presentes em todos modelos matemáticos são elementos essenciais à solução dos mesmos. Em princípio, um modelo pode convergir para um número infinito de soluções. Entretanto, as condições de contorno, presentes na fronteira dos modelos, delineiam a solução única do modelo.

Embora representem elementos físicos tais como falhas geológicas e rios, as condições de contorno são, em modelos matemáticos, expressões matemáticas que explicitam certos parâmetros específicos conhecidos do modelo. Matematicamente, como explicitado por Frank *et al* (1987), as condições de contorno são de três tipos principais.

Tipo I - Contorno de carga hidráulica especificada ou carga hidráulica constante (condição de Dirichlet), que pode ser matematicamente representado pela expressão:

$$h(x,y,z,t) = \text{conhecido} \quad (14)$$



**Figura 3** – Exemplos de condição de carga hidráulica especificada (primeiro tipo).

Neste tipo de contorno, como demonstrada por sua representação matemática, a carga hidráulica é conhecida em algumas regiões do domínio simulado e, portanto, servem como referência para a solução do modelo. Reilly *et al* (1987) exemplificam tais condições de contorno por rios e lagos, que possuam valores de carga hidráulica conhecida e ligação direta com o aquífero, como ilustrado na Figura 3.

Tipo II - Condição de contorno de fluxo especificado (Condição de Neumann), expressa matematicamente por:

$$\frac{dh(x, y, z, t)}{dn} = \text{especificado} \quad (15)$$

onde:

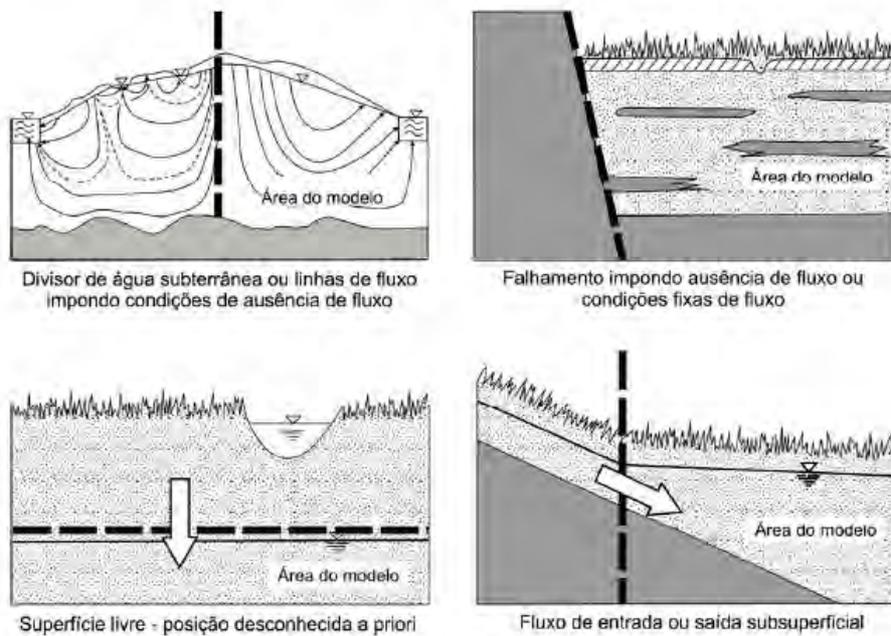
$dh(x, y, z, t)$  é a variação elementar tridimensional e temporal de carga hidráulica,  
 $dn$  é a variação elementar de distância perpendicular à direção de fluxo.

O fluxo especificado pode ser nulo ou não. A condição de fluxo nulo é aplicável quando existe um contorno impermeável, uma linha de simetria, uma linha de fluxo, ou seja, onde inexistia fluxo transversal a este contorno (Figura 4). É comum que se use este tipo de condição de contorno em simulações de dimensões reduzidas, situação onde não

se conhece a extensão real do aquífero, sendo a forma deste limite delimitada a partir de uma linha de fluxo obtida a partir da elaboração da potenciometria local.

Reilly *et al* (1987), exemplifica lagos e rios como tipos de condições de contorno de fluxo especificado (não nulo), desde que estes tenham sua interação com o aquífero bem conhecida, como representada na Equação 16.

$$q = f(x, y, z, t) \quad (16)$$



**Figura 4** – Exemplos de condição de fluxo especificado (Tipo II ou Neumann).

Tipo III - Condição de fluxo dependente da carga (condição de Cauchy), expressa pela equação:

$$\frac{dh}{dn} + ch = c \quad (17)$$

Um exemplo comumente usado para este tipo de contorno é aquele no qual existe uma camada semipermeável separando dois aquíferos (Figura 5) ou um aquífero e um corpo de água superficial. O fluxo que passa deste corpo aquoso sobrejacente para o aquífero, através da camada semipermeável é expressa pela equação de Darcy:

$$q = K' \frac{H - h}{b'} \quad (18)$$

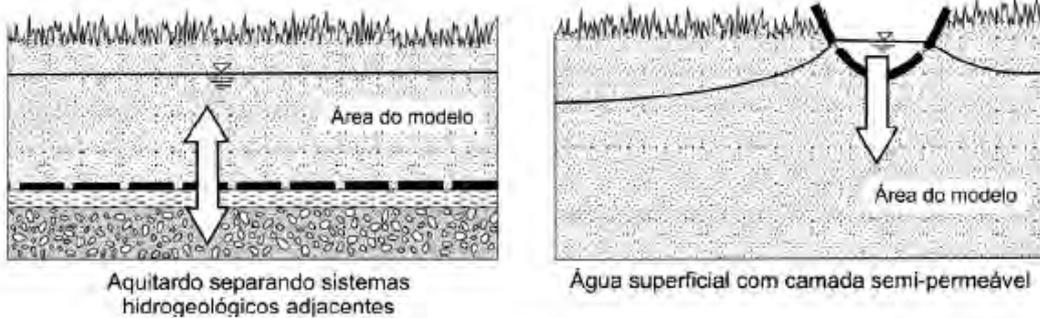
Onde:

$q$  é a o volume de água que atravessa a camada semipermeável em virtude da diferença de carga hidráulica,

$K'$  é a condutividade hidráulica da camada semiconfinada,

$H-h$  é a diferença de carga entre o aquífero livre e o semiconfinado,

$b'$  é a espessura da camada semiconfinante.



**Figura 5** – Condição de contorno de fluxo dependente da carga (Tipo III ou Cauchy).

Desta forma, a queda da carga no aquífero induz a um menor fluxo através da camada semiconfinante e, na condição oposta, seu incremento leva a um aumento na taxa de fluxo, numa relação linear (FRANK *et al*, 1987).

### 3.2.4.3 - Condições Iniciais

As condições iniciais são componentes essenciais em modelos transientes. A simulação em regime transiente requer, no início da simulação, uma distribuição de carga hidráulica, uma vez que os valores de cargas hidráulicas calculadas em um determinado passo de tempo são dependentes dos valores de carga hidráulica do passo

anterior. Deste modo torna-se necessária a existência de valores de carga hidráulica ou a concentração de soluto no início da simulação. Um procedimento comum é a simulação em regime permanente para obtenção de valores de cargas no início da simulação.

### *3.2.5 Etapas da Elaboração de um Modelo Matemático de Fluxo*

O processo de simulação obedece, via de regra, a um fluxograma elaborado e proposto por diversos autores. Este fluxograma, denominado Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMMs), exprime o esboço metodológico e segrega as etapas contidas no processo de simulação matemática. Dentro dos PAMMs verifica-se que na construção de modelos é necessário o cumprimento de etapas que precisam ser adequadamente efetuadas para viabilizar as etapas posteriores.

Diversos autores têm propostos **PAMMs** em suas publicações, entretanto estas exibem algumas diferenças metodológicas, como pode ser verificado a partir da comparação do trabalho de autores como Bear (1982), Anderson & Woessner (1992), Kresic (1997), Spitz & Moreno (1996), entre outros. A Figura 6 ilustra de maneira comparativa 3 destes protocolos. Alberto (2005) demonstra que, a despeito de divergências em aspectos pormenorizados, as etapas contidas nas PAMMs podem ser agrupadas em 3 grandes etapas: Preparação, Calibração e Aplicação (Figura 6).

A seguir é descrita uma visão simplificada das etapas dos PAMMs, a partir da compilação dos autores citados acima, ressaltando-se aquelas com forte relevância para o presente trabalho.

A definição de objetivos representa a primeira etapa de todo processo de simulação de fluxo de água subterrânea.

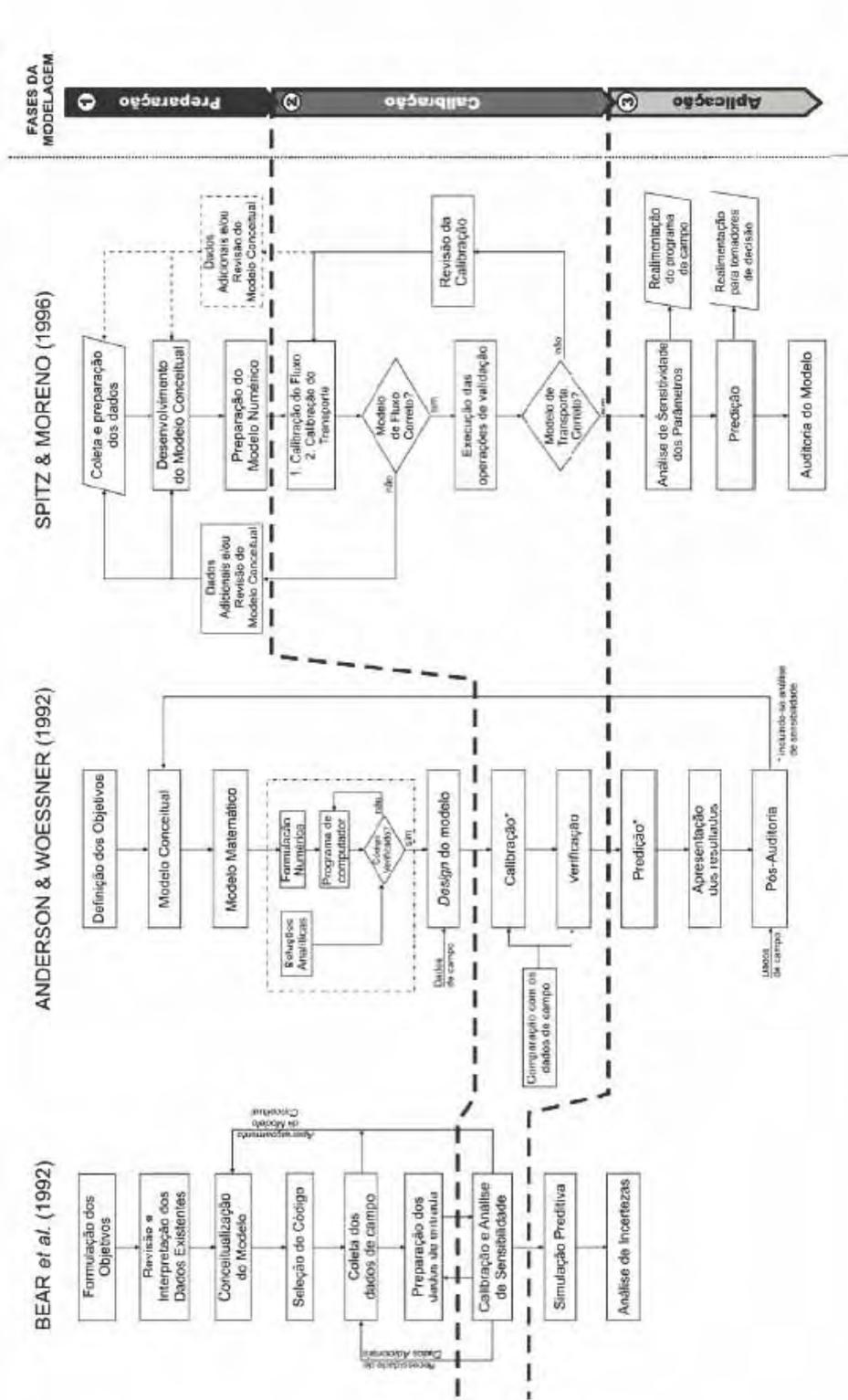
A segunda etapa é representada pela formulação de modelo hidrogeológico conceitual (formulação teórica sobre a Configuração do domínio), norteado pelo levantamento de informações relevantes existentes do domínio a ser simulado, tais como aquelas relacionadas aos aspectos geológicos, propriedades hidráulicas e potenciometria da área a ser simulada.

O processo de escolha do código computacional (software) é realizado de acordo com o modelo hidrogeológico conceitual estabelecido, optando-se por aquele que seja mais adequado à complexidade do problema e à proposta inicialmente aceita.

O modelo conceitual concebido durante a caracterização hidrogeológica da área a ser simulada é representação dentro do modelo matemático a partir do aplicativo selecionado, considerando-se suas simplificações e suposições.

A calibração do modelo consiste na adequação dos parâmetros do modelo hidrogeológico conceitual inicialmente estabelecido, verificado a cada mudança, até que se atinja elevadas correlações entre os valores observados e calculados. Se o modelo é representativo das observações de campo, os resultados auxiliam na predição do fenômeno de interesse, caso contrário, é necessária a coleta de novos dados de campo visando o aprimoramento dos modelos conceitual e matemático.

A análise de sensibilidade avalia o grau de dependência dos resultados da simulação frente a determinados parâmetros de entrada do modelo. A análise de sensibilidade permite ainda esboçar o grau de incertezas contidos nestes parâmetros. Estas incertezas decorrem do fato de não ser possível adotar os valores reais e a distribuição dos parâmetros hidrogeológicos dentro do domínio simulado. Tendo em vista que o modelo calibrado é influenciado por estas incertezas, faz-se necessário mensurar sua influência nos resultados da simulação.



#### 3.2.4.1 – Modelos Analíticos

Como descrito por Massmann & Hagley (1995), os modelos com solução analítica envolvem a solução direta de equações diferenciais parciais. Os modelos analíticos, ao contrário dos modelos numéricos, resultam na solução exata do problema, enquanto os modelos numéricos resultam em aproximações da solução. Outra característica que distingue este tipo de modelo dos modelos numéricos é que suas formulações são de natureza contínua e descrevem o fenômeno para qualquer parte do domínio. Todavia, os modelos analíticos requerem a pressuposição de um aquífero isotrópico, homogêneo e com uma geometria simplificada, condições estas, raras na natureza. Portanto, o aumento da complexidade do problema estudado (presença de heterogeneidade e anisotropia) induz a uma rápida perda de representatividade na solução do modelo por técnicas analíticas.

#### 3.2.4.2 – Modelos Numéricos

Os modelos numéricos diferem dos modelos analíticos por realizarem sua simulação em intervalos discretos. O processo de discretização, que caracteriza os modelos numéricos, resulta da segmentação do domínio simulado em intervalos finitos. Este processo envolve o truncamento de equações parciais diferenciais em equações algébricas simples, o que resulta em soluções aproximadas. Deste modo, quanto menor o intervalo discreto do modelo, maior sua aproximação com a solução analítica e com a situação real.

Na simulação numérica, onde os diversos elementos deste domínio se inter-relacionam, cria-se uma rede de equações com incógnitas a serem solucionadas. Por este motivo, o desenvolvimento de computadores de alta performance, por volta dos anos 60, permitiu o desenvolvimento de modelos numéricos, inclusive para problemas hidrogeológicos (WANG & ANDERSON, 1982).

A discretização dos métodos numéricos permite que problemas relacionados à heterogeneidade, à anisotropia e aos contornos irregulares do domínio sejam representados, uma vez que regiões diferenciadas podem ser individualizadas.

Os Métodos mais utilizados para problemas hidrogeológicos são o método das diferenças finitas (MDF) dos elementos finitos (MEF). Além destes, existem nos dias atuais uma vasta gama de outros métodos como o Elementos de Contorno (MEC) e o Volumes Finitos (MVF).

### 3.2.4.2 – Método das Diferenças Finitas

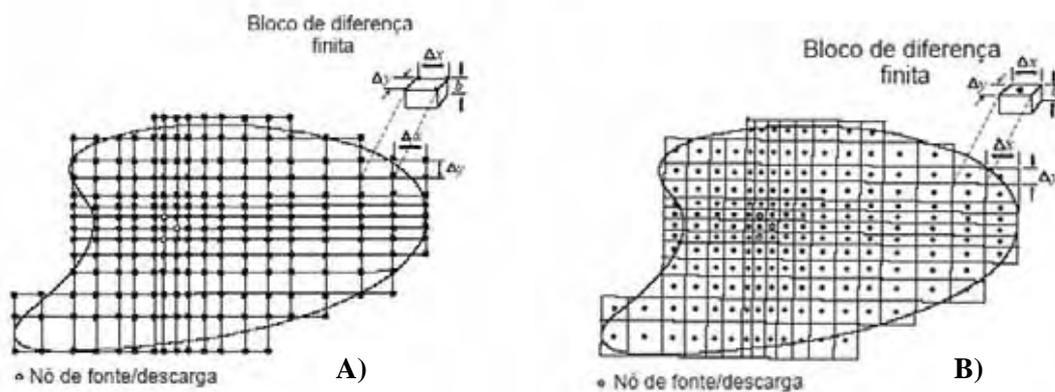
O método das Diferenças Finitas baseia-se na aproximação de equações diferenciais parciais em um conjunto de equações algébricas inter-relacionadas entre si, que representam elementos discretos de espaço e tempo. Como pode ser verificado em Burden & Faires (1993), o MDF pode ser obtido de aproximações numéricas pelo truncamento da série polinomial de Taylor. Fazendo-se uso destas equações, pode se verificar que este método resulta em aproximações de equações diferenciais parciais, que foram convertidas em um sistema de equações algébricas. Um exemplo bastante simples desta aproximação pode ser extraído de Wang & Anderson (1982), em que uma equação laplaciana que descreve o fluxo em regime permanente e meio homogêneo e isotrópico (equação 19), pode ser aproximada a uma notação numérica em diferenças finitas (equação 20):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (19)$$

$$\frac{h_{i+1,j} - 2h_{i,j} + h_{i-1,j}}{\Delta x^2} + \frac{h_{i,j+1} - 2h_{i,j} + h_{i,j-1}}{\Delta y^2} = 0 \quad (20)$$

Cada uma destas equações algébricas geradas pela aproximação das equações diferenciais de fluxo possui uma incógnita a ser solucionada. Em modelos de fluxo de água subterrânea, estas incógnitas são representadas por pontos discretos no domínio simulado, denominado nós. Os nós, em problemas hidrogeológicos, normalmente representam a carga hidráulica, e os valores atribuídos a estes nós são considerados constantes em toda região que os mesmos representam. Estas regiões, por sua vez, são constituídas por células ou quadrículas delimitadas por uma malha previamente estabelecida, que pode ter espaçamento constante ou irregular entre as linhas.

As malhas para os MDF's podem ser com nó centrado no bloco (*node centered-block grid*), ou com nó situado no cruzamento entre as linhas (*no node-centered-block grid*), como observado na Figura 7.



**Figura 7** – A) *Grid* com nó não centrado, caso em que os nós se encontram nas intersecções das células. B) *Grid* de nó centrado, caso em que os nós são posicionados na porção central da célula (WANG & ANDERSON, 1982).

### 3.3 – Pacote computacional utilizado - Visual Modflow 3.1

O pacote computacional mais difundido atualmente, seja para modelagem de fluxo de água subterrânea ou para transporte de solutos, é o MODFLOW<sup>®</sup>, escrito originalmente em linguagem FORTRAN 77 e desenvolvido por McDonald & Harbaugh (1988). O MODFLOW<sup>®</sup> é composto de códigos, em forma modular, que solucionam os problemas de fluxo tridimensionalmente, em diferenças finitas implícitas, com bloco de nó centrado. A característica principal do MODFLOW<sup>®</sup> é sua natureza modular. Cada módulo no MODFLOW<sup>®</sup> contém códigos criados para representação de problemas específicos dentro do modelo.

A Figura 9 ilustra os códigos originais do MODFLOW<sup>®</sup> desenvolvido em 1988 e a função de cada um destes códigos. Como está ilustrado nesta Figura, este *software* pode ser segmentado em dois conjuntos modulares.

1) Módulos com componente de fluxo, que pode ser dividido em dois grupos:

a) componente de fluxo de nó centrado no bloco, que calcula as equações de diferenças finitas para solução das equações governantes de fluxo;

b) componente representado pelos pacotes de stress (elementos que controlam a dinâmica de fluxo na área modelada), composto por algoritmos que simulam rios, poços de bombeamento, drenos, etc., os quais fornecem as condições de contorno para o modelo.

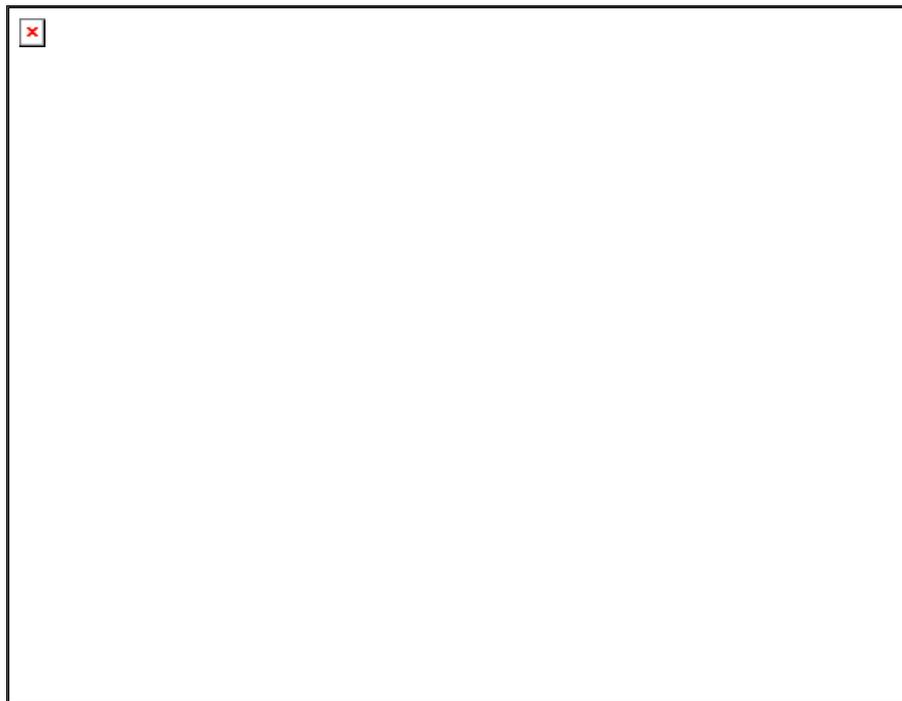
2) Módulos referentes aos pacotes para a solução numérica.

Paralelamente ao MODFLOW<sup>®</sup>, tem sido desenvolvidos outros pacotes para a solução de problemas específicos das mais diversas características, tais como transporte de massa, balanço

hídrico, intrusão salina, compacidade de aquíferos confinados, entre outros, que tornam este código bastante versátil, possibilitando uma infinidade de usos específicos. Os pacotes adicionais mais utilizados são aqueles que tratam dos problemas relacionados ao transporte e à migração de contaminantes, destacando o código MT3D (ZHENG, 1990), largamente difundido.

O Visual MODFLOW<sup>®</sup>, ferramenta utilizada para a realização deste trabalho, é uma interface gráfica do MODFLOW<sup>®</sup>, desenvolvida pela empresa canadense *Waterloo Hydrogeologic Inc.*, que opera em Plataforma WINDOWS<sup>®</sup>. A vantagem oferecida por este software é a visualização gráfica do modelo, permitindo maior interatividade com o usuário, possibilitando a elaboração e simulação de problemas em tempo reduzido. Permite também acelerado ajuste dos parâmetros do modelo, inclusive com a utilização de ajustes automáticos destes parâmetros, visando a calibração pelo método da inversão.

O MODFLOW<sup>®</sup>, 2000, versão utilizada neste trabalho, é dotado de 5 algoritmos de solução numérica: SOR (*Slice-Successive Overrelaxation*), SIP (*Strongly Implicit Procedure*), LMG (*Algebraic MultGrid*), WHS (*Bi-Conjugated Stabilized Gradient*) e PCG2 (*Conjugated Gradient*).



**Figura 9** -Módulos originais do MODFLOW<sup>®</sup> de 1988 (MCDONALD & HARBAUGH, 1988).

## **4 – METODOLOGIA**

Para a elaboração do presente trabalhos, foram empregadas técnicas tradicionais de investigação geológica e hidrogeológica, bem como a utilização de modelos matemáticos de fluxo para integração destes dados e para subsídio ao entendimento integrado dos mesmos. Foram definidas 7 etapas, ilustradas de maneira simplificada na Figura 9, existindo em cada etapa propósitos específicos, e uso de técnicas diversas, descritas sucintamente nos tópicos referentes a cada uma destas metodologias.

### **4.1 – Levantamento Bibliográfico e Compilação de Dados Preexistentes**

A partir da pesquisa de teses, artigos, dissertações e relatórios foram realizados trabalhos de contextualização geológica e hidrogeológica regional e local. Em paralelo, nesta etapa foram organizados os dados coletados em projetos anteriores na mesma área, e a partir destes dados foram gerados mapas, seções geológicas e formulação de um modelo conceitual preliminar, bem como elaborado a revisão bibliográfica necessária ao desenvolvimento deste trabalho.

