

FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM SISTEMA DE ENCOSTA-RIO, MUNICÍPIO DE PAULÍNIA (SP): CARACTERIZAÇÃO E SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Marcio Costa ALBERTO ¹ & CHANG Hung Kiang ²

(1) Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Av. 24-A, 1515 – Bela Vista. Caixa Postal 158. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: malberto@rc.unesp.br. (2) Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Av. 24-A, 1515- Bela Vista. Caixa Postal 158. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: chang@rc.unesp.br

- Introdução
- Geologia Regional
 - Subgrupo Itararé
 - Intrusivas Básicas
 - Depósitos Cenozóicos
 - Formação Rio Claro
 - Depósitos Aluvionares
- Metodologia
 - Ensaios de Campo
 - Simulação Numérica
 - Equações Governantes
 - Condições de Contorno
- Modelo Hidrogeológico Conceitual
 - Unidades Hidrofaciológicas
 - Siltito Alterado
 - Siltito São
 - Diabásio
 - Caracterização Hidrogeológica
 - Comportamento do Nível D'Água e Potenciometria
 - Caracterização Hidráulica das Unidades
- Simulação de Fluxo
 - Características do Modelo
 - Resultados da Simulação
- Conclusões
- Referências Bibliográficas

RESUMO: A simulação numérica de escoamento em meios porosos vem sendo largamente utilizada para avaliar condições de fluxo de água subterrânea, como pressuposto para previsão de migração e comportamento de contaminantes na mesma. Neste trabalho, foi realizada simulação de um sistema de encosta adjacente ao Rio Atibaia, no município de Paulínia, incluindo topo, encosta, várzea e leito do rio, sendo o meio, caracterizado como isotrópico e homogêneo, em situação de estado estacionário (*steady-state*). Os resultados obtidos apresentaram-se concordantes, em linhas gerais, com o sistema de encosta, porém, divergindo nos detalhes observados em campo. Estas divergências podem estar associadas a diversos fatores, quais sejam: variação espacial da condutividade hidráulica na área, em virtude da complexa litologia local, presença de pontos de descarga, representados pelas valas escavadas com a função de barreira hidráulica, pela posição do topo da base impermeável do aquífero (diabásio) e, possivelmente, pela presença de fraturamentos subverticais a subhorizontais. **Palavras-chave:** modelagem numérica; hidrogeologia; elementos finitos.

ABSTRACT: *M.C. Alberto & Chang, H.K. – Groundwater Flow at a River-Slope System, Paulínia city: Characterization and Numerical Modeling.* Numerical modeling has been widely used to evaluate groundwater flow and contaminant migration. In the present work, it was simulated a river-slope system adjacent to Atibaia River, Paulínia city, accounting for upper- and mid-slope, meadow and river bed, isotropic and homogeneous media at steady-state condition. The simulated results are largely concordant to the observed river-slope system, however, differing in some specific aspects. These divergences could be associated to factors such as spatial change of hydraulic conductivity due to complex lithology, presence of discharge points represented by hydraulic barriers, position of impervious aquifer bottom and, by the presence of fractures.

Keywords: numerical modeling; hydrogeology; finite elements.

INTRODUÇÃO

Este artigo apresenta uma breve descrição da caracterização e da modelagem numérica de escoamento da água subterrânea em um sistema de encosta associada ao leito do Rio Atibaia, no município de Paulínia. A área estudada é caracterizada, geomorfologicamente, por topo aplainado, encosta de alta declividade com formas

suavizadas, várzea do Rio Atibaia e o próprio leito do rio.

O estudo teve como objetivo caracterizar a hidrogeologia local, de forma a subsidiar a previsão e o comportamento de contaminantes na água subterrânea, informações fundamentais para o planejamento e a gestão de recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

GEOLOGIA LOCAL

Segundo Fernandes (1997), a região estudada apresenta, da base para o topo, rochas do Subgrupo Itararé, Intrusivas Básicas e Depósitos Cenozóicos

(Formação Rio Claro e Depósitos Aluvionares), conforme mostrado na Figura 1.

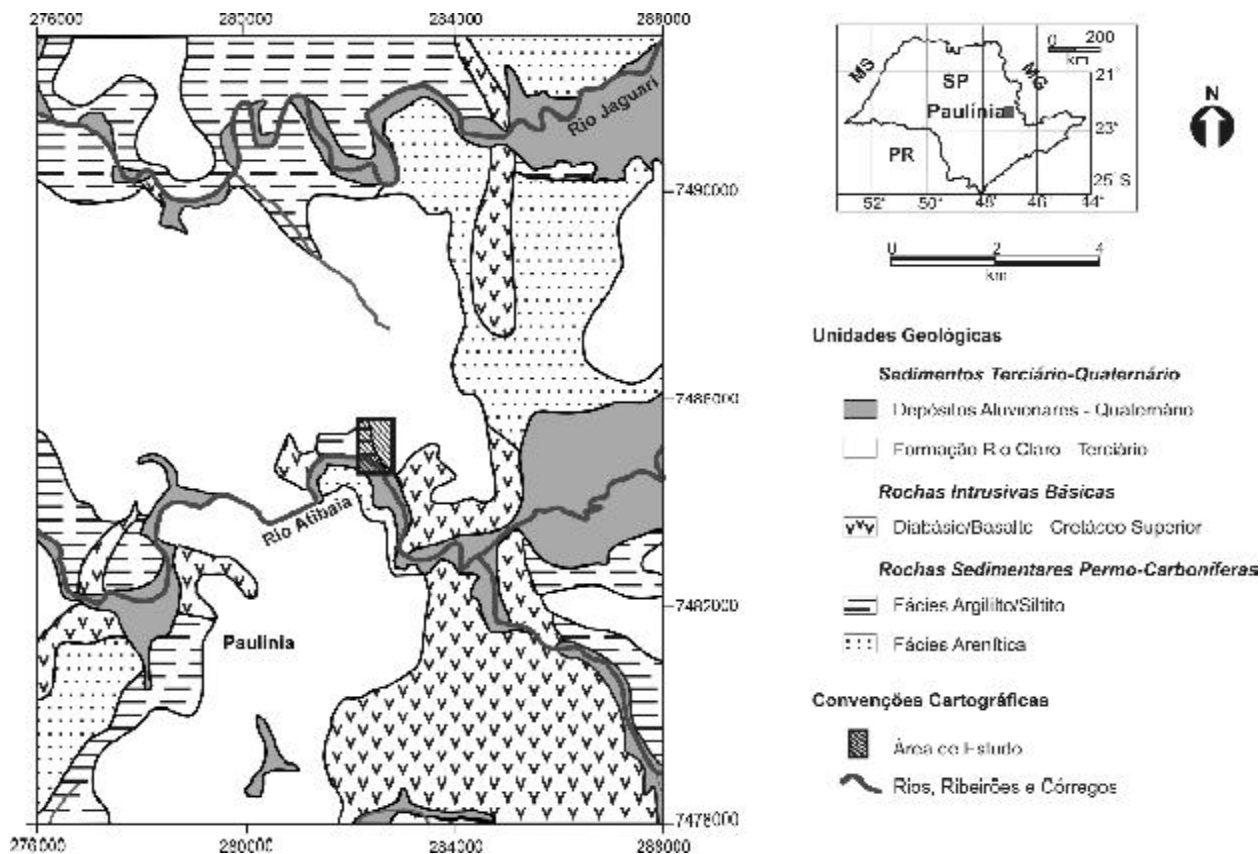


FIGURA 1. Mapa geológico (modificado de Fernandes, 1997).

