**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS**

RAFAEL CHAVES GUANABARA

**Modelo Transiente de Fluxo em Área de Afloramento do
Sistema Aquífero Guarani**

**São Carlos
2011**

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca – EESC/USP

G913m Guanabara, Rafael Chaves
Modelo de transiente de fluxo em área de afloramento
do Sistema Aquífero Guarani / Rafael Chaves Guanabara ;
orientador Edson Cezar Wendland. -- São Carlos, 2011.

Dissertação (Mestrado-Programa de Pós-Graduação e Área
de Concentração em Hidráulica e Saneamento) -- Escola de
Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo,
2011.

1. Hidrogeologia. 2. Sistema Aquífero Guarani.
3. Afloramento. 4. Modelo transiente. 5. Método dos
elementos finitos. I. Título.

RAFAEL CHAVES GUANABARA

**Modelo Transiente de Fluxo em Área de Afloramento do
Sistema Aquífero Guarani**

**Dissertação apresentada à Escola de
Engenharia de São Carlos da
Universidade de São Paulo, como
parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre em Ciências da
Engenharia (Hidráulica e
Saneamento)**

Orientador: Prof. Tit. Edson Cezar Wendland

São Carlos

2011

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Engenheiro **RAFAEL CHAVES GUANABARA**

Título da dissertação: **Modelo transiente de fluxo em área de afloramento do sistema Aquífero Guarani.**

Data da defesa: 29/07/2011:

Comissão Julgadora:

Prof. Titular **Edson Cezar Wendland (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Dr. **João Luiz Boccia Brandão**
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Associado **Chang Hung Kiang**
(Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"/UNESP/campus de Rio Claro)

Resultado:

Aprovado
APROVADO

Aprovado

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento:
Prof. Titular **Edson Cezar Wendland**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Associado **Paulo Cesar Lima Segantine**

22.07.2011
22.07.2011
22.07.2011
22.07.2011
22.07.2011

*Aos meus familiares e amigos que sempre me apoiaram
neste importante passo de minha vida, principalmente
aos meus pais, Paulo e Maria e minha namorada
Gisele.*

Agradecimentos

Aos familiares por todo o apoio incondicional, compreensão e paciência.

Ao professor Edson Wendland, pela orientação, apoio, ensinamentos e amizade constituída.

Aos funcionários do departamento de Hidráulica e Saneamento, em especial ao técnico Roberto Bérghamo pelo apoio e ajuda nos trabalhos de campo e as funcionárias da seção de pós-graduação: Pavi e Sá pela ajuda sempre bem vinda.

Ao Johannes pelas discussões noturnas no LHC.

Aos amigos de longa data e aos amigos constituídos no período deste trabalho, amigos que ainda serão de longa data.

Aos novos ingressantes da pós que estão trabalhando no laboratório atualmente.

A Gisele P. Doricci pela ajuda, paciência, companhia e apoio durante o período de desenvolvimento e conclusão do trabalho.

Ao Departamento de Hidráulica e Saneamento, Escola de Engenharia de São Carlos e a Universidade de São Paulo pela infraestrutura e oportunidade para o desenvolvimento do trabalho.

Ao CNPq pelo apoio financeiro.

Aos momentos de descontração proporcionados pela convivência no laboratório.

Ao Batman por me mostrar que super poderes nem sempre são legais e ao Super Homem por me mostrar que super poderes são mais legais ainda.

Ao Heavy Metal por me proporcionar momentos de relaxamento e abstração para melhor trabalhar em horas de estresse.

A todos que participaram deste trabalho, direta ou indiretamente, que não mencionei acima.

“Grandes poderes trazem grandes responsabilidades...”

Tio Ben (BenjaminParker) a Peter Parker.

RESUMO

GUANABARA, Rafael Chaves. (2011). Modelo transiente de fluxo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. 114p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

Este projeto teve por objetivo a construção de um modelo hidrogeológico baseado em Elementos Finitos para estudar a variação de nível do aquífero livre em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. A área é a bacia do Ribeirão da Onça, localizada na região central do Estado de São Paulo. Dados topográficos, hidrológicos e hidrogeológicos da região de interesse foram obtidos principalmente através de mapas, de poços e estações meteorológicas próximas e na área de estudo, com o apoio do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA) da Universidade de São Paulo (USP). Os dados já existentes no Laboratório de Hidráulica Computacional (LHC) da Escola de Engenharia de São Carlos (EESC), bem como os dados coletados no decorrer do trabalho, foram utilizados para definição de suas condições de contorno e calibração do modelo. Estes foram processados e analisados em ferramenta SIG. Assim foram definidos os parâmetros para a construção da malha de elementos finitos dentro do pacote de Simulação de Processos em Aquíferos (SPA), *software* utilizado para a modelagem numérica desenvolvido no LHC. Foi simulado o fluxo estacionário como condição inicial para a modelagem transiente. Visto as condições de contorno adotadas, o modelo transiente resultou em cálculos satisfatórios de carga hidráulica, considerados os poços de monitoramento existentes na área de estudo e a particular localização de cada um. A ferramenta mostrou bom desempenho e, como sugestão, a continuidade do monitoramento da região se faz necessária para manutenção e melhora das informações a respeito do comportamento da água subterrânea e do SAG como reserva deste importante recurso.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Guarani, afloramento, modelo transiente, método de elementos finitos.

ABSTRACT

GUANABARA, Rafael Chaves. (2011). Transient flow model in the outcrop zone of the Guarani Aquifer System. 114p. Master's Degree Dissertation - School of Engineering of São Carlos, University of São Paulo, São Carlos.

This work presents a hydrogeological model based on finite element to study the variation in level of free aquifer in the outcrop area of the Guarani Aquifer System. The area was the basin of Ribeirão da Onça, located in the central region of São Paulo. Topographic, hydrological and hydrogeological data of the region of interest were obtained mainly through maps, weather stations and wells near and within the study area, with support from the Center for Water Resources and Applied Ecology (CRHEA), University of São Paulo (USP). The data already existing in the Laboratory of Computational Hydraulics (LHC) at the School of Engineering of São Carlos (EESC) and the data collected during the study were used to define its boundary conditions and model calibration. These data were processed and analyzed in a GIS tool. Thus were defined the parameters for the construction of the finite element mesh within the package of Process Simulation in Aquifers (SPA), software used for numerical modeling developed at the LHC. Steady flow was simulated as an initial condition for transient modeling. Since the boundary conditions adopted, the transient model resulted in satisfactory hydraulic head calculations, considering the existing monitoring wells in the study area, taking into account the particular location of each. The tool has shown good performance and, as a suggestion, the continued monitoring of the region is necessary for maintenance and improvement of information about the behavior of groundwater and SAG as a store of this important resource.

Key words: Guarani Aquifer System, outcrop zone, transient model, finite element method.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	ÁREA DE ESTUDO	10
1.1.1	<i>Características físicas.....</i>	<i>10</i>
1.1.2	<i>Geologia.....</i>	<i>11</i>
1.1.3	<i>Pedologia.....</i>	<i>12</i>
1.2	JUSTIFICATIVA	12
1.3	OBJETIVOS	14
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1	SISTEMA AQUÍFERO GUARANI	15
2.1.1	<i>Geologia.....</i>	<i>17</i>
2.1.2	<i>Hidrogeologia</i>	<i>17</i>
2.2	ESTIMATIVA DA RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	18
2.2.1	<i>Métodos físicos</i>	<i>19</i>
2.2.1.1	<i>Método do Balanço Hídrico</i>	<i>19</i>
2.2.1.2	<i>Water Table Fluctuation (WTF)</i>	<i>21</i>
2.2.1.3	<i>Método da Recessão Sazonal - Sazonal Recession Method (SRM) 23</i>	
2.2.1.4	<i>Método Cumulative Rainfall Departure (CRD)</i>	<i>24</i>
2.2.1.5	<i>RIB (Rainfall Infiltration Breakthrough)</i>	<i>26</i>
2.2.1.6	<i>Aproximação de Darcy</i>	<i>28</i>
2.2.2	<i>Métodos químicos.....</i>	<i>29</i>
2.2.2.1	<i>Balanço de Massa de Cloreto – Chloride Mass Balance (CMB) 29</i>	
2.2.3	<i>Porosidade e Rendimento Específico</i>	<i>30</i>
2.3	SIMULAÇÃO E MODELAGEM	33
2.3.1	<i>Incerteza nos modelos de águas subterrâneas.....</i>	<i>37</i>
3	METODOLOGIA.....	39
3.1	OBTENÇÃO DOS PARÂMETROS NECESSÁRIOS À MODELAGEM.....	39
3.1.1	<i>Estimativa da Recarga</i>	<i>40</i>
3.1.2	<i>Dados de Rendimento Específico</i>	<i>45</i>
3.1.3	<i>Definição das Áreas de Influência.....</i>	<i>48</i>

3.2	MODELO CONCEITUAL	49
3.2.1	<i>Equações Governantes</i>	51
3.3	OBTENÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS EM SIG	52
3.3.1	<i>Determinação de Cotas Altimétricas</i>	53
3.4	MODELO COMPUTACIONAL	59
3.4.1	<i>Programa Computacional.....</i>	59
3.4.2	<i>Dados de entrada para o pacote SPA</i>	61
3.5	CALIBRAÇÃO DO MODELO	63
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	64
4.1	A CONSTRUÇÃO DO MODELO	64
4.1.1	<i>Estruturas</i>	64
4.1.2	<i>Contornos</i>	66
4.1.3	<i>Malha de Elementos Finitos</i>	67
4.2	O MODELO ESTACIONÁRIO	69
4.2.1	<i>A Simulação Estacionária</i>	76
4.2.2	<i>O Modelo Estacionário Gerado.....</i>	87
4.3	O MODELO TRANSIENTE	94
4.3.1	<i>A Simulação Transiente</i>	96
4.3.2	<i>O Modelo Transiente Gerado</i>	97
4.3.2.1	<i>Poços localizados em área de pastagem: poços 16 ao 19.....</i>	101
4.3.2.2	<i>Poços localizados em área de plantação de citros: poços 13, 14 e 15</i>	105
4.3.2.3	<i>Poço 05 localizado na cabeceira da Bacia do Ribeirão da Onça em área de pastagem.....</i>	108
4.3.2.4	<i>Intervalos de erro para os cálculos da variação da carga hidráulica em cada poço analisado.....</i>	109
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	111
6	REFERÊNCIAS	113

Lista de Figuras

Figura 1: Localização da Bacia do Ribeirão da Onça	10
Figura 2: Mapa geológico do Estado de São Paulo na região da bacia do Ribeirão da Onça. .	12
Figura 3: Mapa esquemático do Sistema Aquífero Guarani.....	16
Figura 4: Método WTF aplicado para os anos de 2004 até 2007.....	22
Figura 5: Esquema do conceito de <i>dead end pores</i>	32
Figura 6: Resumo geral da sequência de modelagem.	33
Figura 7: Condições de contorno em um determinado sistema aquífero.	35
Figura 8: Localização dos Poços de Monitoramento e da estação do CRHEA.....	41
Figura 9: Uso e ocupação do solo para o ano de 2005 (adaptado de Barreto, 2006).	44
Figura 10: Locais de coleta das amostras indeformadas. (adaptado de Gomes, 2008)	46
Figura 11: Espacialização das Áreas de Influência na Bacia do Ribeirão da Onça.	49
Figura 12: Poços de monitoramento e nascentes onde foram obtidas as cotas altimétricas.....	54
Figura 13: Dados de elevação obtidos pela SRTM na área de estudo.....	56
Figura 14: Operação da ferramenta "Extract Values to Points" em ambiente SIG.	57
Figura 15: Fluxo de dados e módulos do pacote SPA. (adaptado de Cavicchia, 2007)	61
Figura 16: Estruturas dos rios e da fronteira da bacia dentro do modelo computacional.....	65
Figura 17: Estruturas inseridas no modelo - áreas de influência dos poços de monitoramento.	66
Figura 18: Contornos externos e internos da bacia.	67
Figura 19: Malha de Elementos Finitos construída a partir do nós (esquerda).	68
Figura 20: Detalhe da malha e suas regiões.	69
Figura 21: Cargas hidráulicas do Ribeirão da Onça e seus afluentes (m).	72
Figura 22: Espacialização dos dados de elevação do terreno por SRTM no pacote SPA (visualização simples).....	73
Figura 23: Dados SRTM em visualização de superfície (incluindo malha de elementos finitos).....	74
Figura 24: Base Interpolada no ArcGIS.	75
Figura 25: Base para o modelo interpolada no SPA.....	76
Figura 26: Nível no local do Poço de monitoramento 05, mostrando seu nível acima do monitorado no período.	77
Figura 27: Região sul da bacia de estudo e a relação com a bacia vizinha.	78

Figura 28: Corte esquemática da região próxima aos poços 04 e 05 evidenciando a condição de fluxo no transfronteiriço.	79
Figura 29: Perfil de perfuração do poço 04.	80
Figura 30: Perfil de perfuração do poço 05.	81
Figura 31: Variação do nível nos poços 04 e 05.	82
Figura 32: Poços localizados na plantação de citros (fotos tiradas em maio/2010).	83
Figura 33: Nível calculado abaixo do monitorado para os poços em plantação de citros.	84
Figura 34: Localização dos poços em pastagem (detalhe em vermelho).	85
Figura 35: Pedologia e Poços Influenciados.	86
Figura 36: Condutividade espacializada para a área de estudo (em m/s).	87
Figura 37: Região sul da bacia - poço 05 (correlação).	89
Figura 38: Região com os demais poços analisados (poços 13 ao 19).	89
Figura 39: Gráfico de correlação para o modelo estacionário.	90
Figura 40: Mapa potenciométrico e direções de fluxo para o modelo estacionário (carga em metros e tamanho da seta do fluxo representando sua magnitude).	91
Figura 41: Resultado da simulação estacionária; profundidade do nível freático (m).	92
Figura 42: Profundidade da superfície livre pelo módulo VPA.	93
Figura 43: Precipitação e Recarga Direta mensal pelo método CRD.	95
Figura 44: Gráfico resultante da simulação transiente antes da calibração (para o nó número 02 relativo ao poço 05).	97
Figura 45: Distribuição das porosidades na área de estudo para modelagem transiente (dados adimensionais).	98
Figura 46: Exemplo de arquivo de entrada transiente.	99
Figura 47: Precipitação e Recarga Direta mensal modificada.	100
Figura 48: Carga hidráulica calculada para o nó 10 relativo ao poço 16 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	102
Figura 49: Carga hidráulica calculada para o nó 11 relativo ao poço 17 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	103
Figura 50: Carga hidráulica calculada para o nó 12 relativo ao poço 18 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	104
Figura 51: Carga hidráulica calculada para o nó 13 relativo ao poço 19 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	105
Figura 52: Carga hidráulica calculada para o nó 07 relativo ao poço 13 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	106

Figura 53: Carga hidráulica calculada para o nó 08 relativo ao poço 14 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	107
Figura 54: Carga hidráulica calculada para o nó 09 relativo ao poço 15 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	108
Figura 55: Carga hidráulica calculada para o nó 02 relativo ao poço 05 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).	109

Lista de Tabelas

Tabela 1: Características fisiográficas do Ribeirão da Onça.....	11
Tabela 2: Parâmetros Hidrodinâmicos Principais do SAG.	18
Tabela 3: Localização dos poços de monitoramento e profundidade média do nível d'água. .	42
Tabela 4: Comparação das recargas anuais obtidas por Gomes (2008) e pelo método CRD. .	44
Tabela 5: Dados de Rendimento Específico (GOMES, 2008)	47
Tabela 6: Rendimento específico de alguns tipos de solo (JOHNSON, 1967 apud HEALY e COOK, 2002)	47
Tabela 7: Definição das áreas de influência dos poços adaptada de Gomes (2008).	48
Tabela 8: Dados obtidos em campo e do MDE da SRTM com as diferenças calculadas.	58
Tabela 9: Dados utilizados no modelo numérico. (adaptada de Cavicchia, 2007).....	63
Tabela 10: Recarga Direta Anual na Bacia (adaptado de Gomes, 2008).	70
Tabela 11: Informações poço 04.	80
Tabela 12: Informações poço 05.	81
Tabela 13: Porosidade específica (ou Rendimento Específico) final para a modelagem transiente.....	98
Tabela 14: Comparação das recargas anuais obtidas por Gomes (2008) e com os valores modificados.	101
Tabela 15: Erros, máximo e médio do cálculo da carga hidráulica para cada poço de monitoramento analisado.....	110

1 INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Guaraní (SAG) é um dos aquíferos transfronteiriços mais relevantes do mundo, devido ao seu tamanho e disponibilidade imediata de água potável de qualidade (GILBOA, 1976; MERO 1976; MARIANO, 1976; REBOUÇAS, 2002; AMORE, 2002). Localizado no território de quatro países, Brasil, Uruguai, Argentina e Paraguai, sua área é estimada em 1,2 milhão de km². No Brasil, o SAG (71% da área total) abrange partes dos estados pertencentes ao Centro-Oeste, Sul, e Sudeste, regiões de grande importância econômica. É necessário conhecer seu funcionamento e comportamento para possibilitar a definição de uma política de proteção ambiental e de gestão das águas subterrâneas.