### **4.2 – Acompanhamento da variação temporal da superfície potenciométrica**

#### **4.2.1 – Construção dos Poços de Monitoramento**

A construção dos poços de monitoramento tem por finalidade obter amostras de água quimicamente representativas dos aquíferos, averiguar possível presença de contaminantes, além de permitir a estimativa das propriedades hidráulicas da porção saturada do aquífero. Os poços de monitoramento prestam-se ainda ao acompanhamento periódico da qualidade das águas subterrâneas, ao controle da taxa de migração das plumas de contaminação que eventualmente existam e observação das mudanças nas superfícies equipotenciais decorrentes de oscilações naturais e aquelas induzidas por bombeamento.

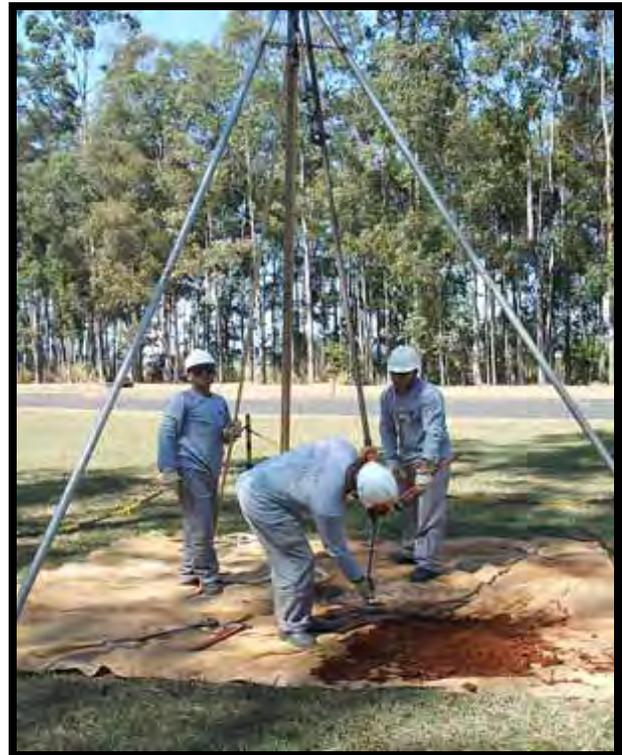
A instalação dos poços de monitoramento seguiu a norma NBR 13.895, descrita pela Associação Brasileira de Normas Técnicas.

A maior parte das perfurações dos poços foi realizada com equipamentos do tipo *Hollow Stem Auger* (Foto 1), constituído por uma sonda rotativa montada em um caminhão que utiliza trados helicoidais ocios. O diâmetro de perfuração variou de 19,05 a 25,4 centímetros.

Quando existiam impedimentos técnicos ou empecilhos para acesso de caminhões, a perfuração dos poços de monitoramento foi executada com trado manual e tripé (Foto 2). O diâmetro de perfuração neste caso foi de 10,16 cm.



**Foto 1** – Perfuração de sondagens com Hollow Stem Auger.



**Foto 2** – Perfuração de sondagens por meio de trado manual.

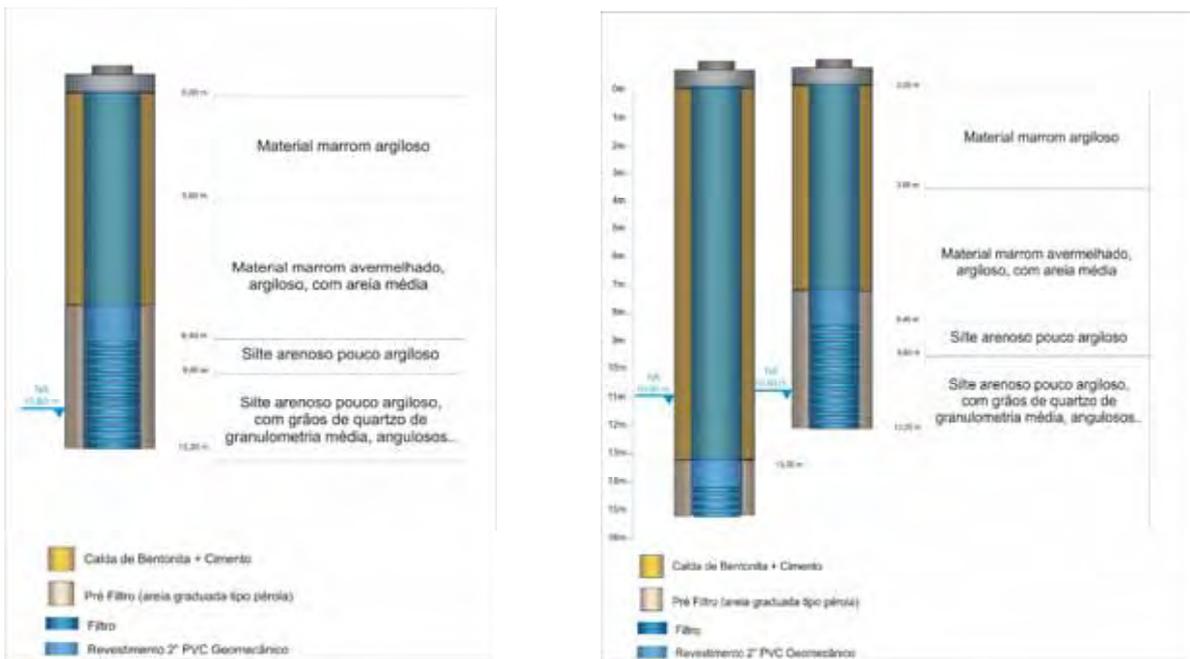
Uma vez que a perfuração dos poços alcançou a profundidade desejada, foram empregados filtros geomecânicos ranhurados para o revestimento do furo, com diâmetro interno de 5,08 cm.

O espaço anelar existente entre o furo de sondagem e o tubo de revestimento foi preenchido com pré-filtro, com granulometria média de 2 mm. O pré-filtro foi colocado até aproximadamente 1 m acima do topo do filtro. Acima do filtro foi inserido 1 m de bentonita do tipo *pellets*, e o restante do espaço anular foi preenchido com calda de bentonita e calda de

cimento na porção superior. A inserção destes materiais nos poços visa assegurar o isolamento da água do aquífero de agentes externos.

O esquema construtivo final dos poços de monitoramento, bem como a descrição litológica realizada em amostragem pode ser visto na Figura 10.

Em algumas circunstâncias, foram construídos poços multi-níveis. Os poços multi-níveis representam poços próximos, com a seção filtrante em porções distintas do aquífero, como pode ser observado na Figura 11.



**Figura 10** - Ilustração com o perfil construtivo e litológico de um poço de monitoramento.

litológico de um poço de monitoramento multi-nível.

#### 4.2.2 – Monitoramento do Nível d’água

Após a instalação dos poços de monitoramento, iniciou-se um monitoramento periódico do nível d’água a fim de determinar a variação temporal da superfície potenciométrica.

Para a mensuração da cota altimétrica do nível d’água no poço de monitoramento foi utilizado um medidor de nível da marca Hidrosuprimentos. Uma vez que a cota altimétrica da

boca do poço é conhecida, a subtração da profundidade fornece o valor da cota altimétrica da superfície potenciométrica no interior do poço.

Os dados obtidos pelo monitoramento do nível d'água permitem estimar o comportamento da potenciometria, permitindo assim compreender as propriedades hidrodinâmicas do aquífero local. Estes dados ainda permitem avaliar as influências na conformação das linhas isotenciométricas geradas pela extração de água pelos poços de bombeamento.

### **4.3 – Caracterização do Substrato Geológico Local**

A partir da análise de dados de compilação, de natureza direta e indireta, é possível documentar a distribuição relativa e as espessuras das diferentes litologias que compõem o substrato geológico.

#### **4.3.1 - Dados Diretos**

Em perfurações realizadas por meio de equipamentos roto-pneumáticas *Hollow Stem Auger*, foi efetuada previamente uma amostragem contínua com a sonda a percussão Geoprobe (Foto 3). Com o uso de Geoprobe, um amostrador (Foto 4) é cravado no solo e durante este processo, amostras contínuas de solo/rocha são inseridas em *liners* no interior do amostrador. A remoção do liner com amostras (Fotos 5 e 6) permitiu a identificação dos litotipos que compõem o substrato que compõe o aquífero e a tomada de decisão quanto ao posicionamento do filtro e outras características de natureza construtiva.

As consultas às publicações científicas subsidiaram a determinação das unidades lito-estratigráficas presentes na região onde está inserida a área do presente estudo.



**Foto 3** – Execução de amostragem contínua de solo com uso do Geoprobe.



**Foto 4** – Detalhe do amostrador do Geoprobe e liners contendo amostras recuperadas.



**Foto 5** - Liner contendo amostra de rocha, recuperada pelo Geoprobe.



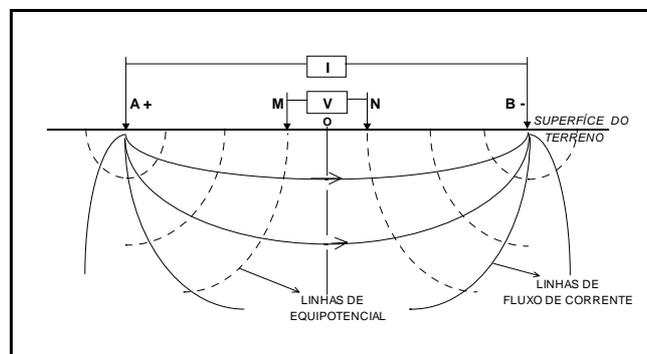
**Foto 6** – Detalhe da amostra de rocha recuperada pelo Geoprobe.

### 4.3.2 - Dados indiretos

Partindo do princípio que os diferentes tipos de materiais existentes no ambiente geológico apresentam, como uma de suas propriedades fundamentais, o parâmetro físico resistividade elétrica, é possível estimar as litologias presentes em profundidade a partir de ensaios geoeletricos resistivos, onde são mensuradas estas propriedades.

Os dados indiretos consistem em dados obtidos em campanhas de sondagem elétrica vertical (SEV) executadas na área de estudo a fim de auxiliar na caracterização do arcabouço geológico, sobretudo em sua porção mais profunda. Com o uso dos resultados de ensaios de SEVs, foi possível inferir as rochas presentes em profundidade e estipular a cota altimétrica em que se situa o topo das soleiras de diabásio que representam, no modelo conceitual, a base impermeável do aquífero.

A técnica da SEV consiste na aplicação de corrente elétrica por meio de dois eletrodos (AB) cravados na superfície do terreno e na obtenção de medições sucessivas de resistividade aparente ( $\rho_a$ ), por meio de dois eletrodos receptores de potencial dispostos no centro do arranjo (MN). A distância entre os eletrodos de corrente e os receptores de potencial determina a profundidade de investigação para cada passo do ensaio. Assim, afastando-se os eletrodos de emissão de corrente de forma simétrica, e mantendo-se a direção do arranjo e o centro do dipolo de recepção de potencial (MN) fixo, são obtidas medidas sucessivas de resistividade aparente em profundidades cada vez maiores ao longo do perfil investigado, por meio da mensuração da resistividade em resposta à injeção de uma corrente de intensidade  $I$ . A resistividade aparente representa a média ponderada de todas as resistividades verdadeiras de um volume relativamente grande de material em subsuperfície, visto que o subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo.



**Figura 12** – Esquema das medições de campo, utilizando-se a técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

A resistividade aparente,  $\rho_a$ , do meio investigado é calculada mediante a seguinte equação:

$$\rho_a = \left( 2\pi \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (21)$$

onde

$\rho_a$  é a resistividade aparente (ohm.m);

I é a corrente elétrica (A)

$\Delta V$  é a diferença de potencial (Volts);

MN, AN, BM e BN são os espaçamentos entre os eletrodos de recepção de potencial (m).

Os dados de resistividade aparente obtidos em campo são representados por meio de uma curva bilogarítmica, em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes (AB/2).

#### 4.4 – Caracterização Hidráulica

Em uma investigação ambiental, a determinação dos valores de condutividade hidráulica é essencial, pois fornecem uma estimativa da velocidade de migração de possíveis plumas de contaminação.

Tendo como objeto de estudo a porção saturada do substrato geológico na área estudada, foi determinada a condutividade hidráulica por meio dos ensaios de *slug*.

##### 4.4.1 – Testes de Slug

A identificação das diferentes litologias durante o processo de perfuração dos poços de monitoramento permitiu a instalação de filtros em intervalos específicos. Deste modo, é possível a determinação de condutividade hidráulica de cada uma das litologias identificadas.

Dentre os diversos métodos existentes para determinação da condutividade hidráulica, optou-se pelo teste de *slug*.

Os testes de *slug* são utilizados em estudos hidrogeológicos para determinação da condutividade hidráulica de porções pontuais do aquífero. São operacionalmente simples e baratos, com a vantagem, em relação aos testes de bombeamento, de não extraírem água contaminada, não estimularem a migração de plumas de contaminação e não demandarem longos períodos de teste. O ensaio consiste em introduzir ou retirar um sólido (*slug*) dentro do poço, de forma que o nível d'água no poço seja elevado ou rebaixado instantaneamente. Este volume deslocado equivale à adição ou à retirada instantânea de água do aquífero, como ilustrado na Figura 13. Monitorando o posicionamento do nível d'água, obtém-se uma curva de rebaixamento ou ascensão do nível d'água com o tempo, em um gráfico mono-logarítmico (Figura 14). Desta curva, são extraídos os parâmetros que, juntamente com as características geométricas do poço, fornecem os valores de condutividade hidráulica.

O método utilizado no presente estudo para interpretar os dados de testes de *slug* foi o de Hvorslev (FETTER, 1994). A determinação de condutividade hidráulica, por este método, é feita por meio da Equação 22.

$$K = \frac{r^2 \ln(L_e / R)}{2L_e T_o} \quad (22)$$

onde:

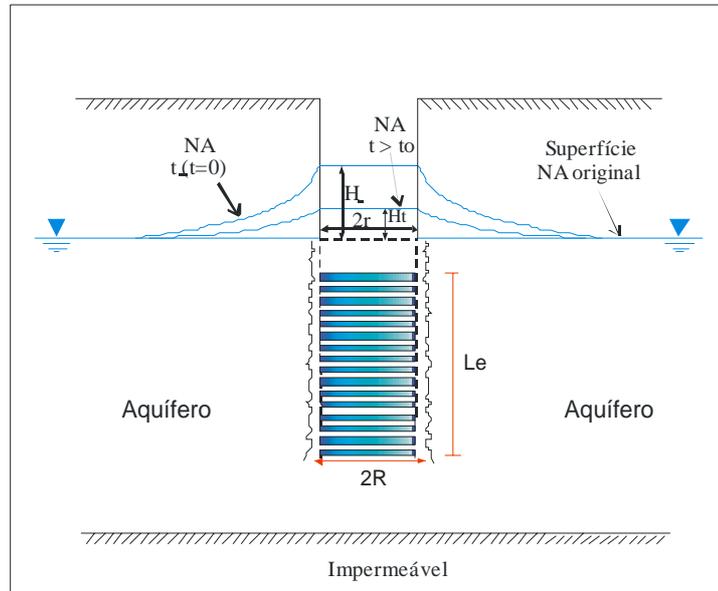
K é a condutividade hidráulica [L/T],

r é a raio do revestimento [L],

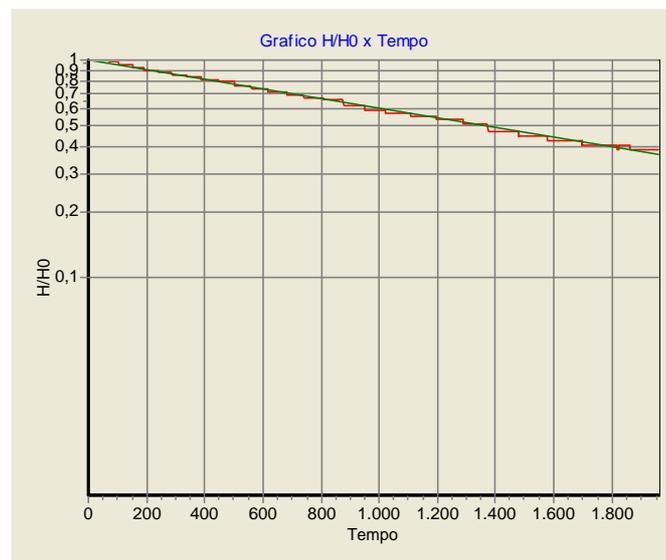
R é a raio do poço [L],

Le é a comprimento do filtro [L],

To é a tempo necessário para que o nível d'água retorne a 37 % da variação inicial [T].



**Figura 13** - Desenho esquemático do teste de *slug*, com os parâmetros geométricos necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Hvorslev.



**Figura 14** – Gráfico mono-logarítmico da relação da carga inicial com as mudanças temporais de carga, em resposta à inserção do tarugo no interior do poço.

## 4.5 – Formulação do Modelo Geológico/Hidrogeológico Conceitual

A integração dos dados referentes aos aspectos relacionados à caracterização e distribuição do substrato geológico, suas propriedades hidráulicas e distribuição espacial dos valores de carga hidráulica, permite a elaboração de um Modelo Geológico-Hidrogeológico Conceitual, por meio de seções geológicas, mapas potenciométricos e outros documentos.

## 4.6 – Simulação Numérica de Fluxo

Com base no modelo conceitual são definidas as condições de contorno do modelo matemático, a configuração geral do mesmo, tais como o número de camadas e o número de elementos discretos do modelo.

O passo seguinte à definição do modelo conceitual é a execução das simulações numéricas de fluxo através da utilização do *software VISUAL MODFLOW 3.1*<sup>®</sup> em regime permanente, e sua calibração.

A calibração do modelo é feita por adequações sucessivas nos parâmetros de entrada até que exista uma relação satisfatória entre os valores de carga hidráulica mensuradas em campo e aquelas calculadas pela simulação. A avaliação do grau de correspondência entre os valores de carga hidráulica reais e simulados são dadas pelos seguintes critérios de calibração:

Resíduo Médio (M)

$$M = \frac{1}{N} \sum_1^N (cal_i - obs_i) \quad (23)$$

Variância do residuo (VAR)

$$VAR = \frac{1}{N-1} \sum_1^N [(cal_i - obs_i) - M]^2 \quad (24)$$

Média absoluta do resíduo (MA)

$$MA = \frac{1}{N} \sum_1^N [(cal_i - obs_i)]^{1/2} \quad (25)$$

Raiz média do erro residual quadrático (RMS)

$$RMS = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (cal_i - obs_i)^2 \right]^{1/2} \quad (26)$$

Coefficiente de correlação linear R entre os valores de cargas hidráulicas reais e calculadas

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (cal_i - \overline{cal})(obs_i - \overline{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (cal_i - \overline{cal})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (obs_i - \overline{obs})^2}} \quad (27)$$

onde

$cal_i$  é o valor de carga hidráulica calculada,

$obs_i$  é o valor de carga hidráulica observada,

$\overline{cal}$  é o valor médio de carga hidráulica calculada,

$\overline{obs}$  é o valor médio de carga hidráulica observada.

Existem inúmeras técnicas de calibração como a descrita por Yeh & Mock (1997) e códigos de solução automática. Entretanto, a calibração, comumente, é feita através de ajustes manuais, empregando-se a técnica de tentativa e erro (*trial-and-error*).

Após a calibração do modelo, são realizadas análises de sensibilidade para avaliação do grau de dependência dos resultados deste Modelo frente a determinados parâmetros de entrada. O coeficiente de sensibilidade ( $X_{i,k}$ ) fornece este grau de dependência:

$$X_{i,k} = \frac{\partial y_i}{\partial a_i} \approx \frac{y_i(a_k + \Delta a_k) - y_i(a_k)}{\Delta a_k} \quad (28)$$

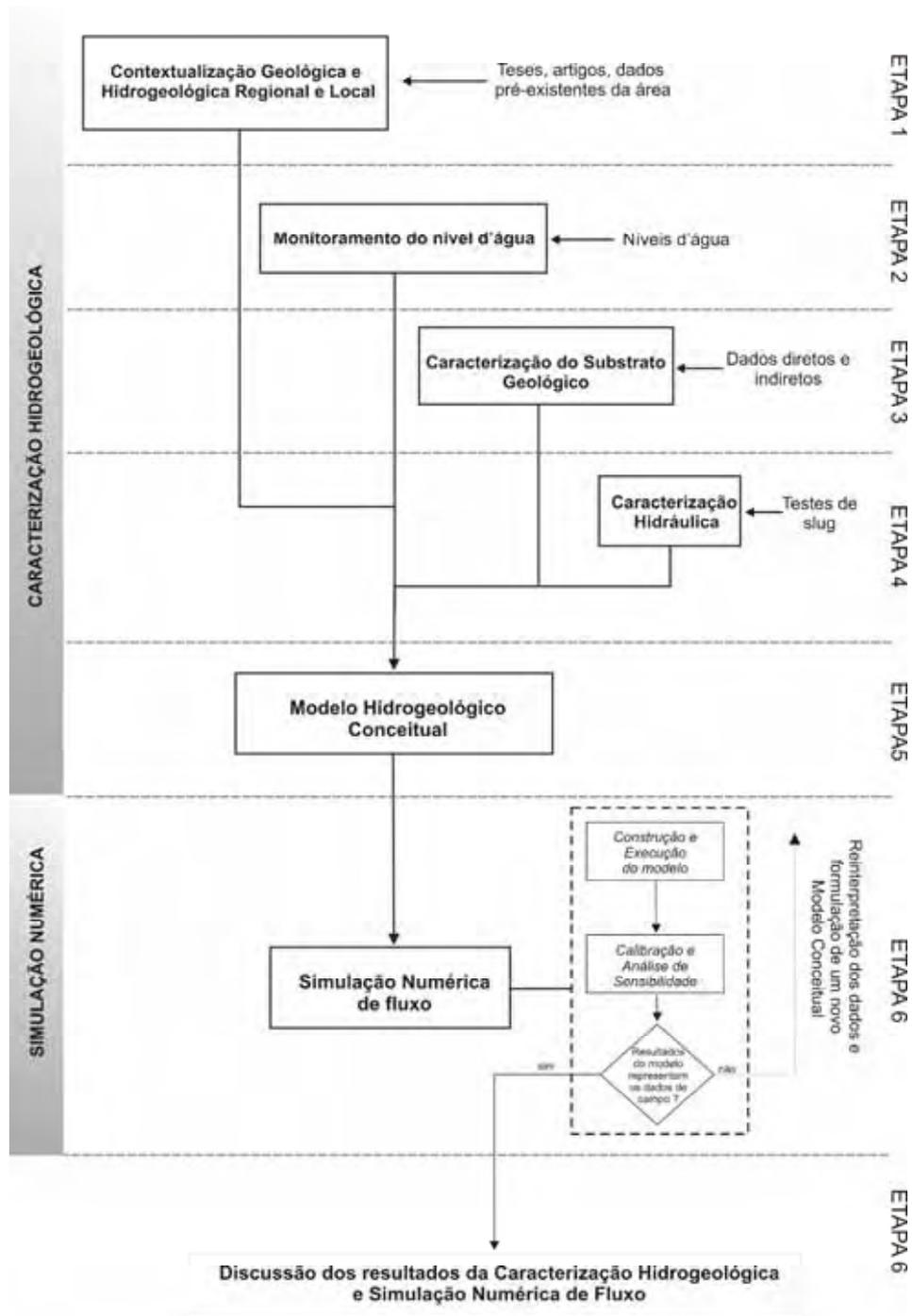
Na maioria das circunstâncias, os diversos parâmetros de entrada do modelo têm dimensões e ordens de grandeza bastante distintas e, neste caso, são adotadas as formas normalizadas do coeficiente de sensibilidade:

$$X_{i,k} = \frac{\partial y_i}{\partial a_i} \approx \frac{y_i(a_k + \Delta a_k) - y_i(a_k)}{\Delta a_k / a_k} \quad (29)$$

## **4.7 – Análise dos Resultados**

Uma vez alcançado o entendimento do arcabouço geológico local, as propriedades hidráulicas relacionadas a este arcabouço, a caracterização de fluxo e os modelos representativos para a área em estudo, são discutidas a aplicabilidade dos modelos para a área de estudo, suas limitações e as informações adicionais fornecidas pelas simulações.

As etapas envolvidas na caracterização geológica-hidrogeológica e na simulação numérica estão esquematizadas na Figura 15.

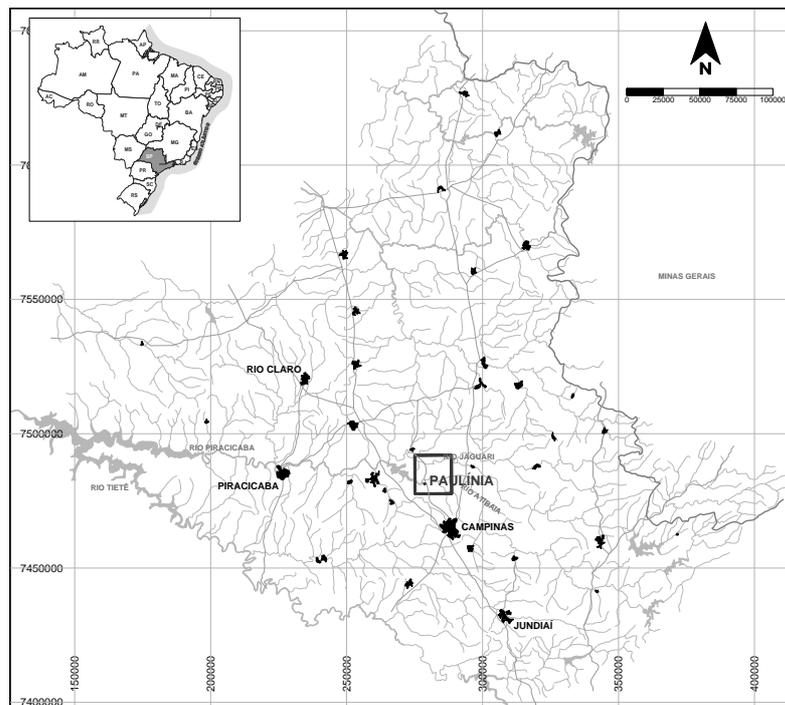


**Figura 15** - Fluxograma com as etapas de trabalho e os dados a serem utilizados em cada uma destas etapas.

## 5 – CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO EM QUE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO

### 5.1 – Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada na região de Campinas na porção nordeste do município de Paulínia e sua localização relativa está ilustrada na Figura 16. O local dista cerca de 128 Km da cidade de São Paulo, sendo acessível pelo Sistema Anhangüera - Bandeirantes (SP 330 e SP 348) e, após interligação com a Rodovia Dom Pedro I (SP 65), pela Rodovia Milton Tavares de Sousa (SP 332).