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 diversidade de litologias, 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.

INTRUSIVAS BÁSICAS

As ígneas básicas ocorrem na forma de soleiras e diques de diabásio, contemporâneos aos derrames da Formação Serra Geral e intrudidas no Subgrupo Itararé.

São de natureza toleítica, constituídas por plagioclásio, augita, pigeonita e rara 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 as datações de K-Ar apresentam idades entre 135 e 130 Ma (Rocha Campos et al., 1988) e, para Ar^{40} - Ar^{39} , exibem variação entre 137 e 128 Ma (Turner et al., 1994).

DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Os depósitos cenozóicos estão fortemente ligados à evolução do relevo da Depressão Periférica Paulista e das Cuestas Basálticas, onde ocorrem Depósitos Coluvionares Terciários (Formação Rio Claro) e Depósitos Aluvionares Recentes (Quaternário), descritos a seguir.

Formação Rio Claro

Os sedimentos da Formação Rio Claro ocorrem

entre 600 a 800 m de altitude e são representados predominantemente por arenitos, ora conglomeráticos, com lâminas ou camadas de argila subordinadas (Björnberg & Landim, 1966). Apresentam espessura máxima de 20 m, sendo sua base marcada pela presença de uma cascalheira (Fúlfaro & Suguio, 1968).

Os sedimentos, pouco consolidados, foram depositados em ambiente fluvial de clima semi-árido, sincrônicos à formação de pedimentos, em regime tectonicamente controlado (Björnberg & Landim, 1966; Fúlfaro & Suguio, 1968). Para Pentead (1976) a deposição teria ocorrido em clima semi-árido, em bacias alveolares, controladas por antigas falhas reativadas no Cenozóico.

A sedimentação foi condicionada pela mo-

vimentação vertical de blocos, segundo falhas de direção NE e NW, bem como por soleiras de diabásio (Melo, 1995).

Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares constituem a sedimentação fluvial dos cursos d'água da região, compreendendo sedimentos arenosos inconsolidados, com granulometrias diversas (fina a grossa), depositados nos leitos dos rios e nas áreas de várzea laterais. Podem apresentar de pequenas a grandes áreas de várzeas, com sedimentos argilosos presentes, associados a meandros abandonados. São também observados registros de paleo-aluviões, próximos aos leitos dos rios atuais.

METODOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho seguiu uma seqüência de atividades baseada nos Protocolos de Aplicação de Modelos (PAM's). Segundo Spitz & Moreno (1996), os PAM's apresentam três fases seqüenciais: de Preparação, de Calibração e de Aplicação. Na Figura 2 encontra-se uma compilação de alguns protocolos elaborados por Bear et al. (1992),

Anderson & Woessner (1992) e Spitz & Moreno (1996), que apresentam a seqüência das etapas necessárias para o desenvolvimento de modelos numéricos.

Para este trabalho, a fase de preparação consistiu em um levantamento de campo, através da descrição e interpretação de poços piezométricos e de monitoramento instalados na área (Figura 3).

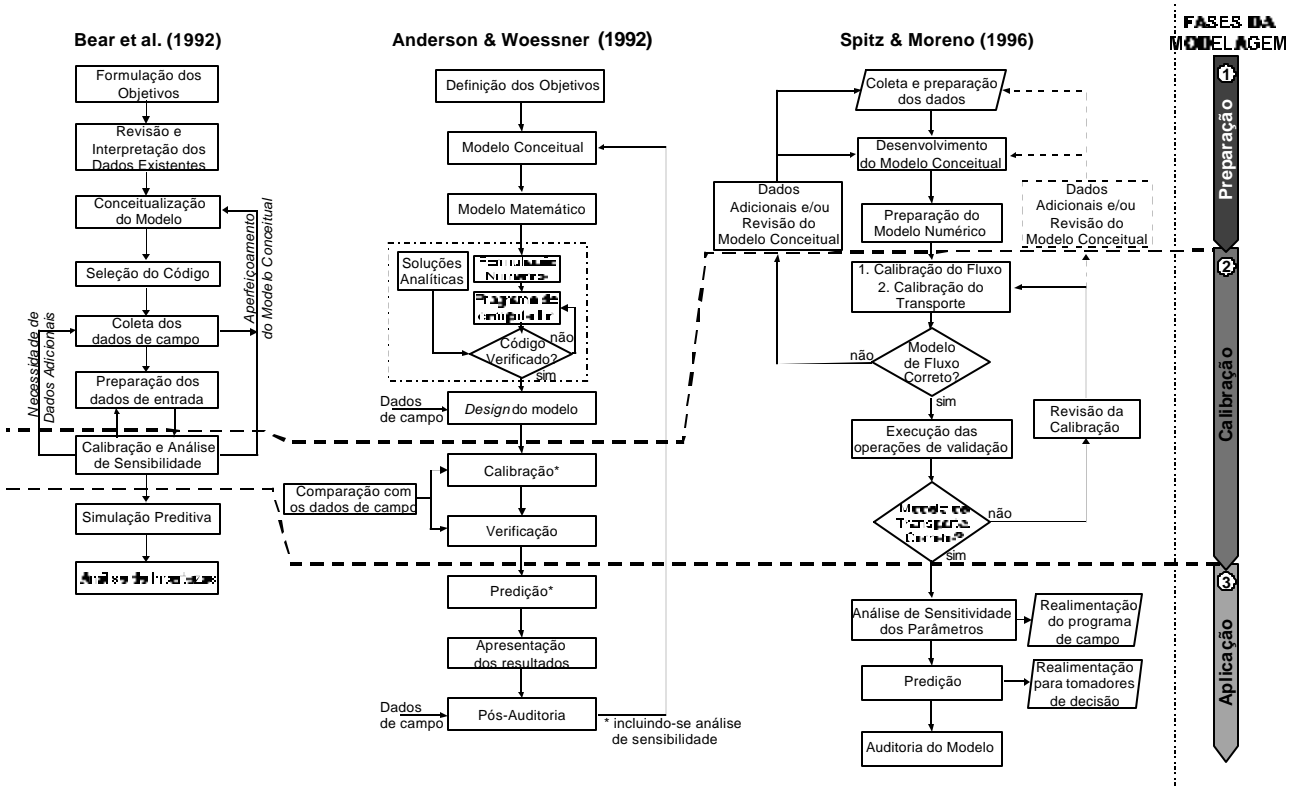


FIGURA 2. Protocolos para aplicação de modelos hidrogeológicos e de transporte de solutos.

