

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM UMA ÁREA NO PLANALTO DE PAULÍNIA (SP)

ELIAS HIDEO TERAMOTO¹; MARCIO COSTA ALBERTO²; CHANG HUNG KIANG³

RESUMO – Neste trabalho, foi realizada simulação em regime de fluxo permanente de uma área adjacente no município de Paulínia, como subsídio ao entendimento das condições hidrogeológicas locais. As grandes variações das propriedades hidráulicas se devem à complexa geologia da área dominada por depósitos glaciais, intrudidos por rochas basálticas, sobrepostos por formações sedimentares cenozóicas. Os resultados mostraram eficiência da metodologia utilizada para caracterização hidrogeológica da área, conforme observado pela estreita relação entre o modelo hidrogeológico conceitual inicial e o modelo final estabelecido pela simulação numérica. As mudanças nas propriedades hidráulicas mostraram compatibilidade com a variação litológica da área. A simulação foi realizada utilizando o *software Visual MODFLOW*.

Palavras-chave: hidrogeologia; simulação numérica; água subterrânea

ABSTRACT – In the present work, an area adjacent to Paulínia city was simulated under steady-state conditions, to help to understand local hydrogeological conditions. Great variability of hydraulic properties is due to the complex geology of the area, dominated by glacial deposits, intruded by basaltic igneous rocks, superimposed by Cenozoic sedimentary formation. This methodology proved to be efficient because of the narrow relationship between initial conceptual hydrogeologic model, based on field data, and the model established by numerical modeling. Changes in hydraulic properties due to model calibration process are compatible with the local lithological variation. The simulation was performed using the *Visual MODFLOW* groundwater modeling software.

Keywords: hydrogeology; numerical modeling; groundwater

¹ Mestrando em Geociências e Meio Ambiente – IGCE/UNESP – Rio Claro/SP – eh_teramoto@yahoo.com.br

² Doutorando em Geociências e Meio Ambiente – IGCE/UNESP – Rio Claro/SP – malberto@rc.unesp.br

³ Prof. Dr. – Departamento de Geologia Aplicada – IGCE/UNESP – Rio Claro/SP – chang@rc.unesp.br

1. Introdução

Este artigo descreve as etapas desenvolvidas no processo de simulação numérica de fluxo da água subterrânea em uma área localizada no Planalto de Paulínia, município homônimo, Estado de São Paulo, nas proximidades do rio Atibaia (**Figura 1**).

A partir de informações levantadas durante a investigação da área, para sua caracterização hidrogeológica, e que basearam a concepção do modelo hidrogeológico, a simulação numérica visou o entendimento da dinâmica de fluxo da água subterrânea da área, dada a ampla complexidade local da distribuição das propriedades hidráulicas, em virtude da conturbada geologia do substrato geológico da região, composto pela variada assembléia litológica do Subgrupo Itararé (de idade Permo-Carbonífera), rochas vulcânicas intrusivas básicas contemporâneas ao magmatismo da Fm Serra Geral (de idade Jurássica), conforme descrito a seguir.

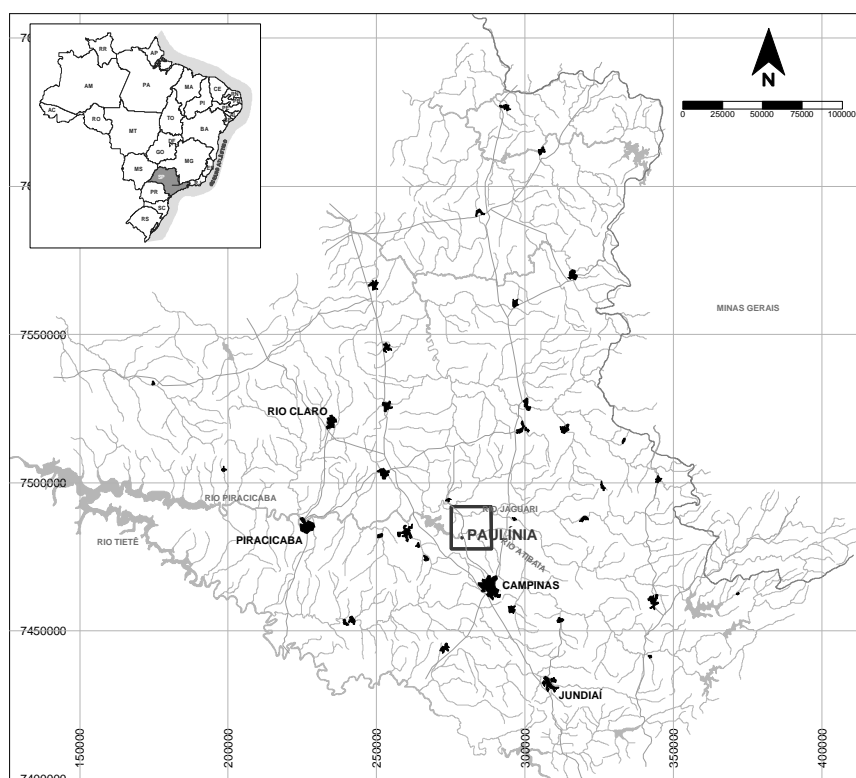


Figura 1. Localização da área de estudo.

Fonte: DAEE [1]

2. Metodologia

Este trabalho seguiu uma lógica seqüencial presente nos diversos Protocolos de Aplicação de Modelos, conforme apresentado no fluxograma da **Figura 2**, que foi compilada de diversos autores, tais como Spitz e Moreno [2], Anderson e Woessner [3], Kresic [4] entre outros.