**Figura 16**– Localização do município de Paulínia, onde se encontra a área estudada.

## 5.2 – Aspectos Geomorfológicos Regionais

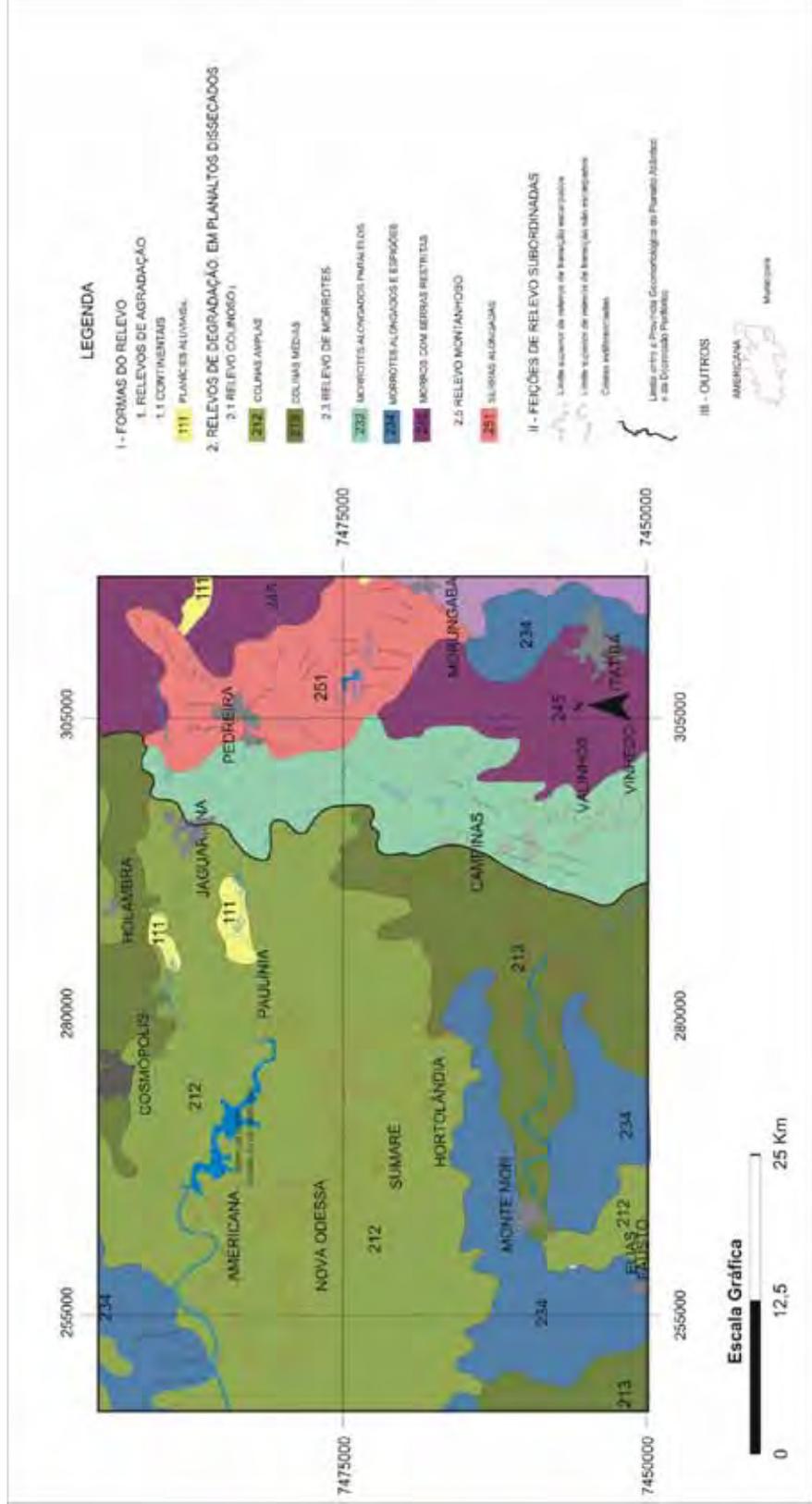
Segundo Almeida (1964), a região de Paulínia está inserida em um contexto de diversidade de paisagens de relevo, divididas em 2 unidades morfoestruturais, abaixo descritas.

**Planalto Atlântico** – com topografia acidentada, devida à variada constituição litológica, são característicos os relevos montanhosos, atingindo elevações de até 1600 m de altitude. Predominam litologias como gnaisses intercalados a quartzitos e micaxistos do Embasamento Cristalino.

Como pode ser observado na Figura 17, na região correspondente ao Planalto Atlântico, onde afloram rochas do Embasamento Cristalino, predominam relevo de morrotes com serras restritas e morros com serras restritas.

**Depressão Periférica** – apresenta forma alongada e corta o Estado de São Paulo de noroeste para sudeste em sua porção central. As camadas sedimentares sub-horizontais da Bacia do Paraná fazem contato a leste com as rochas do Planalto Atlântico. Sua altitude gira em torno de 500 a 700 m, onde se destacam os morros testemunhos das cuestas basálticas, com predomínio de relevo pouco acidentado, com desníveis locais que não ultrapassam 200 m, e formas de relevo de colinas baixas suaves.

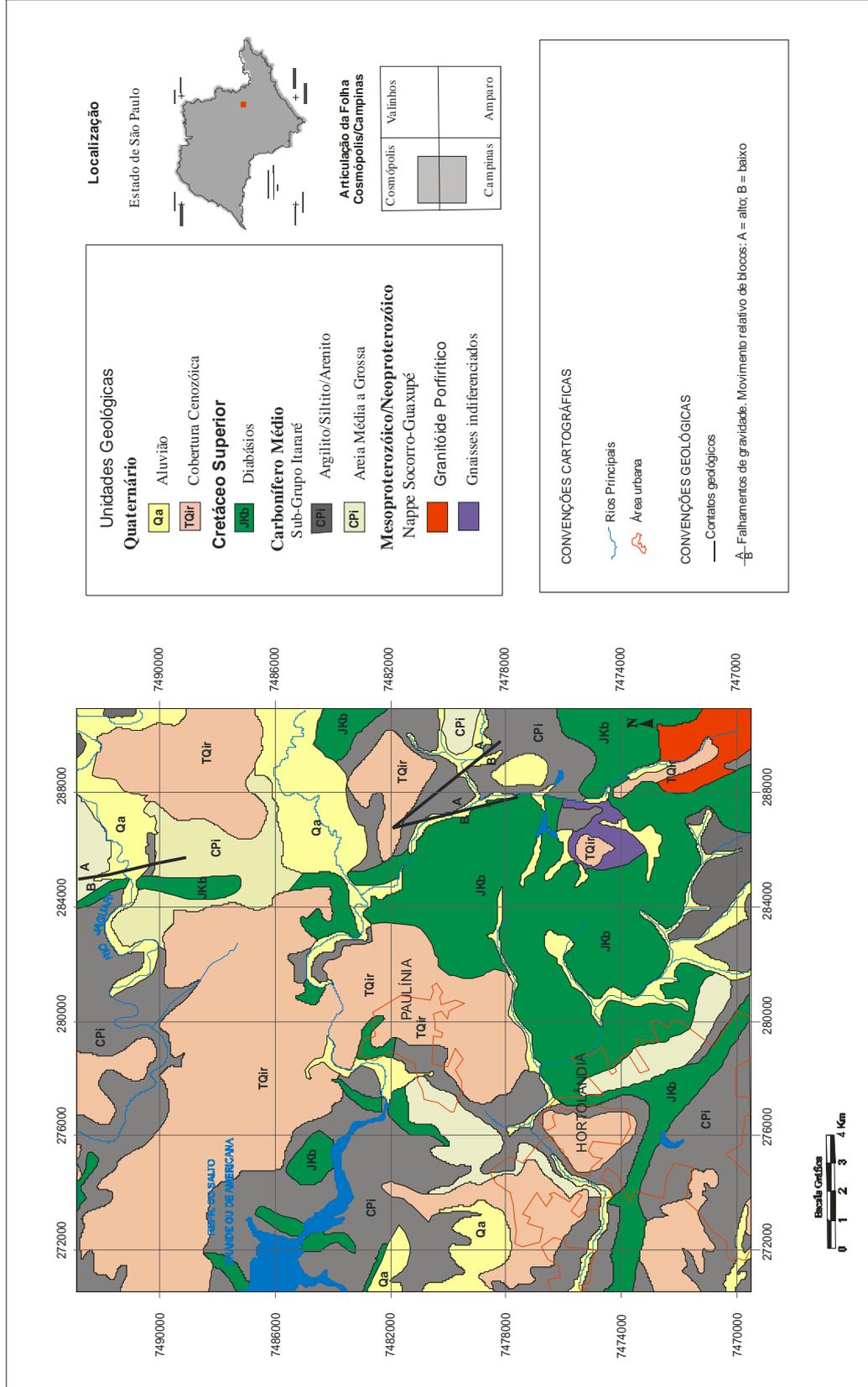
Nas áreas correspondentes à Depressão Periférica, onde está inserida a área do presente estudo, verifica-se o amplo predomínio de relevos em degradação em planaltos dissecados, com relevo do tipo colinoso, representados por colinas amplas e colinas médias.



**Figura 17** - Mapa Geomorfológico com as unidades de relevo presentes na área de estudo. Fonte: IPT (1981)

### **5.3 – Contexto Geológico Regional**

Conforme a descrição de Fernandes (1997), são encontradas três grandes unidades geológicas na região de Paulínia, constituídas da base para o topo, por rochas do Subgrupo Itararé, Intrusivas Básicas e Depósitos Cenozóicos (Formação Rio Claro e Depósitos Aluvionares), como ilustrada na Figura 18.



**Figura 18** – Mapa Geológico Regional, ilustrando a distribuição das Unidades lito-estratigráficas que compõe a área de estudo (adaptado de Fernandes, 1997).

### 5.3.1 – Embasamento Cristalino

Na porção leste da área, afloram rochas pré-cambrianas do Embasamento Cristalino, com amplo predomínio na área de estudo de rochas granulito-migmatitos-gnáissicos, atribuído ao Eoproterozóico-Arqueano, como descrito em Hasui *et al* (1981).

Na região, são encontrados ainda ortognaisses e granitóides intrusivos do Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé.

### 5.3.2 – Subgrupo Itararé

As rochas do Subgrupo Itararé encontram-se sobrepostas, em contato discordante e erosivo, às rochas pré-cambrianas (complexos metamórficos e granitóides), apresentando mergulhos regionais suaves para oeste. A unidade é constituída por uma complexa assembléia litológica, como arenitos, diamictitos, siltitos, argilitos, lamitos, ritmitos e, localmente, lentes de carvão. Para a grande maioria dos autores, o ambiente deposicional deste subgrupo é predominantemente glacial, com registros de avanços e recuos das geleiras, alternando condições marinhas e continentais. Embora a subdivisão desta unidade stratigráfica em formações e membros como utilizada para a região sul da Bacia do Paraná por Fúlfaro *et al* (1984), Smith (1985 *apud* FRANÇA & POTTER, 1988), entre outros, a maioria dos autores prefere manter esta unidade indivisível no Estado de São Paulo. Além da falta de consenso quanto à sua subdivisão, inúmeros autores têm proposto interpretações faciológicas e deposicionais distintas. Rochas-Campos (1966), Soares & Landim (1973), Soares *et al* (1977), Caetano-Chang (1984), Saad (1987) entre outros identificaram, no Sudoeste do Estado de São Paulo, uma associação de fácies deltaicas e marinho-raso.

Por meio de um mapeamento extensivo das rochas aflorantes na região próxima a Campinas, Fernandes (1997) identificou na área 7 fácies sedimentares. Análises palinológicas da referida autora permitiram afirmar que a sedimentação se processou em ambiente salobro, o que evidencia que estes depósitos sedimentares foram gerados pelo retrabalhamento de sedimentos glaciais, em ambiente marinho.

### 5.3.3 – Intrusivas Básicas

As Rochas Intrusivas Básicas ocorrem na forma de grandes soleiras e diques de diabásio, contemporâneos aos derrames da Formação Serram Geral, intrudidas no Subgrupo Itararé. Na região de estudo, estas rochas afloram em áreas extensas. Como indicado por Fernandes (1997), as intrusões básicas na região obedecem a certos padrões estruturais, com direções predominantes NE-SW e NW-SE.

Estas rochas ostentam natureza toleítica, sendo constituídas por plagioclásio, augita, pigeonita e, raramente, olivina. Inicialmente, foram determinadas idades entre 147 e 199 Ma (AMARAL *et al.*, 1966), com atividade máxima entre 130 e 120 Ma. De acordo com datações de K-Ar, apresentam idades entre 135 e 130 Ma (ROCHA CAMPOS *et al.*, 1988); para datações Ar-Ar, exibe variação entre 137 e 128 Ma (TURNER *et al.*, 1994).

Fernandes (1997) acusa que na região de Paulínia, as rochas intrusivas básicas estão encaixadas na forma de sills. O trabalho de Yoshinaga-Pereira (1996) indica, por meio de dados de poços tubulares profundos, que estes *sills* de diabásio têm espessura variando de poucos metros a mais de 200 m.

### 5.3.4 – Depósitos relacionados à Formação Rio Claro

A denominação Formação Rio Claro tem sido utilizado para designar de maneira genérica os depósitos Cenozóicos geneticamente relacionados à evolução do relevo da Depressão Periférica Paulista e das Cuestas Basálticas.

Na região de estudo, diversos autores, destacando-se Cavalcante *et al.* (1979), Basei *et al.* (1986) e Fernandes *et al.* (1994), Melo (1995) e Fernandes (1997), tem descrito depósitos correlacionáveis à Formação Rio Claro. Dentre esses trabalhos, Melo (1995) contribuiu de maneira significativa para o entendimento dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo, atentando para contexto tectônico, geomorfológico e sedimentar em que se inserem tais depósitos. Na região situada a norte de Campinas, Fernandes (1997) propõe a distinção de 4 fácies pertencentes à Formação Rio Claro (Figura 19).

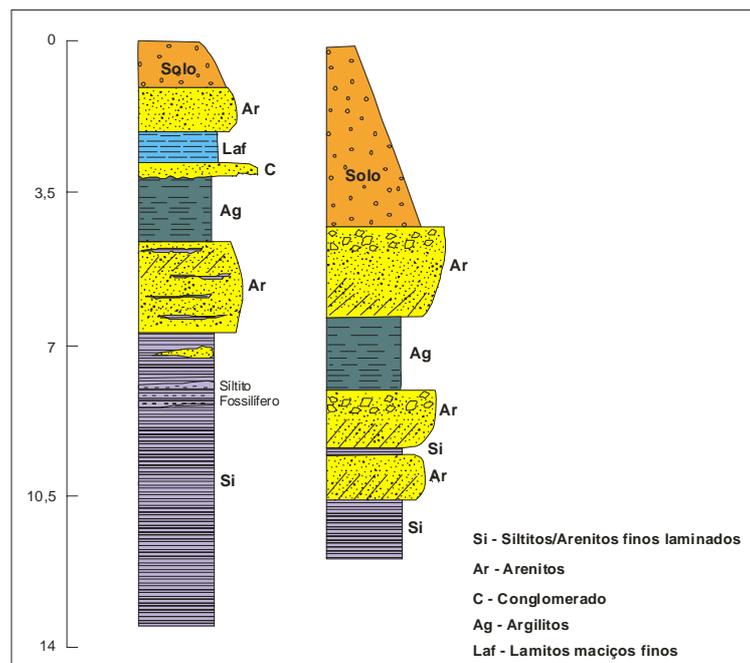
**Fácies Si** – representadas por siltitos, argilitos e arenitos muito finos, que corresponderiam à depósitos desenvolvidos em meandros abandonados. Ostentam camadas fóssíferas, contendo fósseis vegetais atribuíveis às famílias Cyperaceae ou Typhaceae. Esta fácies, segundo a autora é bastante espessa no município de Paulínia, possuindo pelo menos 10 m.

**Fácies Ar** – esta fácies corresponde a arenitos grossos ou médios a finos, por vezes conglomerático, mal ou medianamente selecionados, com grânulos e seixos de quartzo subangulosos ou subarredondados, com estratificação tabular de médio porte.

**Fácies Ag** – argilitos siltosos esbranquiçados com laminação incipiente, representando corpos tubulares extensos, com até 2 m de espessura.

**Fácies Laf** – lamitos a arenitos peléticos, maciços, com esparsos grânulos e seixos de quartzo subarredondados ou subangulosos, cinzentos e com manchas vermelhas.

**Fácies C** – Conglomerados.



**Figura 19** – Perfis da Fm. Rio Claro no município de Paulínia, descrito por Fernandes (1997).

### 5.3.5 – Cobertura de Superfícies Aplainadas

Segundo Fernandes (1997), a cobertura de superfícies aplainadas (TQsp), de idade terciário-quaternária, ocorre nos topos de colinas e morros alongados e nas ombreiras planas ou de caimento suave, e está ausente nas encostas íngremes e nas áreas de campos de matacões. Da mesma forma que a Formação Rio Claro, estes depósitos associam-se aos níveis planálticos cujas altitudes variam de 550 a 650 e 650 a 780 m. A TQsp consiste de material areno-argiloso a arenoso, com pouca argila, e contém grânulos e seixos angulosos e esparsos de quartzo. Na base, é típica a ocorrência de linha de seixos ou cascalheira, constituídas de seixos angulosos de quartzo e/ou seixos arredondados, e constituem-se, mais freqüentemente, de quartzo ou metarenito. Fragmentos ferruginizados, originados a partir do desmantelamento das couraças ferruginosas formadas sobre a Formação Rio Claro, também são bastante comuns. A matriz das cascalheiras varia desde argilosa até arenosa grossa, com grânulos e pequenos seixos. As cascalheiras também podem apresentar granodecrescência ascendente.

### 5.3.6 – Depósitos Quaternários

Segundo Castro *et al*, (1995 *apud* FERNANDES, 1997) existem três níveis de terraços que representam extensas planícies aluviais ao longo dos rios Atibaia e Jaguari. O nível T3, mais antigo, corresponde a depósitos de areia média a grossa, com grânulos, pouco selecionada, de coloração esbranquiçada, com 2 m de espessura. Os níveis T2 e T1, mais jovens, representam camadas métricas de areias finas, siltosas a argilosas, micáceas e com laminações horizontais, onde são observadas intercalações de areia média. Estes níveis ocupam altitudes, respectivamente, de 540 a 566 e 529 a 560 m.

Os depósitos quaternários denominados Qfg por Fernandes (1997) são claramente identificados em apenas alguns afloramentos, onde se assentam sobre rochas pré-cambrianas, Subgrupos Itararé ou da Formação Rio Claro. Na descrição da autora, o Qfg está associado às formas de rampa, que mergulham em direção aos vales atuais. Associa-se ao nível planáltico de 550 a 650 m de altitude.

A constituição desta cobertura está vinculada à natureza das rochas subjacentes. As ocorrências sobre a Formação Rio Claro correspondem a materiais avermelhados, argilosos a argilo-arenosos, com grânulos e seixos pequenos, esparsos e subangulosos, de quartzo. As espessuras máximas observadas são da ordem de 7 m. Este material pode passar lateralmente a lamitos e arenitos pelíticos, maciços, de cor acinzentada, com seixos e grânulos, de provável

retrabalhamento da fácies Laf da Formação Rio Claro. Depósitos fluviais (terraços) estão presentes sobre as rochas pré-cambrianas e correspondem a cascalhos intercalados com areia grossa a muito grossa. Os cascalhos contêm seixos de quartzo predominantemente angulosos e, subordinadamente, subarredondados, e podem apresentar granodecrescência ascendente. A areia, em camadas de espessuras decimétricas, apresenta matriz fina. Acima do cascalho, ou intercalando-se com ele, pode ocorrer material coluvial argilo-arenoso, ou arenoso pouco argiloso, castanho-avermelhado, com grânulos de quartzo dispersos. Quando sobre arenitos do Grupo Itararé, a Qfg é arenosa, com grânulos e pequenos seixos esparsos, além de seixos basais.

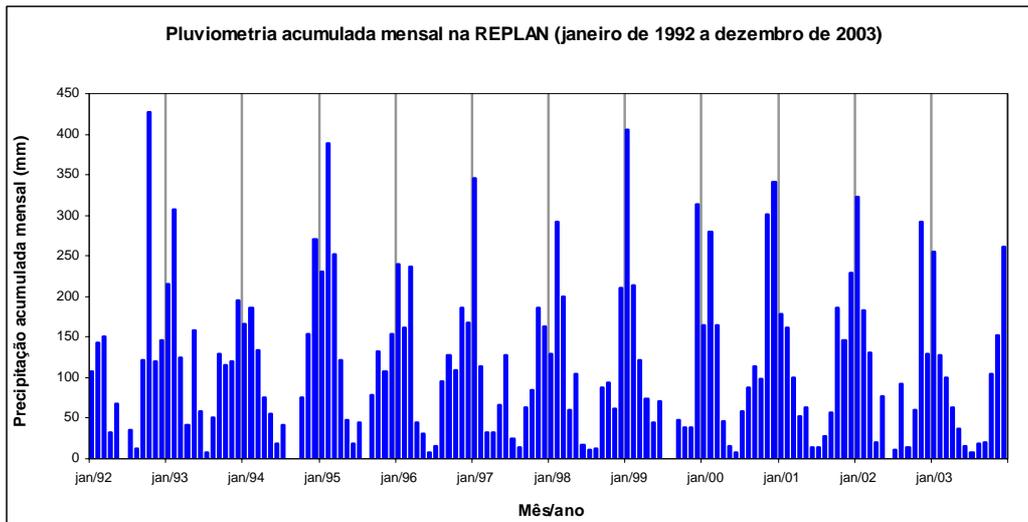
O depósito Qfg sobrepõe-se à Formação Rio Claro segundo contatos erosivos, que é marcado por um pavimento de clastos bastante contínuo e expressivo. Este pavimento é constituído por seixos de quartzo subangulosos a angulosos, e seixos de argilitos, siltitos, arenitos grossos e conglomerados, todos ferruginizados, e provavelmente provenientes de porções encouraçadas e desmanteladas da Formação Rio Claro. Este desmantelamento pode ter sido anterior ou contemporâneo ao início da sedimentação dos depósitos Qfg, e teria se dado sob clima tropical úmido ou árido (TARDY 1993, *apud* FERNANDES, 1997). O espessamento da Qfg em direção aos vales atuais, observados junto a drenagens importantes da região (e.g. o Rio Atibaia), aparentemente em continuidade com as atuais planícies aluviais, indica sua formação em paisagem próxima da atual (FERNANDES, 1997).

#### **5.4 - Contexto Hidrológico e Hidrogeológico Regional**

A área de estudo encontra-se no limite das sub-bacias dos rios Atibaia e Jaguari. Estas duas sub-bacias, dada larga extensão que ocupam, apresentam variações hidrológicas significativas ao longo de sua extensão.

A Figura 20 ilustra a distribuição dos isovalores de precipitação acumulada anual nestas sub-bacias. Verifica-se uma tendência de decréscimo de leste para oeste, sendo esta variação reflexo das variações fisiográficas verificadas na região compreendida por estas sub-bacias. Nas adjacências da área estudada, a precipitação acumulada anual média (média de 1992 a 2003) encontra-se em torno de 1383 mm. Como indicado na Figura 21, os maiores valores de precipitação concentram-se entre dezembro e janeiro, e declinam progressivamente até atingir, em alguns casos, valores nulos nos meses de junho e julho.





**Figura 21** – Gráfico com a distribuição das precipitações acumuladas mensais do período compreendido entre janeiro de 1992 a janeiro de 2003. Dados coletados na estação meteorológica presente na área de estudo.

Em termos hidrogeológicos, coexistem na região 4 grandes sistemas aquíferos: Sistema Aquífero Cristalino, Sistema Aquífero Tubarão, Sistema Aquífero Diabásio e Sistema Aquífero Cenozóico (Figura 22). Estes sistemas aquíferos possuem naturezas distintas, tanto no que se refere à dinâmica de fluxo quanto em sua distribuição e características hidráulicas.

**Sistema Aquífero Cristalino** – Este sistema apresenta porosidade secundária (de fraturas e falhas), fator que induz a sua natureza fortemente anisotrópica e heterogênea. Este Sistema Aquífero compreende, na região, rochas graníticas e metassedimentares.

Yoshinaga-Pereira, Kimmelman e Silva (2004) através da análise de 312 poços somente nesta unidade aquífera, encontraram valores de vazão específica com uma mediana de  $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$  e média de  $0,28 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ , na região metropolitana de Campinas. Os valores de transmissividade com base em testes de bombeamento realizados em 7 poços revelam uma ampla variação, variando de  $0,13$  a  $6,85 \text{ m}^2/\text{dia}$ .