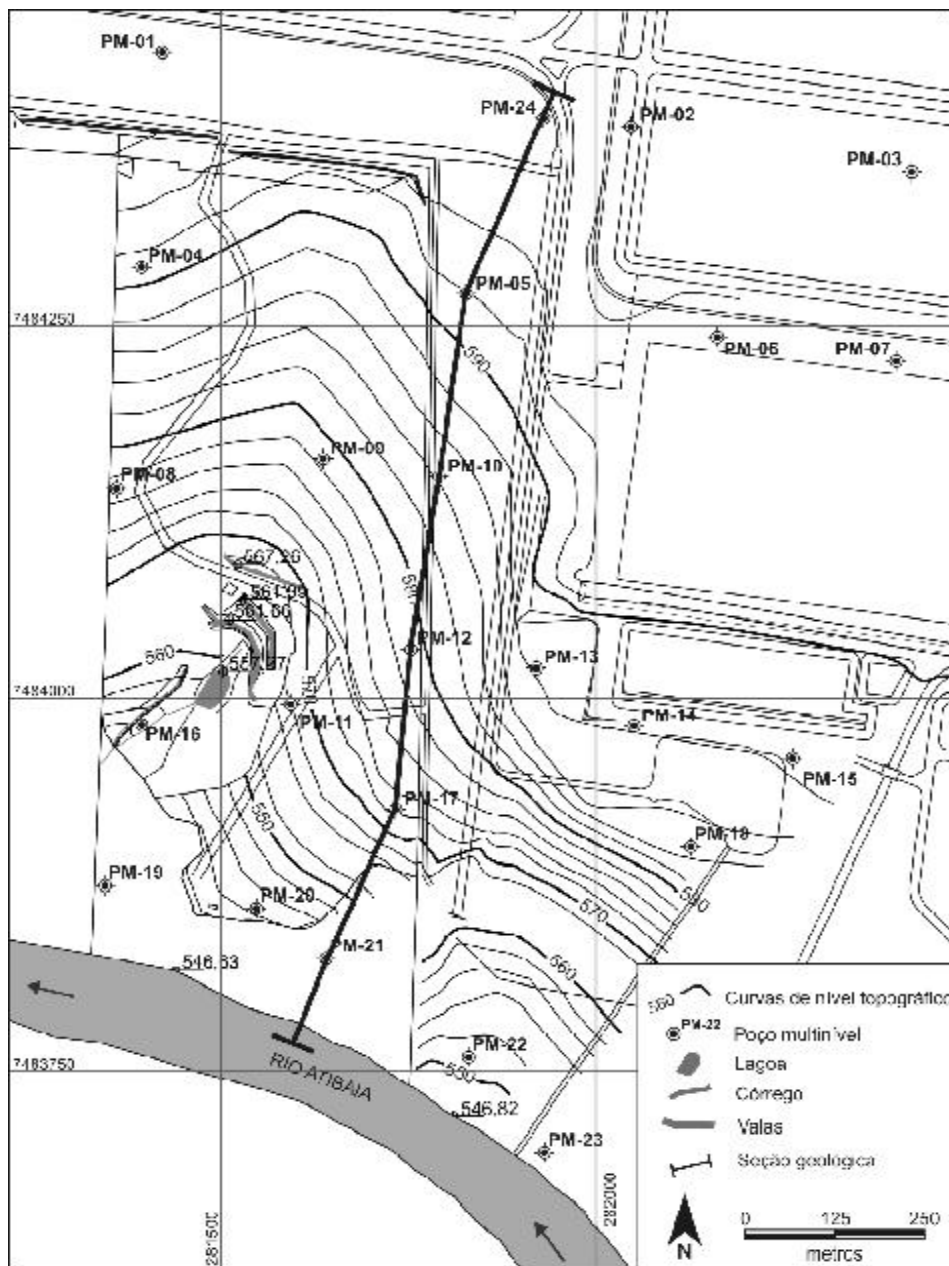


FIGURA 3. Planta da área estudada e localização dos poços de monitoramento.

Os dados e as interpretações, gerados pela perfuração de poços, serviram de base para gerar o arcabouço geológico que constitui a base para a formulação do modelo hidrogeológico conceitual, que foi utilizado para construir o modelo matemático numérico, permitindo reproduzir o quadro hidrogeológico da área estudada.

ENSAIOS DE CAMPO

O desenvolvimento do modelo hidrogeológico conceitual embasou-se na coleta de dados a partir de:

- *poços piezométricos e de monitoramento* – visando a caracterização das unidades litológicas e suas inter-relações hidráulicas, foram instalados

poços com seções filtrantes em profundidades diferentes, formando um conjunto de poços para cada local amostrado, com distribuição uniforme pela área estudada;

- *ensaios de perda d'água sob pressão* – em dois poços de monitoramento (PM-20 e PM-22) foram realizados ensaios de perda d'água sob pressão, para determinação das características hidráulicas das unidades encontradas, com ênfase para o siltito são e o diabásio.

SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Com os dados interpretados, foi realizada simulação numérica que, para sua realização, necessita da

definição das equações governantes, representantes dos processos físicos que ocorrem no sistema, delimitadas pelas equações que descrevem as condições de contorno nos limites do domínio do modelo.

Equações Governantes

A equação governante do fluxo, utilizada para esta simulação, foi a equação geral de fluxo, que compreende a equação de Darcy, juntamente com os princípios de conservação de massa (Equação 1):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

sendo $\partial h/\partial i$ a variação da carga hidráulica no espaço tridimensional ($i = x, y$ e z), S_y o armazenamento específico, K a condutividade hidráulica e $\partial h/\partial t$ a variação da carga hidráulica no tempo.