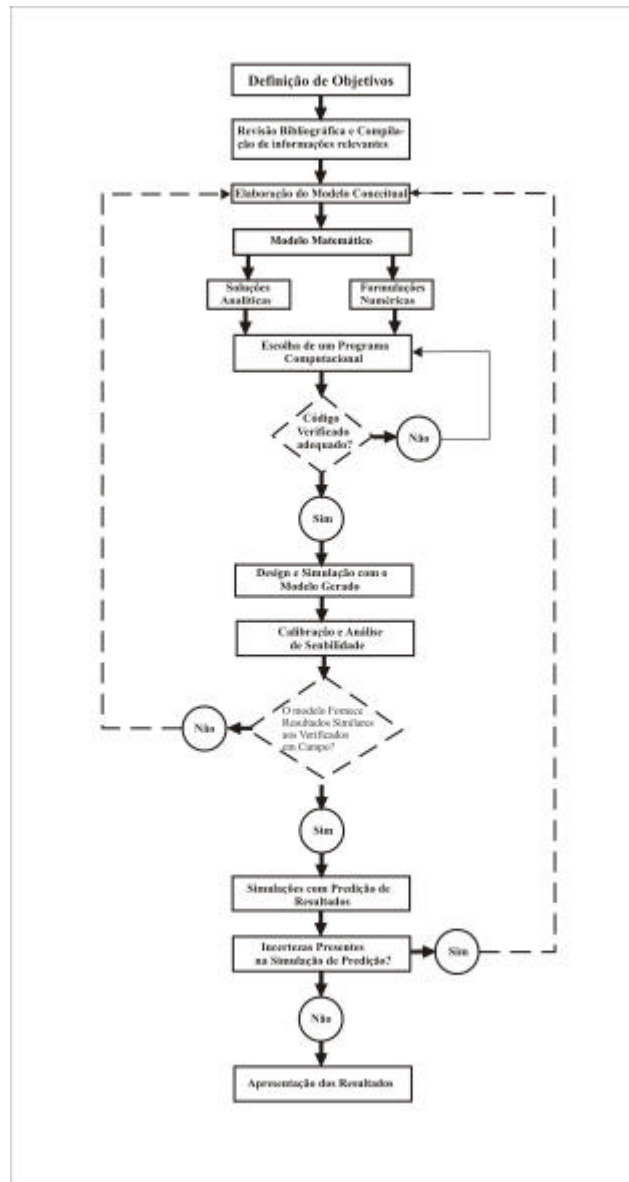


Figura 2. Fluxograma Metodológico

3. Caracterização Geológica Regional

Na área estudada, Fernandes [4] descreve, da base para o topo, rochas do Subgrupo Itararé, frequentemente intrudidas por rochas básicas, sendo estas recobertas por Depósitos Cenozóicos, de idade Terciária, e extensas coberturas aluvionares que se estendem ao longo do curso dos rios Atibaia e Jaguari (**Figura 3**).

Geomorfologicamente, a área de estudo está inserida no contexto da Depressão Periférica Paulista, especificamente no Planalto de Paulínia, onde são encontrados relevos de topo aplainado e encostas íngremes, próximas aos cursos d'água de maior expressão, rios Atibaia e Jaguari (**Figura 4**).

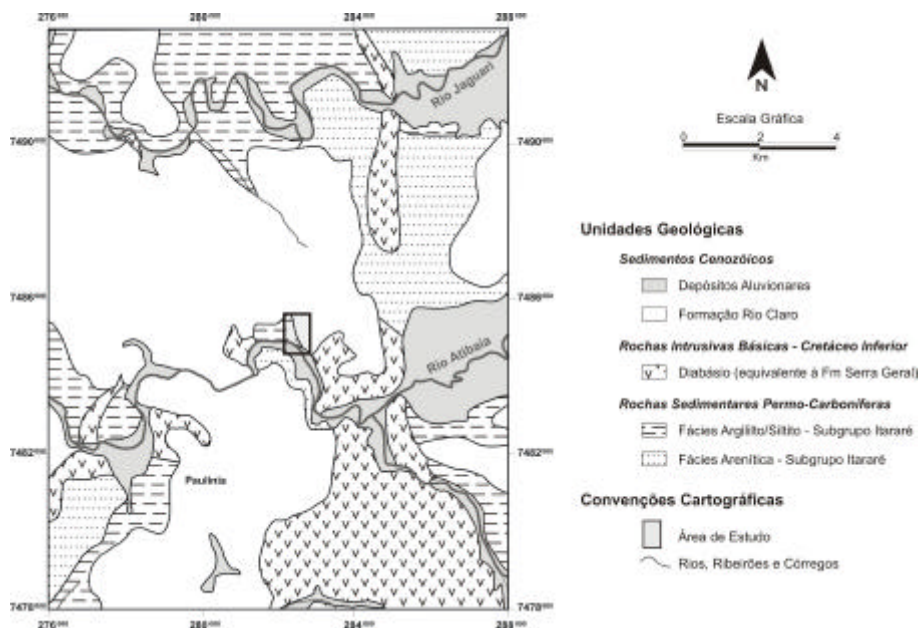


Figura 3. Mapa Geológico Regional (Fernandes [5]).

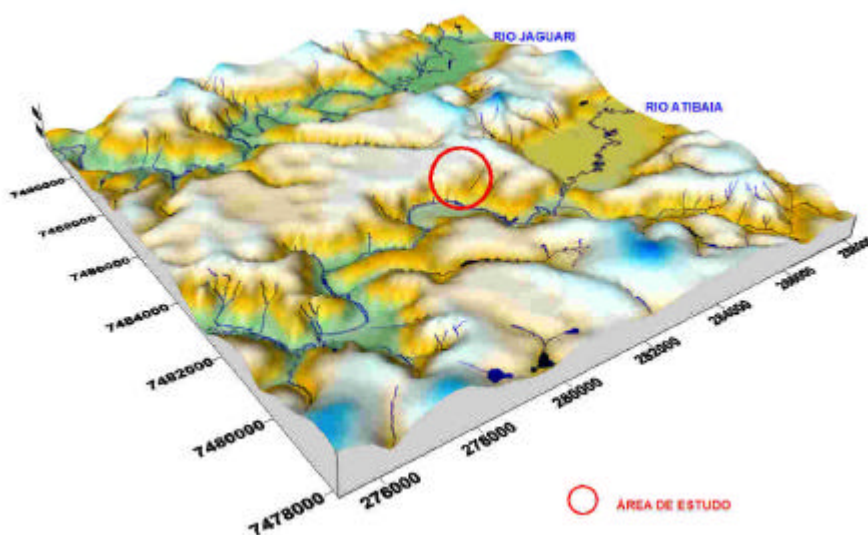


Figura 4. Gemorfologia Regional (Alberto [6]).

3.1. Subgrupo Itararé

As rochas do Subgrupo Itararé, sobrepostas, em contato discordante erosivo, às rochas Pré-Cambrianas que compõe o Embasamento Cristalino, possuem na área de estudo, espessuras que variam de 100 m a pouco mais de 150 m.

Este subgrupo se compõe de uma assembléia litológica bastante complexa, apresentando diversas fácies sedimentares representadas por litotipos como diamictitos, arenitos, siltitos e argilitos. Embora a divisão deste subgrupo em unidades menores no Estado de São Paulo, represente ainda um tema controverso, a quase totalidade dos autores descrevem-no, formados em

ambiente deposicional glacial, registrando avanços e recuos de geleira, com alternância de condições marinhas e continentais, registrados pela litologia acima descrita.

3.2. Intrusivas Básicas

As rochas intrusivas básicas (de idade Jurássica) estão intimamente relacionadas ao magmatismo da Fm Serra Geral. Encontram-se intrudidas em rochas do Subgrupo Itararé, na forma de extensos diques e soleiras. Na área de estudo, esta unidade perfaz uma contínua e extensa soleira, cuja espessura pode variar de 6,0 m em um extremo, à mais de 200 m em outro extremo.

De natureza toleítica, estas rochas são compostas por minerais como plagioclásio, augita, pigeonita e raramente olivina. Em estudos mais recentes, são apresentadas idades de 135 a 130 Ma, datadas pelo método K-Ar por Rocha Campos *et al* [7] e idades entre 137 e 128 Ma, datadas pelo método $Ar^{40}-Ar^{39}$ por Turner *et al* [8].

3.3. Depósitos Cenozóicos

3.3.1. Depósitos Terciários

Os Depósitos Cenozóicos, segundo diversos autores, estão fortemente ligados à evolução dos relevos Depressão Periférica Paulista e Cuestas Basálticas, onde ocorrem depósitos coluvionares de idade Terciária (correlatos a Fm Rio Claro).

Grande parte da área de estudo, encontra-se recoberta por sedimentos arenosos, descritos por Fernandes [5] como integrantes da Fm Rio Claro. Neste trabalho, é mantida a classificação da referida autora, embora não fossem encontradas outras fontes que corroborassem esta afirmação.