**Sistema Aquífero Tubarão** – Representado na região por litotipos do Subgrupo Itararé, este sistema possui características hidráulicas bastante variáveis, acompanhando a variação litológica.

De maneira geral, a explotabilidade deste aquífero mostra um desempenho modesto. Os valores de capacidade específica possuem média de  $0,11 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$  (YOSHINAGA-PEREIRA,

KIMMELMANN & SILVA, 2004) na região metropolitana de Campinas. Este fato reflete o amplo predomínio de rochas pouco permeáveis como ritmitos e siltitos, tendo as lentes e camadas arenosas espessuras sempre inferiores a 10 m.

Uma importante contribuição ao entendimento desta unidade aquífera em sua porção aflorante no Estado de São Paulo foi dada por Vidal (2002). Este autor apresenta uma caracterização geoquímica das rochas do Subgrupo Itararé, além de elaborar um zoneamento hidroquímico deste aquífero em sua porção aflorante; mostra ainda uma tendência no incremento de salinidade em direção oeste, em resposta ao aumento do confinamento deste aquífero.

O autor determinou ainda, com base na ocorrência de arenitos e parâmetros de explotabilidade de poços tubulares profundos que a zona mais favorável à exploração deste aquífero, em sua zona aflorante, concentra-se na região do município de Tietê.

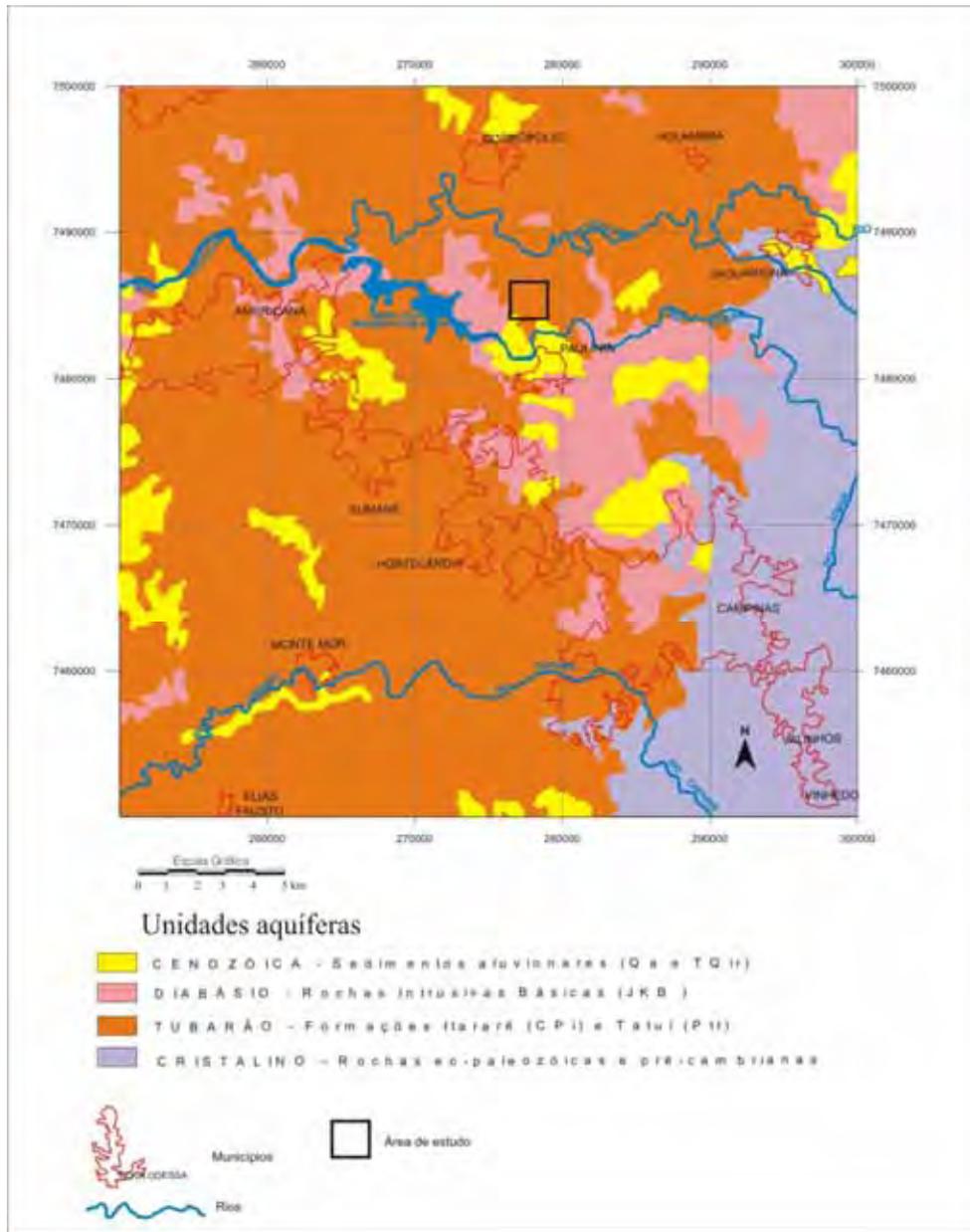
Na região de Paulínia, onde se localiza a área de estudo, este aquífero tem espessura média em torno de 100 m. Nesta região, o aquífero Tubarão coexiste como um aquífero livre e confinado. Há, entretanto, predomínio do regime confinado, condição imposta por litologias pouco permeáveis e sills de diabásio sobrepostas a delgadas e descontínuas lentes de arenitos.

**Sistema Aquífero Diabásio** – As rochas que compõem este aquífero possuem, na área, espessuras que variam desde alguns metros a mais de 200 m. Assim como o Sistema Aquífero Cristalino, este sistema aquífero é do tipo fissural, com circulação de água restrita à suas descontinuidades. A reologia estritamente rúptil das rochas que compõem este sistema permite a freqüente presença de fraturas e juntas.

Yoshinaga-Pereira, Kimmelman e Silva (2004) indicam que esta unidade aquífera possui na região metropolitana de Campinas, capacidade específica média de  $0,6 \text{ m}^3/\text{h/m}$ .

**Sistema Aquífero Cenozóico** – O Aquífero Cenozóico é representado por depósitos correlatos à Formação Rio Claro, somados a extensos depósitos terciário-quadernários e depósitos aluvionares quadernários, nos vales dos principais rios da região. Este sistema aquífero possui espessuras pouco expressivas, alcançando apenas algumas dezenas de metros.

Grande parcela do influxo de água de recarga nas demais unidades aquíferas deve provir do Sistema Aquífero Cenozóico, uma vez que este está sobreposto aos demais sistemas aquíferos.



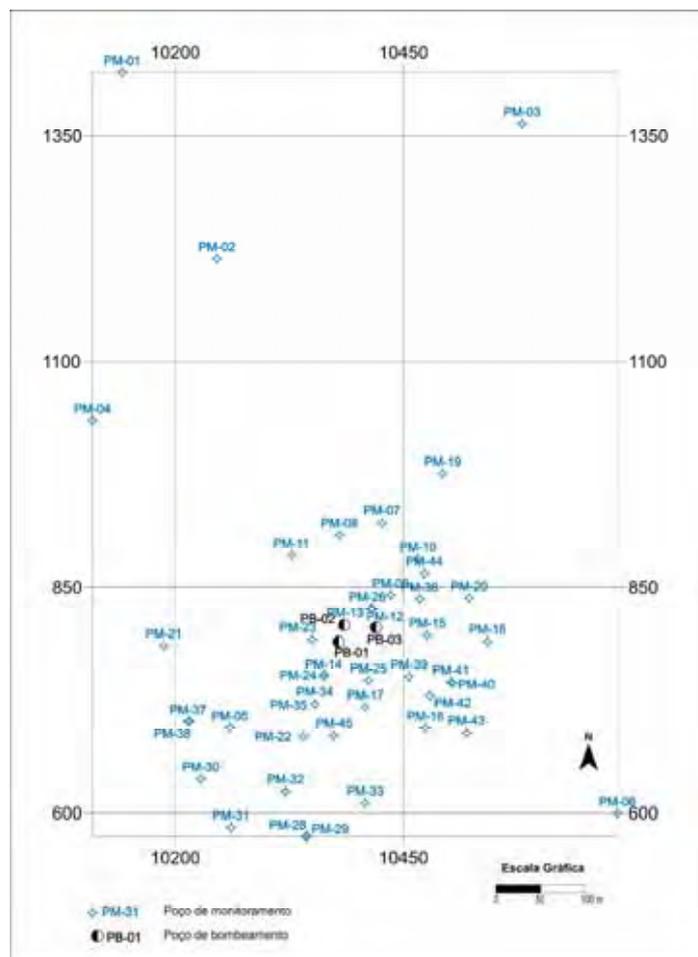
**Figura 22** - Mapa com os principais sistemas aquíferos regionais. Fonte: Adaptado de Comitês das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá, 2005.

## 6 – CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

A caracterização do substrato que representa o aquífero, a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos deste substrato e o acompanhamento das oscilações sazonais do nível d'água, a partir de sua medição em poços de monitoramento, permitem um entendimento satisfatório das características hidrogeológicas locais.

Para a elaboração deste trabalho foram dados coletados de 46 poços de monitoramento. Entretanto, foram descartados poços com informações de natureza geológica pouco confiáveis e aqueles para os quais inexistiam informações de relevância, tais como testes de *slug* e medições de carga hidráulica nos poços de monitoramento.

A localização destes poços está ilustrada na Figura 23. A localização geográfica dos poços foi feita por meio de um sistema de coordenadas arbitrárias, com alteração dos nomes reais dos poços de monitoramento e de bombeamento.

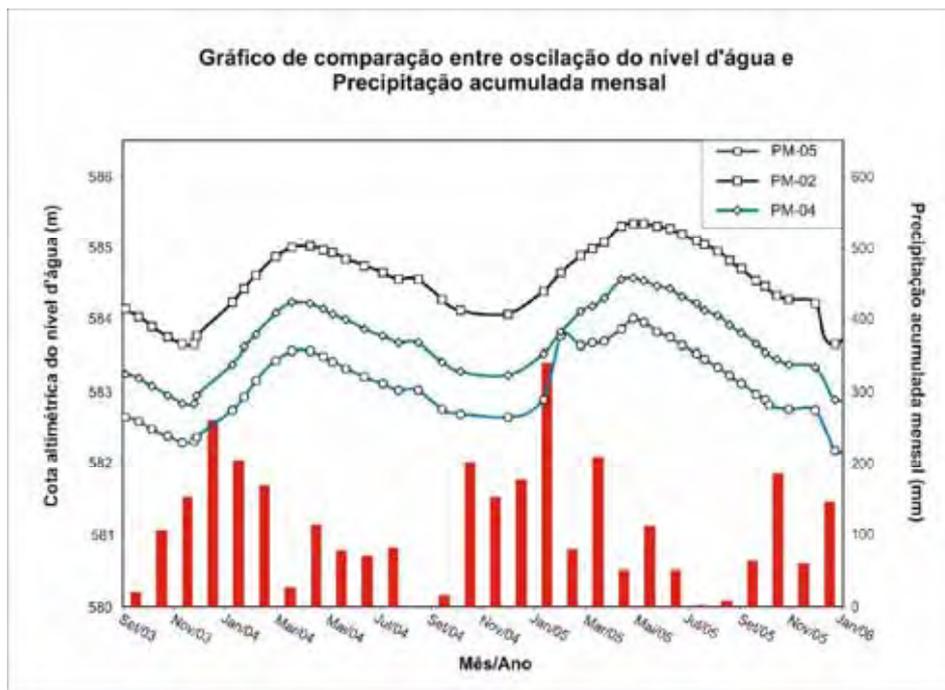


**Figura 23** - Localização relativa dos poços de monitoramento e bombeamento utilizadas neste trabalho.

## 6.1 – Potenciometria e fluxo de água subterrânea

A partir dos dados referentes às cargas hidráulicas adquiridas pela leitura periódica do nível d'água dos poços de monitoramento, foi possível avaliar a variação temporal do nível piezométrico do aquífero local, oriundo de oscilações sazonais da mesma, e de variações induzidas pelos poços de bombeamento. Deste modo, foram empreendidas leituras do nível d'água com uma periodicidade média de 15 dias entre duas campanhas de leitura. A Tabela 1 exibe dados de cota altimétrica da carga hidráulica de parte do período monitorado.

Comparando-se o gráfico de oscilação do nível d'água com os valores de precipitação acumulada mensais (Figura 24), nota-se que existe um descompasso de aproximadamente 4 meses entre o período em que se verificam os maiores valores de precipitação e a máxima ascensão na hidrógrafa dos poços de monitoramento.



**Figura 24** – Gráfica com as comparações entre as precipitações acumuladas mensais e hidrógrafas de 3 poços de monitoramento.

A presença de poços multi-níveis com filtros instalados em diferentes profundidades permitiu mensurar a diferença de carga hidráulica em profundidade e em camadas geológicas distintas. Nestes poços, verificou-se que, a despeito das diferenças de condutividade hidráulica, não existem inflexões das superfícies equipotenciais, como esperado, ou estas,

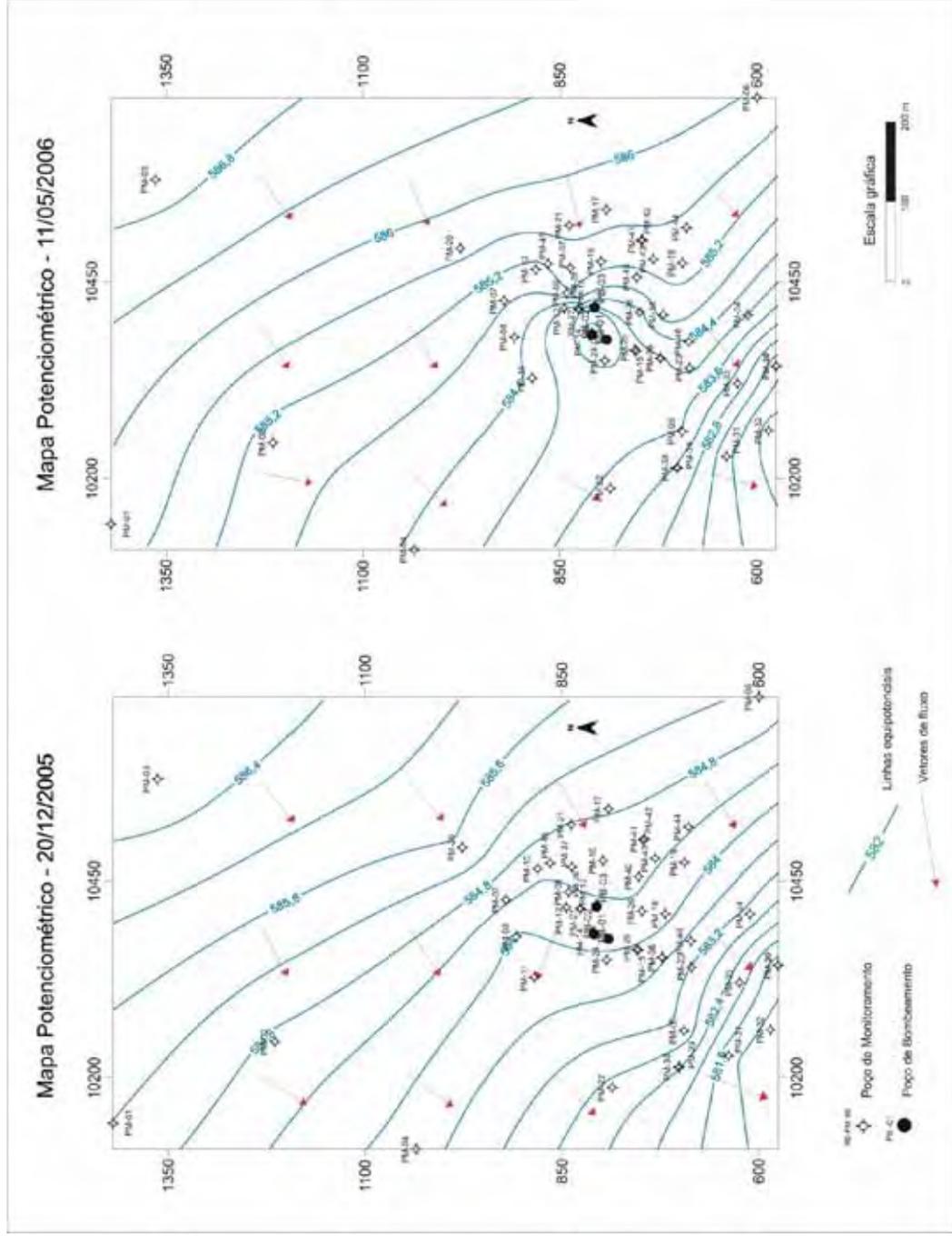
quando existem, são bastante discretas. Deste modo, demonstra-se que as superfícies equipotenciais na área são aproximadamente verticais. Isto traz um indicativo que, apesar das suposições iniciais, a presença de camadas métricas de siltitos argilosos com valores reduzidos de condutividade hidráulica não impõe ao aquífero, nas camadas inferiores, uma condição de confinamento. É possível assim afirmar que o aquífero, ao menos em sua porção superior é do tipo livre em toda sua extensão.

A Figura 25 representa os mapas potenciométricos gerados a partir de dados obtidos de leituras de nível d'água de dois períodos distintos, um, em 20/12/2005 e outro, no dia 11/05/2006. Nestes mapas, é possível identificar um incremento elevado de gradiente hidráulico na porção sul, resultado da ação conjugada de presença de litologias menos permeáveis nesta região e da proximidade da zona de descarga, representada por um córrego situado nas proximidades da área de estudo.

A comparação entre a estes mapas potenciométricos mostra mudanças pouco significativas na conformação das curvas equipotenciais. No entanto, no mapa potenciométrico do dia 11/05/2006, é visível uma importante distorção das curvas equipotenciais nas proximidades dos poços de bombeamento. Neste mapa, é nítido que ação conjunta dos quatro poços de bombeamento é responsável por um cone de rebaixamento de direção SW-NE.

**Tabela 1** – Valores de nível d'água mensurados em períodos distintos através de monitoramento periódico.

Poço	Cota altimétrica do nível d'água																		
	2/9/2005	19/9/2005	30/9/005	14/10/2005	27/10/2005	28/11/2005	20/12/2005	18/1/2006	13/2/2006	3/3/2006	20/3/2006	6/4/2006	19/4/2006	11/5/2006					
PM-01	585,188	584,975	584,865	584,775	584,745	584,725	584,335	583,185			585,487	585,780	585,917	585,885					
PM-02	584,703	584,542	584,452	584,332	584,262	584,212	583,662	582,957			584,577	584,860	584,971	585,017					
PM-03	586,654	586,490	586,390	586,270	586,210	586,150	585,660	582,189			586,698	586,926	586,999	586,968					
PM-04	583,794	583,647	583,547	583,447	583,377	583,327	582,877	583,472	582,957	581,724	583,959	584,232	584,329	584,342					
PM-05	583,103	582,969	582,889	582,809	582,749	582,739	582,179	583,087	582,239	585,099	583,147	583,401	583,491	583,596					
PM-06	585,130	584,864	584,774	584,714	584,654	584,554	584,474	583,266	582,324	584,167	585,494	585,846	585,846	585,948					
PM-07	584,424	584,257	584,177	584,057	583,977	583,937	583,077	583,634	582,067	583,677	584,420	584,669	584,749	584,853					
PM-08	583,939	583,787	583,697	583,607	583,547	583,527	583,397	583,609	582,047	583,795	583,991	584,224	584,343	584,507					
PM-09	584,454	584,314	584,234	584,124	584,064	583,014	583,974	583,511	583,684	583,496	584,501	584,751	584,864	585,079					
PM-10	583,818	583,677	583,587	583,487	583,427	583,387	582,907	583,196	582,997	583,902	583,824	584,073	584,183	584,342					
PM-11	583,845	583,832	583,732	583,548	583,578	583,870	583,391	583,350	583,481	583,742	584,286	584,477	584,533	584,763					
PM-12	583,636	583,458	584,385	583,337	583,495	583,309	583,248	583,175	583,243	583,460	583,983	584,191	584,279	584,475					
PM-13	584,299	584,155	584,057	583,979	583,913	583,878	583,315	582,867	583,392	584,746	584,244	584,479	584,259	584,871					
PM-14	584,701	584,591	584,481	584,411	584,341	584,321	584,171	584,525	584,239	584,104	585,130	585,341	584,701	585,691					
PM-15	584,101	583,990	583,900	583,800	583,750	583,650	583,600	584,264	583,656	584,402	584,537	584,728	584,830	585,054					
PM-16	584,641	584,237	584,147	584,047	583,987	583,877	583,837	582,163	582,871	585,015	584,810	585,059	585,119	585,413					
PM-17	585,537	585,375	585,285	585,175	585,085	584,995	584,475	582,660	584,571	584,854	585,249	585,480	585,607	585,737					
PM-18	584,752	584,634	584,544	584,454	584,394	584,314	584,234	582,748	584,324	582,697	585,196	585,381	585,482	585,739					
PM-19	582,683	582,548	582,448	582,358	582,308	582,168	582,128	582,739	582,228	583,227	583,032	583,294	583,410	583,524					
PM-20	583,158	583,020	582,950	582,860	582,810	582,680	582,660	582,937	582,710	583,257	583,602	583,857	583,940	584,112					
PM-21	583,227	583,089	583,003	582,912	582,868	582,753	582,720	582,888	582,758	583,209	583,614	583,867	583,954	584,143					
PM-22	583,266	583,106	583,030	582,941	582,899	582,899	582,720	582,739	582,705	583,209	583,583	583,831	583,926	584,267					
PM-23	584,330	584,330	584,330	583,128	583,058	583,017	582,911	584,230	582,995	582,888	583,826	584,065	584,176	584,385					
PM-24	583,424	583,297	583,207	583,107	583,047	582,947	582,857	584,402	582,967	584,230	583,830	584,062	584,211	584,362					
PM-25	584,652	581,239	581,209	581,179	581,159	581,109	581,109	580,364	581,179	581,399	581,842	582,039	582,356	582,119					
PM-26	585,754	581,184	581,114	581,044	581,034	580,934	580,904	581,738	580,984	580,859	581,781	581,992	581,718	582,079					
PM-27	585,369	580,599	580,559	580,489	580,469	580,349	580,349	582,551	580,449	582,245	581,196	581,383	582,624	581,416					
PM-28	584,708	582,030	581,970	581,880	581,830	581,740	581,730		581,800	583,087	582,638	582,848	583,919	583,022					
PM-29	585,540	582,907	582,837	582,747	582,687	582,577	582,547		582,627	582,966	583,491	583,719	583,653	583,997					



**Figura 25** – Mapas potenciométricos gerados a partir da mensuração das cotas do nível d’água nos dias 20/12/2005 e 11/05/2006.

## 6.2 – Caracterização do Substrato Geológico

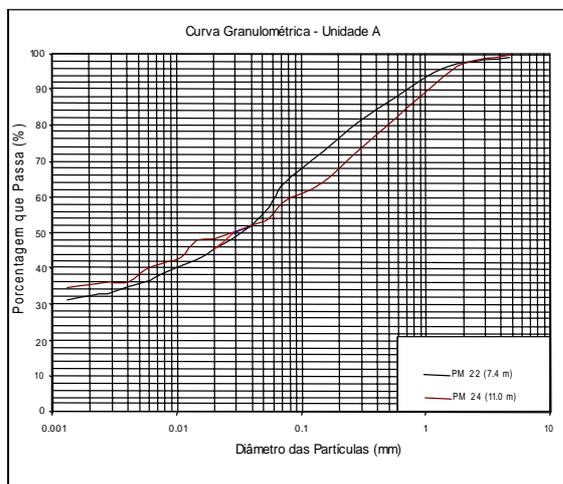
### 6.2.1 – Caracterização dos litotipos em sondagens

Durante as perfurações das sondagens os litotipos que compõem o aquífero local foram individualizados e caracterizados quanto a sua composição textural e distribuição relativa. Independente das unidades litoestratigráficas a que pertencem, o objetivo nesta etapa foi identificar e analisar a distribuição espacial dos litotipos, agrupando-as em unidades hidroestratigráficas com características texturais e hidráulicas semelhantes.

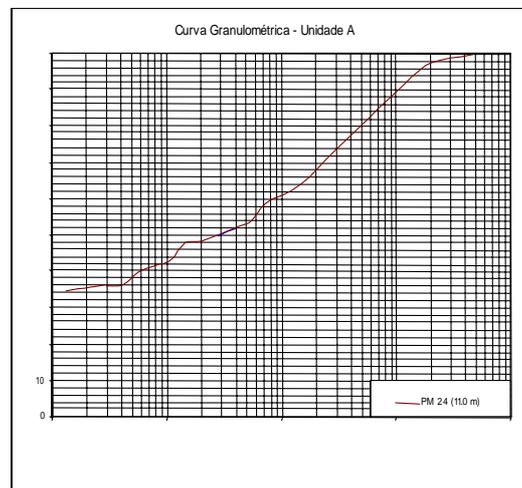
Foram identificadas 7 unidades hidroestratigráficas na área, conforme descrições a seguir.

#### Unidade A – Aterro/Solo superficial

Esta unidade, correspondente à porção não-saturada do aquífero, sendo representada por solos de aterros e solos superficiais. Texturalmente, são solos argilo-arenosos a areno-argilosos (Figura 26 e 27), com espessuras que variam de 4 m a 11 m. A importância desta unidade é bastante restrita, uma vez que não representa a porção saturada do aquífero.