Condições de Contorno

Como condições de contorno do domínio do

modelo, foram utilizados dois tipos: condição de Dirichlet (1º tipo) e de Neumann (2º tipo), respectivamente representadas pelas Equações 2 e 3 (Franke et al., 1987):

$$h(x,y,z,t) = \text{carga especificada} \quad (2)$$

$$K \frac{dh(x,y,z,t)}{dn} = \text{fluxo especificado} \quad (3)$$

Para a solução numérica realizada neste trabalho, foi utilizado o método de elementos finitos que, pela discretização da área estudada por uma malha triangular, permitiu maior adequação aos elementos hidro-lógicos e ao domínio do modelo, onde os nós são representados pelos vértices dos elementos triangulares e neles encontra-se a variável carga hidráulica a ser calculada. O código computacional utilizado foi o FEFLOW v. 5.1., da WASY Institute de Berlin, Alemanha (Diersch, 2002).

MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

De posse dos dados obtidos, o sistema foi considerado homogêneo e isotrópico, representado pelas unidades litológicas Siltito Alterado e Siltito São, tendo como base do aquífero impermeável, o corpo de

Diabásio identificado nos poços PM-20 e PM-22.

Este substrato foi posicionado como um plano horizontal na cota de 528,0 m, conforme mostrado na Figura 4.

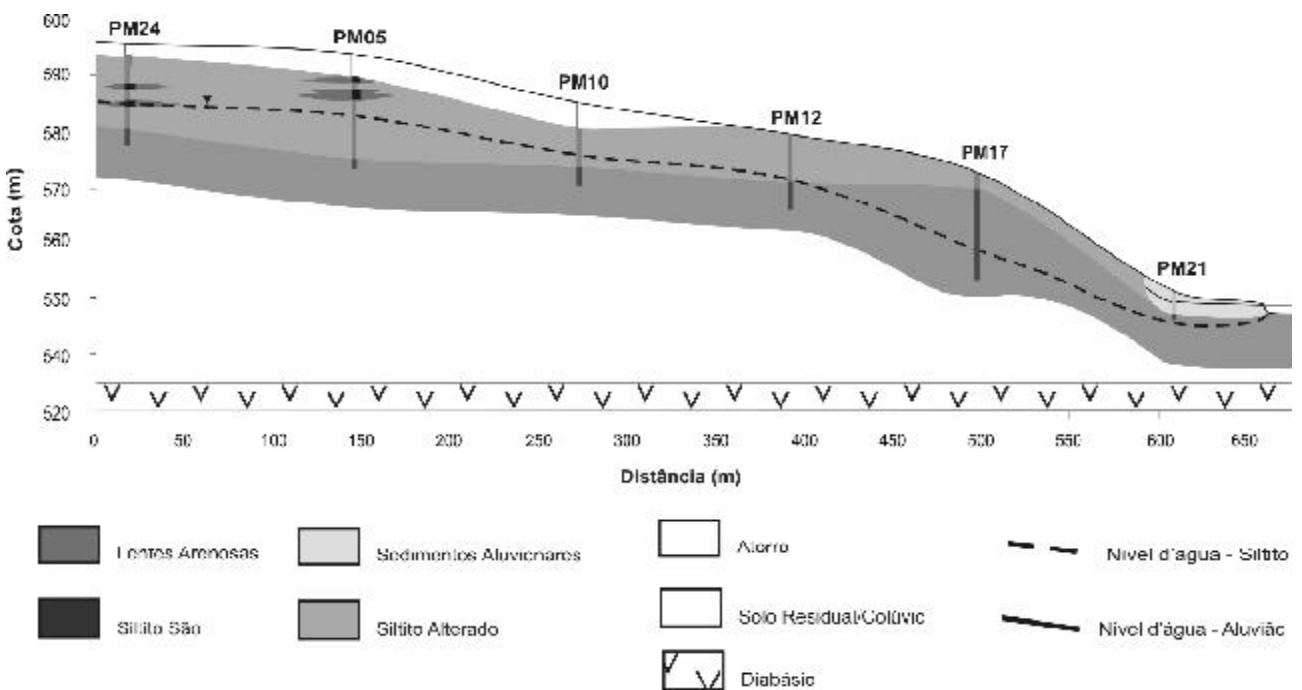


FIGURA 4. Seção hidrogeológica tipo da área de estudo (para localização vide Figura 1). A linha tracejada posiciona o contato inferido do diabásio no modelo numérico (altitude = 528,0 m).

Os siltitos, localmente arenosos, pertencem ao Subgrupo Itararé e os diabásios constituem a manifestação intrusiva do evento magmático cretácico. Na porção próxima ao Rio Atibaia ocorre uma pequena cobertura aluvionar, representada por sedimentos arenosos inconsolidados, de granulometria média a fina.

Para a construção do modelo hidrogeológico conceitual, foram consideradas somente três hidrofácies. A hidrofácies siltito alterado inclui os depósitos aluvionares que, apesar de serem mais porosos e permeáveis, encontram-se posicionados predominantemente na zona não-saturada, portanto não participando diretamente do fluxo de água subterrânea. A hidrofácies siltito são engloba os siltitos do Subgrupo Itararé. Já os diabásios correspondem à intrusão básica da Formação Serra Geral.

UNIDADES HIDROFACIOLÓGICAS

Siltito Alterado

Os siltitos alterados são mais ou menos argilosos, contém seixos esparsos e coloração ora avermelhada ora amarelada, apresentam diversos planos de fraturamento, subverticais e subhorizontais, preenchidos por óxido de manganês ou por argilas brancas (caulinitas). Podem ser identificadas zonas de maior intensidade de fraturamento, onde estão localizados os poços de monitoramento PM-04, PM-05, PM-08, PM-09, PM-10, PM-11 e PM-12.

Esta unidade não foi observada nos poços de monitoramento perfurados próximos ao Rio Atibaia, ocorrendo exclusivamente nas partes topograficamente mais altas e de meia encosta, com espessuras medidas variando de 2 a 15 m.

Ocorrem, associados a estes siltitos, corpos arenosos na forma de lentes, com espessura de até 3 m, constituídos por arenitos grossos a médios, com alguma cimentação, ligeiramente arcoseanos e coloração variando de amarelada a avermelhada. Estes corpos, em ocorrência, são restritos à porção Norte da área estudada, tendo sido observados somente nos poços PM-01, PM-03 e PM-07.

Siltito São

Na base do perfil de alteração, ocorrem siltitos pouco alterados, de coloração cinza clara, compactos e duros, apresentando fraturamento subvertical e subhorizontal subordinado. Por vezes, este siltito apresenta-se empastilhado, apresentando, neste caso, maior grau de friabilidade.

Em função de sua resistência, a investigação desta camada atingiu no máximo 3 m, nos poços mais profundos. A visualização da continuidade vertical desta

unidade somente foi possível através da perfuração dos poços PM-20 e PM-22, com profundidades de 23,30 m e de 17,0 m, respectivamente.

Nestes dois poços, além dos siltitos, foram observados ritmitos, caracterizados por delgado acamamento plano-paralelo, representado pela alternância de camadas centimétricas cinza claras e escuras.