Uma área representativa para este tipo de estudo é a bacia do Ribeirão da Onça, localizada no centro do Estado de São Paulo, próximo a cidade de São Carlos e próximo ao Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada da Universidade de São Paulo (CRHEA). A bacia do Ribeirão da Onça foi escolhida por apresentar características representativas típicas da região de afloramento do SAG no estado de São Paulo bem como por ser foco de estudos sobre o comportamento dos processos de recarga de aquíferos e de balanço hídrico na região (POMPÊO, 1983; CONTIN NETO, 1987; CUNHA, 2003; BARRETO, 2006; GOMES, 2008; MALDONADO, 2009). Existem já instalados próximo a bacia, equipamentos de monitoramento climatológico e de medição de variáveis hidrológicas na região que se encontram em funcionamento desde a década de 1980. Estes equipamentos se encontram no CRHEA na respectiva estação climatológica.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo deste projeto é uma bacia hidrográfica piloto, inserida em área de afloramento do SAG, drenada pelo Ribeirão da Onça, localizada no município de Brotas-SP, ao centro-leste do estado de São Paulo, entre os paralelos 22°10' e 22°15' de latitude sul e entre os meridianos 47°55' e 48°00' de longitude oeste.

O Ribeirão da Onça é um dos formadores do Rio Jacaré-Guaçu, afluente do Rio Tietê pela margem direita (GIAMPÁ & SOUZA, 1982; CONTIN NETO, 1987; MATTOS 1987; CORRÊA, 1995), conforme desenho esquemático apresentado na Figura 1.

Figura 1: Localização da Bacia do Ribeirão da Onça

1.1.1 Características físicas

Os elementos fiosiográficos da bacia do Ribeirão da Onça foram obtidos a partir de mapas em escala 1:10.000 por Mattos *et al.* (1984) e

Preto Filho (1985) *apud* Pompêo (1990). Estas características são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Características fisiográficas do Ribeirão da Onça.

Característica	Valor
Área de drenagem	65 km ²
Perímetro	42 km
Comprimento axial	11 km
Extensão do curso d'água principal	16 km
Comprimento total dos cursos d'água	55 km
Altitude máxima	840 m
Altitude mínima	640 m
Declividade média	7,6 m/km

Segundo Pompêo (1990), o sistema de drenagem da Bacia do Ribeirão da Onça é considerado mediano, pois o índice de densidade de drenagem (Dd) é de 0,95 km/km² (sendo os valores limites para drenagem pobre igual a 0,75 e drenagem rica igual a 1,5). O Ribeirão da Onça é considerado um rio de pequeno porte por estas características físicas e hidráulicas.

1.1.2 Geologia

Grande parte da bacia do Ribeirão da Onça está na maior parte do seu percurso, sobre um pacote de arenito Botucatu, solos oriundos da mesma formação, com exceção da região próxima ao exutório, onde ocorre o complexo Botucatu-diabásio. A formação Pirambóia ocorre na bacia, mas na maior parte a dezenas de metros abaixo da superfície do solo.

A geologia foi descrita inicialmente por Preto Filho (1985) e revista por Castro Júnior (2008). Detalhe do Mapa Geológico do Estado de São Paulo na região da Bacia do Ribeirão da Onça na Figura 2.

Figura 2: Mapa geológico do Estado de São Paulo na região da bacia do Ribeirão da Onça.
Fonte: Castro Júnior (2008)

1.1.3 Pedologia

Através do trabalho de Castro Júnior (2008), pode-se individualizar cinco tipos pedológicos principais: areia quartzosa profunda (AQ), latossolo vermelho-amarelo álico (LV-2), latossolo roxo eutrófico (LRe), terra roxa estruturada distrófica ou eutrófica (TE2), solos hidromórficos (Hi) e latossolo vermelho-escuro distrófico ou álico (LE-1).

1.2 JUSTIFICATIVA

Com a intensificação do uso e ocupação das áreas de afloramento (NOVELLI, 1996) e o correspondente crescimento da utilização dos seus mananciais subterrâneos, tornam-se necessárias melhores

informações sobre o comportamento do aquífero nessas áreas, de forma a dar suporte ao gerenciamento hídrico subterrâneo.

Desde 2004, é realizado na bacia representativa do Ribeirão da Onça, um monitoramento climatológico e hidrogeológico, iniciado por Barreto (2006) devido a sua importância para a recarga do SAG e a necessidade de estudos em regiões de afloramento do mesmo. A partir desses dados é possível observar as flutuações que ocorrem no nível do aquífero e a variação da precipitação ao longo dos anos. Utilizando os dados dos poços de monitoramento na região poderá ser feita uma análise do comportamento destas variações.

Outro fator importante relacionado ao posicionamento dos poços é sua distribuição em diversas culturas, possibilitando uma análise do comportamento do aquífero por cultura. A bacia não apresenta proteção ambiental garantida por legislação, mesmo situando-se próxima a uma Área de Proteção Ambiental (APA – delimitada pela Lei Federal 4.771, de 15 de setembro de 1965) mais ampla que engloba a represa do Lobo e o córrego do Feijão. A bacia está sujeita a todo tipo de uso, ficando exposta a mecanismos potenciais de contaminação decorrentes de atividades agrícolas como, por exemplo, na utilização de defensivos.

A bacia do Ribeirão da Onça é de uso agrário e pecuário, não sendo observadas áreas consideradas pavimentadas e nenhuma área industrial. A ocupação atual dos solos, cuja cobertura vegetal original foi do tipo cerrado, é composta por pastos, cana de açúcar, laranja, eucalipto, áreas de várzea e culturas de alta rotatividade como soja e amendoim.

O uso e ocupação do solo na bacia tem influência no nível freático e na disponibilidade para utilização, conservação e manutenção desterecurso. Isto torna relevante o estudo temporal das flutuações do nível do aquífero livre desta bacia, permitindo um entendimento exemplificado deste comportamento em uma região com ocupação heterogênea.

Este melhor entendimento junto com a possibilidade de aplicação de cenários futuros se aplica como método de gerenciamento do recurso “água subterrânea” através de um modelo conceitual e numérico (BARAZZUOLI *et al.*, 2008)

Através da análise das flutuações de nível do aquífero realizada pelo monitoramento, poderão ser acrescentadas informações aos estudos realizados nesta região, dada a grande relevância do SAG.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho teve por objetivo a construção de um modelo hidrogeológico baseado no Método dos Elementos Finitos, que descreverá o comportamento transiente do nível do aquífero livre nesta região.

Os objetivos específicos são:

- . organizar e adquirir os dados de campo para a área de estudo;
- . estimar parâmetros iniciais para a modelagem;
- . construir o modelo estacionário (base para a modelagem transiente);
- . calibrar o modelo estacionário;
- . estimar parâmetros adicionais para o modelo transiente;
- . construir o modelo transiente;
- . calibrar o modelo transiente;
- . analisar os resultados com base em dados de campo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

O SAG (Figura 3) é reconhecido como um grande recurso hídrico transfronteiriço, englobando no centro-sul da América do Sul, quatro países dos mais importantes desse continente: Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai.

Áreas de grande importância sócio-econômica dentro do Brasil estão em contato com o SAG, sua função é indispensável para suprir a demanda de água doce para diversos usos como industrial, doméstico e agrícola. Desde 2004 é conhecida uma faixa populacional de mais de 25 milhões de habitantes que são direta ou indiretamente dependentes e fazem uso de alguma forma das águas do SAG no Brasil (BORGHETTI *et al.*, 2004).

No SAG, a utilização de poços para exploração de suas águas se faz presente em estados populosos. O tipo de uso desses poços revela que sua distribuição está condicionada a aproximadamente três quartos destinados à captação de água para consumo urbano; os outros tipos de uso estão divididos entre rural e industrial. Se for analisado o consumo em termos volumétricos, a porcentagem do uso urbano chega à aproximadamente 87% (CHANG, 2001).

Figura 3: Mapa esquemático do Sistema Aquífero Guarani
Fonte: OAS/GEF, 2009.

Devido à sua extensão, tamanho e localização, é considerado um dos recursos minerais mais importantes da região e, conseqüentemente, um dos maiores e mais importantes reservatórios de água do mundo (OAS/GEF, 2009).

Sua área se estende desde a bacia Sedimentar do Paraná (Brasil, Paraguai e Uruguai) até a Bacia do Chaco Paraná (Argentina), com uma área que alcança os 1,2 milhão de km² (ARAÚJO *et al.*, 1999).

2.1.1 Geologia

Formado por um conjunto de rochas sedimentares, o SAG possui majoritariamente litologias arenosas depositadas por sistemas aluviais, lacustres e fluviais (sob condições de altas temperaturas e um regime variável de umidade), com predomínio de aridez e semiaridez. Muitas destas litologias são recorrentes de episódios eólicos, sendo estes possuidores das melhores características petrofísicas do aquífero. Em escala local, estas litologias (assim como seus atributos espaciais), incidem particularmente nas características hidrodinâmicas de fluxo.

As formações Pirambóia (Triássico) e Botucatu (Jurássico) compreendem os arenitos que fazem parte do SAG, sendo os de origem no período Jurássico (como o Botucatu no caso), os melhores reservatórios subterrâneos. Isto deve-se ao fato de terem maior eficiência hidráulica.

Em outros países do qual o SAG faz parte, as formações geológicas são de mesmo período, mas com nomes diferentes: sedimentos fluvio-lacustres no Uruguai chamado de *Buena Vista* e pelos sedimentos eólicos desérticos: *Misiones* no Paraguai e *Tacuarembó* no Uruguai e Argentina. (<http://www.daaearaquara.com.br/guarani.htm> acesso em: 26/03/2011)

2.1.2 Hidrogeologia

Acompanhando o SAG, existe uma estrutura subjacente formada pelo Grupo Passa Dois, de baixa permeabilidade e sobrejacente por derrames basálticos sucessivos que caracterizam a formação Serra Geral (de origem vulcânica do período Cretáceo). Esta formação é encontrada

recoberta por arenitos do mesmo período, o Grupo Bauru (ARAÚJO *et al.*, 1999).

A Tabela 2 mostra um resumo dos principais parâmetros hidrodinâmicos do SAG.

Tabela 2: Parâmetros Hidrodinâmicos Principais do SAG.

Parâmetro	SAG - São Paulo ¹	SAG - Bacia do Paraná ²	
		Formação Botucatu	Formação Pirambóia
Espessura (m)	Máxima	550	4 - 484
	Média	268	138
Porosidade	10 - 15%	17 - 30%	14 - 24%
Condutividade Hidráulica Média (m/dia)	12,96	8,7	1,9
Transmissividade (m ² /dia)	39 - 1035 Média 336	2 - 552	-
Coeficiente de Armazenamento	4.10-5 - 2.10-4	-	-

Fonte (1): SRACEK e HIRATA (2002) *apud* GASTMANS e KIANG (2006).

Fonte (2): ARAÚJO *et al.* (1999) *apud* GASTMANS e KIANG (2006).

2.2 ESTIMATIVA DA RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Pode-se conceituar de forma simples, a recarga de águas subterrâneas como a entrada vertical de água até a zona saturada do solo (o aquífero livre propriamente dito) e também a partir do escoamento lateral de contornos preestabelecidos do sistema analisado (PARALTA *et al.*, 2003).

Sendo a principal entrada de água em sistema de águas subterrâneas a forma vertical, pode-se notar que esta fonte é a precipitação em forma de chuva, penetrando diretamente no solo que, percolando por gravidade ou através de um gradiente hidráulico, chega até a zona saturada do solo.

De Vries e Simmers (2002) classificaram a recarga de acordo com o tipo de fonte:

- Recarga direta: processo que acontece abaixo do ponto de impacto da precipitação por movimento vertical através da zona não-saturada;
- Recarga indireta: descreve os processos em que a recarga ocorre por características introduzidas pela urbanização, assim como por rios e depressões de superfícies topográficas (reservatórios, lagos, etc.) e
- Recarga localizada: processo pontual de recarga, onde a água se move em curtas distâncias lateralmente antes da infiltração.

Para a estimativa de recarga são utilizados métodos físicos e químicos.

2.2.1 Métodos físicos

2.2.1.1 Método do Balanço Hídrico

O balanço hídrico é a aplicação da “Lei de conservação de massa” ao ciclo hidrológico. O método considera que outros fluxos podem ser

medidos ou estimados com mais facilidade do que a própria recarga (MAZIERO, 2005). Adota-se um volume de controle em certo período de tempo para que as variáveis envolvidas na equação de balanço representem os principais fenômenos deste ciclo.

Para uma bacia hidrográfica, o balanço hídrico pode ser descrito pela equação 1 (SCANLON *et al.*, 2002).

$$P + Q_e = E + Q_s + \Delta S + I \quad (1)$$

Sendo:

P – precipitação (podendo ser somada a irrigação como parcela atuante);

Q_e e Q_s – fluxos de entrada e saída de água do sistema;

ET – evapotranspiração;

ΔS – variação no armazenamento de água;

I – parcela correspondente à interceptação da água.

Este método parte do pressuposto de que toda água infiltrada e percolada no solo que atinge a zona saturada é quantificada como recarga (SCHICHT & WALTON, 1961 *apud* SCANLON *et al.*, 2002), sendo as variáveis trabalhadas como taxas como mm/ano ou mm/dia (equação 2).

$$R = Q_s - Q_e + Q_b + E - \Delta S \quad (2)$$

Este método estima a recarga de águas subterrâneas mais comumente por abordagem indireta ou “residual”, sendo todas as componentes medidas ou estimadas e R definido como o resíduo. A precisão dos resultados fica dependente da precisão das medidas ou estimativas das outras componentes do balanço (SENARATH & RUSHTON, 1984).

2.2.1.2 Water Table Fluctuation (WTF)

Este método foi proposto por Healy & Cook (2002), aplicável aos aquíferos não confinados. Requer o conhecimento do rendimento específico e das variações dos níveis de água ao longo do tempo. Aplicado para a estimativa da recarga direta de água subterrânea através da água que chega até o nível freático.

$$R_d = S_y \cdot \frac{d h}{d t} \quad (3)$$

Sendo:

R_d – recarga direta [$L.T^{-1}$];

S_y – rendimento específico do solo;

Δh – nível d'água do aquífero não confinado [L];

t – tempo [T].

A equação 3 parte do pressuposto de que toda a água que infiltra na superfície e atinge o nível freático é fonte de recarga direta, sendo somada à água subterrânea já presente. O método WTF contém uma falha relacionada ao tempo de defasagem entre a ocorrência do evento de precipitação e a elevação do nível freático. Esta falha ocorre quando o método é aplicado durante o tempo (t) de defasagem, fazendo com que toda a água calculada nas outras variáveis do balanço hídrico (equação 2) seja computada na recarga. Healy & Cook (2002) definiram então que é computada uma parcela da estimativa da recarga direta para cada elevação individual do nível da água, onde Δh é a diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente é o traço que a hidrógrafa do poço de monitoramento, considerado para o cálculo da recarga, teria seguido na ausência de elevação do nível da água (Figura 4).

Figura 4: Método WTF aplicado para os anos de 2004 até 2007.

Fonte: Gomes, 2008

Esta aplicação da extrapolação procura acomodar a função de defasagem entre o início da precipitação e o consequente início do processo de recarga, não sendo especificado pelos autores uma maneira específica para realizar a extrapolação, tornando esta etapa subjetiva.

A aplicação do método é realizada para níveis freáticos rasos. Aquíferos profundos podem não exibir variações súbitas do nível de água resultando em frentes de umidade que tendem a dispersar-se ao percorrerem grandes distâncias (HEALEY & COOK, 2002; SCANLON *et al.*, 2002). Assim, pode haver mecanismos e fenômenos hidrológicos operando simultaneamente, sendo necessário o entendimento destes para que as medidas de flutuação do nível da água sejam interpretadas corretamente, sendo estas flutuações podendo não representar a recarga direta da água subterrânea (FREEZY & CHERRY, 1979).

Na área de estudo deste trabalho, o método WTF já foi utilizado por Barreto (2006) para o ano hidrológico 2004/2005, sendo adotados valores de rendimento específico entre 10% e 25%. Os valores de recarga direta média encontrados variaram de acordo com o rendimento

específico adotado, de 313,26 mm até 783,16 mm, sendo analisado para cada poço de monitoramento presente na área de estudo separadamente.

Gomes (2008) utilizou uma maior série de dados aplicando também o método WTF na mesma área para os anos hidrológicos 2004/2005, 2005/2006 e 2006/2007, coletando amostras indeformadas de solo representativas para o cálculo do rendimento específico, encontrando valores médios entre 8,5% e 15%. A recarga direta média encontrada nos períodos analisados variaram de 304 mm até 908 mm.

2.2.1.3 Método da Recessão Sazonal - Sasonal Recession Method (SRM)

Este método de estimativa de recarga utiliza hidrógrafas do rio, de dois ou mais anos consecutivos (MEYBOOM, 1961). Utilizado por Sun, 2004 para estimar a recarga subterrânea em New Jersey, contou com dados mensais e diários de descarga do rio.

A equação utilizada pelo método SRM indica que a partir do início do escoamento de base a curva resultante dos dados de descarga do rio analisado tem comportamento semi-logarítmico no tempo, sendo identificada através do traçado de uma linha reta com eixo horizontal representando tempo (em escala aritmética) e o eixo vertical indicando a vazão de descarga (escala semi-logarítmica). A contribuição do aquífero (potencial de descarga subterrânea) é o volume de água que deveria ser descarregado durante uma recessão completa do escoamento de base, podendo ser encontrado pela equação 4.

$$Q_{tp} = \frac{Q_0 \cdot t_1}{2,3} \quad (4)$$

Sendo:

Q_{tp} – volume do potencial total de descarga subterrânea [L^3];

Q_0 – valor do escoamento no momento do início da recessão [$L^3.T^{-1}$];

t_1 – instante em que o escoamento de base leva de Q_0 até $0,1Q_0$ [T].