**Figura 26** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade A. Porções mais rasas.



**Figura 27** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade A. Porções mais profundas.

### Unidade B – Silte arenosos com clastos de siltitos laterizados

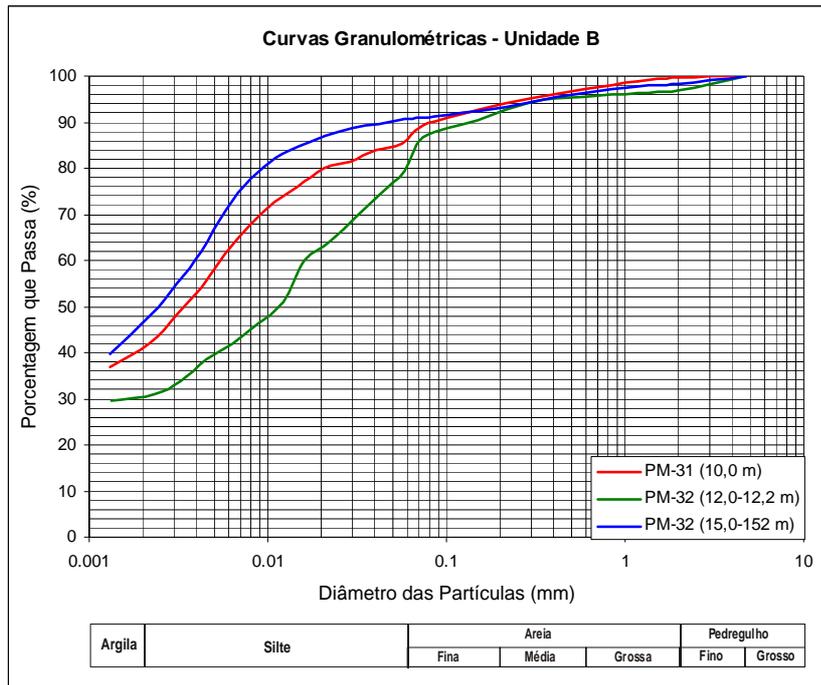
Esta unidade agrega sedimentos silto-argilosos (Foto 3) a silto-arenosos friáveis (Figura 28), de coloração acinzentada ou ocre freqüentemente com seixos provenientes do desmantelamento de couraças lateríticas. Esta unidade está em contato lateral com camadas de arenito (unidade D) e são produtos de retrabalhamento por processos coluvionares dos siltitos da Unidade D, fato este, evidenciado pela presença de fragmentos laterizados de siltitos (Foto 8).



**Foto 7** – Silte argiloso. Amostra recuperada do poço PM-28 a profundidade de 10 m.



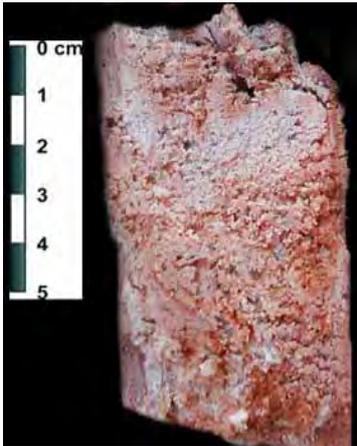
**Foto 8** – Clastos de siltitos laterizados, dispersos em uma matriz silto-argilosa. Amostra recuperada do PM 29 a profundidade de 12 m.



**Figura 28** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade B.

### **Unidade C – Areia muito argilosa**

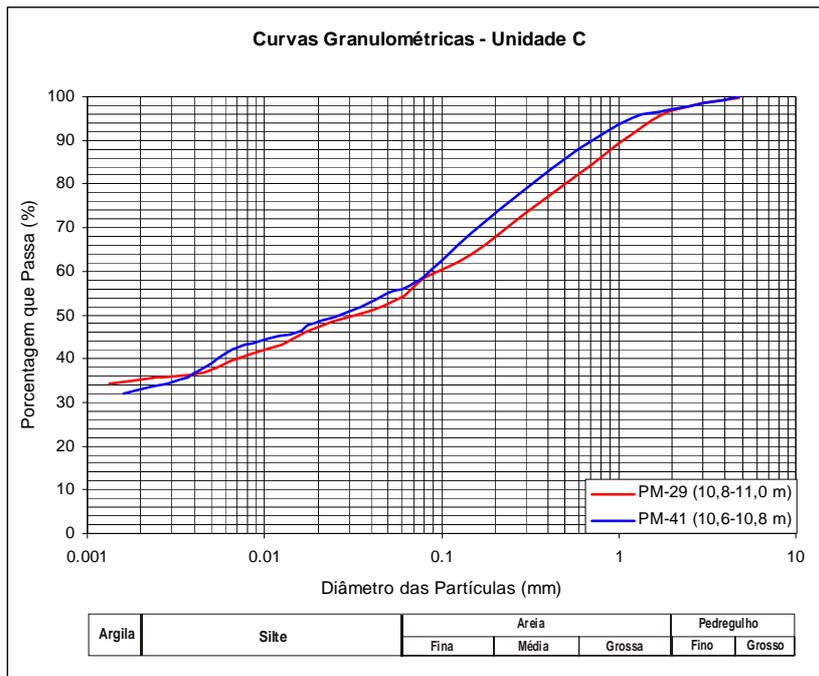
Esta unidade corresponde a areias médias a grossas, argilosas, por vezes com grânulos e fragmentos de siltito (Fotos 9 e 10). Sua espessura é bastante modesta, com aproximadamente 1,2 m.. Sua importância é bastante limitada para o entendimento de fluxo local, pois na maioria dos casos não perfazem as porções saturadas do aquífero, assentando-se erosivamente sobre as Unidades C, D e E.



**Foto 9** – Areia muito argiloso. Amostra recuperada do poço PM-27, à profundidade de 10,8-11,2 m.



**Foto 10** – Arenito muito argiloso. Amostra recuperada do poço PM-27, à profundidade de 11,4 m.



**Figura 29** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade C.

**Unidade D – Arenitos médios a grossos**

Esta unidade compreende areias finos ou arenitos médios a grossos (Figura 30; Fotos 11 e 12) que gradam lateralmente na direção norte para a unidade areias médias a grossas argilosas da Unidade E. São friáveis, textura e mineralogicamente imaturos, normalmente com presença de seixos subangulares de quartzo e de siltitos e arenitos laterizados. As espessuras de arenito variam de pouco menos de 1 metro a mais de 3 m; interdigitam-se lateralmente com depósitos silticos pertencentes à unidade B.

Os sedimentos desta unidade dispõem-se em sentido aproximadamente leste-oeste, como uma faixa delgada, sugerindo em conjunto com suas características texturais, que se trata de um depósito de natureza fluvial. É ainda difícil precisar sua idade relativa, entretanto, é mais jovem que os depósitos da Formação Rio Claro, sobre os quais assenta-se em contato erosivo.



**Foto 11** – Areia média a grossa. Amostra recuperada do poço PM-26, à profundidade de 13,5 m.



**Foto 12** – Areia média a grossa. Amostra recuperada do poço PM-43, à profundidade de 14,2 m.



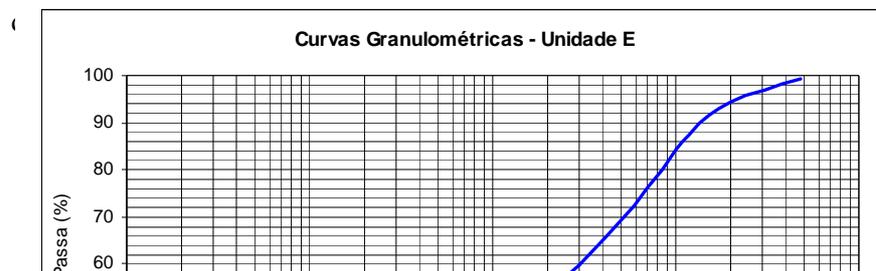
**Figura 30** – Análises granulométricas de sedimentos da Unidade D.

**Unidade E – Areia argilosa/areia silto-argilosa**

Esta unidade corresponde a sedimentos arenosos argilosos e silto-argilosos e (Figura 31) de coloração cinza, vermelha e amarela (Foto 13), interdigitado com os sedimentos arenosos da Unidade D. Os litotipos desta unidade dispõem-se em contato lateral com os arenitos da Unidade D a norte da mesma.



**Foto 13** – Areia média a grossa argilosa. Amostra recuperada



**Figura 31** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade E.

#### **F – Argila arenosa**

Congrega sedimentos argilo-arenosos de coloração cinza, branca, vermelha e amarela sem estrutura aparente, interdigitadas com os litotipos pertencentes à Unidade E. Esta Unidade está restrita às regiões à norte da área de estudo.

As rochas pertencentes a esta Unidade não foram amostradas, sua presença é indicada pela descrição de poços de monitoramento existentes na área e por ensaios geofísicos, associados às zonas de baixa resistividade.

#### **G – Siltito/Argilitos**

Esta unidade congrega predominantemente siltitos argilosos (Foto 14 e 15 e Figura 32) (Foto 16), ostentando um grau de litificação bastante brando, podendo ou não apresentar indícios de laterização. Por vezes são verificados nas rochas pertencentes a esta unidade grande números de fraturas.

A esta Unidade estão ainda inclusos argilitos com laminação plano-paralela (Foto 16), de colorações róseas e brancas, que estão lateralmente interdigitados com os siltitos.

Durante a perfuração dos poços de monitoramento, esta unidade foi encontrada em profundidades que variam de 13,5 a 15 m de profundidade, em contato erosivo com sedimentos das Unidades D (Foto 14), E e F. Em uma amostra recuperada durante a amostragem com *hollow stem auger* foram encontrados fósseis vegetais em uma amostra laterizada, embora não tenha sido possível identificar as espécies destes fósseis.

Baseando-se em descrições levantadas por Fernandes (1997) é possível afirmar que os siltitos correspondem à fácies Si e os argilitos à fácies Ag da Formação Rio Claro, definidas pela referida autora.



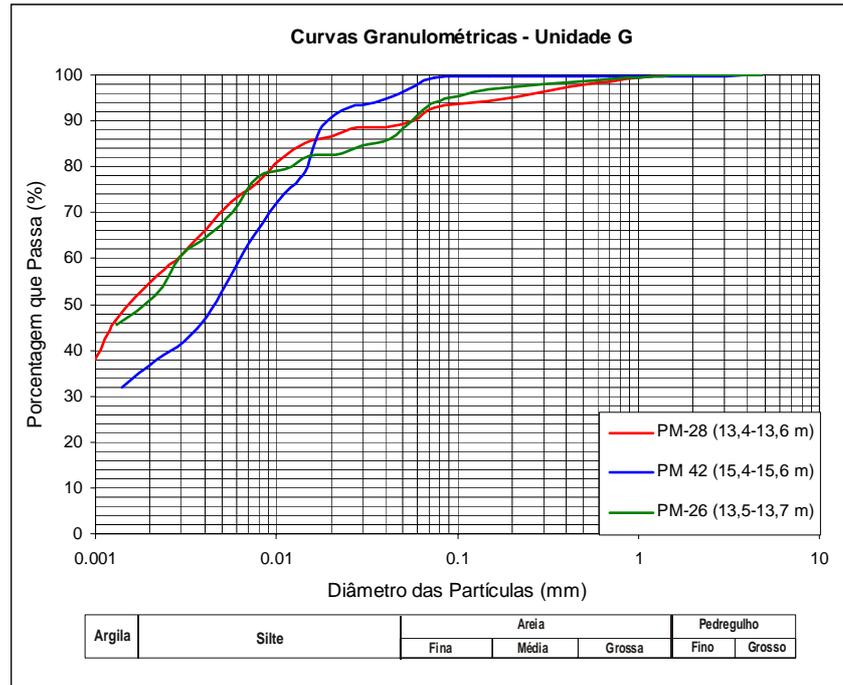
**Foto 14** – Areia média a grossa em contato erosivo com siltitos argilosos. Amostra recuperada do Poço PM-41, à profundidade de 13,90 m.



**Foto 15** – Silito maciço róseo. Amostra recuperada do Poço PM-46, à profundidade de 12,4 m.



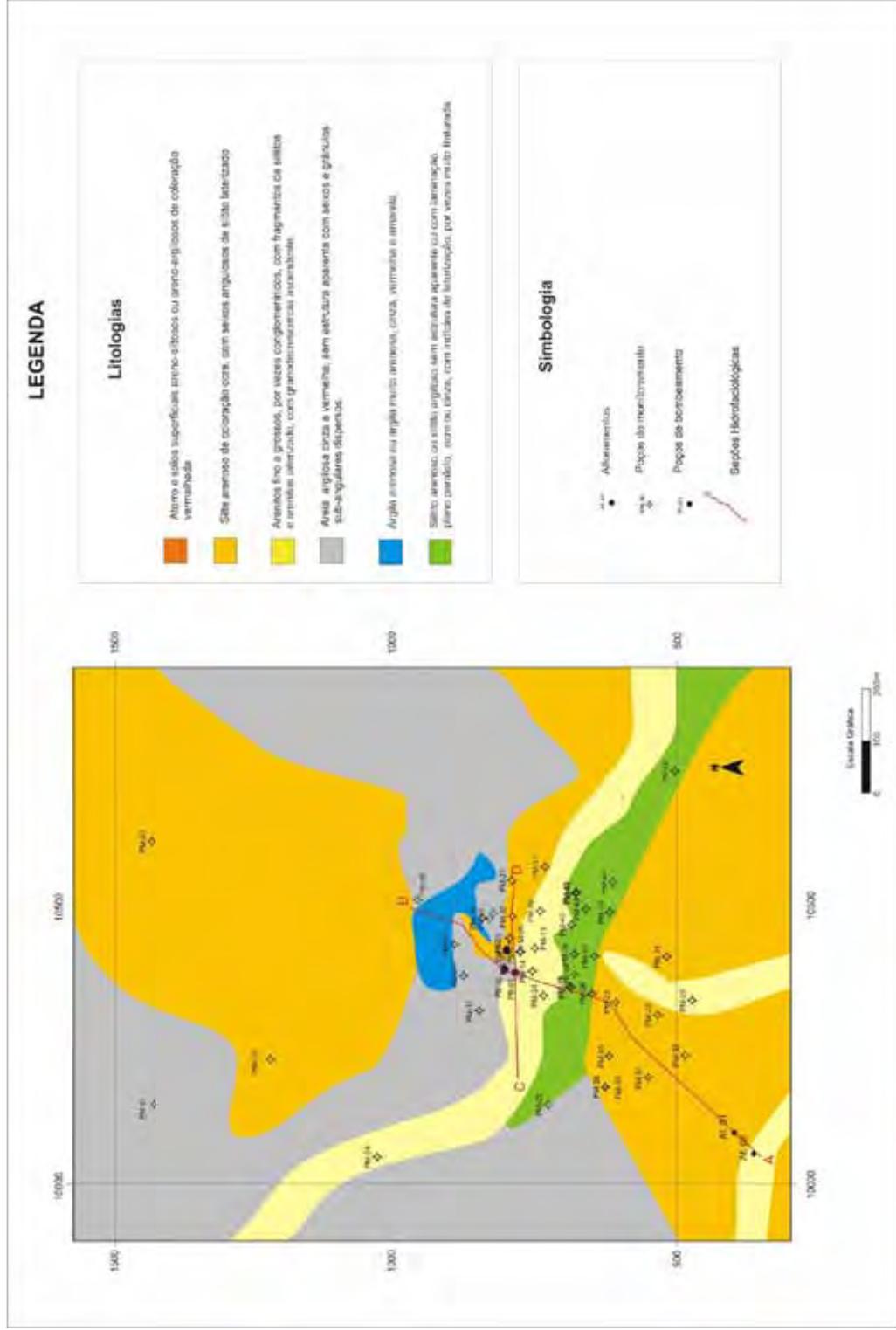
**Foto 16** – Argilito avermelhado e branco, com laminação plano-paralelo incipiente. Amostra recuperada do Poço PM-41, à profundidade de 14,4 m.



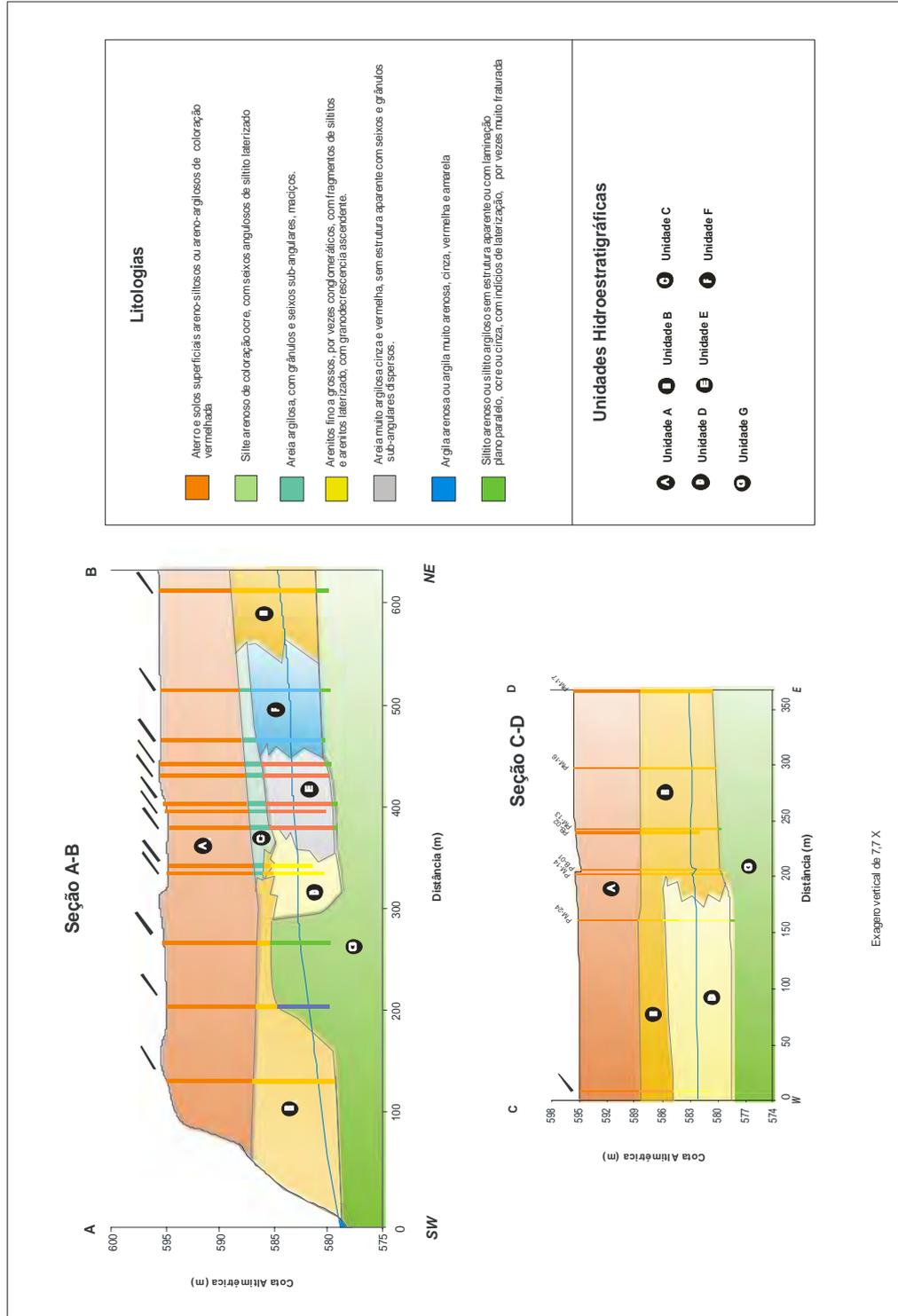
**Figura 32** – Curvas granulométricas de sedimentos da Unidade G.

### 6.2.2 – Distribuição das Unidades Hidroestratigráficas

A partir da identificação e classificação dos grupos litológicos presentes em sub-superfície através das sondagens e com auxílios dos resultados das SEVs foram elaborados mapas geológicos da porção superior do aquífero, que corresponde à porção investigada (Figura 33). Visando entender a distribuição destas Unidades em profundidade, foram também elaboradas seções hidrofaciológicas (Figura 34), cujas localizações estão indicados na Figura 33.



**Figura 33** – Mapa Geológico da porção superior do aquífero.



**Figura 34** – Seções Hidrofaciológicas da área de estudo.

## 6.2.2 – Caracterização dos litotipos por métodos geofísicos

Visando complementar a investigação do substrato geológico local, foram executadas sondagens elétricas verticais em toda a área de estudo (Figura 35).

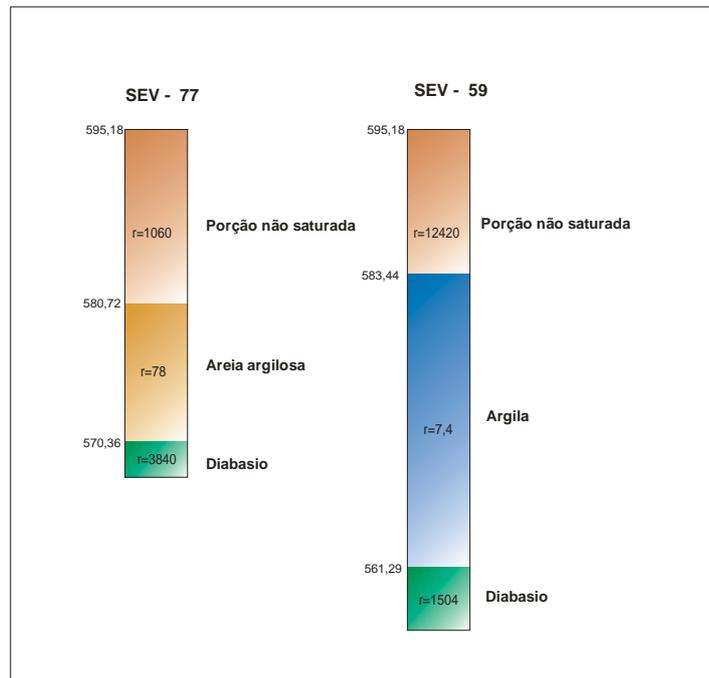
As sondagens elétricas verticais (SEVs) permitiram a investigação em profundidades superiores aos métodos de investigação direta, auxiliando no entendimento do substrato aquífero. A partir da comparação de dados obtidos das sondagens e SEVs, foi possível atribuir classes de resistividade a litotipos específicos, como ilustrado na tabela 2. Deste modo, foi possível encontrar uma correspondência entre os modelos geoeletricos e litologias encontradas em sub-superfície (Figura 35).

Com estes dados, foi ainda possível verificar a distribuição dos valores de resistividade em diferentes regiões do aquífero, como ilustrado na Figura 36, onde se encontra a distribuição dos valores de resistividade na porção superior da zona saturada do aquífero. Nesta Figura, é possível verificar que os maiores valores de resistividade encontram-se na porção sul da área, onde se registra a maior ocorrência de sedimentos arenosos da Unidade D, em oposição à porção norte, caracterizada por baixos valores de resistividade, que estão vinculados à presença de sedimentos argilosos pertencentes à Unidade F.

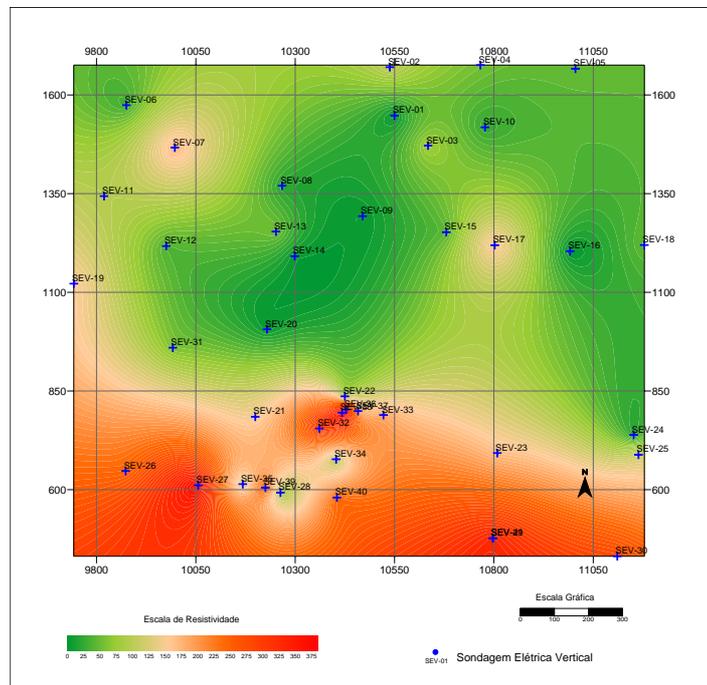
Deste modo, as SEVs permitiram uma investigação em porções mais profundas do aquífero, o que possibilitou a identificação do topo do diabásio, representado no modelo conceitual como o base impermeável do aquífero local. As SEVs ainda forneceram informações adicionais, no que diz respeito à distribuição litológica em sub-superfície, auxiliando na elaboração do mapa geológico da porção superior do aquífero (Figura 33).