O fraturamento nesta unidade é caracterizado pela predominância de planos subverticais, geralmente abertos, preenchidos por material oxidado (óxido de manganês) e/ou arenoso, este último proveniente de deposição aluvionar na área de várzea do Rio Atibaia, situado próximo às porções superiores. As superfícies destas fraturas são predominantemente rugosas e o grau de fraturamento do maciço é heterogêneo, com variação ao longo dos perfis.

Diabásio

Nas porções mais profundas da área, ocorrem rochas básicas representadas por diabásios de coloração cinza escura e granulação fina. O diabásio foi atingido e amostrado somente nos poços PM-20 e PM-22, sotoposto aos siltitos e ritmitos. A perfuração não atingiu sua base, não tendo sido possível caracterizar a espessura desta unidade.

Estes diabásios apresentam-se pouco fraturados, predominando fraturas subverticais, com superfícies pouco rugosas e estrias de movimentação incipientes, conforme descrição de testemunhos de sondagens.

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

Comportamento do Nível D'Água e Potenciometria

A implementação de um conjunto de poços de monitoramento multiníveis objetivou a observação dos níveis potenciométricos nas diferentes unidades litológicas constituintes do sistema hidrogeológico local e o entendimento das relações hidráulicas entre estas unidades.

Na Tabela 1 encontram-se as medições dos níveis d'água efetuadas nos poços de monitoramento, localizados na área e suas adjacências.

Observa-se pequena variação entre os níveis d'água para as diferentes unidades litológicas, com exceção dos poços PM-02, PM-04, PM-09 e PM-13, onde as diferenças variam entre 0,5 e 1,4 m, refletindo variações relacionadas às unidades do siltito alterado e são. Estas refletem possivelmente um confinamento local causado por variações no grau de cimentação e/ou variações litofaciológicas.

Nos poços PM-16 e PM-22, as variações dos níveis, que são da ordem de 0,5 m, estão relacionadas ao comportamento hidrogeológico distinto entre os sedimentos aluvionares e o siltito.

TABELA 1. Medições do nível d'água.

Poço	Datas							
	23/9/2003		30/9/2003		28/10/2003		4/11/2003	
	Prof. NA (m)	Alt. NA (m)	Prof. NA (m)	Alt. NA (m)	Prof. NA (m)	Alt. NA (m)	Prof. NA (m)	Alt. NA (m)
M01A	10,34	585,540	10,45	585,430	10,55	585,330	10,58	585,300
M01B1	10,07	585,720	10,12	585,670	10,26	585,530	10,30	585,490
M01B2	10,10	585,740	10,17	585,670	10,33	585,510	10,37	585,470
M02A	10,50	587,818	10,60	587,718	10,85	587,468	10,89	587,428
M02B	11,98	586,338	12,08	586,238	12,28	586,038	12,33	585,988
M03A	9,03	588,969	9,09	588,909	9,34	588,659	9,39	588,609
M03B1	8,98	589,019	9,03	588,969	9,08	588,919	9,13	588,869
M03B2	9,03	588,969	9,04	588,959	9,09	588,909	9,34	588,659
M04A	10,22	582,097	10,26	582,057	10,37	581,917	10,40	581,917
M04B1	11,46	580,777	11,51	580,727	11,57	580,667	11,60	580,637
M04B2	10,10	582,177	10,13	582,147	10,24	582,037	10,25	582,027
M05A	10,77	583,046	10,89	582,926	10,97	582,846	11,01	582,806
M05B	10,52	583,316	10,59	583,246	10,73	583,106	10,78	583,056
M06A	10,90	585,034	10,96	584,974	11,34	584,594	11,39	584,734
M06B	11,07	584,934	11,14	584,864	11,15	584,854	11,39	584,614
M07A	8,36	587,582	8,43	587,512	8,54	587,402	n.m.	n.m.
M07B1	8,32	587,432	8,40	587,352	8,45	587,302	n.m.	n.m.
M07B2	8,32	587,622	8,40	587,542	8,48	587,462	n.m.	n.m.
M08A	7,14	571,352	7,15	571,342	7,18	571,312	7,20	571,292
M08B1	7,13	571,512	7,14	571,502	7,18	571,462	7,20	571,442
M08B2	6,77	571,892	7,26	571,402	7,29	571,372	7,30	571,362
M09A	8,13	571,579	8,18	571,529	8,26	571,449	8,28	571,429
M09B1	8,25	571,379	8,31	571,319	8,42	571,209	8,44	571,189
M09B2	7,82	571,869	7,84	571,849	7,94	571,749	7,98	571,709
M10A	9,14	576,528	9,21	576,458	9,23	576,438	9,27	576,398
M10B1	9,10	576,578	9,18	576,498	9,20	576,478	9,19	576,458
M11A	7,92	560,965	8,07	560,815	7,55	561,335	7,63	561,205
M11B	7,97	560,975	8,12	560,825	7,60	561,345	7,73	561,215
M12A	8,42	571,877	8,51	571,787	8,36	571,937	8,41	571,887
M12B	8,39	571,927	8,47	571,847	8,31	572,007	8,39	571,927
M13A	10,63	576,002	10,68	575,952	9,70	576,932	9,74	576,892
M13B	9,59	577,002	9,65	576,942	9,65	576,942	9,70	576,892
M14A	11,43	579,678	11,50	579,608	11,55	579,558	11,62	579,488
M14B	11,34	579,678	11,41	579,608	11,46	579,558	11,51	579,508
M15A	7,23	581,053	7,28	581,003	7,29	580,993	7,33	580,953
M15B	5,05	580,213	8,10	580,163	8,11	580,153	8,15	580,113
M16A	1,55	554,615	1,36	554,605	1,48	554,685	1,62	554,545
M16B	2,01	554,085	2,06	554,035	2,02	554,075	2,08	554,015
M17	15,42	558,739	15,43	558,729	15,22	558,939	15,14	559,019
M18	18,52	566,501	18,55	566,471	18,04	566,981	17,68	567,341
M19	2,50	548,098	2,54	548,058	2,45	548,148	2,43	548,178
M20	8,21	547,149	8,25	547,109	8,18	547,179	8,04	547,319
M21	1,64	549,783	1,70	549,723	1,65	549,773	1,66	549,763
M22A	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	4,92	546,533	4,77	546,683
M22B	4,74	547,093	4,74	547,093	4,79	547,043	4,65	547,183
M23	3,03	547,009	3,11	546,929	3,11	546,929	2,96	547,079
M24A	9,70	586,203	10,01	585,893	9,96	585,943	10,00	585,903
M24B	10,00	586,123	10,01	586,113	10,12	586,003	10,18	585,943

A partir dos levantamentos dos níveis d'água, considerando o nível do intervalo multinível mais raso, foi elaborado um mapa potenciométrico para os poços superficiais (Figura 5), compreendendo o horizonte das unidades Siltito Alterado e Siltito São. O comportamento da superfície potenciométrica é claramente concorde com a superfície topográfica, apresentando fluxo

generalizado em direção ao Rio Atibaia.