Os sedimentos desta formação ocupam cotas de 600 a 800 m, e são representados predominantemente por arenitos, conglomeráticos na base, com lâminas ou camadas de argila subordinadas, e espessura máxima de 20 m (Björnberg & Landim [9]; Fúlfaro & Suguio [10]).

Ainda para os autores acima, os sedimentos, pouco consolidados, foram depositados em ambiente fluvial de clima semi-árido, sincrônicos à formação de pedimentos, em regime tectonicamente controlado.

Para outros autores como Penteadó [11], a deposição teria ocorrido em clima semi-árido, em bacias alveolares, controladas por antigas falhas reativadas no Cenozóico, e segundo Melo [12], a sedimentação foi condicionada pela movimentação vertical de blocos, segundo falhas de direção NE e NW, bem como por soleiras das rochas intrusivas básicas.

3.3.2. Depósitos Quaternários

Existem três níveis de terraços que representam extensas planícies aluviais ao longo dos rios Atibaia e Jaguari. O nível mais antigo, corresponde a depósitos de areia média a grossa, com grânulos pouco selecionados, coloração esbranquiçada, e 2 m de espessura máxima. Os outros dois níveis, mais jovens, representam camadas métricas de areias finas siltosas a argilosas, micáceas, com laminações horizontais, onde são observadas intercalações de areia média. Estes níveis ocupam altitudes, respectivamente, de 540 a 566 m e de 529 a 560 m.

4. Caracterização Geológico-Hidrogeológica Local

A caracterização geológico-hidrogeológica local teve como base informações obtidas em levantamento de campo, através da perfuração de sondagens de investigação e instalação de poços de monitoramento ao longo da área estudada, conforme **Figura 5**.

O aquífero em estudo representa um pequeno segmento isolado do Aquífero Tubarão, estando em sua porção inferior intrudido por extensos *sills* de rochas básicas. Deste modo, o aquífero local, com espessura média de 20 m, apresenta natureza livre, e na sua base, pode ser considerado como quase impermeável. O fluxo neste aquífero aqui descrito apresenta direção para norte, com descarga no rio Jaguari e para sul no rio Atibaia, representando estes as principais zonas de descarga de importância regional.

É notória uma forte correspondência entre os eventos de precipitação e a oscilação do nível potenciométrico, indicando que a recarga se processa de maneira bastante rápida nos períodos onde se verificam os maiores níveis de precipitação. A **Figura 6** apresenta a variação da pluviometria de 1997 a 2004. Como observado nas **Figuras 7 e 8**, as oscilações do nível potenciométrico nos poços de monitoramento PM-09 e PM20, respectivamente, variam amplamente, onde as maiores oscilações (> 3 m), são registradas na porção nordeste da área (PM-09), decrescendo para alguns decímetros nas proximidades do córrego Lajeado (PM-20).

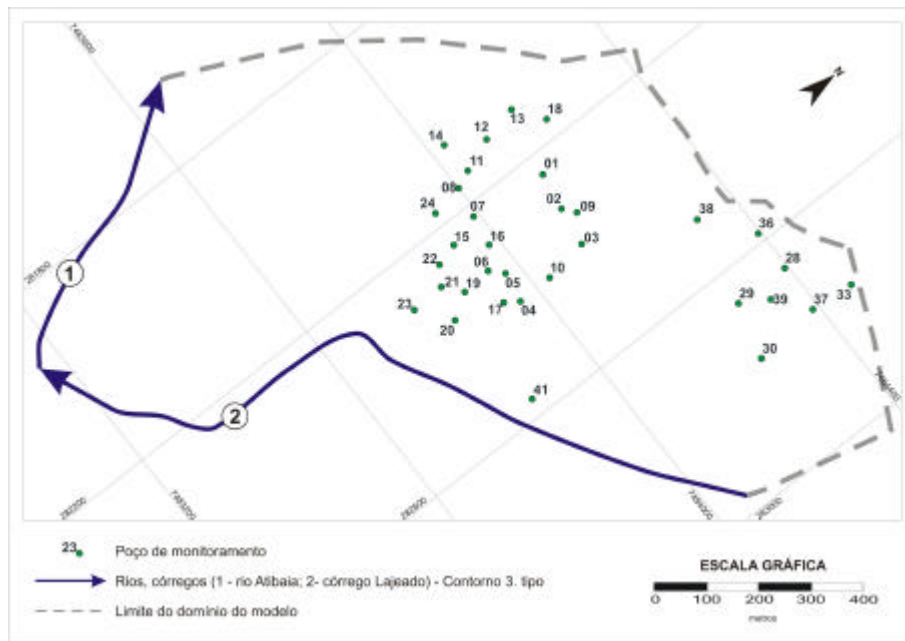


Figura 5. Localização dos poços de monitoramento na área de estudo.

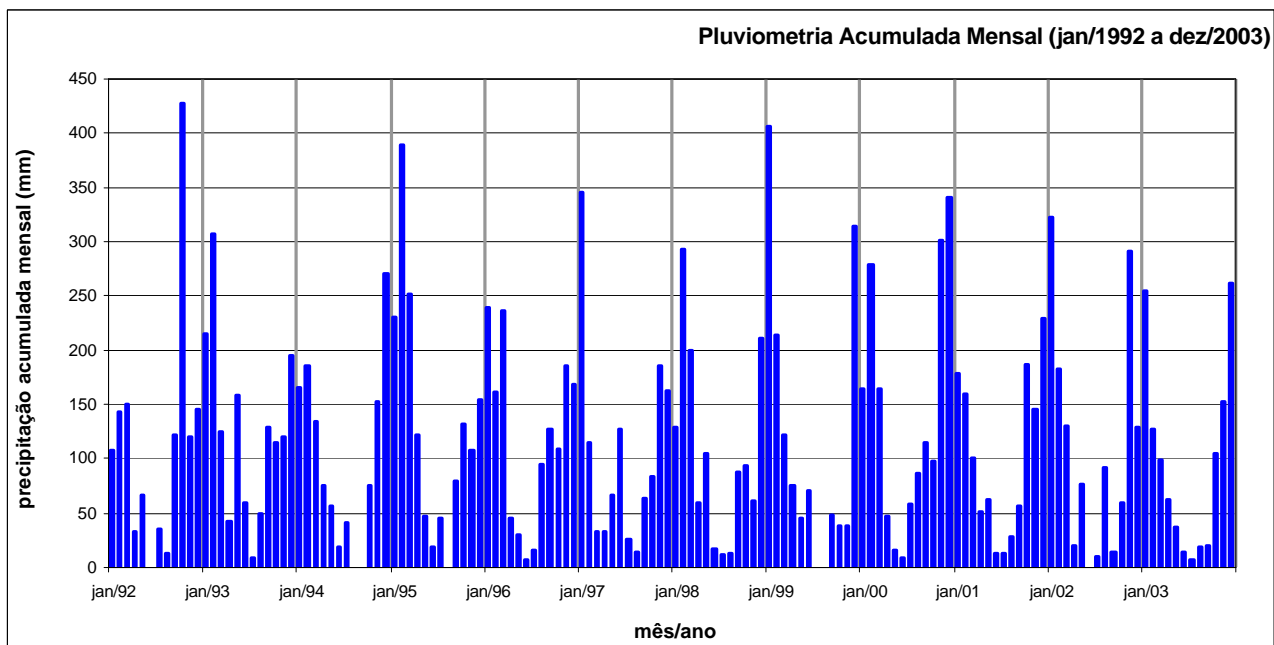


Figura 6. Precipitação acumulada mensal no período de 1997 a 2004.