Com o valor de Q_{tp} , a descarga subterrânea pode ser obtida no instante final da recessão (descarga remanescente) pela equação 5.

$$Q_t = \frac{Q_{tp}}{10^{\left(\frac{t}{t_1}\right)}} \quad (5)$$

Sendo:

Q_t – volume de descarga subterrânea remanescente no instante final da recessão [L^3];

t – instante final da recessão do escoamento de base [T].

Com os valores de Q_{tp} , Q_t e Q_{tp2} calcula-se a recarga subterrânea pela equação 6.

$$R = Q_{tp2} - Q_t \quad (6)$$

Sendo:

R – recarga em volume obtida pelo método [L^3];

Q_{tp2} – volume correspondente ao potencial de descarga no início da próxima recessão [L^3].

2.2.1.4 Método Cumulative Rainfall Departure (CRD)

Este método foi proposto por Bredenkamp *et al.* (1995). Dependente apenas de dados de precipitação mensais, monitoramento dos níveis de água subterrânea, armazenamento subterrâneo e entradas e saídas de água do sistema analisado (tais como: bombeamentos e recargas artificiais).

A estimativa pelo método CRD depende do balanço hídrico efetuado para o aquífero. Este balanço pode ser expresso como na equação 7.

$$Q_r = Q_p + Q_o - Q_{in} + \Delta h \cdot S \cdot A \quad (7)$$

Sendo a equação utilizada para um aquífero de área (A), com recarga pela precipitação mensal (Q_{ri}), com exploração de água (Q_{pi}) e saída natural (Q_{outi}), com uma determinada capacidade de armazenamento de água (S) e variação mensal do nível de água (Δh).

A relação entre as oscilações dos valores de precipitação e as variações do nível de água subterrânea, são apresentadas na equação 8.

$$C_{av} = R_i \sum_{n=1}^i R_n - \kappa \sum_{n=1}^i R_a \quad (i = 0, 1, 2, 3, \dots, N) \quad (8)$$

Sendo:

C_{av} - valor médio do CRD para cada mês “i” considerado [L];

R_n - valor de “n” precipitações para cada mês “i” [L];

R_{av} - valor médio de “n” precipitações para cada mês “i” considerado [L];

$\kappa = 1 + [(Q_p + Q_{out}) / (A \cdot R_{av})]$;

Q_{exp} - valor da taxa bombeamento [$L^3 \cdot T^{-1}$];

Q_{out} - taxa de saída natural de água do aquífero [$L^3 \cdot T^{-1}$].

Bredenkamp *et al.* (1995) assumiram uma variação mensal linear entre o CRD e a variação do nível do aquífero. Sendo assim, através de derivação, segue a equação 9, utilizada para o cálculo das flutuações.

$$\Delta h = \frac{r}{S_y} C_{av} R_i \quad (i = 0, 1, 2, 3, \dots, N) \quad (9)$$

Com:

Δh - variação do nível d'água [L];

S_y - rendimento específico do solo;

r - porcentagem da CRD que resulta em recarga originada da precipitação.

2.2.1.5 RIB (Rainfall Infiltration Breakthrough)

O método RIB assemelha-se ao método CRD, mas seu modo de identificação da recarga é diferente. Foi proposto por Xu & Beekman (2003) que afirmaram a respeito do método que este explica a recarga por diferentes condições, podendo ser usado para estimar a recarga propriamente dita ou o armazenamento do aquífero. A equação 10 descreve o método (XU & BEEKMAN, 2003).

$$RIB(i)_m^n = r \cdot \left[\sum_{i=m}^n P_i - \left(2 - \frac{1}{P_{av}(n-m)} \sum_{i=m}^n P_i \right) \cdot \sum_{i=m}^n P_i \right] \quad (10)$$

$$(i = 1, 2, 3, \dots I)$$

$$(n = i, i - 1, i - 2, \dots N)$$

$$(m = i, i - 1, i - 2, \dots M)$$

$$M < N < I$$

Sendo:

r - a fração de chuva acumulada que contribui para a RIB;

P_{av} - precipitação média da série pluviométrica [L];

P_i - valor limiar representativo das condições de contorno do aquífero (variando de 0 a P_{av} , sendo 0 representando um sistema aquífero aberto);

O símbolo i é representativo de um número sequencial de registros de precipitação e os parâmetros m e n representam o início e o fim de um intervalo de tempo, período em que os eventos de precipitação contribuem efetivamente para o RIB. Nota-se que a equação 10 reduz-se ao método CRD definido por Bredenkamp *et al* (1995) caso os eventos de precipitação de P_m e P_n não mostrem nenhuma

tendência, sendo as médias de precipitação acumulada iguais a precipitação média do período.

A RIB pode ser escrita como (XU e BEEKMAN, 2003):

$$RIB(i)_m^n = (RIB(i)_m^n)_{av} + \Delta(RIB(i)_m^n) \quad (11)$$

Sendo a recarga média RIB_{av} função da espessura média do aquífero h_{av} , da transmissividade do aquífero, T e da distância média de fluxo subterrâneo, L ; a variação de recarga ΔRIB é função do armazenamento subterrâneo do aquífero, S e da variação do nível piezométrico, Δh (HAITJEMA, 1995; XU *et al.*, 2001).

$$\begin{aligned} (RIB(i)_m^n)_{av} &= \frac{2 \cdot T \cdot h_{av}}{L^2} \\ \Delta(RIB(i)_m^n) &= S \cdot \Delta h_i \end{aligned} \quad (12)$$

A equação 12 mostra que ΔRIB pode ser positivo ou negativo, sendo dependente da intensidade e frequência da precipitação. Combinando as equações 11 e 12 tem-se a expressão para a flutuação do nível piezométrico:

$$\Delta h = \left(\frac{1}{S} \right) \cdot \left(RIB(i)_m^n - \frac{2 \cdot T \cdot h_{av}}{L^2} \right) \quad (13)$$

A equação 13 descreve uma relação linear entre uma RIB e uma mudança do nível piezométrico, podendo ser incorporados ainda outras parcelas de fluxo encontradas em um aquífero.

O termo $\left(\frac{Q_{pi} + Q_{outi}}{A.S}\right)$ retirado da equação 14 representa a exploração do aquífero e a saída de fluxo no mês i , sendo utilizado caso existam poços de bombeamento que afetem a área de estudo onde são monitorados os níveis de água.

2.2.1.6 Aproximação de Darcy

A Lei de Darcy relaciona a velocidade de percolação da água em meios porosos, que é proporcional ao gradiente hidráulico através de um fator de proporcionalidade denominado condutividade hidráulica.

$$q = -K \frac{dh}{dx} \quad (15)$$

Pode-se estimar a recarga pela Lei de Darcy através de dois piezômetros alinhados perpendicularmente a um corpo d'água, assumindo fluxo constante e extração de água subterrânea nula, considerando-se também um aquífero não-confinado.

$$R = q.\Delta t \quad (16)$$

Sendo a recarga R estimada pelo somatório dos valores positivos encontrados para cada intervalo de tempo considerado. Deve-se considerar a imprecisão do método pois este é intrinsecamente relacionado as informações da condutividade hidráulica e do gradiente hidráulico (SCANLON *et al.*, 2002).

2.2.2 Métodos químicos

Os métodos químicos utilizam traçadores, que são produtos incorporados à massa de uma substância que permitem investigar seu comportamento em um determinado processo físico ou químico (BEDMAR, 1972). Em hidrogeologia, os traçadores podem ser divididos em três tipos: químicos, bacteriológicos e isotópicos (PARALTA *et al.*, 2003).

2.2.2.1 Balanço de Massa de Cloreto – Chloride Mass Balance (CMB)

O CMB é baseado no monitoramento da concentração do íon cloreto na água subterrânea. A concentração deste íon aumenta a partir da superfície do solo até a profundidade radicular da vegetação em decorrência da evapotranspiração. Isto ocorre pois o íon cloreto é muito solúvel em água e, como sua retenção em materiais sólidos é quase nula e sua determinação analítica é simples, pode ser medido por sensores ou através de titulação. Permanece praticamente constante em profundidades maiores do que cerca de 10 metros (PARALTA *et al.*, 2003).

O método CMB segue 6 hipóteses necessárias para a correta aplicação (BAZUHAIR e WOOD, 1996).

- (1) Não há nenhuma outra fonte de cloreto na água subterrânea senão a de origem da precipitação;
- (2) O cloreto é conservativo no sistema;
- (3) As condições estáticas da precipitação e da concentração de cloreto são mantidas em longo prazo;
- (4) A precipitação é evaporada e/ou abastece o aquífero através da recarga, dessa maneira considera-se o escoamento superficial ausente;
- (5) Não há ocorrência de reciclagem de cloreto dentro da bacia hidrografia analisada;

(6) Considera-se também a não ocorrência da ecapotranspiração na zona saturada do solo.

As estimativas de recarga direta para zona saturada através deste método são obtidas através da formulação simplificada (equação 17) (EDMUNDS *et al.*, 1992; WOOD & SANFORD, 1995).

$$R_d = \left(\frac{P \cdot C_p}{C_{gw}} \right) \quad (17)$$

Sendo:

R_d – valor estimado da recarga direta [$L.T^{-1}$];

P – quantidade precipitada na forma de chuva [$L.T^{-1}$];

C_p – concentração média ponderada de cloreto da água precipitada em forma de chuva na região de coleta da água subterrânea para o período analisado [$M.L^{-1}$];

C_{gw} – concentração média de cloreto na água subterrânea [$M.L^{-1}$].

Existem diferenças na concentração de solutos entre as zonas não-saturada e saturada do solo, pois é mais provável que a concentração na zona saturada seja modificada por incremento de fluxo lateral com maior ou menor salinidade (XU & BEEKMAN, 2003). Isso mostra que amostragens realizadas abaixo da superfície freática não são muito confiáveis para estimativa da recarga, porém, o cloreto não é perdido durante a infiltração e a percolação no solo e tampouco no fluxo saturado, fazendo com que o método forneça uma taxa de recarga mínima em escala regional.

2.2.3 Porosidade e Rendimento Específico

Entende-se como porosidade (n) do solo a medida de seus interstícios, expressada como uma porcentagem do volume total em massa (V). Esta porcentagem é o volume de vazios (V_v). A equação 18 mostra esta relação (TODD, 1959).

$$n = \frac{100V_v}{V} \quad (18)$$

A porosidade dos solos não necessariamente reflete a porosidade responsável completamente pelo movimento da água no solo. O Glossário de termos hidrológicos (disponível em: www.ana.gov.br) considera sinônimos os termos conhecidos como rendimento específico (S_y) e porosidade efetiva (n_e), definindo ambos como a porcentagem da unidade do volume total de uma amostra de material poroso inicialmente saturado, como mostra a equação 19.

$$S_y = \frac{100V_y}{V} \quad (19)$$

Com:

S_y - valor do rendimento específico de uma amostra de solo [%];

V_y - volume de água que, após saturada uma mostra de solo, pode ser escoado por gravidade [L^3];

V - volume total da amostra de solo [L^3].

Dependendo da maneira de utilização destes termos, pode-se ter uma confusão de significados físicos. Isto se mostra na utilização por alguns autores da porosidade específica, com o intuito de indicar os espaços porosos interconectados, através do qual ocorre o fluxo saturado. Sendo assim, seu valor pode ser diferente do rendimento específico. Ocorre mais comumente em solos ou formações porosas que apresentam poros não interconectados ou com água imóvel (chamados de *dead end pores*) como esquematizado na Figura 5 (RAMOS *et al.* 1989).

Figura 5: Esquema do conceito de *dead end pores*.
Fonte: RAMOS *et al.* (1989) *apud* GOMES (2008).

As áreas hachuradas são representações da água que, drenada por gravidade, passa a fazer parte do rendimento específico.

Existem meios porosos, como solos arenosos que a água não se encontra em quantidade apreciável. Nestes casos então, não ocorre distinção dos usos de porosidade (RAMOS *et al.*, 1989).

2.3 SIMULAÇÃO E MODELAGEM

O processo de simulação e modelagem segue etapas definidas para confirmações dos dados iniciais através da coleta de dados adicionais e a redefinição das condições de contorno utilizadas inicialmente, para assim ser reformulado o modelo conceitual. Estas etapas são realizadas até a correta calibração do modelo (representatividade da região modelada). Um resumo destas etapas e a interação entre as mesmas são sistematizados conforme o fluxograma da Figura 6.

Figura 6: Resumo geral da sequência de modelagem.

Devido à dificuldade inerente à obtenção de dados e parâmetros (complexidade do meio), a análise quantitativa e qualitativa do fluxo da água subterrânea torna-se um trabalho difícil. Desta forma, os modelos entram como uma simplificação do meio físico, permitindo um melhor entendimento dos fenômenos relacionados.

Os modelos que descrevem o fluxo de água subterrânea podem ser físicos ou matemáticos, incluindo os modelos analíticos e numéricos que, por sua vez, consistem em um conjunto de equações diferenciais que descrevem o fenômeno de fluxo em águas subterrâneas seguindo

condições de contorno adotadas previamente (WANG, 1982; ANDERSON, 1982).

As condições de contorno do problema são características físicas (parâmetros) necessários à modelagem (em modelagem transiente estas serão as condições iniciais). Para um instante $t=0$ no tempo, as condições de contorno podem ser representadas pela equação 20:

$$H = H(x, y, z, t) \dots t = 0 \quad (20)$$

As condições de contorno pode ser classificadas em três tipos quando se trabalha com águas subterrâneas:

- condição de primeiro tipo: ou condição de Dirichlet; neste caso, a carga hidráulica é conhecida e especificada em certos pontos do contorno da área a ser modelada (como exemplo: rios e lagos);

- condição de segundo tipo: ou condição de Neumann; caso em que o fluxo é especificado em uma dada região do contorno como uma taxa de volume por tempo por unidade espacial modelada e;

- condição de terceiro tipo: ou mista, pois consiste na utilização das duas condições anteriores para determinar condições de fluxo ou drenança através de regiões semipermeáveis.

A Figura 7 ilustra as condições de contorno de um determinado sistema aquífero (CLEARLY, 1989).

Figura 7: Condições de contorno em um determinado sistema aquífero.
Fonte: Adaptado de Clearly (1989).

Segundo Zheng (2011), as ferramentas de modelagem de águas subterrâneas tem crescido em número e qualidade nos últimos anos; este crescimento mostra-se estável e substancial desde a década de 1990.

Com computadores cada vez mais poderosos para o cálculo e processamento, a aplicação de modelos matemáticos, com equações governantes que descrevem um determinado fenômeno físico, se tornam mais poderosas, sendo diferenciada dos modelos físicos pela não necessidade de espaço, pois estes são uma miniatura do real (CAVICCHIA, 2007).

Segundo Cavicchia (2007), dentro dos modelos matemáticos, dependendo do tipo de equação envolvida, podem ser classificados em:

- Modelo empírico: provenientes de dados experimentais que se ajustaram a determinada função matemática, podendo se tornar parte importante de um processo de modelação mais complexa;

- Modelo probabilístico: baseiam-se no conceito de probabilidade e estatística, tendo como principal restrição a não capacidade de resposta de algumas perguntas dos usuários;

- Modelo determinístico: tendo como maioria de utilização em hidrogeologia, considera que o comportamento do sistema é regido pelas leis da Física, havendo basicamente dois grupos deste tipo de modelo: analíticos e numéricos.

Vários avanços tem sido identificados tais como:

- Grande integração com Sistemas de Informação Geográfica (SIG), organização de banco de dados e *softwares* de visualização;

- Avanços em ambas, sofisticação e interface gráfica de fácil utilização;

- Aumento da preferência na utilização de modelos de processos conjuntos, tais como águas superficiais e águas subterrâneas e transporte e geoquímica;

- Crescimento exponencial e facilidade de acesso a serviços educacionais e de dados baseados em plataformas na *internet* (ou plataformas *on-line*);

- Surgimento emergente de solucionadores de equações diferenciais parciais de propósitos gerais (*general-purpose PDE* em inglês) como novas soluções para problemas de modelagem de transporte e fluxo de águas subterrâneas (ZHENG, 2011).

Ocorre, portanto uma grande proliferação de programas de simulação. Apesar disso, o Brasil não conta com um programa adaptado à própria realidade, tanto voltado ao baixo custo, quanto para o ensino, sendo dependente de versões estrangeiras, aumentando assim custos com instalações e licenças.

O programa de simulação utilizado neste trabalho foi o Simulador de Processos em Aquíferos (SPA), já que é uma versão nacional de um *software* para sistema operacional Linux, de baixo custo, com características adaptadas às condições brasileiras.

2.3.1 Incerteza nos modelos de águas subterrâneas

Dentro da modelagem de águas subterrâneas, a grande variabilidade natural dos parâmetros hidráulicos, somada às diversas formações que permeiam o fluxo subterrâneo e às tensões hidrológicas, permite aos pesquisadores numerosas considerações para simplificar a realidade da natureza e assim, tornar viável seu estudo. Essas simplificações compõem a base do modelo conceitual adotado, que é implementado pelo modelo matemático para simular os mais variados processos e cenários no aquífero. O sucesso atribuído à execução desses modelos tem, como um de seus parâmetros principais, a análise e entendimento das incertezas envolvidas em seus dados, simplificações e previsões (CAVICCHIA, 2007).