Nota-se neste mapa que o gradiente hidráulico na porção norte da área é menor que na porção sul, provavelmente associado às diferentes espessuras do aquífero nas porções citadas (Figura 3) - mais espesso na porção mais elevada do terreno e mais delgado na várzea.

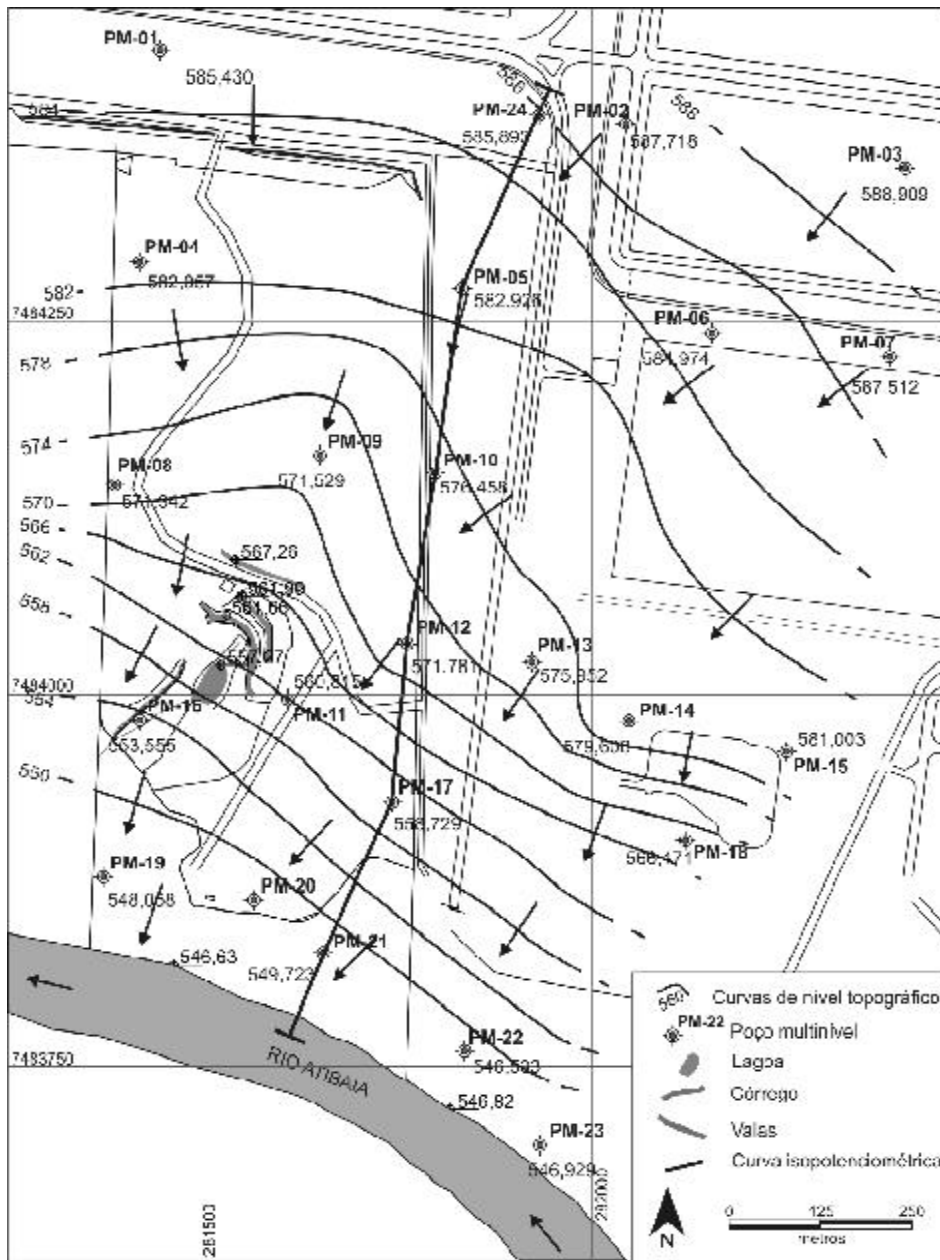


FIGURA 5. Mapa potenciométrico.

Caracterização Hidráulica das Unidades

Foram realizados 8 ensaios de perda d'água sob pressão, sendo 5 no poço PM-20 e 3 no poço PM-22, em vários intervalos de profundidade, objetivando-se a determinação dos parâmetros hidráulicos do maciço e o comportamento das fraturas frente a solicitações hidráulicas.

Os procedimentos adotados para execução e interpretação dos ensaios seguiram aqueles propostos pela ABGE (1975). As condutividades hidráulicas obtidas estão tabuladas nas Tabelas 2 e 3, respectivamente, para os furos PM-20 e PM-22.

Para o poço PM-20 são apresentados apenas os

resultados de 4 ensaios, em função da baixa condutividade hidráulica observada no intervalo que compreende a unidade hidrofaciológica representada pelo diabásio, caracterizando um comportamento praticamente impermeável, devido à não ocorrência de absorção de água no intervalo do mesmo.

Os resultados indicam condutividades hidráulicas variando de 10^{-4} cm/s para os siltitos e 10^{-6} cm/s para o diabásio, no poço PM-22. A resposta das fraturas do maciço, sob a influência de uma determinada pressão hidráulica, mostra um comportamento de abertura das fraturas para as áreas do entorno do furo PM-20 e de fechamento para o furo PM-22.

TABELA 2. Resultado dos ensaios de perda d'água – Poço PM-20.

PM-20	Pressão (Kg/cm ²)	Absorção (L/min)	Condutividade Hidráulica (cm/s)
Trecho Ensaado 6,13 a 8,00 m Litologia - Siltito	0,10	8,74	4,772E-04
	0,90	12,46	3,463E-04
	1,80	19,76	3,540E-04
	0,90	15,92	4,426E-04
	0,10	11,18	6,105E-04
Trecho Ensaado 8,00 a 9,80 m Litologia - Siltito	0,10	2,33	1,306E-04
	1,00	3,02	1,330E-04
	2,00	16,66	2,839E-04
	1,00	9,49	2,552E-04
	0,10	4,39	2,461E-04
Trecho Ensaado 10,20 a 12,10 m Litologia - Siltito	0,10	4,29	2,717E-04
	1,40	16,58	3,489E-04
	2,80	65,80	8,756E-04
	1,40	40,10	8,439E-04
	0,10	5,71	3,084E-04
Trecho Ensaado 24,71 a 26,58 m Litologia - Siltito	0,10	4,85	2,379E-04
	1,85	16,50	2,796E-04
	3,70	36,85	3,692E-04
	1,85	22,50	3,813E-04
	0,10	9,70	4,758E-04

TABELA 3. Resultados dos ensaios de perda d'água – Poço PM-22.