Fonte: www.dae.sp.gov.br

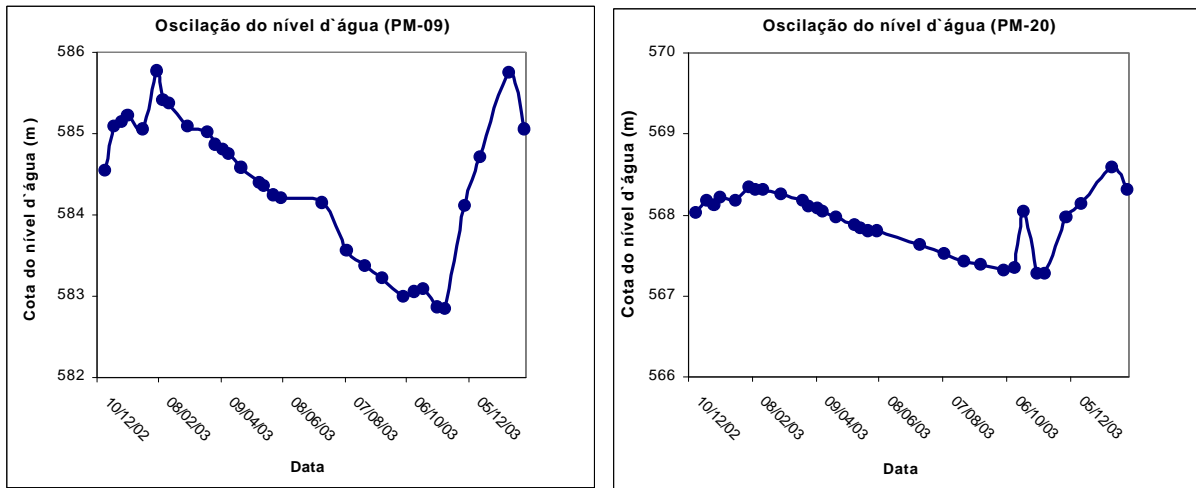


Figura 7. Oscilação anual do nível potenciométrico nos poços de monitoramento PM-09 e PM-20.

O mapa potenciométrico da **Figura 8** ilustra a porção estudada deste aquífero, onde se nota que o fluxo da água subterrânea possui duas componentes principais, sendo uma orientada para o córrego Lajeado predominantemente de norte para sul, e outra para o rio Atibaia, marcante para sudoeste, apresentando forte incremento do gradiente hidráulico na porção sul da área, o qual é concordante à superfície topográfica.

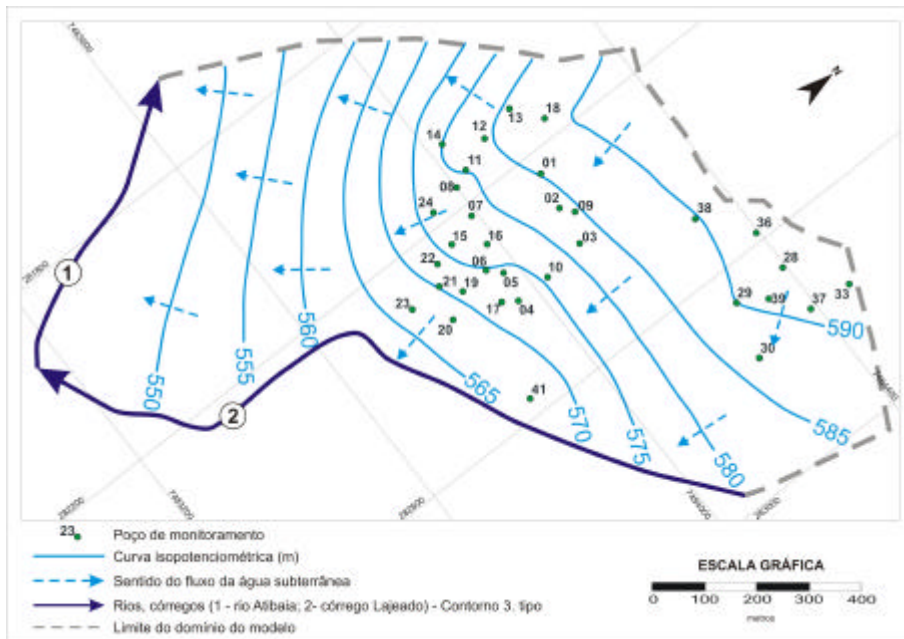


Figura 8. Mapa potenciométrico indicando o sentido do fluxo da água subterrânea.

4.1. Propriedades Hidráulicas

Os coeficientes de condutividade hidráulica (K) para os poços de monitoramento foram obtidos a partir da realização de ensaios hidrogeológicos tipo slug, baseados na metodologia de Bower & Rice [13].

Os resultados destes ensaios mostraram predominância de coeficientes com valores médios entre $3,35 \times 10^{-4}$ e $2,48 \times 10^{-3}$ cm/s, conforme mostrado no histograma da **Figura 9**. Subordinadamente, ocorrem intervalos marcantes entre $6,14 \times 10^{-6}$ e $4,54 \times 10^{-5}$ cm/s e de $2,48 \times 10^{-3}$ a $1,83 \times 10^{-2}$ cm/s.

A distribuição espacial dos valores de condutividade hidráulica é apresentada na **Figura 10**, onde se observam 03 zonas principais:

- *Zona de Condutividade Alta* (10^{-2} a 10^{-3} cm/s) – porções de coloração cinza-clara;
- *Zona de Condutividade Mediana* (10^{-4} a 10^{-5} cm/s) – porções cinzas-médio;
- *Zona de Condutividade Baixa* (10^{-5} a 10^{-6} cm/s) – porções cinza-escuras a preta.

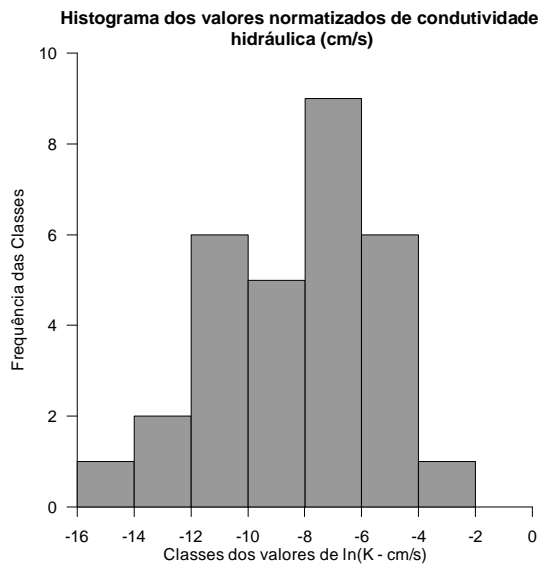


Figura 9. Distribuição dos coeficientes de condutividade hidráulica (ln K).