**Tabela 2** – Valores de resistividade atribuídos a tipos litológicos específicos.

<b>Material Geológico</b>	<b>Resistividade (ohm.m)</b>
<i>argila siltosa/argila arenosa</i>	<i>0-30</i>
<i>silte argiloso</i>	<i>30-70</i>
<i>areia argilosa</i>	<i>70-150</i>
<i>areia média a grossa</i>	<i>150-500</i>
<i>diabásio</i>	<i>&gt;500</i>



**Figura 35** - Ilustração com os perfis com os modelos geoeletricos obtidos pelas SEVs .



**Figura 36** - Mapa de resistividade do primeiro horizonte saturado.

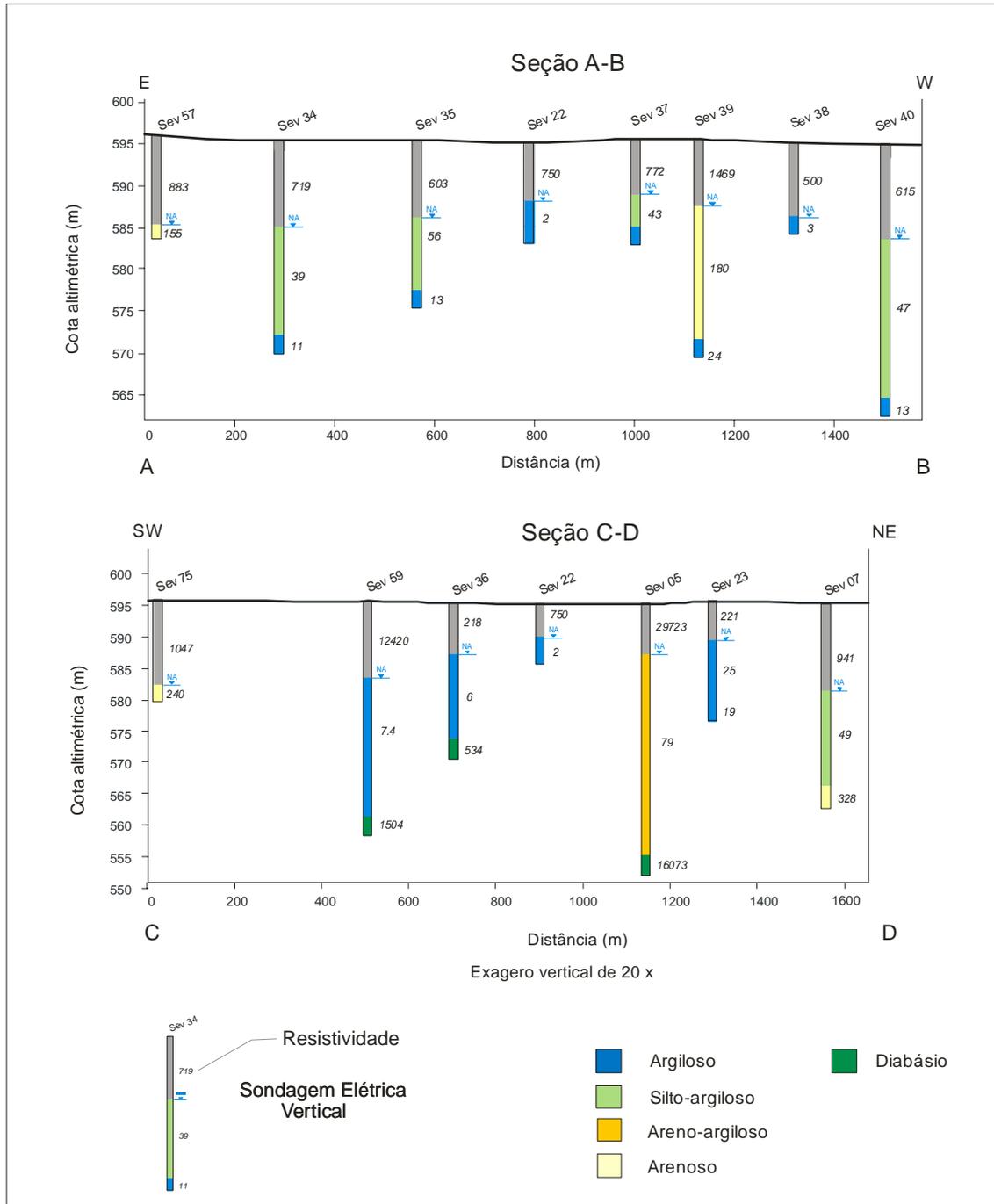


Figura 37 – Seções geoeletricas na área de estudo.

### 6.3 – Caracterização Hidráulica do Substrato

Os testes de *slug* permitiram mensurar valores de condutividade hidráulica nas porções adjacentes à seção filtrante dos poços de monitoramento. Deste modo, é possível afirmar que os testes de *slug* fornecem uma amostra dos valores de condutividade hidráulica das rochas onde está inserida a seção filtrante, na porção adjacente a esta.

A compreensão da distribuição das diferentes litologias que compõem o aquífero e seus valores de condutividade hidráulica permite determinar a variação espacial das velocidades de escoamento.

Os poços de monitoramento, em sua maior parte possuem a seção filtrante situada de 1 a 3 metros na porção saturada. Assim, os testes de *slug* fornecem valores de condutividade hidráulica situadas nesta porção superior do aquífero. No caso de poços multi-níveis, foi possível determinar os valores de condutividade hidráulica de porções mais profundas do aquífero (profundidades de 15 a 18 m).

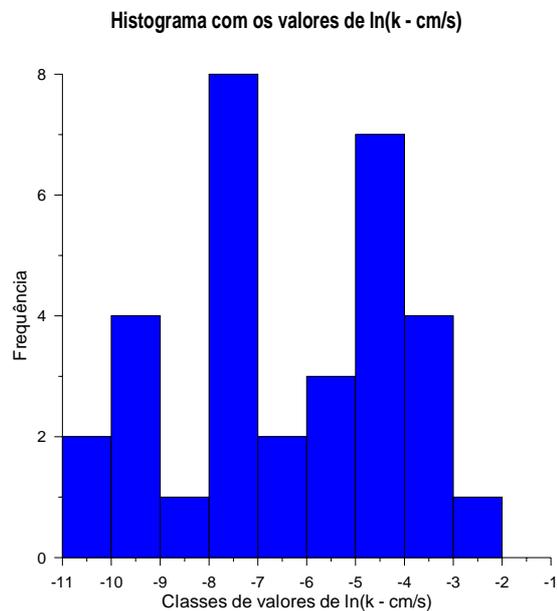
O histograma (Figura 38) representa a distribuição dos valores logarítmicos de condutividade hidráulica  $\ln(K)$ , notando-se claramente a presença de uma distribuição bimodal.

As classes mais freqüentes de  $\ln(K)$  são aquelas situadas entre -8 e -7 e -5 a -4, o que corresponde respectivamente a valores de condutividade hidráulica de  $3,35 \times 10^{-4}$  a  $9,12 \times 10^{-4}$  e  $6,74 \times 10^{-3}$  a  $1,83 \times 10^{-2}$  cm/s.

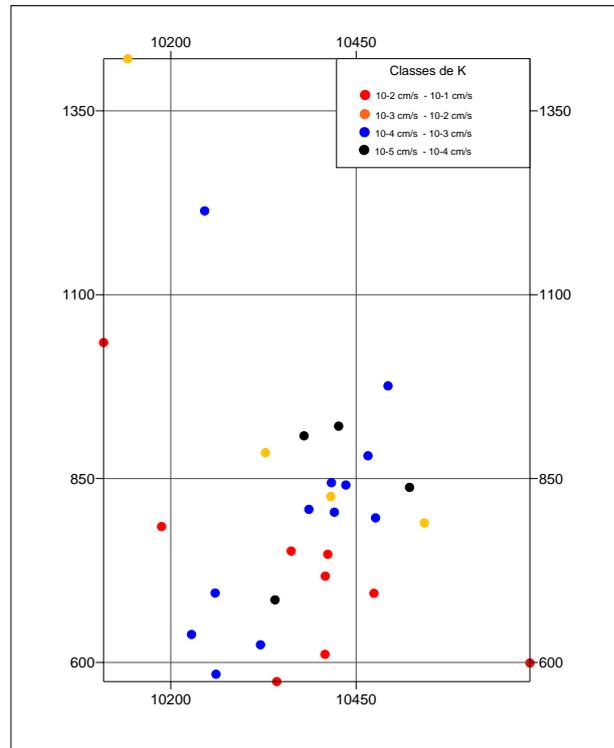
A Figura 39 ilustra a distribuição das classes de valores de condutividade hidráulica para a porção superior do aquífero estudado. Os maiores valores de condutividade hidráulica concentram-se em uma faixa contínua, vinculada a locais com ocorrência de arenitos da Unidade D. Esta zona mais condutiva é delimitada a sul e a norte por valores de condutividade hidráulica da ordem de  $10^{-4}$  cm/s, em concordância com a ocorrência de sedimentos siltosos arenosos da Unidade F.

**Tabela 3** – Valores de condutividades hidráulicas mensuradas através de testes de *slug*.

Poço	K (cm/s)	Poço	K (cm/s)
PM-01	2,54E-03	PM-22	1,08E-02
PM-03	3,86E-04	PM-23	5,45E-05
PM-04	1,95E-02	PM-24	1,85E-02
PM-05	4,20E-04	PM-25	2,69E-03
PM-06	2,59E-02	PM-26	1,15E-02
PM-07	5,91E-05	PM-27	5,00E-02
PM-08	4,05E-05	PM-28	2,48E-03
PM-09	1,32E-04	PM-29	1,03E-02
PM-10	3,84E-04	PM-30	2,46E-04
PM-11	1,09E-02	PM-31	3,72E-04
PM-12	1,21E-04	PM-32	4,24E-04
PM-13	1,21E-04	PM-33	5,08E-04
PM-14	4,45E-04	PM-34	1,07E-02
PM-15	1,11E-02	PM-35	6,72E-02
PM-16	3,35E-04	PM-36	6,87E-03
PM-17	1,46E-03	PM-38	8,30E-04
PM-18	2,81E-02	PM-40	1,46E-02
PM-19	1,58E-02	PM-42	2,01E-03
PM-20	7,70E-04	PM-44	3,72E-04
PM-21	4,17E-05		



**Figura 38** – Histograma com os valores logarítmicos de condutividade hidráulica.



**Figura 39** – Mapa com a distribuição dos valores das classes em escala logarítmica de valores de condutividade hidráulica.

A regressão multivariada permite estabelecer a relação existente entre uma determinada variável dependente e outras variáveis independentes. A fim de estimar a dependência dos valores de condutividade hidráulica com a natureza textural dos sedimentos que compõe a porção saturada local, foram realizadas regressões múltiplas entre os parâmetros retirados das curvas granulométricas de amostras recuperadas de furos de sondagens e os valores de condutividade hidráulica, de vários locais situados nas proximidades da área estudada. Visando manter a representatividade desta análise, foram selecionados poços com seção filtrante situadas em litologias relativamente homogêneas. Deste modo assegurou-se que os testes de *slug* amostraram valores de condutividade hidráulica de uma litologia específica.

Uma vez obtidos os valores de condutividade hidráulica em poços instalados em litologias verticalmente pouco variáveis, foram realizados ensaios de curva granulométrica do intervalo correspondente à seção filtrante dos poços de monitoramento. Sob a suposição de que a natureza hidráulica dos sedimentos inconsolidados é função do diâmetro de seus grãos, foi realizada a regressão dos valores logarítmicos de condutividade hidráulica (variável dependente) e de parâmetros retirados das curvas granulométricas (variáveis independentes).

A partir destas análises, obteve-se a seguinte expressão, que exprime os valores de condutividade hidráulica em função do diâmetro de seus grãos:

$$\ln(K) = 2,532 \cdot X1 + 0,503 \cdot X2 - 3,841 \cdot X3 - 2,944 \cdot X4 + 3,176 \cdot X5 - 4,055 \cdot X6 - 0,583 \cdot X7 + 2,677 \cdot X8 \quad (29)$$

onde:

X1 é a Diâmetro do grão correspondente a 60% (extraído da curva granulométrica),

X2 é a percentual de argila

X3 é a percentual de silte,

X4 é um fator categórico, 0 para amostras friáveis e 1 para amostras compactas,

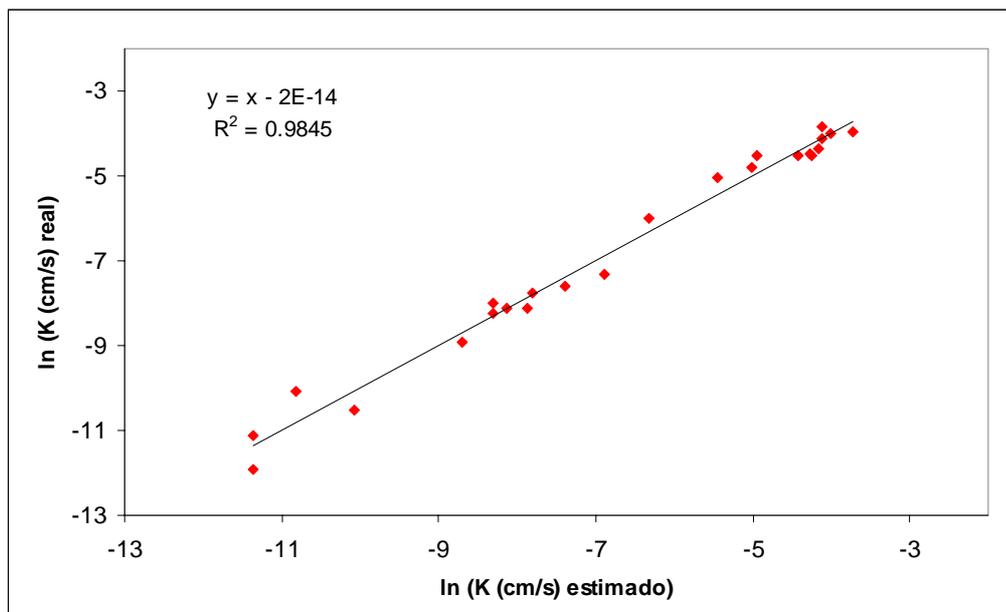
X5 é a percentual de areia média,

X6 é a percentual de areia fina,

X7 é a percentual de areia grossa,

X8 é a percentual de cascalhos.

O coeficiente de determinação  $R^2$ , obtido nesta análise, foi de 98,45% (Figura 40) e um coeficiente de correlação R foi de 99,2 %, indicando assim uma estimativa segura dos valores de condutividade hidráulica a partir das características texturais das litologias presentes na porção saturada do aquífero local. Contudo, deve-se salientar que as relações aqui obtidas são válidas apenas para o local de estudo.



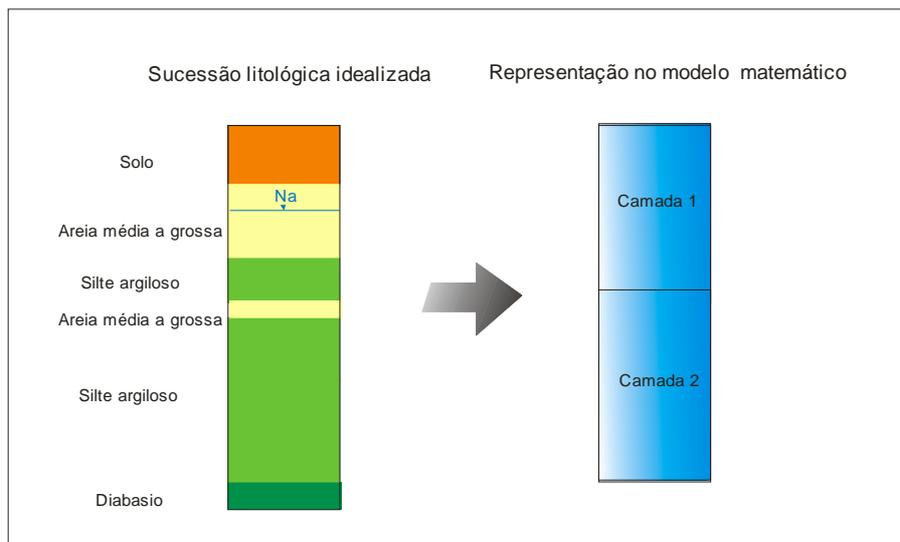
**Figura 40** – Gráfico com a dispersão dos valores logarítmicos de condutividade hidráulica mensurados em campo e os valores estimados pela equação 29.

**Tabela 4** – Valores de condutividade hidráulica atribuídos a litologias com texturas específicas na área de estudo.

Textura	$K_{\text{médio}}$ (cm/s)	$K_{\text{mínimo}}$ (cm/s)	$K_{\text{máximo}}$ (cm/s)	Nº de ensaios
areia média a grossa	1,67E-02	2,590E-02	1,08E-02	10
areia argilosa	1,94E-03	2,543-03	1,09E-03	6
silte argiloso	3,46E-04	7,70E-04	1,21E-04	12
argila arenosa	4,98E-05	4,05E-05	4,053-05	2
siltito	4,51E-05	5,45E-05	5,91E-05	2

## 7 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO

### 7.1 – Modelo Conceitual



**Figura 41** – Transferência de informações do Modelo Conceitual para o Modelo Matemático.

A partir da análise de dados de cunho geológico contido nos resultados de investigações diretas e indiretas, foram elaborados modelos geológicos conceituais.

Os furos de sondagens executados durante a perfuração dos poços de monitoramento permitiram determinar as litologias presentes apenas na porção superior do aquífero, atingindo

profundidades máximas de 18 metros. Informações geológicas mais profundas advêm de dados indiretos, obtidos de investigação geofísica com métodos geoeletricos, empreendidas em outras campanhas realizadas na área. Deste modo, foi possível inferir, com boa margem de segurança, as litologias presentes em profundidade.

A compilação de dados de investigação direta e indireta permitirem segmentar o substrato geológico em 2 camadas, a partir da variação das propriedades em profundidade.

A primeira destas camadas é representada pela porção superior do aquífero, marcada por ampla heterogeneidade litológica. A segunda camada é representada pelo predomínio de rochas pelíticas (silitos), com alternância de camadas pouco expressivas de areia.

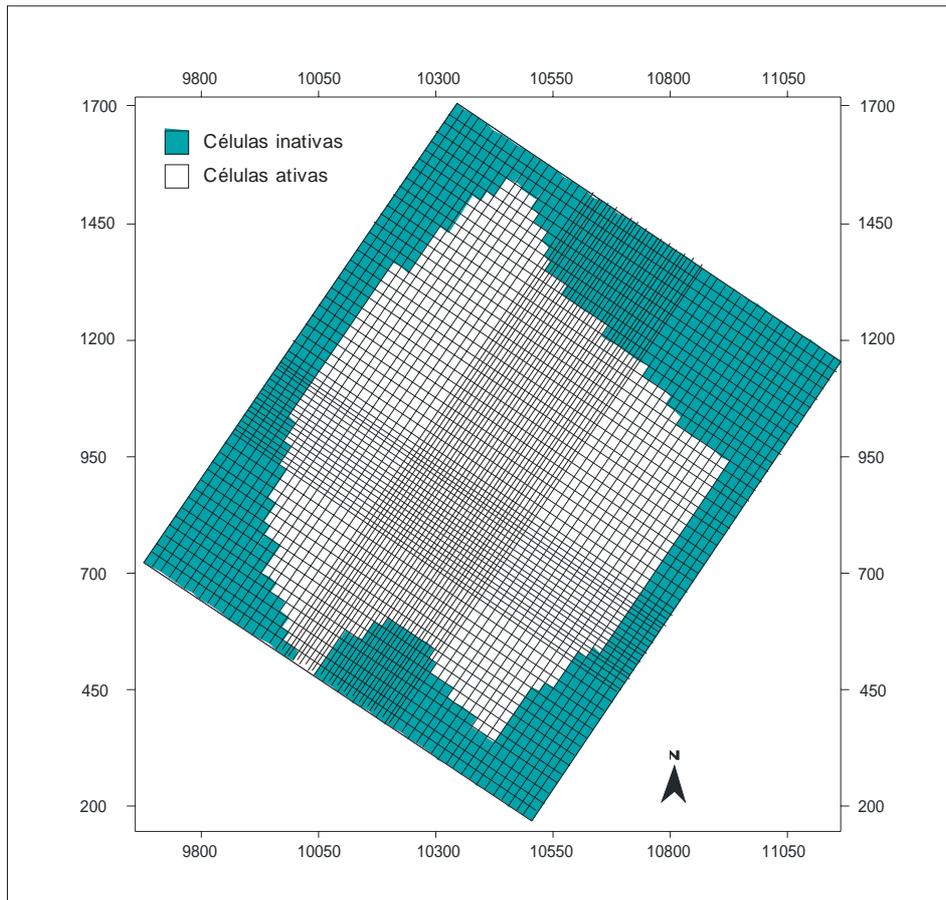
Foi adotada a cota altimétrica de 570 m para a base impermeável do aquífero, uma vez que este valor representa o valor médio das profundidades do topo das soleiras de diabásio, medidas por meio de métodos geoeletricos.

A Figura 41 ilustra a transposição das informações do modelo geológico conceitual para o modelo matemático, a partir da adoção de simplificações do modelo geológico.

## 7.2 – Configuração do Domínio Simulado

A área simulada possui aproximadamente 765000 m<sup>2</sup>, que foi discretizada em 100 linhas, 100 colunas e 2 camadas. Inicialmente foram adotados espaçamentos regulares para as linhas e colunas, com espaçamento de 11,832 m para as linhas e 9,92 para as colunas. A discretização do domínio, simulado em 2 camadas, foi norteado pelo modelo geológico conceitual, descrito no tópico referente ao modelo conceitual. Posteriormente, na porção central do domínio a ser simulado, foi realizado refinamento, em 2 vezes (Figura 42), para melhor representação dos poços de bombeamento.

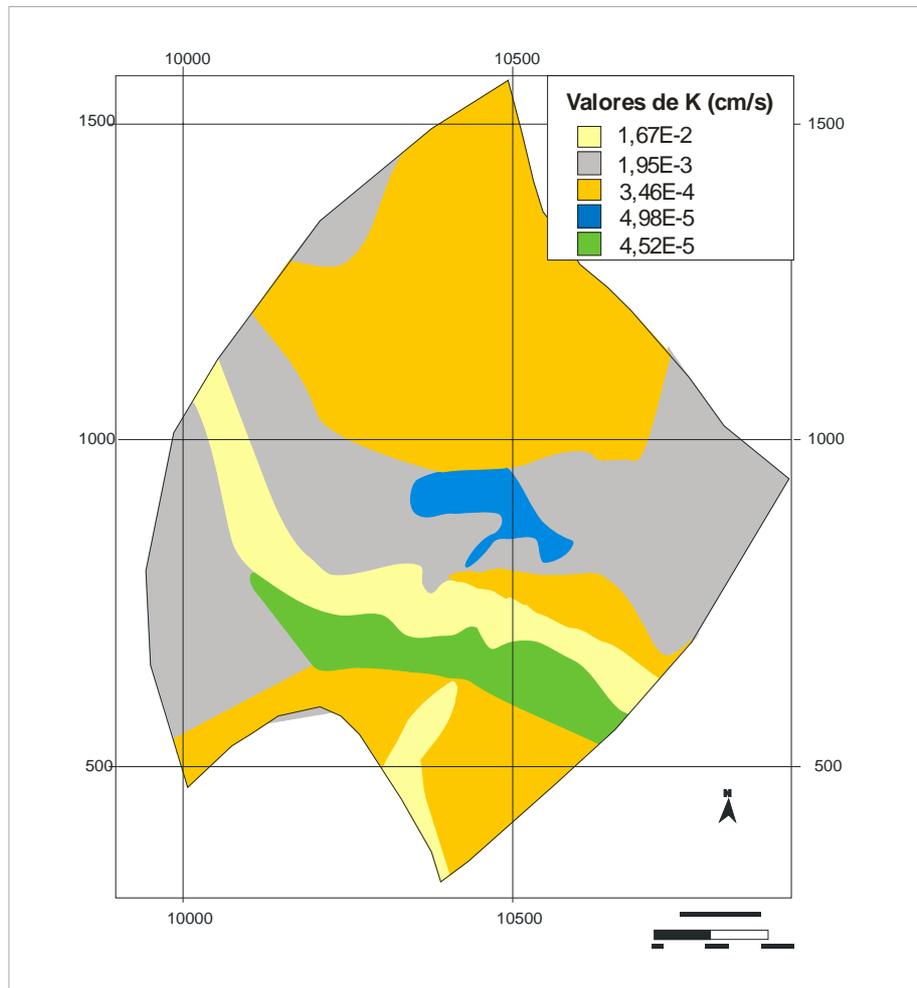
Foram representados na simulação, ainda, os 3 poços de bombeamento operantes na área, com vazões médias de 5 m<sup>3</sup>/dia.



**Figura 42** – Malha de diferenças finitas com espaçamento variável segmentando o domínio simulado.

### 7.3 – Distribuição Inicial dos Valores de Condutividade Hidráulica

A partir dos dados de natureza direta e indireta, foi possível estimar a distribuição espacial das diversas litologias que compõem o aquífero na área de estudo, como ilustrado na Figura 33. Testes de *slug* permitiram atribuir um valor médio de condutividade hidráulica para cada um destes grupos litológicos. Deste modo para estas litologias, foram atribuídos valores de condutividade hidráulica médios para a área de estudo, como indicado na Tabela 4. Deste modo para a ocorrência de um determinado grupo litológico foram atribuídos valores correspondente de condutividade hidráulica extraído da Tabela 4 e gerado a distribuição inicial dos valores iniciais de  $K$  (cm/s) dentro do Modelo (Figura 43).