PM 22	Pressão (Kg/cm ²)	Absorção (L/min)	Condutividade Hidráulica (cm/s)
Trecho Ensaado 12,50 a 15,50 m Litologia - Siltito	0,10	12,85	6,817E-04
	1,05	11,41	2,369E-04
	2,10	27,00	3,352E-04
	1,05	14,30	2,969E-04
	0,10	6,15	3,263E-04
Trecho Ensaado 15,36 a 18,36 m Litologia - Siltito	0,10	4,15	1,967E-04
	1,30	9,90	1,703E-04
	2,60	23,70	2,413E-04
	1,30	8,00	1,376E-04
	0,10	3,45	1,682E-04
Trecho Ensaado 23,43 a 26,43 m Litologia - Diabásio	0,10	0,20	1,066E-05
	2,50	2,50	2,694E-05
	5,00	2,65	1,560E-05
	2,50	0,50	5,388E-06
	0,10	0,02	1,066E-06

SIMULAÇÃO DE FLUXO

CARACTERÍSTICAS DO MODELO

A simulação foi realizada em condições de estado estacionário, para meio poroso homogêneo e isotrópico, visando verificar uma primeira aproximação das condições reais com as condições simuladas. As condições de contorno utilizadas foram de Dirichlet para os limites norte e sul da área, respectivamente com cargas hidráulicas de 590 m e 546,5 m, esta última representando o Rio Atibaia, que apresentou cota

praticamente constante nas medições topográficas realizadas em março/2004 (Figura 6). Para os limites laterais foi utilizada condição de contorno tipo Neumann, considerando-se fluxo ausente em virtude do padrão de fluxo observado (Figura 5), isto é, perpendicular às linhas equipotenciais. Utilizou-se condutividade hidráulica uniforme média de $1,0 \times 10^{-4}$ cm/s, decorrente dos resultados obtidos pelos ensaios de perda d'água sob pressão (Tabelas 2 e 3).

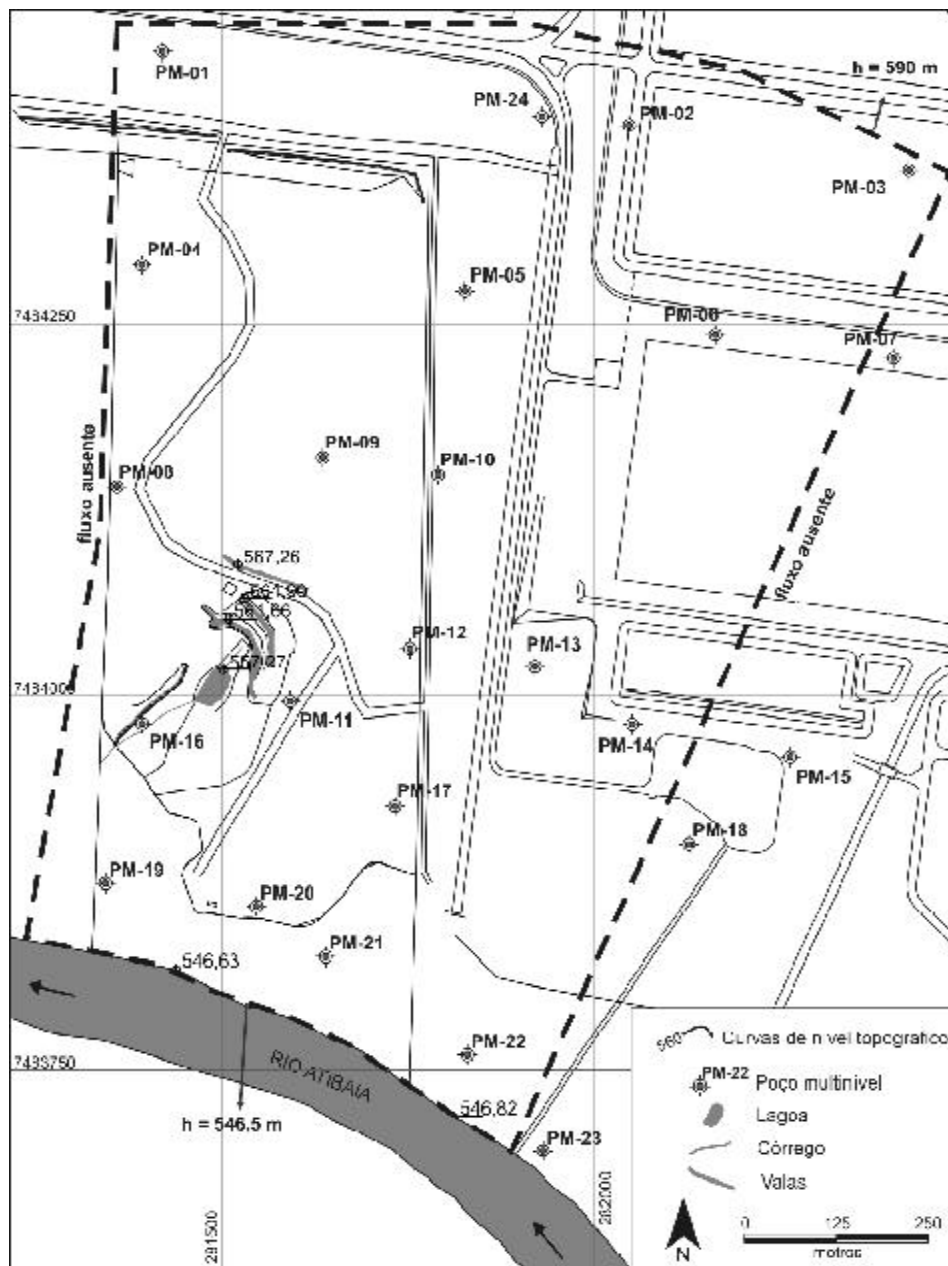


FIGURA 6. Domínio do modelo e condições de contorno.

A malha triangular utilizada para a simulação foi gerada automaticamente pelo *software* FEFLOW, com aproximadamente 500 elementos, conforme mostrado na Figura 7.

RESULTADOS DA SIMULAÇÃO

A superfície potenciométrica resultante da simulação apresentou-se, em linhas gerais, concordante com o sistema simulado, porém com algumas divergências quando comparada ao mapa potenciométrico construído a partir dos dados dos poços (Figura 8).