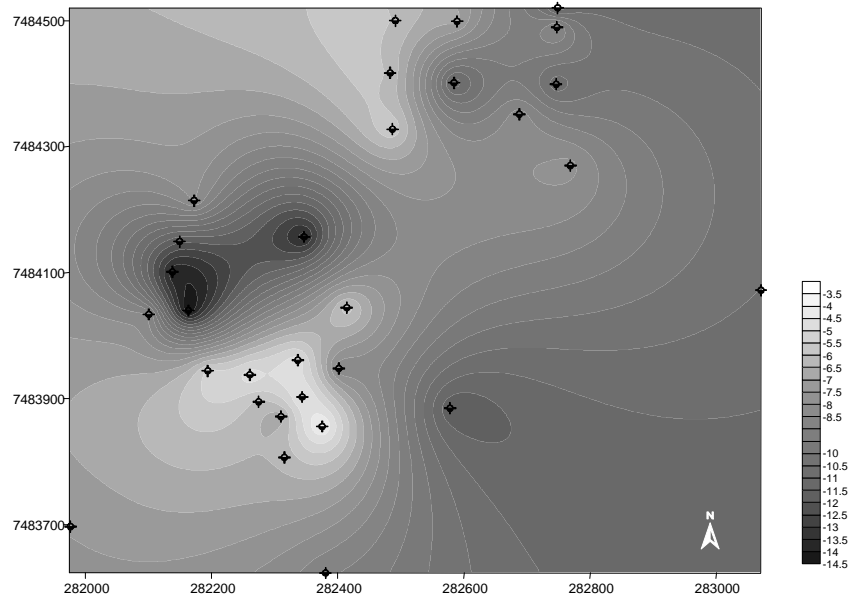


Figura 10. Distribuição espacial dos valores de $\ln(K)$ na porção superior do aquífero estudado.

4.2. Hidrogeologia

Com base nas informações apresentadas nos itens acima que consistiram em: i) descrição litológica; ii) análises petrográficas; iii) monitoramento periódico da oscilação do nível d'água; e iv) realização de testes de *slug* para determinação dos coeficientes de condutividade hidráulica; foram elaborados mapas e seções que permitiram o reconhecimento da distribuição das propriedades hidráulicas, baseados na complexa litologia local, bem como o padrão de variação temporal do nível potenciométrico ao longo da área de estudo, entre dez/02 e dez/03 (**Figura 11**).

A variação sazonal do nível potenciométrico neste período, mostra que existe uma maior variação na porção nordeste da área, de aproximadamente 5,0 metros, e menor nas porções próximas ao córrego do Lajeado, apresentando comportamento normal.

A partir destas informações, foram definidas, para este estudo, quatro unidades hidrofaciológicas (**Figura 12**):

- *unidade A (superior)*: composta por depósitos recentes, de natureza argilo-siltosa, por ora arenosa, apresenta elevada condutividade hidráulica (entre 10^{-2} e 10^{-3} cm/s), com espessuras que variam desde alguns centímetros até poucos metros; a zona saturada se restringe à porção centro-norte da área de estudo;
- *unidade B*: composta por siltitos friáveis ou plásticos, apresentam diferentes graus de alteração; é comum o fraturamento subvertical e subhorizontal, preenchidas por argilo-minerais e óxido de manganês, raramente não apresentam preenchimento; condutividade hidráulica de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s;

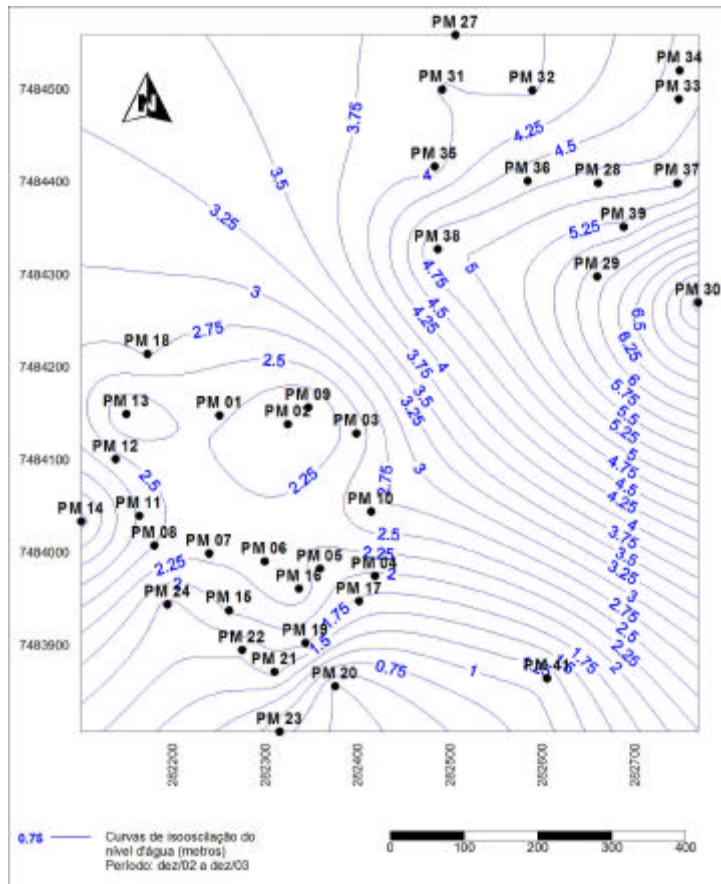


Figura 11. Mapa de oscilação do nível d'água entre dez/02 e dez/03.

- *unidade C*: representada por siltitos são de coloração cinza, apresentam fraturamento incipiente, e condutividade hidráulica bastante reduzida, da ordem de 10^{-5} a 10^{-6} cm/s.

- *unidade D*: compõe-se essencialmente por intrusivas básicas, caracterizada por diabásios, que apresentam presença discreta de fraturamento; ensaios de perda d'água sob pressão indicaram que esta unidade pode ser considerada praticamente “impermeável”; a definição da cota altimétrica do topo desta unidade se procedeu predominantemente através do método geofísico de eletrorresistividade, utilizando-se a técnica de SEVs.

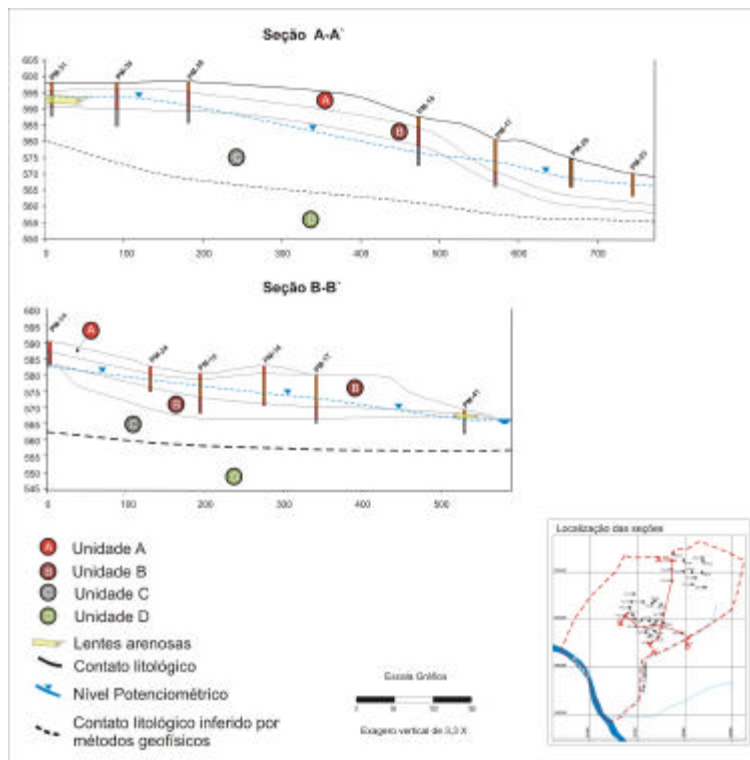


Figura 12. Seções hidrofaciológicas da área de estudo.