Segundo Wendland & Rabelo (2010), o manancial subterrâneo como objeto de estudo é comumente feito em grandes extensões, com significativa variabilidade espacial do meio, levando a um elevado custo de medições pontuais numerosas. Isto faz com que o enfoque tomado seja mais hidrológico e menos hidráulico. Por estas razões, está sujeito a determinações indiretas de seus parâmetros, variáveis e condições de contorno. A grande variabilidade natural dos parâmetros hidráulicos, teoricamente contínuos, vinculados às formações que permeiam o fluxo subterrâneo e às tensões hidrológicas, permite aos pesquisadores numerosas considerações para simplificar este ambiente real, tornando efetivamente possível seu estudo como um todo. Estas simplificações associadas aos dados de entrada para um modelo proposto, possuem incertezas associadas.

Sendo assim, as incertezas na modelagem de águas subterrâneas estão relacionadas, principalmente, às incertezas hidrológicas (parâmetros e processos necessários ao entendimento da dinâmica das águas subterrâneas). As incertezas hidrológicas podem ser separadas em três categorias: incertezas naturais, as quais resultam da variabilidade aleatória dos fenômenos hidrológicos; incertezas do modelo, que são

referentes as aproximações e hipóteses assumidas para representar os fenômenos físicos e incertezas nos parâmetros, as quais originam-se da falta de conhecimento dos coeficientes das equações (CHOW *et al.*, 1988 *apud* JUNIOR *et al.*, 2007). Rabelo (2006) e Wendland e Rabelo (2010) citaram algumas fontes de incertezas associadas a modelos de água subterrânea. Estas fontes estão listadas:

Dados de estudos anteriores;

Valores de cargas hidráulicas;

Direções de fluxo;

Parâmetros hidráulicos;

Definição do modelo conceitual (simplificações);

Desenvolvimento do modelo numérico;

Erros de modelagem (condições de contorno, condições iniciais);

Erros de discretização geométrica e temporal;

Erros na solução numérica; Incerteza na aplicação de elementos de modelagem.

3 METODOLOGIA

3.1 OBTENÇÃO DOS PARÂMETROS NECESSÁRIOS À MODELAGEM

Os dados iniciais para a construção e desenvolvimento do modelo foram obtidos nos arquivos do LHC até o ano de 2009. Além desses dados, as informações hidrogeológicas a respeito da área e a espacialização dos dados geográficos em SIG obtidos por Barreto (2006) e Gomes (2008) foram utilizados em conjunto com os dados disponíveis no Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA) da Universidade de São Paulo (USP).

Estes dados podem ser dispostos em dois grupos principais:

- a) hidrogeológicos e hidrológicos – nível estático (NE) no aquífero ($h_e[L]$), parâmetros de condutividade hidráulica ($K[L/T]$) e transmissividade hidráulica ($T[L^2/T]$), coeficiente de armazenamento $S[-]$, espessura $b[L]$) do aquífero, bem como, índices pluviométricos e fluviométricos da região;
- b) planialtimétricos e drenagem – distribuição de rios e riachos e as respectivas cotas topográficas ao longo destes e da área de estudo.
- c) mapas geológicos, tabelas de condutividade hidráulica e composição de solos (FETTER, 1994).

O segundo grupo de dados (b) foi obtido diretamente de mapas de drenagem fluvial com as respectivas curvas de nível, e de banco de dados disponíveis em SIG – Sistemas de Informações Geográficas que do LHC.

Verificou-se, por amostragem *in loco*, a carga ao nível dos rios e a localização, carga hidráulica e nível estático dos poços.

3.1.1 Estimativa da Recarga

A recarga foi estimada como sendo direta em toda a bacia, já que a mesma se encontra em zona rural (apenas pequenos povoados e cultivo agrícola).

São muitos os parâmetros necessários para a estimativa da recarga. Dentro dos métodos de estimativa, o método *Cumulative Rainfall Departure* (CRD) necessita apenas das variáveis de precipitação e nível piezométrico de poços de monitoramento da região. Isto faz com que sua utilização seja mais simples, dadas as condições de dados da área de estudo.

Os dados de precipitação utilizados foram coletados na estação do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA) da Universidade de São Paulo (USP) (Figura 8).

Na região da bacia de estudo se encontram 23 poços de monitoramento bem como um posto fluviométrico de medição. A localização dos poços, do posto fluviométrico de medição e da estação do CRHEA é mostrada na Figura 8 a seguir.

Figura 8: Localização dos Poços de Monitoramento e da estação do CRHEA.

Trabalhos anteriores utilizaram estes poços (CONTIN NETO, 1987; POMPÊO, 1990; ARANTES, 2003; BARRETO, 2006) que foram localizados por Barreto (2006). Alguns poços estão danificados ou secos o que impossibilita seu uso para medidas de nível (poços: 01, 06, 07 e 11). A construção dos poços 16, 17, 18 e 19 foi realizada posteriormente por Barreto (2006) com início da coleta de dados em 2004 (ano padrão de início da coleta de dados para todos os poços de monitoramento na bacia de estudo). A Tabela 3 mostra a localização altitude e profundidade média do nível d'água (calculada por Gomes (2008) de 2004 até 2007) para os poços de monitoramento.

Para nortear a calibração dos dados de recarga direta, foram utilizados os valores calculados por Gomes (2008). Este cálculo de recarga foi realizado por outro método de estimativa que considera a

recessão anual do período úmido para o seco dentro do ano hidrológico estudado (*Water Table Fluctuation* ou WTF).

Tabela 3: Localização dos poços de monitoramento e profundidade média do nível d'água.

Poço	Localização		Localização (UTM) WGS 84 Zona 22S		Prof. Média Nível d'água (m)
	Latitude Sul	Longitude Oeste	X	Y	
1	22°11'31,2"	47°55'18,5"	817414,2	7542698,4	-
2	22°11'34,5"	47°55'18,7"	817406,4	7542597,0	14,7*
3	22°11'43,3"	47°55'18,7"	817400,9	7542326,1	16,4*
4	22°14'37,6"	47°57'46,5"	813057,0	7537047,0	17,3
5	22°14'37,2"	47°57'45,1"	813097,4	7537058,5	5,2
6	22°12'07,9"	47°56'49,0"	814797,4	7541621,3	-
7	22°11'55,9"	47°57'05,6"	814329,1	7542000,2	-
8	22°11'12,0"	47°55'53,8"	816437,3	7543309,4	22,9
9	22°11'23,1"	47°55'35,9"	816920,5	7542957,8	25,6
10	22°11'23,3"	47°55'36,2"	816917,7	7542961,0	20,4
11	22°10'27,3"	47°55'31,0"	817095,8	7544672,4	-
12	22°10'45,3"	47°56'10,3"	815958,0	7544141,2	26,2*
13	22°10'22,2"	47°56'20,0"	815694,3	7544857,8	9,8
14	22°10'20,0"	47°56'17,0"	815781,7	7544923,8	6,6
15	22°10'15,0"	47°55'56,5"	816372,5	7545065,8	7,9
16	22°10'30,33"	47°57'14,3"	814132,6	7544639,1	5,1
17	22°10'33,9"	47°57'14,0"	814138,3	7544528,8	11,1
18	22°10'36,8"	47°57'14,6"	814120,8	7544440,4	13,9
19	22°10'42,7"	47°57'15,0"	814105,6	7544258,8	14,6
20	22°10'17,3"	47°56'24,1"	815579,8	7545011,0	2,9
21	22°10'14,3"	47°56'24,8"	815561,6	7545103,7	0,6
22	22°10'08,3"	47°56'11,5"	815946,6	7545280,7	2,1
23	22°10'08,5"	47°56'11,5"	815946,5	7545274,6	1,3
Estação CRHEA	22°10'13,7	47°53'55,5"	819842,1	7545035,3	-

*Poços que secam de abril a agosto

Fonte: Adaptado de Gomes (2008).

Para a calibração dos dados de recarga direta, os dados obtidos pelo cálculo pelo método CRD foram comparados anualmente com os dados obtidos pelo método WTF por Gomes (2008). Através dessa comparação foi obtido um fator, resultante da relação da média das porcentagens de recarga comparadas. Essa comparação pode ser visualizada na Tabela 4. Nota-se que a recarga estimada pelo CRD subestima a recarga obtida por Gomes (2008). Para o modelo transiente

esta alteração foi propagada mês a mês para todo o período de monitoramento simulado.

Tabela 4: Comparação das recargas anuais obtidas por Gomes (2008) e pelo método CRD.

Ano Hidrológico	Média Ponderada (mm)		% da Precipitação	
	Gomes, 2008	CRD	Gomes, 2008	CRD
2004/2005	461,0	205,8	32,00%	14,3%
2005/2006	163,0	148,9	14,00%	12,1%
2006/2007	656,0	240,4	38,00%	14,0%

A Figura 9 mostra o mapa de uso e ocupação para o ano de 2005, adaptado de Barreto (2006).

Figura 9: Uso e ocupação do solo para o ano de 2005 (adaptado de Barreto, 2006).

Para a área de citros próxima a região dos poços 13, 14 e 15, a recarga foi aumentada devido à presença de irrigação. O valor da

recarga foi ajustado até se conseguir um fator de aumento sendo este fator utilizado posteriormente, mês a mês, para a calibração do modelo transiente.

3.1.2 Dados de Rendimento Específico

A obtenção dos dados de porosidade efetiva e consequentemente sua espacialização foram obtidos do trabalho de Gomes (2008) que, através da coleta de amostras indeformadas em diferentes profundidades e em diferentes regiões da bacia de estudo, utilizou diferentes metodologias para sua determinação (método da saturação e drenagem e da tensão da água no solo).

Os locais de coleta das amostras são mostrados na Figura 10 a seguir. Estes locais foram escolhidos de acordo com suas proximidades ao corpo d'água e aos respectivos poços de monitoramento.

Figura 10: Locais de coleta das amostras indeformadas. (adaptado de Gomes, 2008)

Segundo Gomes (2008), as profundidades de coleta (além da localização dos pontos) foram determinadas de acordo com a faixa de flutuação do nível de água do aquífero livre (sendo os níveis máximos alcançados normalmente nos meses de fevereiro ou março e os mínimos em novembro ou dezembro de cada ano).

Os ensaios de rendimento específico (Sy) realizados para todas as amostragens resultaram em uma variação de 8,5% a 15,9%, conforme a localização (distribuição espacial) dos pontos de coleta (Tabela 5).

Tabela 5: Dados de Rendimento Específico (GOMES, 2008)

Rendimento Específicos nos Pontos de Coleta de Amostras (PCAs)									
PCA 01		PCA 02		PCA 03		PCA 04		PCA 05	
Prof. (m)	Sy	Prof. (m)	Sy	Prof. (m)	Sy	Prof. (m)	Sy	Prof. (m)	Sy
13,00	8,7%	3,00	15,4%	6,10	12,4%	14,80	9,6%	4,40	16,8%
14,00	7,8%	4,00	15,2%	7,10	12,4%	16,00	10,4%	5,40	15,7%
15,80	9,0%	4,50	14,7%	8,40	8,9%	16,90	11,1%	6,00	15,1%
-	-	-	-	9,30	10,4%	18,10	12,7%	-	-
-	-	-	-	-	-	19,10	9,0%	-	-
Média	8,5%	Média	15,1%	Média	11,0%	Média	10,6%	Média	15,9%
Desvio	0,6%	Desvio	0,4%	Desvio	1,7%	Desvio	1,4%	Desvio	0,9%
Padrão		Padrão		Padrão		Padrão		Padrão	

Gomes (2008) também realizou ensaios de granulometria do solo da bacia para diversos pontos de coleta. A partir destes ensaios foram construídas curvas granulométricas representativas do solo da região.

Através das curvas granulométricas e da granulometria média do solo da bacia, verificou-se o rendimento específico do solo, apresentado na Tabela 6, mostrando que a predominância é de areia fina (GOMES, 2008).

Tabela 6: Rendimento específico de alguns tipos de solo (JOHNSON, 1967 apud HEALY e COOK, 2002)

Textura	Sy médio	Coefficiente de variação (%)	Sy mínimo	Sy máximo	nº de determinações
Argila	0,02	59	0,00	0,05	15
Argila arenosa	0,07	60	0,03	0,12	12
Silte	0,08	44	0,03	0,19	16
Areia fina	0,21	32	0,10	0,28	17
Areia média	0,26	18	0,15	0,32	17
Areia grossa	0,27	18	0,20	0,35	17
Areia com pedregulho	0,25	21	0,20	0,35	15
Pedregulho fino	0,25	18	0,21	0,35	17
Pedregulho médio	0,23	14	0,13	0,26	14
Pedregulho grosso	0,22	20	0,12	0,26	13

Através destes dados, o parâmetro rendimento específico foi calibrado para a área de estudo, seguindo a princípio os valores obtidos por Gomes (2008) e posteriormente os dados da Tabela 6

3.1.3 Definição das Áreas de Influência

Para a espacialização da porosidade efetiva dentro da área de estudo, bem como para ajudar na estimativa da condutividade hidráulica relativa ao aquífero livre foram utilizadas as áreas de influência determinadas por Gomes (2008).

Estas áreas foram obtidas em função da distância dos poços de monitoramento em relação ao curso d'água e da camada não saturada média. A Tabela 7 mostra os poços utilizados para esta função de determinação de áreas de influência.

Tabela 7: Definição das áreas de influência dos poços adaptada de Gomes (2008).

Poço	Área	Dist. Média ao Curso d'água (m)	Camada não saturada média (m)
16 5 14	1	174,0	6,1
15 13 17			
18 19			
8	4	1907,0	23,0

A Figura 11 mostra a bacia de estudo dividida nas respectivas áreas de influência propostas por Gomes (2008).

Figura 11: Espacialização das Áreas de Influência na Bacia do Ribeirão da Onça.

3.2 MODELO CONCEITUAL

Uma vez observadas as características físicas e hidrogeológicas gerais da área, esta possui apenas uma unidade hidroestratigráfica, simplificando o sistema real para tornar adequada a sua representação numérica: região na qual o aquífero encontra-se livre.

Baseando-se em uma geometria horizontal e nas características físicas, hidrológicas e hidrogeológicas da área, o modelo conceitual da área de estudo parte do pressuposto de que não ocorrem regiões de confinamento e estabeleceram-se as dimensões, em escala, da área selecionada para estudo;

Para a definição do modelo conceitual, foi necessário identificar os contornos pertencentes à área de estudo. A correta seleção das

condições de contorno é um passo crítico de um modelo. Segundo Forster e Smith (1988), a definição das condições de contorno é a etapa mais sujeita a erros na construção dos modelos numéricos, devido a incertezas das metodologias de coleta desses dados em campo.

Sempre que possível, utilizou-se as condições do 1º tipo, uma vez que a obtenção experimental dos dados de carga hidráulica é mais simples do que os de fluxo. Entretanto, foram adotados, inicialmente, os seguintes procedimentos:

- Aplicou-se a condição de fluxo nulo (“*no flux*”) através da condição de contorno do 2º tipo para delimitar o contorno espacial do modelo representado pelos divisores de água subterrânea, do seu embasamento e demais formações impermeáveis para, posteriormente, definir o modelo representativo da variação temporal do nível freático;
- Identificação da rede de drenagem (rios e riachos), aplicando-se a condição de contorno do 1º tipo, especificando os valores de carga hidráulica ao longo dela e definindo um valor específico de carga hidráulica para lagos e reservatórios;
- Verificou-se o efeito da conexão hidráulica ao longo dos rios no modelo e a necessidade da aplicação da condição de contorno do 3º tipo.

Após o primeiro ciclo de simulação entre a calibração e conjunto de dados (Figura 6), as condições de contorno foram modificadas com a análise dos primeiros resultados para melhor ajuste às condições observadas em campo, uma vez que não existe consenso sobre qual a melhor forma de defini-las. Como exemplo, Anderson e Woessner (1992), obtiveram que a simulação de rios em modelos regionais, utilizando a condição de contorno de 1º tipo, com a obtenção experimental realizada previamente, leva a grandes erros no cálculo das cargas hidráulicas nas zonas vizinhas aos mesmos, pois não necessariamente os rios se comportam de maneira semelhante com relação à ligação hidráulica com o nível freático do entorno.

O modelo conceitual proposto para a área de estudo foi direcionado para a construção de um modelo numérico de fluxo de água subterrânea para o ano de 2004 para, a partir daí, ser realizada a simulação do modelo no processo transiente até 2010. As informações obtidas para a construção do modelo conceitual visaram o estabelecimento de unidades hidrostratigráficas, do balanço hídrico e do sistema de fluxo, além do comportamento transiente dos níveis do aquífero livre na bacia de estudo.

3.2.1 Equações Governantes

Com base nas observações das características principais da área de estudo, as equações de fluxo devem considerar a variabilidade espacial dos parâmetros hidrogeológicos, que representam meios heterogêneos e anisotrópicos. Além disso, quando se tem a presença de áreas com camadas semiconfinantes, leva-se a consideração de um termo de fluxo vertical ou drenança (*leakage*). Complementarmente, um termo de fonte é necessário para representar a recarga direta ou a exploração por poços (o que não ocorre *a priori* na região de estudo). Assim, a combinação destas características, expressa para um regime transiente formam as equações:

$$\frac{\partial}{\partial x}(T_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T_y \frac{\partial h}{\partial y}) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R + L \quad (21)$$

$$L = -K_z' \frac{h_s - h}{b'} \quad (22)$$

A equação 21 a equação governante para o escoamento em aquíferos, em que $h[L]$ é a carga hidráulica; T_x e $T_y [L^2/T]$ são componentes do tensor de transmissividade; $S[-]$ é o coeficiente de armazenamento; $R[L/T]$ é o termo de fonte, podendo representar ganhos devido à recarga ou perdas devido a poços ou fontes. Na equação 22, $L[L/T]$ é a drenança através da camada confinante; $K_z'[L/T]$ e $b'[L]$ são a condutividade hidráulica

vertical e a espessura da camada confinante e $h_s[L]$ é a carga no aquífero sobre a camada confinante. A equação 21 é também conhecida, por representar um modelo bidimensional com uma componente vertical por estabelecer, além do fluxo horizontal, o fluxo entre camadas (ANDERSON; WOESSNER, 1992) no caso particular da existência de camadas semiconfinantes.