Os resultados da simulação comparados com a

situação real têm em comum a similaridade dos valores isopotenciométricos e o padrão de distribuição do gradiente hidráulico, que apresenta-se maior na porção sul da área, quase o dobro daquele que ocorre no topo da encosta.

As divergências encontradas referem-se às inflexões observadas no mapa potenciométrico, construído com os dados coletados dos poços, e ausentes no mapa potenciométrico simulado. As discrepâncias podem estar associadas às variações da complexa litologia que não foram consideradas, pois o detalhe da investigação foi limitado.

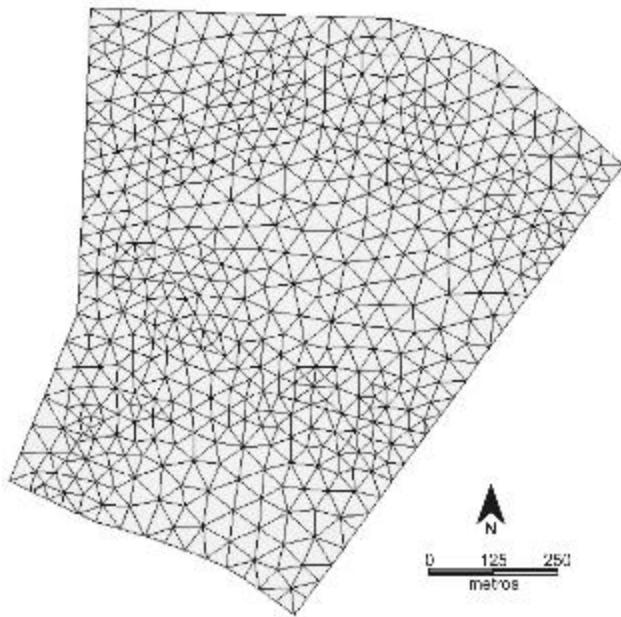


FIGURA 7. Malha triangular de discretização do domínio do modelo. A malha foi gerada automaticamente pelo *software* FEFLOW, contendo aproximadamente 500 elementos.

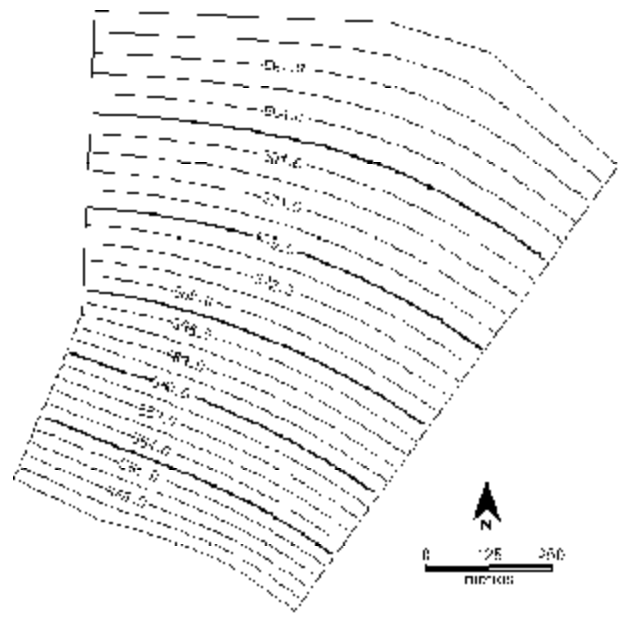


FIGURA 8. Mapa da superfície potenciométrica simulada pelo FEFLOW. Observar que o espaçamento das equipotenciais é maior nas áreas mais elevadas e mais apertadas nas porções mais baixas da encosta. Isolinhas em metros sobre o nível do mar (NM).

Outras possibilidades referem-se à influência de captação de água subterrânea por valas e diferenças entre as condutividades hidráulicas associadas à complexa litologia local, ou mesmo pela presença de fraturas abertas nas unidades descritas.

Estas considerações não foram incorporadas em função do pouco detalhamento geológico da área, face à complexidade inerente à heterogeneidade faciológica associada a sedimentos depositados em ambiente glacial.

CONCLUSÕES

Apesar de terem sido observadas divergências entre a situação simulada e a condição real, pode-se dizer que a simulação realizada apresentou bons resultados, apesar do modelo hidrogeológico conceitual concebido ser simples. Em linhas gerais, apresenta-se coerente com o mapa potenciométrico da área estudada.

Para uma calibração mais refinada da simulação, seriam necessárias novas investigações visando a

melhor caracterização dos parâmetros hidráulicos e geológicos da área, uma vez que as divergências encontradas podem estar associadas à variação da condutividade hidráulica devido à complexa litologia local, à existência de pontos de descarga na área, tais como valas, à variação do topo do substrato impermeável, alterando a espessura saturada do aquífero e à influência da provável presença de fraturas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (processo nº 133211/2003-7) e a Fundação para o Desenvolvimento da UNESP - FUNDUNESP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Goehimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, n. 2, p. 159-189, 1966.

2. ANDERSON, M.P. & WOESSNER, W.W. **Applied Groundwater Modelling: Simulation of Flow and Advective Transport**. London: Academic Press, Inc., 1992, 381 p.
3. ABGE - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL. **Ensaio de Perda d'Água sob Pressão: Diretrizes**. São Paulo: Boletim n. 2, 1975, 16 p.
4. BEAR, J.; BELJIN, M.S.; ROSS, R.R. Fundamentals of Ground-Water Modeling. USEPA: **Ground Water Issue**, 11 p., 1992.
5. BJÖRNBERG, A. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neoceno-zóico). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 15, n. 4, p. 43-67, 1966.
6. DIERSCH, H.J.G. **WASY Software FEFLOW® 5.0. Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System: User's Manual**. WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd. Berlin, Germany, 2002.
7. FERNANDES, A.J. **Tectônica Cenozóica na Porção Média da Bacia do Rio Piracicaba e sua Aplicação à Hidrogeologia**. São Paulo, 1997. 244 p. + Anexos. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
8. FRANKE, O.L.; 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 v. 3, Cap. B5, 1987.
9. FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neoceno-zóico) e seu ambiente de deposição. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, v. 20, p. 45-60, 1968.
10. MELO, S.M. **A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista**. São Paulo, 1995. 144 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
11. PENTEADO, M.M. Geomorfologia do setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista. **Teses e Monografias**, Instituto de Geografia/Universidade de São Paulo, 1976, v. 22, 86 p.
12. 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. (Editores), **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG/USP, 1988, p. 25-45.
13. SPITZ, K. & MORENO, J. **A practical guide to groundwater and solute transport modeling**. New York: John Wiley & Sons, 1996, 461 p.
14. TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. **Earth Planetary Science Letters**, v. 124, p. 333-348, 1994.