5. Modelagem Matemática

5.1. Seleção do código para simulação

O código utilizado para realização deste trabalho foi o *MODFLOW*, que é, atualmente, o pacote computacional mais difundido, seja, para modelagem de fluxo de água subterrânea, como para o transporte de solutos/contaminantes. Este código foi originalmente escrito em linguagem FORTRAN 77, desenvolvido por McDonald & Harbaugh [14], fazendo parte da linha de pesquisas da USGS (*United States Geological Survey*).

Como descrito pelos autores supracitados, este código utiliza o Método das Diferenças Finitas (MDF), com nó centrado no bloco (*block-centered node*), para solução numérica do modelo, possibilitando a construção de modelos tri-dimensionais (3D). Caracteriza-se por sua natureza modular, onde cada módulo ou pacote, através de suas respectivas sub-rotinas, define os parâmetros específicos do modelo conceitual estabelecido.

Funciona em sistema operacional MS-DOS®, de domínio público, pode ser obtido gratuitamente pelo endereço eletrônico da USGS <www.usgs.gov>.

5.2. Simulação Numérica

A partir do estabelecimento do modelo hidrogeológico conceitual, traduzido para o código selecionado, conforme equações governante de fluxo, e de condições de contorno, mostradas a seguir, foram realizadas simulações de fluxo da água subterrânea, em regime permanente, visando a obtenção de ajuste das propriedades hidráulicas do meio físico.

A solução é realizada através do arranjo das equações em sistemas matriciais lineares, onde a carga hidráulica (h) ou a concentração de solutos/contaminantes são a incógnita a ser solucionada, que são calculadas por meio de métodos iterativos para a solução dos sistemas lineares.

5.2.1. Equação governante de fluxo da água subterrânea

A equação governante (Equação 1 – Fetter [16]), que representa o fluxo da água subterrânea, trata-se de equações diferenciais parciais que se baseia no princípio de conservação de massa e na Lei de Darcy, conforme mostrada abaixo. Não é objetivo deste trabalho apresentar reflexões e revisões acerca do desenvolvimento das equações referidas.

$$\frac{d^2 q}{dx^2} + \frac{d^2 q}{dy^2} + \frac{d^2 q}{dz^2} = -R(x, y, t) + Ss \frac{h}{dt}$$

Equação 1

5.2.2. Condições de Contorno

As condições de contorno utilizadas para esta pesquisa foram aquelas que representam os limites do modelo, delineando a solução do modelo, conforme apresentado na **Tabela 1** a seguir.

Tabela 1. Equações das condições de contorno.

Condição de contorno	Equação
Tipo I – Condição de carga hidráulica especificada ou constante (condição de <i>Dirichlet</i>)	$h(x,y,z,t) = \text{especificado}$ Equação 2
Tipo II – Condição de fluxo especificado ou constante (condição de Neumann)	$\frac{dh(x, y, z, t)}{dn} = \text{especificado}$ Equação 3
Tipo III – Condição de fluxo dependente da carga hidráulica (condição de Cauchy)	$\frac{dh}{dn} + ch = c$ Equação 4

Fonte: Franke et al. [16]

5.3. Modelo Conceitual

Quanto aos aspectos hidrofaciológicos, foram definidas três camadas para simulação, onde a primeira camada representa as unidades A e B (aquífero), a segunda camada, a unidade C (aquítarde), e na base, não considerada como camada para o código, a terceira representa a unidade D, como substrato impermeável (aquiclude). O meio foi considerado isotrópico e heterogêneo.

Foram então definidas as condições de contorno do domínio a ser simulado, segundo elementos hidrogeológicos/hidrológicos que pudessem ser representados pelas equações que definem estas condições, como apresentado na **Tabela 1**.

No setor norte do domínio, foi admitida condição de carga especificada com valor de 592 metros, de acordo com a conformação da curva isopotenciométrica deste valor, conforme **Figura 13**. A presença de muitos poços de monitoramento assegura a fidelidade da distribuição da carga hidráulica real, apresentada no mapa potenciométrico da **Figura 8**.

Na porção leste, as condições de contorno foram estabelecidas como de Tipo III, com fluxo dependente da carga hidráulica, com carga hidráulica variando linearmente de 571 a 546,5 metros, com condutividade hidráulica para o leito de $3,0 \times 10^{-3}$ cm/s, representante do córrego Lajeado. Já no setor oeste, a condição admitida foi de fluxo nulo (Tipo II), a partir do delineamento das linhas de fluxo no limite da área onde não foram identificadas feições hidrogeológicas/hidrológicas físicas. Ao sul, o rio Atibaia também representa uma condição de fluxo dependente da carga hidráulica (Tipo III), com carga especificada para 546,5 metros, tendo como condutividade hidráulica do leito $1,0 \times 10^{-5}$ cm/s, largura de 1,5 m e $5 \text{ m}^3/\text{dia}$ de fluxo de entrada .

Na segunda camada foi estabelecida uma condição de carga hidráulica especificada para a porção norte da área, e condições de fluxo especificado como nulo (Tipo II) para os demais contornos, considerando a hipótese de que existe fluxo ascendente para o córrego Lajeado e para o rio Atibaia.

Na base desta camada, também foi considerada condição de fluxo nulo (Tipo II), para representar o substrato impermeável, tornando as linhas de fluxo paralelas à este contorno. A **Figura 13** apresenta o modelo descrito neste item.

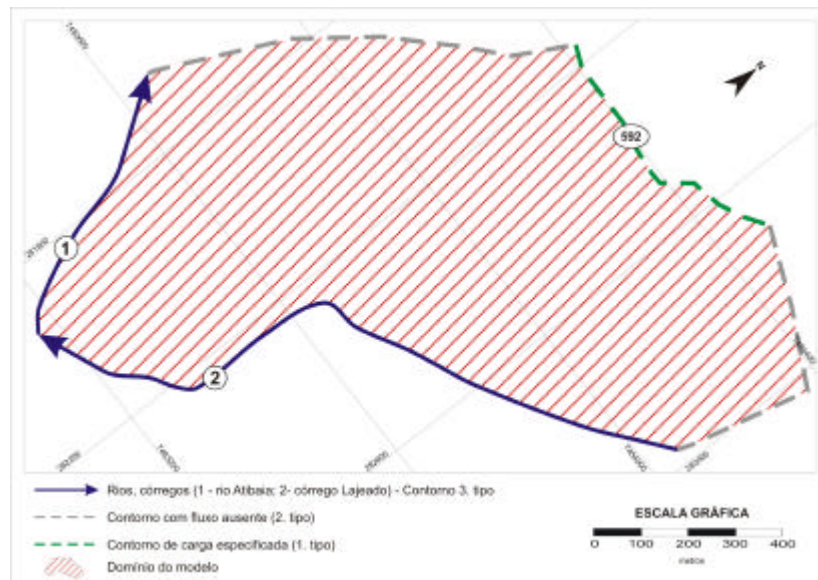


Figura 13. Modelo Hidrogeológico Conceitual.