A área de estudo é caracterizada pela presença de aquífero livre. O uso da equação governante (21), nesse caso, deve ser precedido pelas substituições: $T_x = K_x h$ e $T_y = K_y h$, sendo h a carga hidráulica. Considera-se que na maioria dos fluxos de água subterrânea a variação do topo da superfície freática é muito pequena. Determinando esta aproximação e supondo que não existam acréscimos na vertical (vertical ao plano xz) tem-se a eliminação do termo de drenança L . A equação 21 é então reescrita como:

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_x h \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y h \frac{\partial h}{\partial y}) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (23)$$

Sendo K_x e K_y $[L/T]$ as componentes da condutividade hidráulica e S_y $[-]$ o coeficiente de armazenamento. A equação 23 é também conhecida como *equação de Boussinesq* (BEAR, 1979).

3.3 OBTENÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS EM SIG

O SIG utiliza-se da combinação de camadas ou níveis de informação (*layers*), combinados de acordo com o propósito da análise a ser realizada. Em águas subterrâneas, a organização dos dados hidrológicos, geológicos, de rios, lagos e poços, bem como sua correta espacialização, são de importância nas corretas interpretações pois podem fazer com que a localização e dimensão estejam erradas. Para isso, a utilização de um SIG se mostra de grande ajuda nesta tarefa. (CAVICCHIA, 2007)

Outra ferramenta importante na utilização de um SIG é a possibilidade de compartilhamento de dados e informações entre programas diferentes, através da importação e exportação de arquivos em diversos formatos. Sendo assim, aliado à bons recursos de processamento, visualização e processamento, o SIG torna-se uma importante ferramenta de gerenciamento de dados. (CAVICCHIA, 2007)

A ferramenta SIG utilizada neste trabalho foi o *software* Arcview (ESRI, 2009).

3.3.1 Determinação de Cotas Altimétricas

Para a espacialização das informações do rio e seus afluentes pertencentes à bacia de estudo, foi realizada uma visita a campo para determinação de cotas altimétricas de algumas nascentes destes afluentes e do Ribeirão da Onça, complementando assim a campanha de campo realizada por Barreto (2006) que determinou as cotas altimétricas dos poços de monitoramento presentes na bacia. Para tal foi utilizado um GPS da marca Garmin. Os poços de monitoramento foram referenciados por nivelamento trigonométrico utilizando uma Referência de Nível (RN) já conhecida, localizada na empresa Elektro Eletricidade e Serviços S/A, próxima à barragem da Represa do Lobo, cuja cota ou altitude ortométrica é de 705,172m.

Para efeito de comparação e para obtenção completa das altimetrias do Ribeirão e seus afluentes, foram realizados nivelamentos e obtenção de coordenadas de três nascentes (1,2 e 3 enumeradas na Figura 12) próximas a estes poços utilizando as cotas dos mesmos como RN e o aparelho GPS utilizado.

Figura 12: Poços de monitoramento e nascentes onde foram obtidas as cotas altimétricas.

Para se obter dados de elevação através do computador, pode-se utilizar os Modelos Digitais de Terreno (MDT). Estes são matrizes que armazenam, em cada célula, seu valor da altitude. A partir deles podem-se construir mapas hipsométricos e cartas de declividade para uma determinada área.

No Brasil, existem dados de elevação disponíveis na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) já com algumas correções e articulação conforme as cartas do IBGE (MIRANDA *et al.* 2005). A acurácia vertical absoluta destes dados é 16m e a horizontal 20m (BAMLER, 1999; BROWN Jr *et al.*, 2005; RABUS *et al.*, 2003).

Devido à facilidade de aquisição desses dados por meio eletrônico, já em formato apropriado para uso em softwares de geoprocessamento, é intuitivo que esses sejam usados em alternativa às cartas planialtimétricas; pois estas muitas vezes são disponibilizadas apenas em formato impresso, sendo necessário um trabalho extra de

digitalização e vetorização para torná-las possíveis de serem usadas computacionalmente.

Vários trabalhos visaram comparar as diferenças entre estes dois tipos de obtenção de informações altimétricas entre MDT's provenientes destes dados, originais ou com interpolação, e MDT's originados de cartas planialtimétricas em diferentes escalas, é objetivo de diversos trabalhos como em Duarte e Assad (2007), Gouvêa et al. (2005) e em Oliveira e Lopes (2007). Outros comparam os MDT com medidas em campo utilizando o GPS (PINHEIRO, 2006; SANTOS *et al.* 2006).

O MDT utilizado neste trabalho foi proveniente da *Shuttle Radar Topographic Mission* (Missão Topográfica por Radar Embarcado), ou SRTM.

A missão SRTM foi um esforço colaborativo entre a Agência Aeroespacial dos Estados Unidos (NASA), a Agência Nacional de Inteligência Geoespacial dos Estados Unidos (NGA), o Centro Espacial Alemão (DLR) e da Agência Espacial Italiana (ASI) para produzir um mapeamento topográfico global. O SRTM coletou dados interferométricos de radar que foram usados para gerar modelos digitais de elevação (MDE) de alta qualidade, com resolução de 1 e 3 segundos de arco, resultando em produtos com pixels de 90m, como em Rabus *et al.* (2003).

Esta missão de colaboração resultou em dados de cobertura com consistência e acurácia, sendo então usados largamente em estudos hidrológicos, como em Bhang e Schwartz (2008). Os dados de MDE estão disponíveis no domínio público no endereço eletrônico do Consórcio de Informação Geográfica do Grupo Consultivo para a Investigação Agrícola Internacional (na sigla em inglês: CGIAR): <http://srtm.csi.cgiar.org>.

Com os dados disponíveis pela SRTM, foi utilizado o programa de SIG para delimitar estes dados à área de estudo. Após esta delimitação, estes dados foram convertidos para o formato utilizado pelo programa

computacional (SPA). A Figura 13 mostra os dados obtidos pela SRTM, já espacializados para a região de estudo.

Figura 13: Dados de elevação obtidos pela SRTM na área de estudo.

Para realizar a comparação, os dados de cotas SRTM de 90m foram obtidos utilizando o *software* ArcGIS, produzido pela Environmental Systems Research Institute (ESRI). A obtenção destas cotas utilizou a ferramenta: *Extract Values to Points*. Através desta ferramenta, obtém-se um *shapefile* com geometria de pontos, arquivo que contém uma tabela de atributos que, como resultado da ferramenta, é adicionada a mesma as respectivas cotas de cada ponto, extraídas do SRTM. Os pontos utilizados para a extração foram os poços de monitoramento e as respectivas localizações das nascentes.

A Figura 14 mostra a sequência para a utilização da respectiva ferramenta.

Figura 14: Operação da ferramenta "Extract Values to Points" em ambiente SIG.

A Tabela 8 mostra os dados das cotas obtidas em campo e das cotas obtidas automaticamente provenientes do MDE da SRTM 90m.

Tabela 8: Dados obtidos em campo e do MDE da SRTM com as diferenças calculadas.

Pontos Nivelados	Coordenadas UTM (WGS-84 / 22S)		Cotas Obtidas (m)		Diferença/Cotas: SRTM - Campo (m)
	Coord-X	Coord-Y	Nivelamento em Campo	DEM da SRTM 90m com SIG	
poço 02	817408	7542588	727,5	748,0	20,5
poço 03	817402	7542318	714,3	745,0	30,7
poço 08	816415	7543301	747,5	753,0	5,5
poço 09	816922	7542949	748,2	768,0	19,8
poço 12	815959	7544133	742,5	746,0	3,5
poço 13	815695	7544849	712,1	706,3	-5,8
poço 14	815783	7544915	707,8	697,3	-10,5
poço 15	816374	7545057	703,4	699,8	-3,6
poço 19	814106	7544250	730,0	727,0	-3,0
Nascente 01	814717	7543566	719,7	713,5	-6,2
Nascente 02	815276	7543329	725,6	723,8	-1,8
Nascente 03	815575	7544449	710,8	713,6	2,8

Foi observado que ocorrem diferenças (diferenças tanto negativas quanto positivas acima de 10 m) em alguns pontos, sendo considerada uma diferença expressiva, já que os dados de elevação serão inseridos como potenciais fixos dos rios no modelo (poço 02, poço 03, poço 09 e poço 14). Coincidentemente, nesses pontos ocorrem formações vegetais de grande porte ao redor (plantação de eucalipto), evidenciando uma resposta por parte da SRTM relativa a estas formações, levando ao resultado de cota mais elevadas (no caso dos pontos: poço 02, poço 03 e poço 09) do que a aferida em campo. No poço 14 onde não se encontram formações vegetais muito altas (plantação de laranjas no entorno deste poço de monitoramento), a resposta dada é mais baixa. Esta resposta dada pelo sistema gerador da SRTM é dependente do comprimento de onda (λ) das bandas utilizadas no radar e também do grau de umidade da vegetação (SANO 1997), a densidade da vegetação e o ângulo de incidência da Radiação Eletromagnética (REM) (ULABY *et al.*, 1981 *apud* ANDRADE, 1999). Esta observação já foi realizada por Demétrio (2006), que em seu trabalho utilizou dados MDE SRTM para determinar cotas de bocas de poços.

Para os demais pontos considerados, notou-se uma diferença variando entre -6,2 e 5,5m. Excetuando-se o poço 14 com -10,5m, as diferenças dos demais resultaram em um erro absoluto de aproximadamente 6m.

Optou-se pela extração automática pela ferramenta *Extract Values to Points*. Com a obtenção das faixas de erro da comparação com os dados de campo, os dados resultantes da SRTM foram corrigidos para calibração das cotas altimétricas inseridas na malha.

3.4 MODELO COMPUTACIONAL

O programa utilizado foi o SPA (Simulador de Processos em Aquíferos) (WENDLAND 2003).

Os dados levantados na elaboração do modelo conceitual foram implementados em um modelo numérico bidimensional horizontal, heterogêneo e isotrópico com recarga distribuída, aplicado sob condições de aquífero livre. As condições de contorno utilizadas inicialmente serão de carga conhecida (condição de 1º tipo ou de Dirichlet) para o Ribeirão da Onça e, como primeira aproximação e como delimitação exterior do aquífero, fluxo especificado como nulo (condição de 2º tipo ou de Neumann) para as demais fronteiras da bacia modelada.

3.4.1 Programa Computacional

O programa utilizado para modelagem foi o pacote SPA – Simulação de Processos em Aquíferos (WENDLAND, 2003), desenvolvido pelo Laboratório de Hidráulica Computacional (LHC) do Departamento de Hidráulica e Saneamento (SHS/EESC/USP). O pacote permite a simulação de problemas de fluxo de água subterrânea e transporte de solutos em domínios tridimensionais. Entre as características técnicas principais do programa estão:

- a) utiliza o Método de Elementos Finitos como método de solução;
- b) permite o desenvolvimento de modelos bi-dimensionais, tri-dimensionais e combinação de ambos;
- c) permite simulações em regimes estacionários e transientes;
- d) permite simulações em meios porosos e/ou fraturados, saturados e não-saturados;
- e) permite simulações de transporte de solutos considerando processos de advecção, dispersão, adsorção e decaimento.

O programa dispõe de algoritmos de pré-processamento que garantem a geração de redes não-estruturadas em meios heterogêneos baseados em Triângulação de Delaunay (*Delaunay-triangulation*) e *advancing front*. Para a solução dos sistemas de equações resultantes, o SPA utiliza técnicas de armazenamento de matrizes (*sparse*), algoritmos: iterativo (PCG- *Preconditioned Conjugate Gradient*) e direto (SUPER-LU).

Seu funcionamento é baseado em módulos, sendo estes responsáveis por funções específicas. Estes módulos estão listados a seguir.

-CMA (Construtor de Modelos de Aquíferos): tem como função a construção da malha de elementos finitos e a atribuição de parâmetros geológicos e hidrogeológicos;

-VMA (Verificar de Modelos de Aquíferos): função de otimizar e verificar possíveis erros e problemas na malha;

-FAS (Fluxo Águas Subterrâneas): responsável pela simulação de fluxo subterrâneo;

-TP (Transporte Poluentes): responsável pela simulação transiente e de transportes de solutos e poluentes;

-VPA (Visualizador de Imagens de Aquíferos): tem como função a geração de imagens em 3D do modelo e dos resultados;

-GIA e XPLT: tem como função também a geração e visualização de imagens 2D e 3D do modelo e seus resultados.

O fluxo de dados dentro do pacote SPA respeita uma sequência de utilização dos módulos e suas funções. Os módulos que fazem parte do processamento principal que são utilizados, dependem do tipo de simulação a ser realizada. Neste trabalho foram utilizados os módulos: CMA, VMA, FAZ, TP, GIA, XPLT e VPA. Estes módulos e o fluxo de dados especificadamente são mostrados na Figura 15 a seguir.

Figura 15: Fluxo de dados e módulos do pacote SPA. (adaptado de Cavicchia, 2007)

3.4.2 Dados de entrada para o pacote SPA

Dentro do pacote SPA, o primeiro módulo a ser utilizado é o CMA – Construtor de Modelos de Aquíferos (WENDLAND, 2003), sendo este o módulo responsável pela construção da malha de elementos finitos. Neste módulo são inseridos os dados espaciais com as informações referentes à área de estudo. Estes dados são convertidos para um

arquivo tipo texto no formato de entrada para o CMA, após terem sido georreferenciados em SIG. São recebidos com designações de acordo com sua representação no modelo como, por exemplo, carga hidráulica, base e topo do aquífero, rios etc. São reconhecidos pelo módulo de acordo com as seguintes características dentro do arquivo texto: numeração, coordenadas X e Y e parâmetro designado Z, no formato de espaçamentos e caracteres: 6x, 10x, 10x, 10x (CAVICCHIA, 2007)

Todos estes dados devem ser atribuídos à malha para interpretação dos mesmos pelo modelo. Esta atribuição é feita aos nós ou elementos da malha de elementos finitos. Os dados são inseridos de acordo com a sua função na modelagem. Sendo assim são classificados em:

-Estruturas: são basicamente os elementos do contexto hidrológico e hidrogeológico existentes na área a ser modelada. Para cada estrutura é atrelada um parâmetro representativo do contexto da área de modelagem que, posteriormente, serão atribuídos à malha.

-Contornos: são as estruturas utilizadas na construção da malha propriamente dita, definindo a forma, tamanho e discretização da mesma. Portanto, cada nó do contorno será um nó da malha de elementos finitos.

Para a exportação dos dados de entrada do SIG no formato do CMA, foi utilizado um aplicativo que é incorporado ao SIG. Este foi elaborado por Rabelo, 2005. A Tabela 9 a seguir mostra em resumo os dados de entrada do modelo, o tipo de dado, sua classificação, programa para interpolação e o parâmetro representativo para o SPA.

Tabela 9: Dados utilizados no modelo numérico. (adaptada de Cavicchia, 2007)

Informação	Estrutura	Contorno	Ambiente Utilizado	Parâmetro	Tipo
Limites da Área	-	x	SIG	-	x,y
Rios	-	x	SIG/SPA	POTE	x,y,h ¹
Poços	-	x	SIG	-	x,y
Altimetria	x	-	SIG/SPA	SUPE	x,y,h ²
Base	x	-	SIG/SPA	BASE	x,y,h ²
Condutividade	x	-	SIG/SPA	COND	x,y,r ³
Nível Estático	x	-	SIG/SPA	CALI	x,y,h ²
Recarga	x	-	SIG/SPA	RECA	x,y,r ³
Porosidade	x	-	SIG/SPA	PORO	x,y,r ³

¹ Carga hidráulica

² Cota com relação ao nível do mar

³ Condutividade [m/s], recarga [m] e porosidade [adimensional]

3.5 CALIBRAÇÃO DO MODELO

Como forma de avaliar a qualidade dos resultados do modelo, uma comparação foi realizada entre os valores simulados e medidos para os anos de monitoramento (sendo a comparação realizada para os dados de 2004 até 2010). Este processo como um todo, envolveu os seguintes dados:

- carga hidráulica;
- variação temporal e
- direção do fluxo da água subterrânea.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 A CONSTRUÇÃO DO MODELO

Após o levantamento dos dados disponíveis, bem como a elaboração do modelo conceitual, estes dados foram inseridos em um modelo numérico. Posteriormente, foi utilizado o método CRD para determinação da recarga mensal para os anos de monitoramento na bacia de estudo, podendo-se verificar o comportamento do nível do aquífero com o passar desses anos.

4.1.1 Estruturas

As estruturas são os elementos representativos da hidrogeologia e da espacialização como um todo das características da região modelada, que, após georreferenciamento dentro do SIG, foram inseridas no modelo numérico.

O limite externo da bacia (que posteriormente se torna a condição de fronteira e parte do contorno), os rios e os poços são inseridos primeiramente como estruturas para a delimitação da área interna e externa ao modelo. A Figura 16 mostra esta delimitação já marcada dentro do módulo CMA do pacote SPA, com os poços utilizados para análise e os rios representativos da Bacia do Ribeirão da Onça.

Figura 16: Estruturas dos rios e da fronteira da bacia dentro do modelo computacional.

As demais estruturas são representativas das propriedades da bacia. Cada uma delas foi espacializada e georreferenciada no SIG e em seguida inserida no CMA. A facilidade de espacialização e georreferenciamento do SIG que faz com que a inserção ocorra de modo bastante eficiente.