**Figura 43** - Distribuição inicial de condutividade hidráulica na camada superior do domínio simulado.

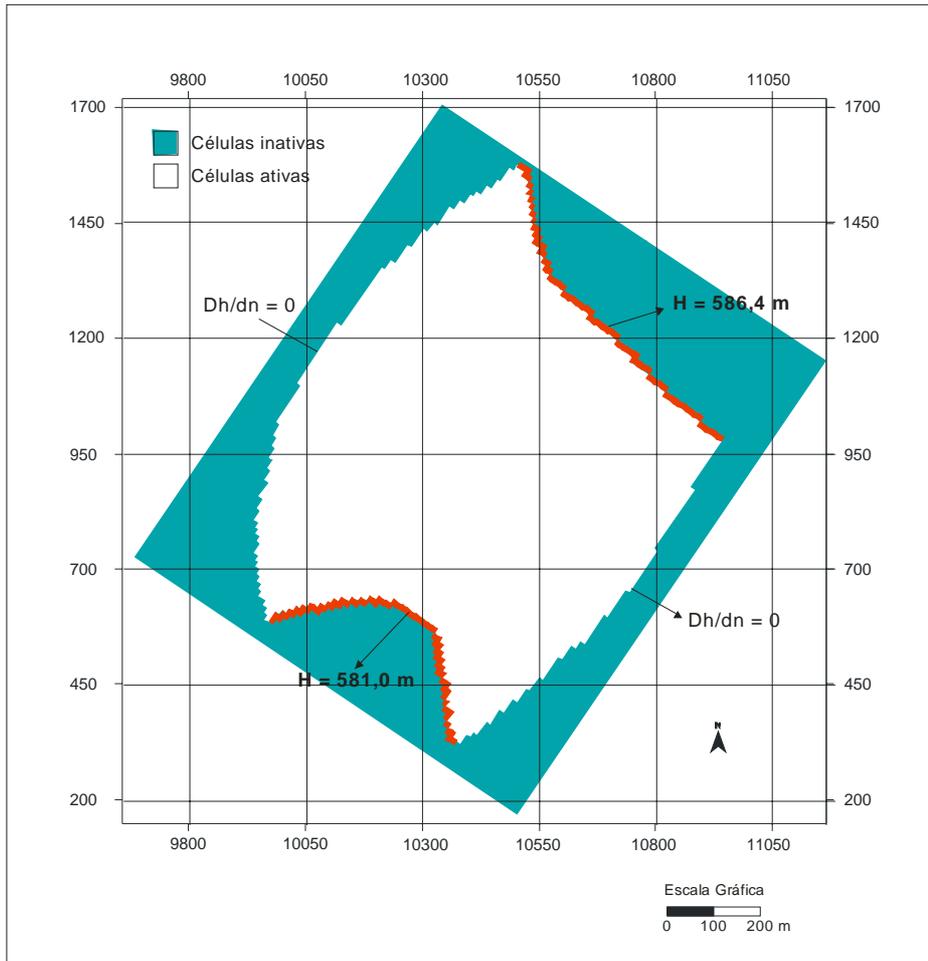
#### 7.4 – Condições de Contorno

A inexistência de elementos hidrológicos de natureza física, tais como rios, lagos e córregos, nas adjacências da área de estudo, impedem a utilização destes como condições de contorno.

Diante desta realidade, foram adotadas condições de contorno retiradas de maneira estrita, em informações contidas no mapa potenciométrico, baseado em medidas do nível d'água do dia 19/07/2005. Com base no mapa potenciométrico, foi estabelecido, na porção norte, uma condição de contorno do Tipo 1 (Dirichlet), com carga especificada de 586,4 m. Na porção sul, também foi adotado uma condição de contorno do Tipo 1, com carga especificada de 581 m. Nos contornos situados a leste e oeste da área simuladas, foram adotadas condições de contorno do Tipo 2

(Neumman), com contornos de fluxo nulos, a partir da delimitação de linhas de fluxo perpendiculares aos contornos de carga especificada citadas acima.

A localização das condições de contorno utilizada na simulação está ilustrada na Figura 44. Estes contornos foram replicados e utilizados similarmente em todas as camadas do modelo, admitindo-se, de maneira simplificada, contornos com equipotenciais verticais. Esta simplificação decorre da inexistência de dados hidrogeológicos de porções profundas do aquífero.



**Figura 44** - Localização das condições de contorno adotadas no modelo.

## 7.5 – Simulação em Regime Permanente

Após a formulação de um modelo conceitual e sua representação computacional nos modelos matemáticos foram realizadas simulações em regime permanente. Esta etapa tem por objetivo determinar os valores e a distribuição relativa das diferentes zonas de condutividade hidráulica presentes na área simulada. A determinação destes valores é considerada satisfatória na medida em que gere, na simulação, uma distribuição das linhas isotenciométricas similar àquela verificada na condição real. Outro objetivo desta etapa é buscar a distribuição de cargas hidráulicas iniciais para sua posterior utilização em simulações em regime transiente.

Os valores de cargas hidráulicas reais, utilizados como referências para a calibração do modelo, foram àquelas obtidas pela mensuração do nível d'água no dia 09/09/2005. Dos 40 poços existentes na referida data, foram utilizados 26 poços. Foram ainda inseridos no modelo, dois poços de bombeamento operante no período considerado.

Para a convergência da solução das simulações foram adotados critérios de tolerância de 0,001, tendo sido necessário cerca de 10 a 20 iterações para a convergência da simulação. O reduzido número de iterações revelou um modelo com parâmetros bastante consistentes e matematicamente compatíveis.

## 7.6 – Calibração do Modelo em Regime Permanente

Para a calibração do modelo em regime permanente, foi empregada a metodologia da “tentativa e erro” (*trial and error*). Nesta metodologia, parâmetros hidrogeológicos que compõem o modelo são alterados, sendo em seguida geradas simulações para avaliação dos resultados frente a estas modificações. Este processo prossegue até que exista uma correspondência em nível satisfatório entre os parâmetros hidrogeológicos mensurados em campo, neste caso a carga hidráulica, e aquelas calculadas pela simulação.

Os parâmetros alterados durante o processo foram os valores de condutividade hidráulica, sua distribuição, espessuras de camadas e valores de recarga.

A distribuição e valores de condutividade hidráulica foram inicialmente adotados pelos valores deste parâmetro mensurados em campo, respeitando sua distribuição espacial, como mencionado anteriormente. Salienta-se, contudo, que os valores de condutividade hidráulica eram modificados até determinado patamar, evitando-se que destoassem demasiadamente dos valores obtidos em campo. Quando se atingia um determinado grau de modificações nos valores

de condutividade hidráulica, outros parâmetros eram ajustados, tais como recarga e a vazão nos poços de bombeamento.

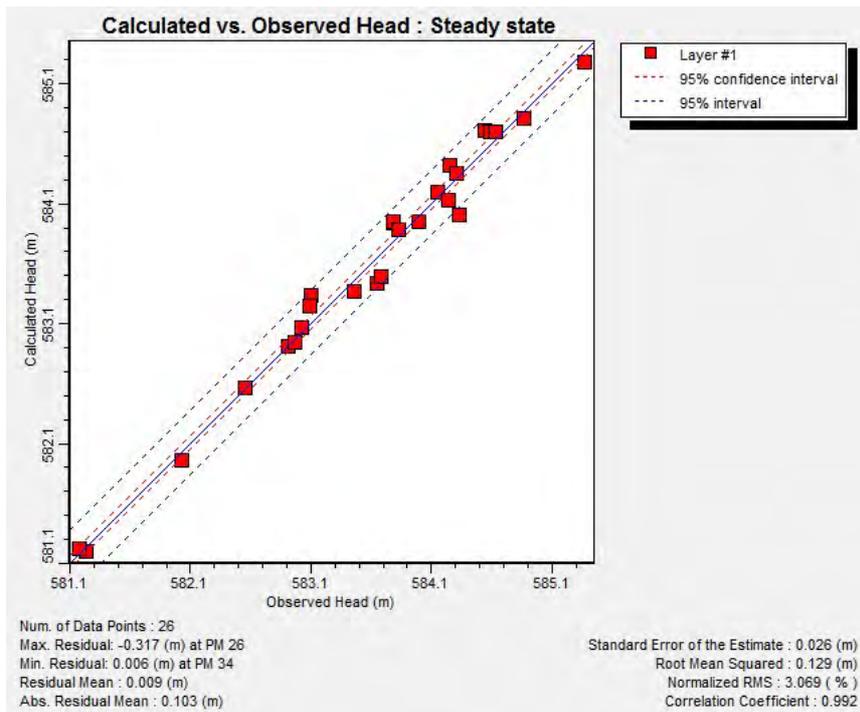
Estes parâmetros foram modificados de maneira sucessiva, até que alcançasse níveis considerados adequados nos critérios de calibração.

O coeficiente de correlação entre os valores de carga hidráulica, calculados pela simulação, e aquelas mensurados nos poços de monitoramento foi de 0,992 (Figura 45), o que indica elevada correspondência entre ambos, com um resíduo médio de 0,103 m e erro normalizado quadrático de 3,067%. A tabela 5 ilustra a comparação dos valores de carga hidráulica reais e aquelas calculadas pela simulação e a diferença entre ambas.

**Tabela 5** – Comparação entre os valores de carga hidráulica mensurados nos poços de monitoramento e aquelas calculadas pela simulação na local onde estão inseridos os poços.

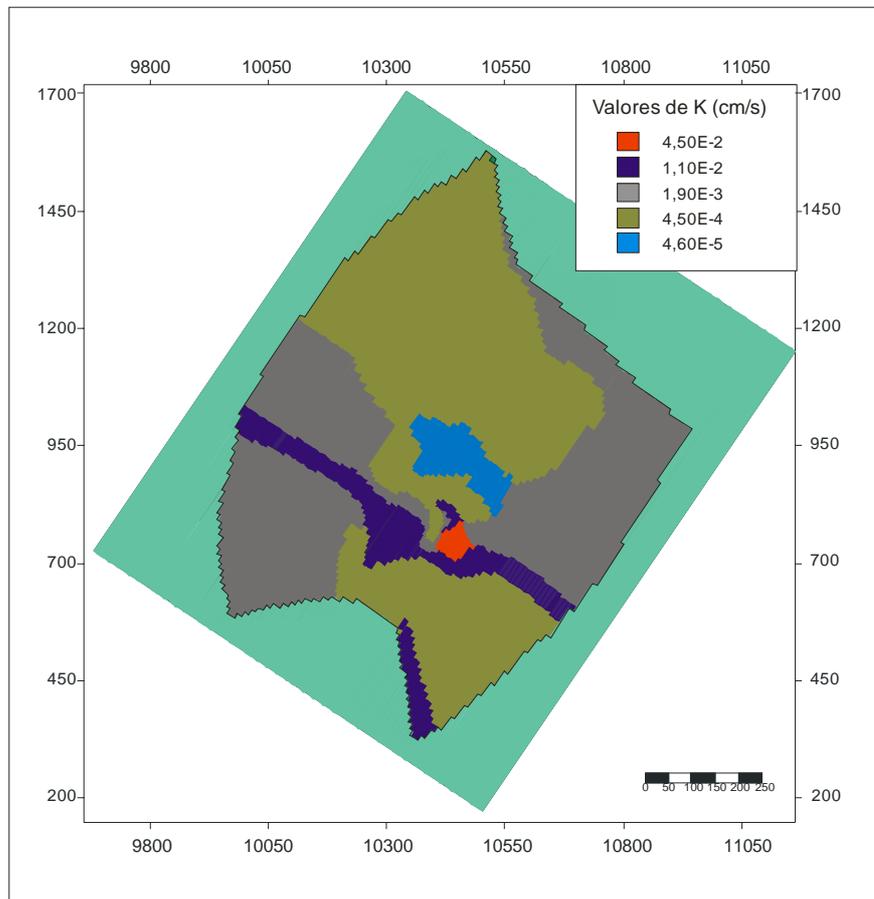
Poço	h real (m)	h calculado (m)	Resíduo (m)
PM-02	584,54	584,69	0,15
PM-04	583,65	583,41	-0,24
PM-05	582,97	582,90	-0,07
PM-06	584,86	584,78	-0,08
PM-07	584,26	584,39	0,13
PM-08	583,79	583,92	0,13
PM-10	584,31	584,32	0,01
PM-11	583,68	583,46	-0,22
PM-12	583,78	583,93	0,14
PM-13	583,83	583,85	0,02
PM-14	583,46	583,35	-0,11
PM-16	584,16	584,18	0,03
PM-17	584,59	584,70	0,11
PM-18	583,99	583,90	-0,09
PM-19	584,24	584,11	-0,13
PM-20	585,38	585,25	-0,12
PM-21	584,63	584,67	0,04
PM-22	582,55	582,54	-0,01
PM-23	584,02	583,69	-0,33
PM-24	583,09	583,21	0,12
PM-25	583,11	583,29	0,19
PM-26	584,33	583,98	-0,35
PM-29	581,24	581,11	-0,13
PM-31	581,18	581,15	-0,03
PM-33	582,03	582,04	0,01
PM-34	582,91	582,93	0,03

A partir da comparação dos dois conjuntos de valores, verifica-se uma forte correspondência entre ambas, sugerindo que as condutividades hidráulicas encontrados na calibração do modelo (Figura 46) são compatíveis com aquelas adotadas no modelo conceitual proposto (Figura 43).

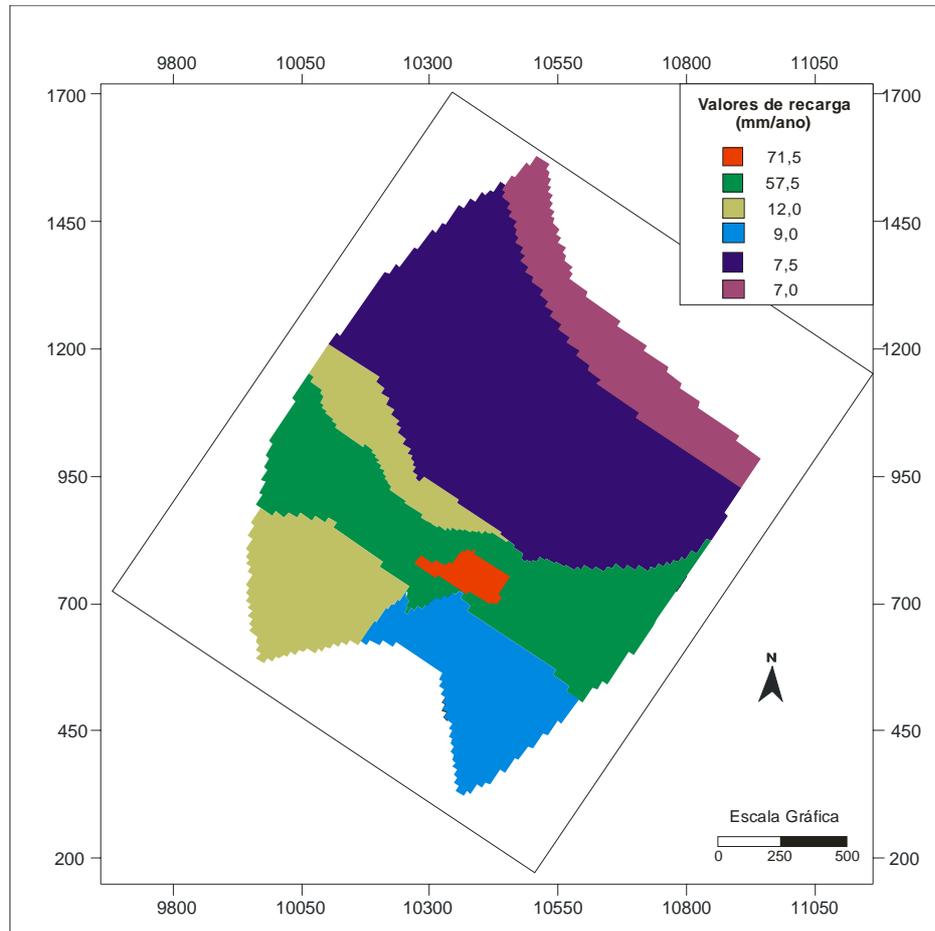


**Figura 45** – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação em regime permanente.

Na segunda camada, foi adotado um valor único de  $4,6 \times 10^{-5}$  cm/s. Estes valores sugerem que em porções mais profundas do aquífero existe o predomínio de litologias pouco permeáveis, o que é respaldado pelos ensaios geofísicos que indicam o franco predomínio, em profundidade, de materiais geológicos com baixa resistividade, o que evidencia sua natureza pelítica. Isto é coerente com a suposição de que em sub-superfície predominam rochas pertencem as fácies Si e Ag, descritas por Fernandes (1997).



**Figura 46** – Distribuição dos valores de condutividade hidráulica para a primeira camada resultantes da calibração do modelo.



**Figura 47** – Distribuição dos valores de recarga encontrados na calibração do modelo.

## 7.7 – Análise de Sensibilidade

Após a calibração do modelo, foram efetuadas análises de sensibilidade, fazendo-se uso das relações expressas nas equações 28 e 29. A análise de sensibilidade avalia o grau de dependência dos resultados da simulação frente às incertezas contidas dentro do modelo. Estas incertezas decorrem do fato de não ser possível precisar o valor exato e a distribuição dos parâmetros hidrogeológicos dentro do domínio simulado. Tendo em vista que o modelo calibrado é influenciado por incertezas, faz-se necessária a análise de sensibilidade a fim de ponderar a influência no modelo de parâmetros incertos e assim estipular o grau de confiabilidade dos diversos parâmetros inseridos no modelo. Assim, foram realizadas modificações de 20% do valor original dos valores dos diversos parâmetros utilizados no modelo

e submetidos a novas simulações, sendo adotado, neste caso, o critério de calibração RMS como ponderador de sensibilidade.

**Tabela 6** - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de condutividade hidráulica, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

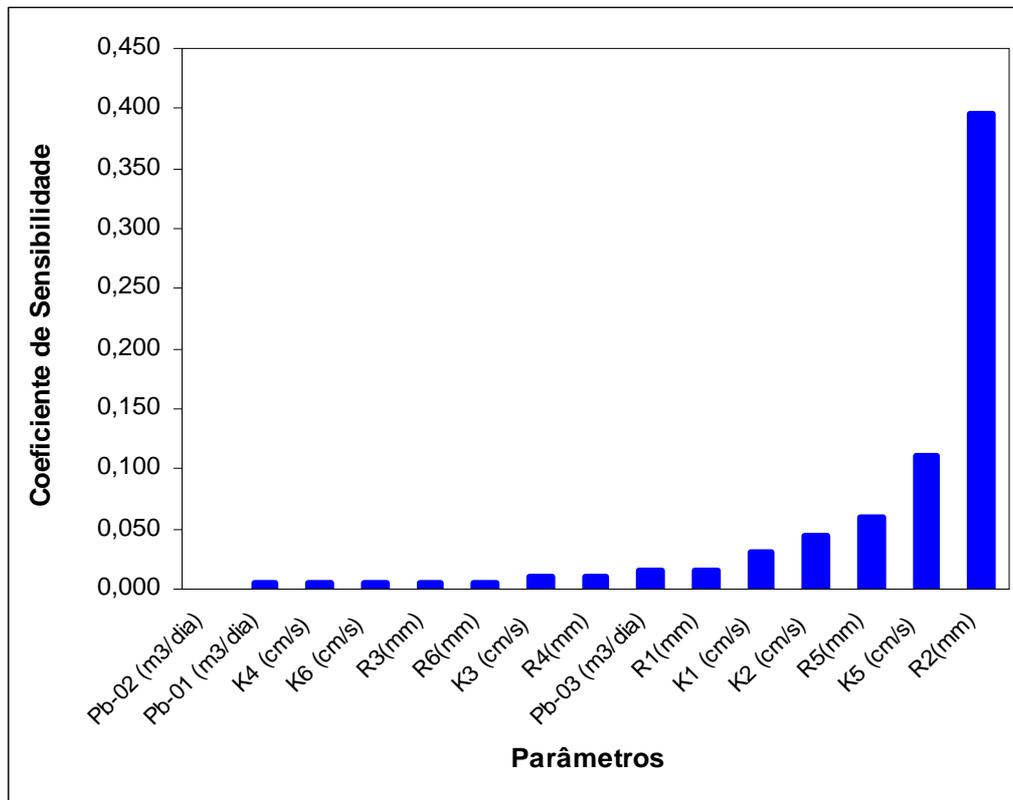
<i>Condutividade hidráulica</i>	<i>Valor</i>	<i>Valor Alterado</i>	<i>RMS</i>	<i>RMS (alterado)</i>	<i>Coefficiente de Sensibilidade</i>
K <sub>1</sub> (cm/s)	1,10E-02	1,32E-02	0,128	0,134	0,030
K <sub>2</sub> (cm/s)	4,30E-04	5,16E-04	0,128	0,137	0,045
K <sub>3</sub> (cm/s)	6,50E-05	7,80E-05	0,128	0,13	0,010
K <sub>4</sub> (cm/s)	1,80E-03	2,16E-03	0,128	0,129	0,005
K <sub>5</sub> (cm/s)	4,70E-03	5,64E-03	0,128	0,15	0,110
K <sub>6</sub> (cm/s)	4,50E-05	5,40E-05	0,128	0,129	0,005

**Tabela 7** - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de recarga, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

<i>Recarga</i>	<i>Valor</i>	<i>Valor Alterado</i>	<i>RMS</i>	<i>RMS (alterado)</i>	<i>Coefficiente de Sensibilidade</i>
R1(mm)	71,5	85,800	0,128	0,131	0,015
R2(mm)	57,5	69,000	0,128	0,207	0,395
R3(mm)	12	11,400	0,128	0,129	0,005
R4(mm)	9,5	14,400	0,128	0,13	0,010
R5(mm)	7,5	9,000	0,128	0,14	0,060
R6(mm)	7	8,400	0,128	0,129	0,005

**Tabela 8** - Resultados de análise de sensibilidade para os valores de bombeamento nos poços, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

<i>Taxa de bombeamento</i>	<i>Valor</i>	<i>Valor Alterado</i>	<i>RMS</i>	<i>RMS (alterado)</i>	<i>Coefficiente de Sensibilidade</i>
Pb-01 (m <sup>3</sup> /dia)	-1,240	-1,178	0,128	0,129	0,020
Pb-02 (m <sup>3</sup> /dia)	-0,400	-0,398	0,128	0,128	0,000
Pb-03 (m <sup>3</sup> /dia)	-3,950	-3,753	0,128	0,130	0,040



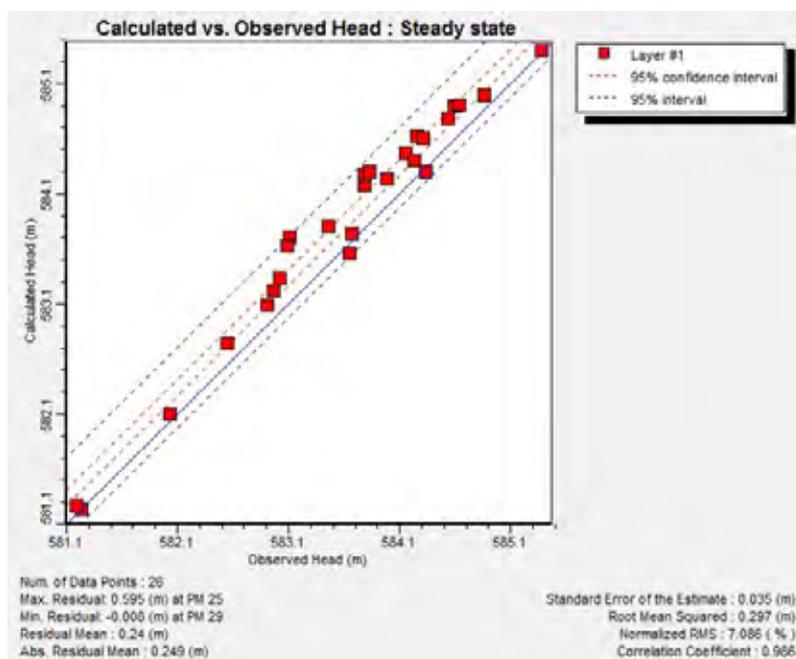
**Figura 48** - Gráfico ilustrando os coeficientes de sensibilidade do critério de calibração RMS dos resíduos, encontrados na simulação, com a modificação dos diversos parâmetros de entrada do modelo.

Verifica-se nas tabelas 6,7 e 8, que o modelo em geral é pouco dependente dos diversos parâmetros de entrada do modelo, predominando valores de coeficiente de sensibilidade de 0,000 e 0,005 m. Destaca-se que os maiores valores de sensibilidade estão vinculados aos valores de recarga aos valores de condutividade hidráulica, chegando a alcançar o valor de 0,395 na zona de recarga R2. Embora exista a proximidade com diversos poços de monitoramento, os poços de bombeamento possuem coeficientes de sensibilidade bastante reduzidos. A zona condutiva 5 também possui um coeficiente de sensibilidade destoante, em virtude de seus valores a serem bastante discrepante aos demais valores de condutividade hidráulica e de afetar diretamente poços nas adjacências desta zona.

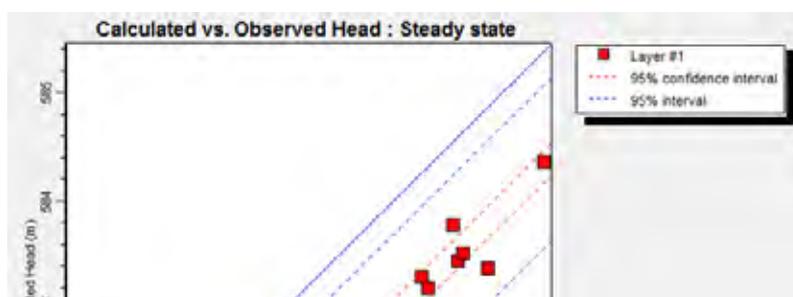
Visando complementar a análise de sensibilidade, foram realizadas simulações, após a supressão dos valores de bombeamento, e, posteriormente, de recarga para avaliar a importância desses parâmetros na solução do modelo.