5.4. Calibração do Modelo

A calibração do modelo acima se fez, predominantemente, pelo ajuste dos valores de condutividade hidráulica, através de adaptação da metodologia proposta por Yeh e Mock [17], a partir da identificação de zonas de isocondutividade hidráulica distintas entre si, e pela distribuição pontos no gráfico de correlação entre os valores observados e calculados.

A análise desta distribuição permite a identificação de áreas e feições que necessitam de alterações. Os valores de carga hidráulica calculadas por cada uma das simulações realizadas foram comparadas com aquelas observadas nos poços de monitoramento, atingindo, após ajustes sucessivos nos valores de carga hidráulica, uma diferença tolerável entre a carga hidráulica simulada e a real, considerando, então, o modelo calibrado. Os resultados da simulação numérica descrita encontra-se no item a seguir.

6. RESULTADOS OBTIDOS

A comparação entre a superfície potenciométrica observada e aquela calculada pela simulação (**Figura 14**) demonstra forte similaridade.

A adequação dos parâmetros utilizados na simulação pode ser mensurada pelo elevado grau de coeficiente de correlação de 99,6 % entre os valores de carga hidráulica observados e aqueles gerados pela simulação, mostrados no gráfico de correlação da **Figura 15**.

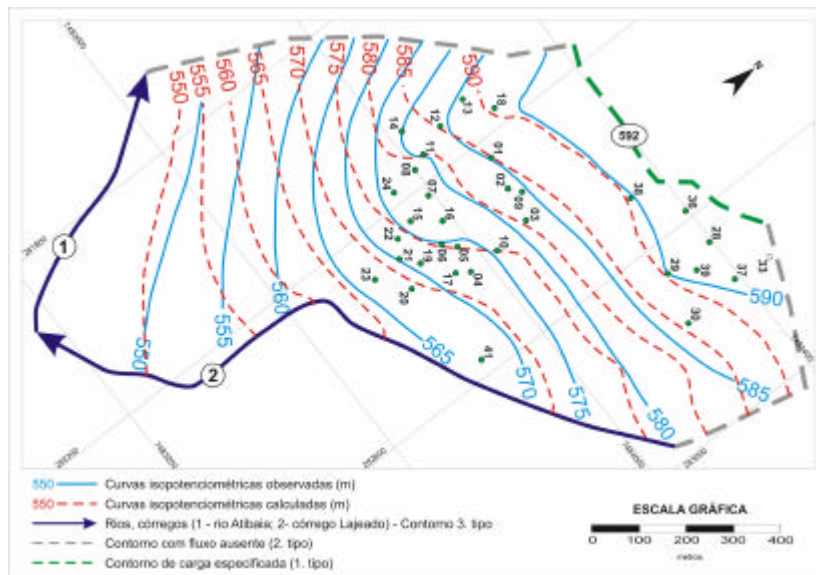


Figura 14. Curvas isopotenciométricas observadas (linhas contínuas) e calculadas (linhas tracejadas).

A análise do balanço hídrico (conforme gráfico da **Figura 16**) evidencia que no período de 1 dia, no sistema simulado existe a entrada de água com volume de $5.691,436 \text{ m}^3$, e saída do sistema de um volume de $5.697,37 \text{ m}^3$, apresentando uma pequena diferença negativa de 0,03 %. Os volumes de saída registrados para os cursos d'água superficiais mostram que, aproximadamente 50 % da descarga ocorre para o córrego Lajeado (*stream leakage*) e os 50 % restantes para o rio Atibaia (*river leakage*).

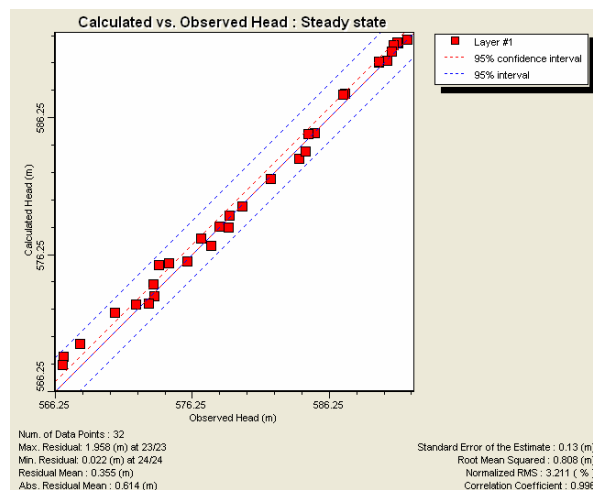


Figura 15. Correlação entre os valores de carga hidráulica reais (abscissa) e calculados (ordenada).

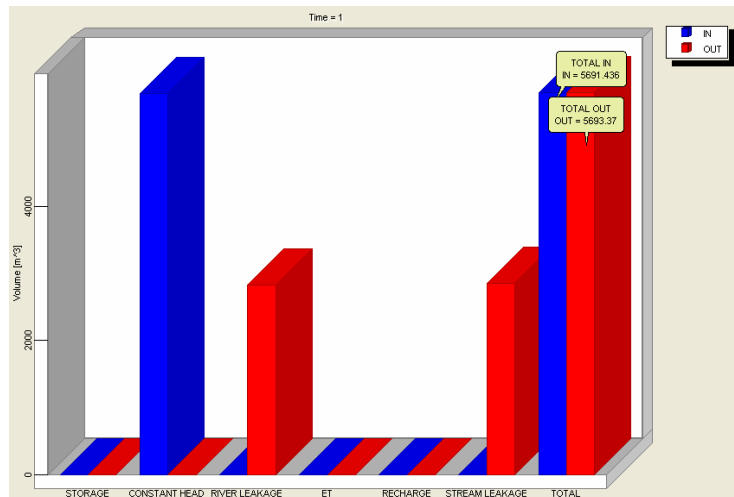


Figura 16. Balanço hídrico do domínio simulado, sendo que em azul estão representadas as vazões de entrada e em vermelho, as vazões de saída).

O resultado da distribuição espacial das propriedades hidráulicas após calibração do modelo (**Figura 17**), mostra diferentes zonas de condutividade hidráulicas, compatíveis com as ordens de grandeza estabelecidas na caracterização hidrogeológica local.

Observa-se diferença quanto à distribuição espacial, mas a predominância de condutividades entre 10^{-4} e 10^{-5} cm/s, e outras pequenas áreas com condutividades mais elevadas, e outras menos condutivas.

Esta distribuição, associada à descrição litológica de cada ponto observado mostra concordância entre a unidade presente e os valores de condutividade.

Isto também pode ser observado na configuração das curvas isopotenciométricas, que apresentam inflexões das mesmas nas áreas onde ocorre contraste entre as diferentes condutividades hidráulicas obtidas.