Estruturas importantes para o trabalho necessitaram desse tratamento espacial no SIG anteriormente à sua inclusão no CMA. Um bom exemplo destas estruturas são as áreas de influências utilizadas para espacializar o rendimento específico, apresentada na Figura 17.

Figura 17: Estruturas inseridas no modelo - áreas de influência dos poços de monitoramento.

4.1.2 Contornos

Para se gerar a malha de elementos finitos são necessários os contornos do modelo. Pontos geradores da malha serão criados coincidindo com o contorno, espaçados entre si de acordo com as condições que o usuário impuser de acordo com a necessidade de refinamento nas áreas próximas ao contorno. Foi adotado um espaçamento de 200 m entre os pontos do contorno para as condições de informação e espaciais da área de estudo.

Os contornos são apresentados na Figura 18, podendo-se verificar os internos: Ribeirão da Onça, seus afluentes e poços de monitoramento; e externos: o contorno da bacia.

Figura 18: Contornos externos e internos da bacia.

4.1.3 Malha de Elementos Finitos

A construção da malha está diretamente relacionada à qualidade do modelo computacional, visto que o método utilizado é o Método dos Elementos Finitos. Segundo Cavicchia (2007) triângulos equiláteros e quadriláteros retângulos são as melhores opções de elementos, admitindo variações graduais em seus tamanhos e formas.

Para se aproximar ao máximo dessas formas ideais, deve-se analisar visualmente a malha e, em seguida, fazer ajustes manuais em alguns pontos quando necessário. Estas análises se devem a capacidade limitada do programa de otimizar elementos muito próximos,

determinados também pelo refinamento específico que se deseja em determinada região ou, como por exemplo, quando se têm poços de monitoramento ou de extração muito próximos à pontos fixos da malha.

Levando estes fatores em conta, foi construída a malha para o modelo, deixando espaços suficientes para eventuais inserções de pontos e elementos para refinamentos locais. A malha construída é apresentada na Figura 19.

Figura 19: Malha de Elementos Finitos construída a partir do nós (esquerda).

Verifica-se o refinamento próximo aos rios (Figura 20), além da malha regular nas áreas distantes dos contornos.

Figura 20: Detalhe da malha e suas regiões.

4.2 O MODELO ESTACIONÁRIO

O primeiro resultado deste trabalho é o modelo de fluxo estacionário, gerado para o ano de 2004 no final do período seco do ano hidrológico 2004/2005. Este modelo serviu de base para a modelação transiente para os anos de 2004 até 2010.

Os dados utilizados para a simulação em regime estacionário foram:

-Recarga: espacializada para a área de estudo, de acordo com as áreas de influência.

Como primeira aproximação foi utilizada uma recarga distribuída para a bacia inteira de 400 mm/ano. Com este valor foi possível perceber a reação de fluxo, condutividade e nível nos poços de monitoramento para, posteriormente, calibrar as condições regionais relacionadas aos valores a serem adotados.

Para o ano hidrológico deste modelo estacionário e para dois outros anos em sequência, os dados de recarga direta obtidos por Gomes (2008), de acordo com as respectivas áreas de influência são apresentados (Tabela 10).

Tabela 10: Recarga Direta Anual na Bacia (adaptado de Gomes, 2008).

Poço	Dist. Média ao curso d'água (m)	Camada não saturada média (m)	Recarga Direta Média no Período (mm)		
			2004/2005	2005/2006	2006/2007
16	174	6,1	304	146	487
5					
14					
15	313	9,6	342	124	409
13					
17					
18	932	17,1	628	199	908
19					
8	1907	23,0	486	109	520
Média Ponderada para cada período			461	163	656
Precipitação no período (mm)			1444	1203	1711
Porcentagem da recarga direta pela precipitação			32%	14%	38%

- Condutividade Hidráulica: é o coeficiente de proporcionalidade da Lei de Darcy representado geralmente pela letra “K”, com unidades usuais de cm/s ou m/s (equação 15). Este leva em conta as características do meio, incluindo porosidade, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas além das características do fluido que está escoando (viscosidade e massa específica) (FEITOSA, 2008).

Devido à dificuldade de obtenção de tal parâmetro e a escassez dos dados hidrogeológicos para a região de estudo, foram relacionados

os dados de solo, geologia e hidrogeologia para uma estimativa inicial da condutividade da área de estudo (sendo a mesma espacializada para toda a área). A estimativa inicial teve como base a homogeneidade geológica e pedológica da região. Seguindo parâmetros médios de estudos anteriores sobre o SAG (Tabela 2), o valor inicial estimado foi de $5 \cdot 10^{-5}$ m/s.

-Superfície (SUPE): dados de elevação obtidos através do MDT da SRTM, espacializados em SIG e transportados para o módulo CMA do SPA.

-Base (BASE): base do aquífero a ser simulado pelo modelo que, no caso, representa o aquífero livre na área de estudo.

-Potencial (POTE): potencial ao longo dos rios pertencentes à Bacia do Ribeirão da Onça, obtidos dos dados da SRTM e conferidos em algumas nascentes através de visita a campo.

Com estes dados atribuídos à malha de elementos finitos, foi possível simular o modelo estacionário para o ano hidrológico de 2004/2005.

A Figura 21 mostra os rios e seus respectivos potenciais obtidos pela SRTM e posteriormente corrigidos através dos dados da visita a campo.

Figura 21: Cargas hidráulicas do Ribeirão da Onça e seus afluentes (m).

A Figura 22 e Figura 23 mostram a superfície obtida pela SRTM espacializada no CMA, sendo a Figura 23 obtida pelo módulo VPA.

Figura 22: Espacialização dos dados de elevação do terreno por SRTM no pacote SPA (visualização simples).

Figura 23: Dados SRTM em visualização de superfície (incluindo malha de elementos finitos).

A condição de contorno para a base do aquífero tem importância nos cálculos de nível e profundidade do aquífero durante a modelagem. Através das atividades de amostragem de solo e de camadas indeformadas realizadas por Gomes (2008), pode-se inferir uma tendência de inclinação da possível base como condição de contorno para a modelagem.

Com os dados dos pontos correspondentes às amostragens e utilizando-se do SIG, foi interpolada a estrutura base. Esta estrutura se baseou nos dados obtidos da superfície de contato/transição da

formação geológica Cenozóico com a formação arenito Botucatu. Isto se deve ao fato de que a flutuação do nível do aquífero superficial na região se dá apenas na formação Cenozóico. Outro fato importante é a drenança

A base interpolada no ArcGIS é mostrada na Figura 24 e a mesma interpolada no pacote SPA, é mostrada na Figura 25.

Figura 24: Base Interpolada no ArcGIS.

Nota-se que a base segue uma tendência de queda na direção do rio onde o Ribeirão da Onça tem seu exutório. Este rio é o Jacaré-Guaçu, um dos afluentes do Rio Tetê.

Figura 25: Base para o modelo interpolada no SPA.

4.2.1 A Simulação Estacionária

Nas primeiras simulações com os dados de recarga obtidos por Gomes (2008), pode-se perceber uma elevação significativa do nível d'água na região ao sul da bacia estudada (região em que se encontra o poço de monitoramento de número 05), região de importância para a modelagem já que se encontra na cabeceira da bacia.

A elevação é visualizada por comparação dos níveis dos poços de monitoramento para este período em específico de simulação com os

níveis simulados. A Figura 26 mostra em detalhe a região do poço 05 com o nível acima do coletado em campo (círculo preto com valor em metros indicando estar acima do medido).

Figura 26: Nível no local do Poço de monitoramento 05, mostrando seu nível acima do monitorado no período.

Após avaliação dessa elevação, chegou-se à conclusão que o problema estava nas condições de contorno para a região. A condição de fronteira da bacia coincidir com a fronteira do aquífero (condição de 2º Tipo ou de Neumann: “*no flux*”), faz com que a região se comporte como uma “bacia”, acumulando água sem local para escoar a mesma a não ser a parte interna da própria bacia. Outro fator de aproximação a ser levado em conta é a drenança vertical, relacionada à conexão da região de transição entre o Cenozóico e a formação Botucatu.

Chegou-se a duas possíveis soluções: diminuir a recarga direta no local ou representar a saída lateral na região através de fluxo não nulo.

Após a parte sul da região de estudo (na bacia vizinha), o relevo mostra uma queda mais abrupta no sentido norte-sul, levando a um gradiente hidráulico maior naquela direção. A Figura 27 mostra a região em questão com sua respectiva altimetria.

Figura 27: Região sul da bacia de estudo e a relação com a bacia vizinha.

A Figura 28 esquemática mostra o corte norte/sul da região próxima aos poços 04 e 05.

Figura 28: Corte esquemática da região próxima aos poços 04 e 05 evidenciando a condição de fluxo no transfronteiriço.

Os poços 04 e 05 estão a 40 metros um do outro, mas a profundidade do poço 04, tanto de perfuração quanto de posição dos filtros laterais dentro do poço são maiores. A Figura 29 e Figura 30, mostram os perfis de perfuração para os poços 04 e 05. A Tabela 11 e a Tabela 12, em seguida a cada figura, mostram as informações sobre a perfuração de cada poço (BARRETO, 2006).

POÇO 04

Figura 29: Perfil de perfuração do poço 04.

Tabela 11: Informações poço 04.

Tabela IV - Informações poço 011				
Localização:	Estação Campo Alegre, Brotas - SP			
Perfuração				
Data	Prof. Inicial (m)	Prof. Final (m)	Perfurador	Método
01/01/1975	0,00	161,05	Air Lift	Roativo
Diâmetro				
De (m)	Até (m)	Polegadas	Milímetros	
0,00	25,00	22,00	558,80	
25,00	161,05	15,00	381,00	
Perfil Geológico				
De (m)	Até (m)	Formação		
0,00	34,00	Botucatu		
34,00	160,00	Pirambóia		
160,00	161,05	Diabásio

Figura 30: Perfil de perfuração do poço 05.

Tabela 12: Informações poço 05.

Tabela 12: Informações poço 03:				
Localização:	Estação Campo Alegre, Brotas - SP			
Perfuração				
Data	Prof. Inicial (m)	Prof. Final (m)	Perfurador	Método
01/01/1976	0,00	50,00	Air Lift	Roativo
Diâmetro				
De (m)	Até (m)	Polegadas	Milímetros	
0,00	50,00	2,00	50,80	
Perfil Geológico				
De (m)	Até (m)	Formação		
0,00	50,00	Botucatu		

Através dos perfis de perfuração desses poços é demonstrada a presença de fluxo vertical significativo. Isto pode ser melhor visualizado através dos gráficos de monitoramento de cada poço, mostrando a tendência de oscilação dos níveis de cada, apesar das diferenças de profundidade dos respectivos filtros (Figura 31).

Figura 31: Variação do nível nos poços 04 e 05.

A utilização da primeira solução para este problema indicou qual seria o fator que, multiplicado pela recarga, nos daria o valor em volume de água que deveria sair através desse fluxo como condição de contorno de 2º tipo. A utilização dessa primeira solução não seria viável pois esta está relacionada à redução da recarga direta, o que afetaria toda a região, podendo alterar de forma a não representar corretamente a direção de fluxo, taxa de recarga e nível potenciométrico geral.

Optou-se pela segunda solução, utilizando a condição de 2º tipo na região sul da bacia. Com esta condição, foi inserida a fronteira com fluxo lateral representativa no modelo.

A vazão de fluxo lateral foi distribuída igualmente nos nós relacionados à condição de fronteira. Assim pode-se obter um resultado mais satisfatório para o modelo estacionário.

Outra região que apresentou necessidades de alteração foi a região próxima aos poços 13, 14 e 15. Esta região em específico contém plantações de citros, que são irrigadas constantemente, proporcionando uma recarga direta artificial na região.

Fotos tiradas na região do entorno desses poços de monitoramento durante a realização deste trabalho mostram a ocupação predominante de plantação de citros (Figura 32).

Figura 32: Poços localizados na plantação de citros (fotos tiradas em maio/2010).

A Figura 33 mostra os níveis para os respectivos poços em círculos vermelhos (valores negativos em metros - nível abaixo do medido em campo).

Figura 33: Nível calculado abaixo do monitorado para os poços em plantação de citros.

Para delimitar a área de influência da plantação de citros, foi utilizado o mapa de uso do solo para o ano de 2005, mais próximo ao período simulado no modelo estacionário (BARRETO, 2006).

Outra característica importante na calibração do modelo, tanto o estacionário quanto o transiente, foi a condutividade hidráulica. Localmente, foi alterado seu valor nas regiões próximas aos poços de monitoramento. O valor inicial, como já mencionado anteriormente, foi da ordem de $5 \cdot 10^{-5}$ m/s, sendo esta a unidade de uso do pacote de simulação SPA.

Após alterada a recarga localmente próxima aos poços em plantação de citros e alterada a condição de contorno próxima ao poço 05 na cabeceira da bacia, a área a ser analisada é a próxima aos poços em linha inseridos em pastagem: os poços de 16 a 19 (Figura 34).

Como a recarga direta local nesta área não é afetada por fatores significantes tais como: interceptação, uso do solo, irrigação, etc., o parâmetro condutividade hidráulica foi calibrado localmente.

Figura 34: Localização dos poços em pastagem (detalhe em vermelho).

No mapa de tipos de solo para a região de estudo (Figura 35), nota-se uma faixa de Gleissolo (solo extremamente argiloso, localizado normalmente próximo a corpos d'água – FIORI, 2010) exatamente na região próxima a estes poços. Esta faixa exerce influência também nas características de fluxo nas proximidades dos poços inseridos em plantação de citros (poços de monitoramento: 13, 14 e 15).

Para este tipo de solo em específico, a ordem de grandeza da condutividade pode variar até uma ordem de 10^{-7} m/s (podendo chegar a 10^{-9} m/s em profundidade – FIORI, 2010), fazendo com que o intervalo de alteração seja de 10^{-5} a 10^{-7} m/s.

Com esta alteração, a região próxima aos poços inseridos na pastagem mostrou significativa mudança, gerando resultados satisfatórios de elevação do nível da água.

Figura 35: Pedologia e Poços Influenciados.

O mapa com as distribuições da condutividade, já inseridas no CMA e, conseqüentemente atribuídas à malha, é mostrado na Figura 36. A condutividade hidráulica também seguiu a premissa das áreas de influência propostas por Gomes (2008). As faixas de condutividade não precisaram ser alteradas em regiões mais distantes aos poços de monitoramento, pois nestas regiões não se tem dados suficientes para alterações locais, bem como não existem poços para confirmação do níveis potenciométricos.

Figura 36: Condutividade espacializada para a área de estudo (em m/s).

Após a calibração, o modelo estacionário foi testado. Os resultados geraram imagens da superfície potenciométrica, direção de fluxo, reação dos poços (profundidade da água nos nós da malha dos mesmos) e profundidade do nível freático na área de estudo.

4.2.2 O Modelo Estacionário Gerado

O módulo VMA confirmou os dados de entrada (estruturas, valores e parâmetros), verificando formato correto de entrada gerando um arquivo de saída. Através do VMA pode-se confirmar o cálculo da

área de modelagem e da soma de recarga média em m^3 para a região toda. Os valores são respectivamente: área de modelagem de $64,7 \text{ km}^2$; soma da recarga média (para o tempo adotado na simulação: anual) para a região de $0,478 \text{ m}$ de lâmina de água equivalente (ou 478 mm).

Com a execução do VMA e a geração do arquivo correto de saída, a simulação propriamente dita é realizada pelo módulo FAS.

O módulo FAS realiza os cálculos iterativos para o nós e elementos da malha de elementos finitos, gerando prontamente o máximo e mínimo dos potenciais calculados, respectivamente de: 629 e 753 metros, número de iterações e tempo de execução do módulo.

Com a execução do FAS, através do seu arquivo de saída pode-se conferir o balanço hídrico geral. Sendo as entradas iguais às saídas para este modelo estacionário, o resultado se torna satisfatório. Computados os valores relativos aos potenciais fixos inseridos no modelo (nível potenciométrico do Ribeirão da Onça e seus afluentes) e aos valores de recarga, o balanço geral para o modelo estacionário gerou o mesmo valor de entrada e de saída: aproximadamente $0,597 \text{ m}$ de lâmina de água equivalente (ou 597 mm) para a região de estudo.

Após a execução do módulo FAS, as visualizações referentes ao resultado da modelagem são geradas a partir do módulo GIA e do módulo XPLT. Ao executar o módulo de visualização (GIA), podem-se conferir os erros: máximo e médio das comparações (“reações”) de cada poço analisado. O erro máximo ficou em $2,4 \text{ m}$ e o médio em $1,5 \text{ m}$.

Na Figura 37 e Figura 38, vemos as regiões detalhadas para a cabeceira da bacia (poço 05) e as regiões de pasto e plantação de citros (poços 13 ao 19).

Figura 37: Região sul da bacia - poço 05 (correlação).

Figura 38: Região com os demais poços analisados (poços 13 ao 19).

Os valores observados e os valores calculados para os poços analisados mostram boa correlação. Sendo assim a simulação estacionária é satisfatória (Figura 39).

Figura 39: Gráfico de correlação para o modelo estacionário.

Outras visualizações também são obtidas pelos módulos GIA e XPLT. A Figura 40 mostra a superfície potenciométrica com as respectivas direções de fluxo de água subterrânea para o modelo estacionário.

Figura 40: Mapa potenciométrico e direções de fluxo para o modelo estacionário (carga em metros e tamanho da seta do fluxo representando sua magnitude).