A figura 49 ilustra o gráfico de dispersão dos valores de carga hidráulica calculadas pela simulação, em relação aos valores reais de carga. Verifica-se neste gráfico que a ausência de bombeamento promove um incremento de carga hidráulica, elevando o valor de RMS para 0,297 m e gerando erro de 7,086%.

Ao serem realizadas simulações com supressão de recarga do modelo (Figura 50), são observados desvios bastante significativos da solução considerada ideal. Neste caso, o valor de RMS alcança 1,125 m e o erro o valor de 26,836%. Este fato indica que os valores de recarga são parâmetros essenciais para a solução do modelo e sua ausência induz a um crescimento bastante acentuado do erro.



**Figura 49** – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação com a supressão dos poços de bombeamento.



**Figura 50** – Gráfico de correlação entre os valores reais de carga hidráulica e aquelas calculadas pela simulação com taxas de recarga nula.

A configuração do modelo simulado torna a solução do modelo fortemente dependente das condições de contorno de primeiro tipo, presentes nos limites norte e sul do domínio simulado. A fim de avaliar o grau em que estes contornos restringem a solução do modelo, foram adotados para análises com alterações em graus diversos nos valores de carga hidráulica destes contornos para avaliar a influência sobre os valores de resíduos médios,  $M$ .

Incrementos de carga hidráulicas nas condições de primeiro tipo de valor  $\Delta H_{cont}$ , promovem um aumento de carga hidráulica  $\Delta h$  em cada uma das células do modelo e, deste modo, induzem a um acréscimo de  $\Delta M$  nos valores de resíduo médio. Se a solução do modelo for integralmente dependente das condições de contorno de primeiro tipo, o valor de  $\Delta h$  e  $\Delta M$  devem ser similares a  $\Delta H_{cont}$  e a razão  $\Delta M/\Delta H_{cont}$  deveria ser próximo de 1.

A partir da alteração sucessiva dos valores de carga hidráulica nas 2 condições de primeiro tipo, foram implementadas e verificadas as modificações nos valores dos resíduos médios, a fim de ponderar a influência na solução do modelo destas alterações. Como indicado na tabela 9, para alterações de 0,1 m é verificado um incremento no valor de resíduo de 0,014 m. Deste modo, a relação entre incremento nos valores de resíduo dos valores de carga hidráulica de e, portanto a razão  $\Delta M/\Delta H_{cont}$  é de 0,14. Isto indica que pequenas alterações nos valores de carga, repercutem de maneira bastante reduzida na solução do Modelo. Esta relação cresce com o incremento nos valores de alteração de carga nos contornos, alcançando um valor de 0,735 para alterações de 1,5 m. Demonstra-se assim que para alterações de 1,5 m, 73,5 % na variação

média de carga dentro da simulação é vinculada a mudanças na carga hidráulicas dos contornos de primeiro tipo e 26,5% relacionadas a outros fatores presentes dentro do modelo.

A partir desta análise, foi possível verificar que a solução do modelo não é totalmente dependente dos valores de carga hidráulica presentes nos contornos de primeiro e que parcela significativa da solução está vinculada a outros fatores como as taxas de bombeamento e, sobretudo, os valores de recarga.

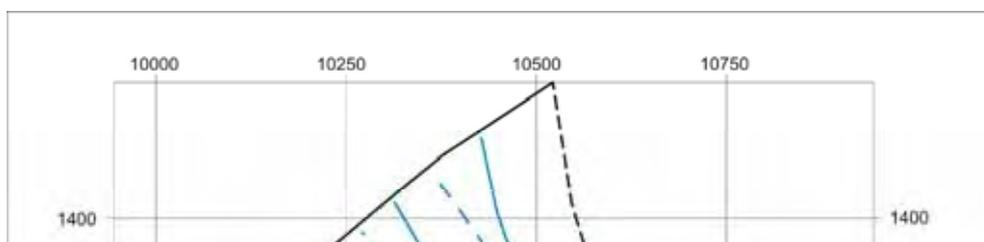
**Tabela 9** – Resultado dos incrementos dos resíduos gerados pelo acréscimo de carga hidráulica nos contornos de primeiro tipo.

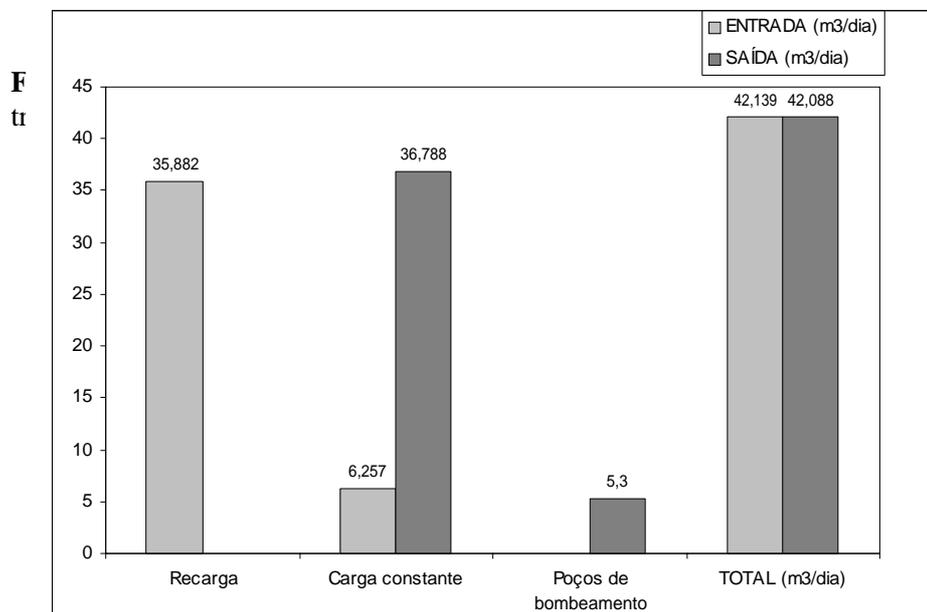
$\Delta H_{cont}$	$M (m)$	$M \text{ alterado} (m)$	$\Delta M (m)$	$\Delta M / \Delta H_{cont}$
0,1	0,09	0,104	0,014	0,140
0,3	0,09	0,234	0,144	0,480
0,5	0,09	0,382	0,292	0,584
0,7	0,09	0,540	0,450	0,643
1,0	0,09	0,779	0,689	0,689
1,5	0,09	1,193	1,103	0,735

## 7.8 – Potenciometria Simulada e Balanço de Fluxo

Na Figura 50, que ilustra a sobreposição dos mapas potenciométricos real e simulado é possível verificar uma forte correspondência entre ambos, respaldando os resultados ilustrados pelos critérios de calibração do modelo.

A tabela 10 indica o balanço de entrada e saída de água, no domínio do modelo. Ressalta-se que, apesar dos baixos índices de recarga utilizados no modelo, estas representam aproximadamente 85 % da entrada de água no modelo, com o contorno de carga constante representando o restante do montante de água que entra no modelo. Os poços de bombeamento, neste balanço, são responsáveis por 12 % da água que saem no modelo, o que representa uma quantidade altamente significativa, dada às dimensões do modelo.





has

**Figura 52** - Resultado do balanço de entrada de saída de água no domínio simulado.

**Tabela 10** - Resultados com o balanço de entrada e saída de água no domínio simulado.

<b>FONTE</b>	<b>ENTRADA (m<sup>3</sup>/dia)</b>	<b>SAÍDA (m<sup>3</sup>/dia)</b>	<b>TOTAL (m<sup>3</sup>/dia)</b>
<b><i>Recarga</i></b>	35,882		35,882
<b><i>Carga constante</i></b>	6,257	-36,788	-30,531
<b><i>Poços de bombeamento</i></b>		-5,300	-5,300
	42,139	-42,088	0,051
<b><i>Discrepância entre saída e entrada = 0,121 %</i></b>			

## 7.9 – Segunda Simulação em Regime Permanente

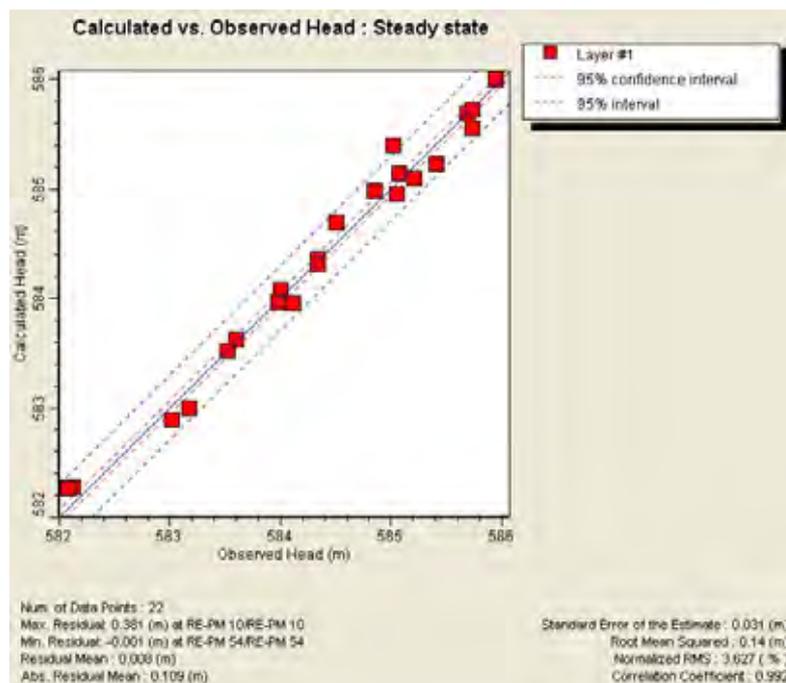
Para testar uma nova configuração no modelo conceitual adotado, foi realizada uma nova simulação em regime permanente, mantendo-se constantes os valores de condutividade hidráulica encontrados na simulação anterior. As condições de contorno foram extraídas do mapa potenciométrico do dia 11/05/2006.

Os valores de recarga e extração de água dos poços de bombeamento são parâmetros sazonalmente variáveis. Deste modo, nesta segunda simulação, os valores referentes a estes parâmetros foram progressivamente readequados durante o processo de calibração do mdelo.

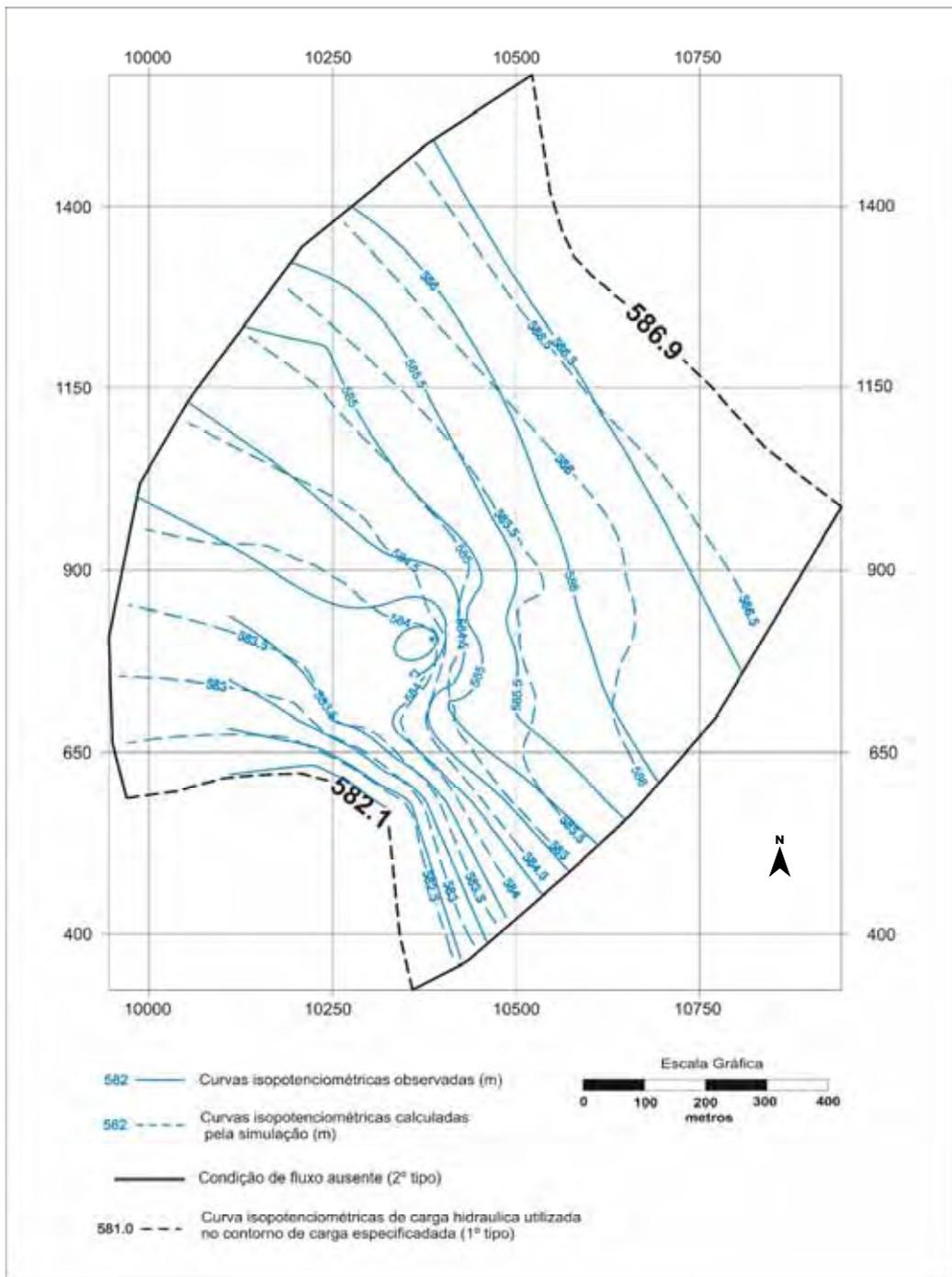
A configuração do domínio simulado, assim como a posição das condições de contorno, foi mantida inalterada. Contudo, foram realizadas alterações nos valores de carga hidráulica do contorno de primeiro tipo, nos valores de recarga e taxas de bombeamento.

Após a calibração desta simulação, verifica-se uma correspondência entre os valores de carga hidráulica calculada e aqueles mensurados nos poços de monitoramento. Esta correspondência está ilustrada na Figura 53, onde pode ser observado um coeficiente de correlação de 99,2 % entre os valores de carga hidráulica real e calculada pela simulação, com um resíduo absoluto médio de 10,9 cm e erro quadrático médio de 3,627 %.

A Figura 54 ilustra a comparação entre as linhas equipotenciais reais e aquelas geradas pela simulação, confirmando os bons resultados obtidos nesta segunda simulação em regime permanente. Na Figura 55, estão ilustradas as distribuições de recarga que forneceram a melhor resposta ao modelo.



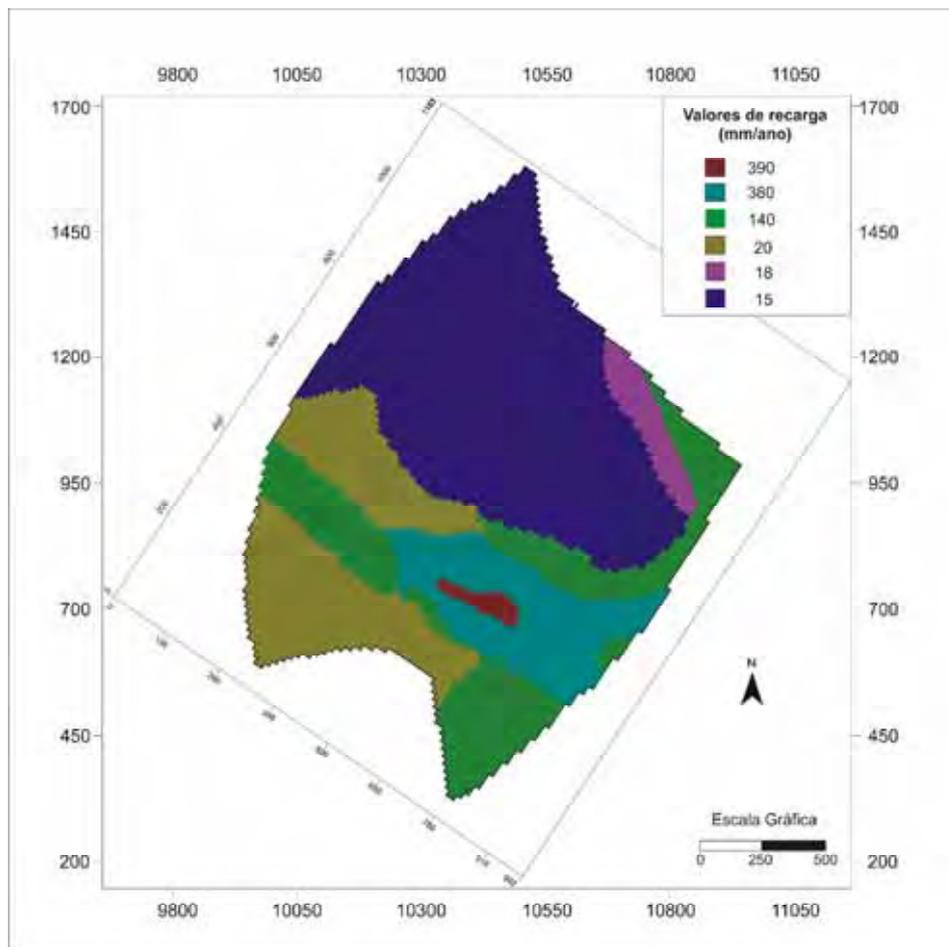
**Figura 53**– Gráfico de correlação entre as cargas reais e calculadas no segundo período simulado em regime permanente.



**Figura 54** – Sobreposição das linhas das curvas equipotenciais observadas (linhas tracejadas) e calculadas (linhas contínuas) pela segunda simulação realizada em regime permanente.

**Tabela 10** - com os resultados com o balanço de entrada e saída de água no domínio simulado calculado pela segunda simulação em regime permanente.

FONTE	ENTRADA (m <sup>3</sup> /dia)	SAÍDA (m <sup>3</sup> /dia)	TOTAL (m <sup>3</sup> /dia)
<i>Recarga</i>	178,504		178,504
<i>Carga constante</i>	211,264	-348,860	-137,596
<i>Poços de bombeamento</i>		-40,300	-40,300
	389,768	-389,160	0,608
<b>Discrepância entre saída e entrada = 0,156 %</b>			



**Figura 55** – Distribuição dos valores de recarga encontrados na calibração do segundo modelo simulado em regime permanente.

## 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

O estudo aqui empreendido visou primeiramente à compilação de dados pré-existentes e dados obtidos sucessivamente com a evolução do trabalho de investigação na área, seguida da

interpretação conjunta destas informações para a formulação de um modelo hidrogeológico conceitual. A etapa final visou a simulação numérica de fluxo, por meio do método de diferenças finitas para a validação do modelo conceitual concebido.

A integração de informações geológicas provenientes de dados diretos, representados por furos de sondagens, e dados indiretos, obtidos por SEVs, permitiu esboçar de maneira satisfatória a distribuição litológica de sub-superfície, sobretudo na porção superior do aquífero estudado.

Os valores de condutividade hidráulica estão diretamente associados à natureza textural dos litotipos que compõe o arcabouço do aquífero. Os testes de *slug* permitiram estimar esses valores e associá-los à litologias específicas correspondentes à seção filtrante dos poços de monitoramento onde foram realizados os ensaios. Deste modo, foi possível identificar a distribuição esboçar satisfatoriamente a distribuição dos diferentes tipos litológicos em sub-superfície e atribuir a cada um deles propriedades hidráulicas distintas.

A quantidade e a qualidade das informações existentes permitiram um entendimento satisfatório da área estudada e a formulação de um modelo conceitual consistente. Este fato é demonstrado pela elevada correspondência entre o modelo hidrogeológico conceitual previamente concebido pelos processos descritos acima e aquele obtido pelo ajuste de parâmetros de entrada nos modelos simulados.

Salienta-se que os resultados dos modelos em regime permanente, obtidos neste trabalho, são representativos para as condições reais, pois agregam as seguintes características:

- ✓ elevado coeficiente de correlação entre os valores de carga hidráulica mensuradas em campo e aquelas calculadas pela simulação;
- ✓ a conformação das linhas equiponteciais assemelha-se àquelas mensuradas em campo, podendo-se assim afirmar que estes dados são representativos para as condições reais;
- ✓ os valores de coeficiente de sensibilidade mostraram-se reduzidos, evidenciando que as incertezas associadas aos diversos parâmetros de entrada do modelo, como valores de condutividade hidráulica, recarga e bombeamento e a dependência do resultado da simulação frente a estes, são reduzidas.

Ao mesmo tempo em que o modelo serve para testar e validar o modelo conceitual, também auxilia no direcionamento das investigações adicionais e subsidia etapas seguintes de investigação da área tal como simulação de transporte, uma vez que as heterogeneidades hidráulicas podem ser adequadamente representadas.

## 9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERTO, M.C. Fluxo da água subterrânea em sistema de encosta-rio, município de Paulínia: caracterização e simulação numérica. Dissertação de Mestrado, UNESP/IGCE/Rio Claro (SP), 117p., 2005.

AMARAL, G.;CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. E REYNOLDS, J. H. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30 (2): p. 159-189 – 1966

ANDERSON, M. P. E WOESSNER, W. W. **Applied Groundwater: Simulation of Flow and Advective Transport**. Academic Press, Inc., 381p., London. 1992.

BJORNBERG, A. E LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neocenozóico). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15 (4): p.43-67. São Paulo, 1966.

BURDEN, R. L. e FAIRES, J. D. **Numerical Analysis**. Boston: PWS Publishing Company. 5<sup>o</sup> ed., 768 p., 1993.

CAETANO-CHANG, M. R. Análise ambiental e estratigráfico do Grupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado apresentado ao Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

COMITÊS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS PIRACICABA, CAPIVARI E JUNDIAÍ – **Plano Estadual de Recursos Hídricos: 2004 – 2007**. 2004. Disponível em [www.comitepcj.sp.gov.br/EstudosRelatorios.htm](http://www.comitepcj.sp.gov.br/EstudosRelatorios.htm). Acessado em: 14 de agosto de 2005.

DARCY, H. **Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon: experience and application. Príncipes to follow and formulas to be used in question of distribution of water. Appendix D**. Victor Dalmont, Imperial Corps of Bridges, Highways and Mines, Paris. *Tranlation by Glenn Brown and Bruno Cateni, Oklahoma State University, Stillwater*, 1856

FERNANDES, A. J. Tectônica Cenozóica na Porção Media da Bacia do rio Piracicaba e sua Aplicação à Hidrogeologia. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - São Paulo, 244 f. 1997.

FRANKE, O. R.;REILLY, T.E. E BENNET, G.D. *Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated Ground-Water Flow Systems – An Introduction. Techniques of Water-Resources Investigations of the U. S. Geological Survey. Applications of Hydraulics, Books 3: Chapter B5*, Reston, Virginia, USA, 1987.

FETTER, C. W. – **Applied Hydrogeology**. New York : Macmillan Publishing Company, 3º ed., 314 p., 1994.

FRANÇA, A.B., POTTERP.E.. Estratifração, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (Parte I). Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 2:147-191, Rio de Janeiro, 1988.

HUBBERT, M.K. *The theory of ground-water movement. Journal. of Geology*, 48(8), p: 785-944. 1940.

FÚLFARO, V. J. E SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neocenozóico) e seu ambiente de deposição. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 20: p.45-60. São Paulo, 1968.

IPT – **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**,1981. Escala: 1:1.000.000.

IPT – **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**,1981. Escala: 1:1.000.000.

KRESIC, N. **Quantative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling**. Boca Raton: Lewis Publishers. 445 p., 1997

MASMANN, J. W. e HAGLEY, M.T. A comparison of Model and Parameter Uncertainties in Groundwater Flow and Solute Transport Prediction. *In: EL-KADI, A. I. **Groundwater, Model for Resources Analysis and Management***. Lewis Publishers. 367 p., 1995

MELO, S.M. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. São Paulo. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 144 p., 1995

McDONALD, M. G.; HARBAUGH, B. R. A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model. **Techniques of Groundwater of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey**, Book 6, Chapter A1. Washington: US Government Printing Office, 1988.

PATANKAR, S. V. **Numerical Heat Transfer and Fluid Flow** – Series in computational methods in mechanics and thermal sciences. New Jersey: Printice Hall. 243 p. , 1980

ROCHA-CAMPOS, A.C. . Novas ocorrências de fósseis marinhos no Grupo Tubarão em São Paulo e Santa Catarina. *Boi. SBG*, **15**(4):5-13, 1966.

SAAD, A.R. 1977. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, IG/USP).

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; SINELLI, O.; WERNICK, E.; FU-TAI, W.; FIORI, A.P. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(2):131-149, 1977.

SPITZ, K. e MORENO, J. **A Pratical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling**. New York : John Wiley e Sons. Inc. 461 p., 1996

VIDAL, A.C. Estudo hidrogeológico do Aquífero Tubarão na área de afloramento da porção central do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado IGCE/UNESP. Rio Claro-SP 109 p., 2002

WANG, H. F. e ANDERSON, M. P. **Introduction to Growdwater Modeling:Finite Difference and Finite Element Methods**. Sand Diego, Californica, USA: Academic Press. 237 p. , 1982

YEH, T.-C.J. e MOCK, P.A. A Structured Approach for Calibrating Steady-State Ground-Water Flow Models. *Ground Water*, **34** (3): 444-450, 1996

ZHENG, C.. **MT3D, A modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems**, Report to the U.S. Environmental Protection Agency, 170 p. 1990