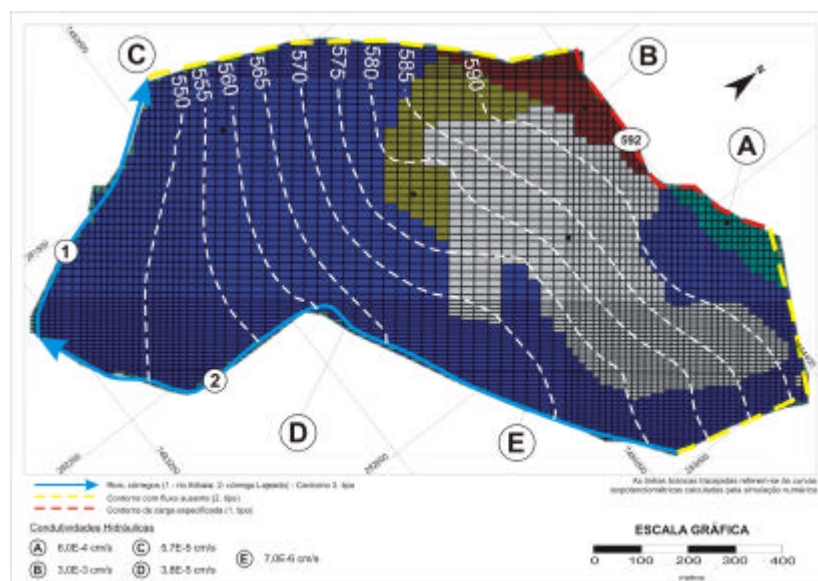


Figura 17. Distribuição dos valores de condutividade hidráulica após calibração.

7. CONCLUSÕES

Atendendo aos propósitos iniciais deste trabalho, os resultados obtidos durante a simulação auxiliaram o entendimento das condições hidrogeológicas da área de estudo, a partir da integração dos dados obtidos durante a investigação realizada, principalmente quanto à distribuição das propriedades hidráulicas dos litotipos que constituem o substrato local.

Durante a simulação numérica, foram testados alguns modelos hidrogeológicos conceituais, baseado naquele estabelecido inicialmente, sendo que o que apresentou melhor ajuste foi aquele que admite uma espessura de 20,0 m para a camada que representa a zona saturada, a qual se torna mais delgada nas proximidades do córrego Lajeado.

Este córrego e o rio Atibiaia representam importantes zonas de descarga para a esta área de estudo.

Foram estabelecidas zonas de condutividade hidráulicas bem definidas, que possuem distribuição espacial variando em várias ordens de grandeza, desde 10^{-2} até 10^{-6} cm/s. Este fato introduziu uma dificuldade adicional à calibração do modelo, que foi solucionada pela definição de zonas equivalentes de condutividade hidráulica, que se mostrou bastante apropriado para este caso.

Fica evidente que para a definição destes valores, a simulação representa uma ferramenta de grande importância, sendo possível fornecer os valores de carga hidráulica mais apropriados, sem desprezar a configuração obtida pelos estudos realizados.

Neste contexto, foi aplicada uma aproximação da metodologia de Yeh & Mock [17], que conduziu a uma calibração mais rápida para o modelo considerado, já que busca solucionar problemas pela análise de agrupamento da curva de calibração.

Por fim, em relação às suposições inicialmente formuladas, o córrego Lajeado representa no local, uma importante região de descarga das águas sub-superficiais, respondendo por 50 % do afluxo do domínio simulado. O rio Atibaia, apesar de ter um trecho menor nesta área, com os 50 % restantes do afluxo da área simulada, possui esta condição por representar o fluxo de base regional.

Como esperado no processos iniciais deste trabalho, as tentativas de reproduzir neste modelo, a ampla variabilidade de condutividade hidráulica mensurada em campo, induz a uma instabilidade no modelo, o qual não convergia para solução, mesmo aumentando o número de iterações. Deste modo, a adoção de valores equivalentes por zonas, mostrou-se eficiente e representativa para as condições hidrogeológicas reais.

Em virtude da necessidade de utilizar o rio Atibaia como condição de contorno, pelo mesmo ser o fluxo de base regional, na porção sudoeste da área são observadas divergências entre os

valores iniciais (responsáveis pelo estabelecimento do modelo hidrogeológico preliminar) e os valores calculados pela simulação, conforme apresentado na **Figura 14**.

Isto se deve à ausência de dados nesta porção, o que induziu à adoção de valores arbitrários de condutividade hidráulica, atribuídos durante o processo de calibração do modelo, gerando uma zona com elevado grau de incertezas quanto à distribuição das propriedades hidráulicas, o que acarreta nas divergências acima citadas.

Porém, apesar destas divergências serem significativas do ponto de vista quantitativo, observa-se que a tendência do fluxo é bastante aproximada em relação ao que seria considerado real.

Para redução das incertezas seria necessário o avanço das investigações para esta porção, o que permitiria simulações mais precisas.

8. AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem ao CNPq e à Fundação para o Desenvolvimento da UNESP por possibilitar a aquisição dos recursos utilizados, bem como pela disponibilização de bolsas de estudo. Agradecemos também aos funcionários da Petrobras por disponibilizar e autorizar o uso dos dados para realização desta pesquisa.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] DEPARTAMENTO DE AGUAS E ENERGIA ELETRICA - DAEE. Estudo de águas subterrâneas. Região Administrativa 5 - Campinas (texto e mapas). Secretaria de Obras e do Meio Ambiente - Diretoria de Planejamento e Controle. São Paulo, 1981.
- [2] SPITZ, K. & MORENO, J. **A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling**. New York : John Wiley & Sons. Inc., 461 p., ISBN 0-471-13687-5, 1996.
- [3] ANDERSON, M.P. & WOESSNER, W.W. **Applied Groundwater: Simulation of Flow and Advective Transport**. Academic Press, Inc., 381p., London, ISBN 0-12-059485-4, 1992.
- [4] KRESIC, N. **Quantative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling**. Boca Raton: Lewis Publishers, 445 p., ISBN 1-56670-219-4, 1997.
- [5] FERNANDES, A.J. Tectônica Cenozóica na Porção Media da Bacia do rio Piracicaba e sua Aplicação à Hidrogeologia. Tese (Doutoramento em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - São Paulo, 244 fl, 1997.

- [6] 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.
- [7] ROCHA CAMPOS, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H.M. & SONOKI, I.K. Age of Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO, E. M. & MELFI, A. J. (ee.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, IAG/USP, p.25-45, São Paulo, 1988.
- [8] TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 124: p.333-348, 1994.
- [9] BJÖRNBERG, A. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neoceno-zóico). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15 (4): p.43-67. São Paulo, 1966.
- [10] FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neoceno-zóico) e seu ambiente de deposição. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 20: p.45-60, São Paulo, 1968.
- [11] PENTEADO, M.M. Geomorfologia do Setor Centro-Occidental da Depressão Periférica Paulista. Instituto de Geografia/Universidade de São Paulo, Teses e Monografias, 22: 86p. São Paulo, 1976.
- [12] MELO, S.M. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 144p. São Paulo, 1995.
- [13] BOWER, H. & RICE, R.C. A Slug Test for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers with Completely or Partially Penetrating Wells. *Water Resources Research*, 12, p. 423-428, 1976.
- [14] 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.
- [15] FETTER, C.W. **Applied Hydrogeology**. New York : Macmillan Publishing Company, 3^o ed., 314 p., ISBN 0-13-088239-9, 1994.
- [16] FRANKE, O.R.; REILLY, T.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, Book 3: Chapter B5, Reston, Virginia, USA, 1987.
- [17] YEH, T.-C.J. & MOCK, P.A. A Structured Approach for Calibrating Steady-State Ground-Water Flow Models. *Ground Water*, 34 (3): 444-450, 1996.