Nota-se que o resultado se mostrou satisfatório. A próxima figura (Figura 41) mostra a profundidade da superfície livre, resultado da simulação para a comparação do potencial com a superfície do terreno.

Figura 41: Resultado da simulação estacionária; profundidade do nível freático (m).

Pode-se notar que ocorreram algumas regiões com água em superfície, acompanhando a linha de escoamento do corpo d'água principal. Isto se deve à falta de informações disponíveis nas respectivas regiões, principalmente do lado oeste da área de estudo.

A Figura 42 mostra a profundidade do aquífero livre como resultado do módulo VPA.

Figura 42: Profundidade da superfície livre pelo módulo VPA.

As regiões onde aparece a malha de elementos finitos na superfície gerada se encontram ao longo do corpo d'água, mostrando onde a água se encontra em superfície. Dadas as aproximações adotadas e às informações disponíveis acerca da região de estudo, o resultado se mostra satisfatório.

4.3 O MODELO TRANSIENTE

Para a simulação transiente, os parâmetros variáveis no tempo foram: a recarga direta e a vazão de fluxo lateral para a condição de contorno da região próxima ao poço de monitoramento de número 05. Para melhor descrever o comportamento da variação de nível nos poços de monitoramento, a recarga direta calculada foi realizada mensalmente para os anos de monitoramento (2004 até 2010). Utilizando-se do método CRD, a recarga direta mensal está diretamente relacionada com o rendimento específico. Para a área de estudo, foram utilizadas para calibração, os rendimentos específicos encontrados por Gomes (2008). Estes foram espacializados de acordo com as áreas de influência já descritas anteriormente neste trabalho. Este método utiliza as informações de variação de nível de um poço de monitoramento e a pluviometria na região do entorno do mesmo.

A Figura 43 mostra os valores de recarga pelo método CRD calculada mensalmente para os anos hidrológicos de 2004/2005, 2005/2006, 2006/2007, 2007/2008, 2008/2009 e 2009/2010 bem como as precipitações mensais para o mesmo período. As divisões principais estão de 3 em 3 meses. Este cálculo já consta a separação por áreas de influência numeradas de 1 a 4, na mesma ordem da Tabela 7.

Figura 43: Precipitação e Recarga Direta mensal pelo método CRD.

4.3.1 A Simulação Transiente

A simulação transiente foi realizada pelo módulo TP. Este módulo requer um arquivo de entrada em formato texto, com especificações das variáveis que irão mudar com o tempo e os passos de tempo em que ocorre esta variação para o período da modelagem transiente. A recarga é espacializada na Malha de Elementos Finitos distribuída nos elementos da mesma.

A geração deste arquivo foi realizada para variação dos parâmetros mensais, utilizando todo o tempo de monitoramento dos poços pertencentes à área de estudo. Para auxiliar na geração deste arquivo de entrada, foi montada uma planilha de cálculo que, após realizada as alterações que fossem necessárias nos dados transientes, esta fornecia o formato correto de exportação, sendo necessária apenas a cópia das informações em um arquivo texto em ambiente Linux.

O intervalo considerado para as iterações em sequência foi de 3 dias, aumentando o número de iterações para o cálculo efetuado pela simulação. Isto pode ser alterado na formatação do módulo TP. Desta forma, as figuras geradas como resultado, mostrando os gráficos relacionados aos níveis dos poços de monitoramento, possuem o eixo das abscissas com o tempo em dias (sendo o tempo máximo de simulação para o período de monitoramento considerado de 2190 dias).

O problema mais evidente era relacionado à região próxima a cabeceira da bacia (onde se encontra o poço de monitoramento 05) observado pelo nível acima do monitorado através do gráfico gerado na simulação transiente, além da figura relacionando o nível monitorado com o simulado, gerada na simulação estacionária. Este gráfico é mostrado na Figura 44. Este problema afetaria a simulação transiente, fazendo com que a flutuação do nível ocorresse de forma errada. Nota-se que a figura é gerada de acordo com o nó da malha de elementos finitos em que se encontra o poço de monitoramento em questão (que neste caso é o poço de monitoramento 05 localizado no nó número 02).

Figura 44: Gráfico resultante da simulação transiente antes da calibração (para o nó número 02 relativo ao poço 05).

A curva em preto mostra o resultado da simulação e a curva em azul mostra a variação obtida pelo monitoramento em campo.

Para esta simulação as variações, isto é, a amplitude de oscilação do nível simulado (traços em preto), está muito acentuada, mostrando que o rendimento específico adotado está muito baixo, sendo este parâmetro calibrado posteriormente.

4.3.2 O Modelo Transiente Gerado

O parâmetro rendimento específico (ou porosidade) foi relacionado às áreas de influência. Os valores utilizaram-se dos dados das análises feitas por Gomes (2008). O intervalo para o rendimento específico variou de 8 até próximo de 16%. A Tabela 13 mostra os valores finais para as porosidades utilizadas e, a Figura 45, mostra esses valores já espacializados para a área de estudo da simulação.

Tabela 13: Porosidade específica (ou Rendimento Específico) final para a modelagem transiente.

Áreas	Poço	Dist. Média ao Curso d'água (m)	Rend. Específico (%)	Rend. Específico	Rend. Esp. Médio (%)	Rend. Esp. Médio
1	16	174	12,4	0,12	12,4	0,12
	5		12,4	0,12		
	14		12,4	0,12		
2	15	313	8,5	0,09	9,0	0,09
	13		8,5	0,09		
	17		10,0	0,10		
3	18	932	10,0	0,10	10,0	0,10
	19		10,0	0,10		
4	8	1907	8,5	0,09	8,5	0,09

Figura 45: Distribuição das porosidades na área de estudo para modelagem transiente (dados adimensionais).

A recarga direta estimada teve sua primeira alteração comparando o mesmo com as recargas obtidas por Gomes (2008). A partir dessa comparação, foi adotado um fator de multiplicação para correção.

Para cada alteração efetuada na calibração, o arquivo de entrada transiente era alterado da mesma forma. A Figura 46 mostra um exemplo deste tipo de arquivo de entrada.

```

Ribeirao_da_Onca
LHC
EESC_USP

UNIDade    VAZA MESE
REFE       01.09.2004

DATU
01.10.2004

RECA e 2 : Recarga (Infiltracao por area (r))
  90  0.0091
  91  0.0091  92  0.0091  93  0.0091  94  0.0091  95  0.0091
  96  0.0091  97  0.0091  98  0.0091  99  0.0091 100  0.0091
101  0.0091 102  0.0091 103  0.0091 110  0.0091 111  0.0091
112  0.0091 113  0.0091 114  0.0091 115  0.0091 116  0.0091
117  0.0091 118  0.0091 119  0.0091 120  0.0091 121  0.0091
122  0.0091 123  0.0091 124  0.0091 125  0.0091 126  0.0091
127  0.0091 128  0.0091 129  0.0091 130  0.0091 131  0.0091

POCO k 3 : Extracao/Injecao em pocos (extracao negativa)
454  0.0000 455  0.0000 456  0.0000 457  0.0000 458  0.0000
459  0.0000 460  0.0000 461  0.0000 462  0.0000 463  0.0000
464  0.0000 465  0.0000 466  0.0000 467  0.0000 468  0.0000
469  0.0000 470  0.0000 471  0.0000 472  0.0000 473  0.0000
474  0.0000 475  0.0000
  
```

Figura 46: Exemplo de arquivo de entrada transiente.

O resultado da correção dos valores de recarga direta é mostrado na Figura 47.

Figura 47: Precipitação e Recarga Direta mensal modificada.

Com a correção dos valores de recarga direta, a comparação dos mesmos anualmente (por ano hidrológico) com os valores obtidos por Gomes (2008) é mostrada na Tabela 14.

Tabela 14: Comparação das recargas anuais obtidas por Gomes (2008) e com os valores modificados.

Ano Hidrológico	Média Ponderada (mm)		% da Precipitação	
	Gomes (2008)	Modificado	Gomes (2008)	Modificado
2004/2005	461,0	436,3	32,0%	30,2%
2005/2006	163,0	315,6	14,0%	25,7%
2006/2007	656,0	509,5	38,0%	29,7%

Nota-se uma melhor concordância com os valores obtidos anteriormente por Gomes (2008).

Após a calibração, foram geradas as figuras dos gráficos de comparação entre os níveis medidos em campo pelo monitoramento e os níveis obtidos pela simulação, isto para cada poço analisado (poço 05 e poços 13 ao 19).

Para todas as figuras apresentando os gráficos de comparação, as curvas azuis indicam os dados medidos em campo pelo monitoramento dos poços e as curvas em preto são o resultado da simulação transiente, isto é, a carga hidráulica calculada para os anos de monitoramento utilizados neste trabalho (2004 até 2010).

4.3.2.1 Poços localizados em área de pastagem: poços 16 ao 19

A região da área de estudo de mais fácil análise, mas de mais difícil calibração foi a região do centro da bacia. A dificuldade de calibração está no fato de estes poços estarem próximos, seguindo uma linha definida perpendicular ao curso d'água. Este fato faz com que

qualquer alteração torne-se significativa para a carga hidráulica final na região.

A Figura 48 mostra o gráfico da carga hidráulica calculada para o nó de número 10, relativo ao poço 16 localizado nesta região central em área de pastagem.

Figura 48: Carga hidráulica calculada para o nó 10 relativo ao poço 16 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

Este poço se localiza mais próximo do corpo d'água do que os demais (poços 17, 18 e 19). Sendo assim, pequenas alterações de rendimento específico próximas ao corpo d'água, faziam com que a amplitude de variação do nível fosse alterada de forma muito abrupta, fazendo com que o resultado fosse muito discrepante do medido em campo. Este resultado apresentado foi o mais satisfatório em

concordância com as alterações de amplitude observadas nos demais poços próximos a este.

Outro fato importante é a condição de contorno para o corpo d'água. Esta condição (de primeiro tipo) impõe ao mesmo uma carga hidráulica constante, sendo necessariamente mantida a mesma para o período de simulação.

Figura 49: Carga hidráulica calculada para o nó 11 relativo ao poço 17 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

A Figura 49 mostra o resultado para o poço 17. Este poço é o próximo na linha perpendicular ao corpo d'água após o poço 16. O comportamento da carga hidráulica com o tempo para este poço é dependente das alterações realizadas próximas ao poço 16, afetando também os poços subsequentes na linha..

A Figura 50 e Figura 51 mostram os gráficos para o resultado dos poços 18 e 19 respectivamente.

Figura 50: Carga hidráulica calculada para o nó 12 relativo ao poço 18 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

O resultado para o poço 18 segue a mesma tendência do resultado para o poço 19. A variação da carga hidráulica não acompanhar necessariamente os vales e picos mais acentuados dos dados medidos em campo. Sendo a simulação realizada para o período de variação de recarga direta mensal e, dado o intervalo de medição dos dados de campo (de 15 em 15 dias), o resultado para ambos os poços, 18 e 19, se mostra satisfatório.

Figura 51: Carga hidráulica calculada para o nó 13 relativo ao poço 19 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

4.3.2.2 Poços localizados em área de plantação de citros: poços 13, 14 e 15

Esta região da área de estudo está sujeita à irrigação. A correção da recarga direta deve levar em consideração esta entrada adicional de água durante todo o período de simulação. O fator utilizado para o aumento da recarga direta nesta área foi obtido da calibração do modelo estacionário, multiplicando o já alterado valor da recarga direta devido à correção da estimativa obtida por Gomes (2008).

A Figura 52 mostra o resultado da variação da carga hidráulica calculada para o poço 13.

Figura 52: Carga hidráulica calculada para o nó 07 relativo ao poço 13 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

Nota-se que a amplitude de variação da carga hidráulica representa picos mais altos do que os dados obtidos em campo. Fato este justificado pelo baixo rendimento específico da região. Alterações mais abruptas no mesmo não seriam justificadas. Estas variações por sua vez estão condicionadas à condição de irrigação do dia de medição.

A Figura 53 mostra o resultado para o cálculo da carga hidráulica para o poço 14.

Figura 53: Carga hidráulica calculada para o nó 08 relativo ao poço 14 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

A variação de carga hidráulica calculada para este poço é definida pela região de transição de valores de rendimento específico.

A Figura 54 mostra o resultado para o poço 15, sendo verificado o mesmo comportamento.

Figura 54: Carga hidráulica calculada para o nó 09 relativo ao poço 15 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

Área de transição de valores de rendimento específico, por isso a variação estar abaixo da amonitorada.

4.3.2.3 Poço 05 localizado na cabeceira da Bacia do Ribeirão da Onça em área de pastagem

O resultados dos cálculos de carga hidráulica para o poço 05 se encontram na Figura 55.

Figura 55: Carga hidráulica calculada para o nó 02 relativo ao poço 05 em comparação com dados medidos em campo para o período de simulação (2004 a 2010).

A condição de contorno para a região da cabeceira da bacia, considerando a existência de fluxo inter bacias evidenciado pela variação de nível dos poços 04 e 05, se mostrou satisfatória na calibração para esta região da área modelada.

4.3.2.4 Intervalos de erro para os cálculos da variação da carga hidráulica em cada poço analisado

Os cálculos da variação da carga hidráulica em cada poço analisado foram comparados com os dados medidos em campo para o período de monitoramento.

Esta comparação é realizada pelo erro absoluto para o gráfico obtido de cada poço. Este erro é obtido pelo módulo GIA que efetua a construção dos gráficos das figuras anteriores.

A Tabela 15 mostra os erros dos dados simulados em relação aos dados monitorados em campo para o período analisado obtidos pelo módulo GIA.

Tabela 15: Erros, máximo e médio do cálculo da carga hidráulica para cada poço de monitoramento analisado.

Poço de Monitoramento	Erros Absolutos (m)	
	Máximo	Médio
16	1,50	0,80
17	2,60	1,12
18	2,24	1,04
19	2,97	1,38
13	2,80	1,05
14	3,54	1,45
15	2,58	1,44
5	2,45	0,53
Média	2,58	1,10

O balanço hídrico é importante para analisar os dados de simulação. Os erros de cálculos da tabela anterior são obtidos devidos, justamente à manutenção do balanço hídrico para a bacia realizado pelo simulador. Outros fatores importantes a serem considerados são a possível ligação hidráulica da base estimada do aquífero livre e a influência da irrigação. A base foi considerada como sendo o limite superior da Formação Botucatu, já que as flutuações ocorrem na formação Cenozóica. Esta ligação ocorre com a formação logo abaixo, também constituída de um arenito, a Formação Pirambóia. A vazão drenada por esta conexão pode ser entendida como a Recarga Profunda, assunto do trabalho anterior na área de estudo realizado por Gomes (2008). A Recarga Profunda é o volume drenado na região de base do aquífero livre que abastece o aquífero profundo. Pode ser entendida também como a recarga efetiva do SAG, podendo representar, segundo números estimados por Gomes (2008), 2,4% da precipitação anual na região.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O modelo gerado mostrou-se satisfatório, visto os dados disponíveis para a região.

O erro na simulação estacionário para os níveis dos poços de monitoramento não chegou a 2,5 metros. Já para a simulação transiente, os erros médios não chegaram a 1,5 metros.

As recargas encontradas para o modelo estacionário levaram em conta todo o ano hidrológico, tornando os dados de trabalhos anteriores muito importantes. Isto não excluiu a necessidade da obtenção de dados de recarga para o modelo transiente, que necessitava de um método que estimasse essa recarga mensalmente. Através do método CRD e, com as devidas correções realizadas, foram obtidos valores espacializados por áreas de influência de acordo com a distância ao corpo d'água e com a camada média insaturada. Os valores médios de recarga obtidos após a calibração do modelo para a área de estudo foram: para o ano hidrológico 2004/2005 de ~436 mm, para o ano de 2005/2006 de ~316 mm e para o ano 2006/2007 de ~510 mm. Valores estes já estimados em estudos anteriores.

A necessidade de melhoras e detalhamento nas informações de regiões onde águas subterrâneas são de uso intenso e a compreensão dos fenômenos de recarga e fluxo se fazem de grande importância para manter contínuo esse tipo de estudo, não só na área referente a este trabalho, mas em outras áreas de importância.

No modelo proposto neste trabalho, pode-se notar a existência de fenômenos de ligação entre bacias na região, como no caso da condição de contorno para o sul da área de estudo, em que foi evidenciado fluxo lateral e vertical significativo. Outro fato importante comprovado pelo modelo foi a influência da irrigação na flutuação dos níveis das águas subterrâneas, mostrando que o monitoramento deste tipo de atividade torna-se importante no gerenciamento deste recurso.

A modelagem de áreas de afloramento do SAG se mostra de importante relevância. Visto que a situação dos recursos hídricos a nível nacional, mesmo com uma quantidade absoluta significativa, se mostra preocupante. No Estado de São Paulo, a utilização de águas do SAG se faz há longos períodos e sem uma preocupação com o gerenciamento dessas.

As ferramentas de modelagem e o aparelhamento de coleta de informações de campo permitem compreender o comportamento e, através do monitoramento, gerar informações acerca de áreas de afloramento do SAG, contrindo significativamente para o entendimento e gerenciamento do recurso água subterrânea.

6 REFERÊNCIAS

ANDERSON, M.P.; WOESSNER, W.W. (1992). *Applied groundwater modeling – simulation of flow and advective transport*. San Diego: Academic.

ANDRADE N. S. O. (1999), *Qualidade geométrica de imagens JERS-1 (SAR) e RADARSAT (modos S2 e S3) em ambiente de floresta tropical (Rondônia)* / N. S. O. Andrade. – São José dos Campos INPE, 203p.

APPELO, C., M. ROLLE. (2010). PHT3D: A reactive multicomponent transport model for saturated porous media. *Ground Water*, v.48, n 5, p.627–632, Set.

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B. E POTTER, P. E. (1999). Hydrogeology of the Mercosul Aquifer System in the Chaco-Paraná Basins, South America, an comparison with de Navajo-Nugget Aquifer System, USA. *Hydrogeology Journal* , n ° 7 , p.317-336.

BARLOW, P.M., A.W. HARBAUGH. (2006). USGS directions in MODFLOW development. *Ground Water*, v.44, n 6, p.771–774, Nov.

BARAZZUOLI, P.; NOCCHI, M.; RIGATI, R.; SALLEOLINI, M. (2008). A conceptual and numerical model for groundwater management: a case study on a coastal aquifer in southern Tuscany, Italy. *Hydrogeology Journal*, Italy, v.16, n.8, p.1557-1576, Dez.

BARRETO, C.E.A.G. (2006). *Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa*. 249p. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

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

BEDMAR, A. P. (1972). *Isótopos em Hidrologia*. Editora Alhambra, s. a. 1ª Edição. Madri, Espanha.

BHANG KJ, SCHWARTZ F. (2008). Limitations in the hydrologic applications of C-band SRTM MDEs in low-relief settings. *IEEE Geo-Sci Remote Sensing Lett* 5(3):497–501.

BIANCHI, M., C. ZHENG. (2009). SGeMS: A free and versatile tool for three-dimensional geostatistical applications. *Ground Water*, v.47, n 1, p.8–12, Jan.

BORGHETTI, N. R. B; BORGHETTI, J. R. E ROSA FILHO, E. F. (2004). *Aqüífero Guarani – A verdadeira integração dos países do Mercosul*. Curitiba – PR.

BRASIL, Lei 4.771 de 15 de setembro de 1965.

BREDENKAMP, D. B.; BOTHA, L. J.; VAN TONDER, G. J.; van RENSBURG, H. J. (1995). Manual on Quantitative Estimation of Groundwater Recharge and Aquifer Storativity. *Water Research Commission*, Pretoria.

CASTRO JÚNIOR, P. R. (2008) *Mapeamento Morfopedológico Aplicado à Bacia - Piloto do Ribeirão da Onça (SP) e À Bacia - Escola do Rio Cachoeirinha (MT) em Áreas de Recarga do Aqüífero Guarani*. Relatório de Pós Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos, USP, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade federal do Mato Grosso.

CAVICCHIA, M. E. (2007) *Desenvolvimento de Modelo Numérico para Gerenciamento de Recursos Hídricos Subterrâneos na Área do Projeto Piloto de Ribeirão Preto*. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

CHANG, H. K., 2001. *Uso atual e potencial do Aqüífero Guarani – Brasil*. Atividade 3b do Projeto Aqüífero Guarani: Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aqüífero Guarani - Agência Nacional de Águas. Disponível em www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_cbasico.htm

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. (1988). *Applied Hydrology*. Ed. McGraw-Hill. Series in Water Resources Environmental Engineering. ISBN 0-07-010810-2.

CLEARY, W. C. (1989). *Águas Subterrâneas*. Clean Environment Brasil. Disponível em <http://www.clean.com.br/cleary.pdf>

CONTIN NETO, D. (1987) *Balanço Hídrico em Bacia Hidrográfica situada em Região de Recarga do Aqüífero Guarani*. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

CORRÊA, U.M.P. (1995) *Estudo das Águas Subterrâneas das Bacias Hidrográficas dos Rios Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira no Estado de São*

Paulo. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

CUNHA, A.T. (2003). *Estimativa experimental da taxa de recarga na zona de afloramento do Aquífero Guarani, para a região de São Carlos – SP*. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. (1976). *Hidrologia subterránea*. Barcelona: Omega. 3v.

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*. v.10, p.5-17, Fev.

DUARTE, G.G.F.; ASSAD, M.L.L. (2007). Avaliação de MDE obtidos por meio de SRTM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13., 2007, Florianópolis. **Anais Eletrônicos**. São José dos Campos: INPE, p. 4849-4855.

ESRI (2009). Software ArcView. Versão 9.3.1. CA, USA. *Manual Arcmap*, 229 p.

FEINSTEIN, D.T., W. GUO. (2004). STANMOD: A suite of Windows-based programs for evaluating solute transport. *Ground Water*, v.42, n 4, p.482–487, Jul.

FEITOSA, F. A. C. (Ed.) (2008). *Hidrologia Conceitos e Aplicações*. 3ªed. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID. 812p.

FETTER, C.W. (1994). *Applied hydrogeology*. 3thed. New Jersey: Prentice-Hall.

FORSTER, C.; SMITH, L. (1988). Numerical modeling technique. *Water Resources Research*, Washington, v.24, n 7, p.999-1010, Jul.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. (1979). *Groundwater*, Prentice-Hall, p604.

FIORI, J. P. O.; CAMPOS, J. E. G.; ALMEIDA, L. (2010). Variabilidade da Condutividade Hidráulica das Principais Classes de Solos do Estado de Goiás. *Geociências*, São Paulo – UNESP, v. 29, n 2, p. 229-235.

GATMANS, D.; KIANG, C. H. (2006). Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no estado de Mato

Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Águas Subterrâneas*. v. 19, n.1 – Jan-Jun, p. 35 – 48.

GIAMPÁ, C.E.Q.; SOUZA, J.C. (1982) *Potencial Aquífero dos Basaltos da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo* 2° CABAS, Salvador – BA.

GILBOA, Y.; MERO, F.; MARIANO, I.B. (1976). The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v.29, n.1/2, p.165-179, Mar.

GOMES, L.H. (2008). *Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada*. 167p. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

GOUVÊA, J.R.F.; VALLADARES, G.S.; OSHIRO, O.T.; MANGABEIRA, J.A.C. Comparação dos modelos digitais de elevação gerados com dados SRTM e cartas IBGE na escala 1:250.000 na região da bacia do Camanducaia no Estado de São Paulo. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007, Florianópolis. Anais Eletrônicos... São José dos Campos: INPE, 2007, p. 2191-2193.

HAITJEMA, H.M. (1995). *Analytical element modeling of groundwater flow*. ISBN 0-12-316550-4, Academic Press, Inc.

HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, v.10, p. 91-109, Fev.

HSIEH, P.A., S. MATOTT. (2004). SVFlux and ChemFlux: Software for two-dimensional/three-dimensional finite element variably saturated flow and transport modeling. *Ground Water*, v.42, n 6, p.804–808, Nov.

HUGHES, J.D., AND J. LIU. (2008). MIKE SHE: Software for integrated surface water/ground water modeling. *Ground Water*, v.46, n 6, p.797–802, Nov.

HUNT, R. (2003). Ground water-lake interaction modeling using the LAK3 Package for MODFLOW-2000. *Ground Water*, v.41, n 2, p.114–118, Mar.

JIAO, J.J., C. LEUNG. (2003). Spreadsheets for the analysis of aquifer-test and slug-test data. *Ground Water*, v.41, n 1, p.9–10, Jan.

JOHNSON, A.I. (1967). Specific yield – Compilation of specific yields for various materials. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 1662-D: 74p

JUNIOR, A. A. O.; MENDIONDO, E. M.; MAUAD, F. F.; LIMA, G.; BOLDRIN, R. S. (2007). Análise de Incertezas de Observações Hidrológicas e sua Influência na Modelagem de Pequenas bacias Urbanas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. v. 12, nº1. p. 107-116.

LANGEVIN, C., D. BEAN. (2005). Groundwater vistas: A graphical user interface for the MODFLOW family of ground water flow and transport models. *Ground Water*, v.43, n 2, p.165–168, Mar.

LI, Q., K. ITO, Z. WU, C.S. LOWRY, S.P. LOHEIDE II. (2009). COMSOL Multiphysics: A novel approach to ground water modeling. *Ground Water*, v.47, n 4, p.480–487, Jul.

LIN, J., J. WU, C. ZHENG. (2007). MF2K-GWM: A ground water management modeling tool based on MODFLOW- 2000. *Ground Water*, v.45, n 2, p.122–124, Mar.

MATTOS, I.S. (1987) *Aplicação de um Modelo de Balanço Hídrico na Bacia do Rio Jacaré-Guaçu*. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

MATTOS, A., RIGHETTO, A.M., CONTIN NETO, D. e POMPEO, C.A. (1984) - Relações Hidrológicas e Hidrometeorológicas em Bacia Experimental na Região de Afloramento do Aquífero Botucatu. Departamento de Hidráulica e Saneamento, EESC-USP. Relatório apresentado à FAPESP. São Carlos.

MAZIERO, T. A. (2005). *Monitoramento de água subterrânea em área urbana: aspectos quantitativos*. Dissertação (Mestrado). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. São Carlos.

MCCRAY, J.E., R.M. COHEN. (2003). NAPLANAL: A tool for analyzing NAPL saturation and composition. *Ground Water*, v.41, n 3, p.298–299, Mai.

MEYBOOM, P. (1961). Estimating groundwater recharge from stream hydrographs. *Journal of Geophysical Research*, v.66, p. 1203-1214.

MONTEIRO, R. C. (2003). *Estimativa espaço temporal da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP), Brasil*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP – Brasil.

NOVELLI, A.S. (1996). *Diagnóstico de recursos hídricos superficiais da bacia hidrográfica do Rio Jacaré-Guaçu*. 112p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

OAS/GEF (2009). Organisation of American States / Global Environment Facility Programa estratégico de ação do projeto de proteção ambiental e desenvolvimento sustentável do Aquífero Guarani. Ed. Bilígue, 424p.

OLIVEIRA, M.R.; LOPES, E.E. Comparação entre os modelos de elevação gerados com dados SRTM e cartas do mapeamento sistemático nacional na escala de 1:50.000. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007, Florianópolis. **Anais Eletrônicos...** São José dos Campos: INPE, 2007, p. 5987-5994.

PARALTA, E. A.; OLIVEIRA, M. M.; LUBCZYNSKI, M. W.; RIBEIRO, L. F. (2003). Avaliação da recarga do Sistema Aquífero dos Gabros de Beja segundo critérios múltiplos – disponibilidades hídricas e implicações agro-ambientais. In: *6º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*. Cabo Verde.

PINHEIRO, E.S.(2006). Comparação entre dados altimétricos Shuttle Radar Topographic Mission, cartas topográficas e GPS: numa área com relevo escarpado. *Revista Brasileira de Cartografia*, n. 58/01, p. 1-9.

PINT, T., S.G. LI. (2006). ModTech: a GIS-enabled ground water modeling program. *GroundWater*, v.44, n 4, p.506–508, Jul.

POMPÊO, C.A. (1990). *Balanço Hídrico da Zona Não-Saturada do Solo na Bacia do Ribeirão da Onça (SP)*. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

PRETO FILHO, V.O. (1985) - Implantação de uma Bacia Experimental para Estudos Hidrogeológicos e Hidrometeorológicos. Departamento de Hidráulica e Saneamento, EESC-USP. Primeiro relatório semestral jan.-ago.apresentado à FAPESP. 16p.. São Carlos.

QI, Y., V. POST. (2008). HydroGeoAnalyst: A data management solution to ground water and environmental projects. *Ground Water*, v.46, n 3, p.349–353, Mai.

QUEIROZ, O. M. (1991). *Propagação de cheias: aplicação do modelo de onda cinemática ao Ribeirão da Onça – SP*. Dissertação de Mestrado. São Carlos, SHS-EESC-USP.

RABELO, J. L.; WENDLAND, E. (2009). Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. *Hydrogeology Journal*. V. 17, n.7. p. 1733-1748, Nov.

RABELO, J.L. (2006). *Estudo da recarga do Aquífero Guarani no sistema Jacaré-Tietê*. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. (2003). The shuttle radar topography - a new class of digital elevation models acquired by space borne radar - ISPRS. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v.57, 241-262.

RAMOS, F.; OCCHIPINTI, A. G.; NOVA, N. A. V.; REICHARDT, K. ; AES, P. C. M.; CLEARY, R. (1989). *Engenharia Hidrológica*. Rio de Janeiro: Coleção ABRH de Recursos Hídricos 1989. 409 p.

REBOUÇAS, A.C.; AMORE, L. (2002). O Sistema Aquífero Guarani. *Revista Águas Subterrâneas*, São Paulo, n.16, p.135-143, maio.

REIMANN, T., M.E. HILL. (2009). MODFLOW-CFP: A new conduit flow process for MODFLOW–2005. *Ground Water*, v.47, n 3, p.321–325, Mai.

SANO E. E. (1997). *Sensitivity analysis of C- and Ku-band synthetic aperture Radar data to soil moisture content in a semiarid region*, Ph.D. Dissertation, Univ. of Arizona, Dept. of Soil, Water and Environmental.

SANTOS, P.R.A.; GABOARDI, C.; OLIVEIRA, L.C. (2006). Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia*, N. 58/01, p. 101-107.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. (2002). Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge. *Hydrogeology Journal*, V.10, p. 18-39.

SCHEIBE, T. (2004). Interactive models for ground water flow and solute transport. *Ground Water*, v.42, n 1, p.8–11, Jan.

SIMPSON, M.J. (2004). SEAWAT-2000: Variable-density flow processes and integrated MT3DMS transport processes. *Ground Water*, v.42, n 5, p.642–645, Set.

SRACEK, O.; HIRATA, R. (2002). Geochemical and Stable Isotopic Evolution of the Guarani Aquifer System in the State of São Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal*, v.10, p.643 – 655, Dez.

SUN, H. (2004). Estimating the fate of precipitation from stream discharge: A case study in New Jersey. *Bull. N.J. Academy of Science*, v. 49(2), p. 9-15.

TICK, G., D. VLASSOPOULOS. (2004). AqQA: Quality assurance and presentation graphics for ground water analyses. *Ground Water*, v.42, n 3, p.326–328, Mai.

TODD, D. K. *Hidrologia de águas subterrâneas*. Editora Edgard Blücher, Rio de Janeiro. 1959.

TONKIN, M., M. BECKER. (2005). Environmental insite: A software package for ground water data visualization. *Ground Water*, v.43, n 4, p.466–470, Jul.

TORAN, L., D. GRANDSTAFF. (2002). PHREEQC and PHREEQCI: Geochemical modeling with an interactive interface. *Ground Water* v.40, n 5: 462–464, Set.

TREFRY, M.G., C. MUFFELS. (2007). FEFLOW: A finite element ground water flow and transport modeling tool. *Ground Water*, v.45, n 5, p.525–528, Set.

WANG, H.F.; ANDERSON, M. P. (1982). *Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods*. São Francisco: W.H. Freeman, 237p.

WINSTON, R.B. (2002). Ground water modeling software on the internet. *Ground Water*. v.40, n 4: 335–336, Jul.

WENDLAND, E.; RABELO, J. (2010). Incerteza nos Modelos de Fluxo Subterrâneo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 15, n. 3. p. 147-160, Set.

WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L H. (2007). Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. *Journal of Hydrology*, v. 342, n. 3-4. p. 261-269, Set.

WENDLAND, E. (2003). *Desenvolvimento do pacote computacional SPA (Simulação de Processos em Aquíferos)*. [S.l.:s.n.]. Relatório de Pesquisa, Processo FAPESP 02/09696-3, Departamento de Hidráulica e Saneamento, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

WHITEAKER, T., E. TO. (2008). CUAHSI web services for ground water data retrieval. *Ground Water*, v.46, n 1, p.6–9, Jan.

- WU, J., D. GUVANASEN. (2003). MAROS: A decision support tool for improving the cost-effectiveness of ground water monitoring plans. *Ground Water*, v.41, n 5, p.566–570, Set.
- XU, Y.; BEEKMAN, H. E (Eds) (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO IHP Series n64, UNESCO, Paris. ISBN 92-9220-000-3.
- XU, Y.; van TONDER, G.J. (2001). *Estimation of recharge using a revised CRD method*. *Water SA*, v.27, 3, p. 341-343.
- YAGER, R.M., C.J. NEVILLE. (2002). GFLOW 2000: An analytical element ground water flow modeling system. *Ground Water*.v.40, n 6: 574–576, Nov.
- YAMAMOTO, H. (2008). PetraSim: A graphical user interface for the TOUGH2 family of multiphase flow and transport codes. *Ground Water*, v.46, n 4, p.525–528, Jul.
- YE, M. (2010). MMA: A computer code for multimodel analysis. *Ground Water*, v.48, n 1, p.9–12, Jan.
- YU, C., C. ZHENG. (2010). HYDRUS: Software for flow and transport modeling in variably saturated Media. *Ground Water*, v.48, n 6, p.787–791, Nov.
- ZHENG, C. (2011). Reflections: 2002-2010, *Ground Water*. v.49, n 2, p.129-132, Fev.
- ZHENG, C., R. MA. (2010). IGW/DL: A digital library for teaching and learning hydrogeology and groundwater modeling. *Ground Water*, v.48, n 3, p.339–342, Mai.
- ZHENG, C. (2009). Recent developments and future directions for MT3DMS and related transport codes. *Ground Water*, v.47, n 5, p.620–625, Set.
- ZHENG, C., J. LIN, D.R. MAIDMENT. (2006). Internet data sources for ground water modeling. *Ground Water*, v.44, n 2, p.136–138, Mar.
- ZHENG, C. (2004). Model viewer: A three-dimensional visualization tool for ground water modelers. *Ground Water*, v.42, n 2, p.164–166, Mar.

ZHENG, C. (2002). TopoDrive and ParticleFlow: Simple tools for learning ground water modeling. *Ground Water*. v.40, n 3: 222–223, Mai.