UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MODELO CONCEITUAL DE FLUXO DO AQUITARDE SERRA GERAL
E DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NA REGIÃO DE RIBEIRÃO
PRETO, SP**

Ingo Wahnfried

Orientador: Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Wahnfried, Ingo

Modelo conceitual de fluxo do Aquitarde Serra
Geral e do Sistema Aquífero Guarani na região de
Ribeirão Preto, SP / Ingo Wahnfried. - São Paulo,
2010.

122 p. + anexos.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Hirata, Ricardo César Aoki

1. Ribeirão Preto (SP): Aquífero fraturado 2.
Ribeirão Preto (SP): Recarga de aquíferos 3;
Aquífero Guarani 4. Modelo conceitual de fluxo I.
Título

À Camila, e aos meus pais

Ingrid e Gerhard

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador, Prof. Ricardo Hirata, pelo apoio e pelas discussões, fundamentais e sempre esclarecedoras.

À Amélia João Fernandes, que na posição de coordenadora do projeto de pesquisa sempre deu apoio incondicional ao meu trabalho e às minhas idéias, mesmo quando eu estava de muito mau humor.

Ao Carlos Maldaner, grande amigo em todos os momentos, cuja ajuda foi fundamental para este trabalho.

À Luciana Ferreira, que bravamente puxou muitos fios sob o “suave” sol de Ribeirão Preto, e que sabe como ninguém escolher os melhores lanches de padaria para amenizar a labuta campal diária. E ao Amauri, pelos fundamentais churrascos, que garantiram o bom desenvolvimento da pesquisa.

À Cláudia Varnier, responsável por toda parte de hidroquímica e isótopos do projeto FRATASG; à Márcia Pressinotti, com seus mapas, lineamentos e preocupação de mãe; à Mara Iritani, pelas ótimas conversas hidrogeológicas, pela humildade e amizade.

Ao Carlos Birelli, pela constante e impressionante disposição em ajudar, e pelo companheirismo.

Ao Prof. Fábio Taiolli, pelo empréstimo do equipamento de geofísica de superfície, e pela paciência, em campo e no escritório, em diversos momentos. Além do bom papo.

Ao Dr. Allen Shapiro, do USGS, que gentilmente cedeu equipamentos imprescindíveis para as amostragens e testes hidráulicos em zonas discretas de poços, e com quem fiz o doutorado-sanduíche.

Ao Reginaldo Bertolo, de quem abusei para tirar dúvidas na reta final.

Ao André Aragoni, pela sua mente aberta às idéias mirabolantes, fundamental à adaptação de equipamentos e construção de poços sob medida para a pesquisa. E a todos os funcionários da Uniper Hidrogeologia e Perfurações, cuja paciência e conhecimento técnico exemplares foram imprescindíveis para resolver o insolúvel.

Ao Sr. Mário Osene, proprietário da “famosa” Chácara Esmeralda, que emprestou seu poço de produção para perfurarmos piezômetros e para conduzirmos boa parte dos ensaios aqui apresentados. E agradeço ao Tião e família, inquilinos da Chácara Esmeralda durante a maior parte de nosso trabalho, cuja paz atrapalhamos um bocado.

Ao Sr. Acácio Braghetto, Sr. André Junqueira e Sr. Fernando Morandini, que gentilmente autorizaram o uso de suas propriedades para a perfuração dos três poços em basalto usados na pesquisa, e a todos os outros proprietários de chácaras, sítios, fazendas, casas e pedreiras no entorno de Ribeirão Preto que permitiram nossa entrada com

eletrodos, fios, emissores, antenas, rádios, martelos, pranchetas, bússolas, trenas, frascos para amostras e questionários sem fim.

Ao Douglas e ao Artur, que demoraram meses pra me convencer que, às vezes, o quebrado não tem conserto. Duas vezes.

Aos funcionários do IG, Santo e Aparecido, que se revezaram bravamente conosco para sempre haver alguém ininterruptamente admirando a água sair da terra.

Aos funcionários do IGc-USP que direta- e indiretamente tiveram participação neste trabalho. Especialmente ao Paulinho, que também teve que puxar fio até cansar. À Magali e Ana Paula, da secretaria de pós, pela simpatia e disposição em ajudar. Ao Tadeu, que nunca me deixou na mão. Ao Claudionor, Henrique (apesar de ser Corinthiano) e Zé.

Ao Emanuele La Terra e equipe de geofísica do Observatório Nacional, pela gentil e fundamental participação.

Ao meu pai, Gerhard, pela grande capacidade de resolver problemas técnicos e paciência infinita (figura 1a), tão importantes quando precisei de sua ajuda para inúmeros “pepinos”, como aferir instrumentos esquisitos em plena tarde de domingo, sem ficar chateado quando descobrimos que prever uma leitura daquilo era mais difícil que acertar a mega-sena (figura 1b).

Figura 1. (a) Paciência de pai, mesmo quando o domingo perdido não gera os resultados esperados na aferição do equipamento, que deveria gerar uma resposta linear (b).

Agradeço à Fapesp pelo apoio financeiro na forma de uma bolsa de doutorado (04/15543-0) e de um projeto de auxílio à pesquisa (04/11798-4), ao qual o doutorado estava vinculado. À Capes, pelo breve porém importante período de bolsa de doutorado (Demanda Social – IGc/USP) e pela bolsa de doutorado sanduíche (0715/06-9).

Resumo

O presente trabalho teve como principais objetivos testar a existência de drenança através do aquífero fraturado Serra Geral (ASG) para o Sistema Aquífero Guarani (SAG), estabelecer o modelo conceitual de fluxo destes aquíferos, e determinar seus parâmetros hidráulicos, em local onde o ASG possui ao redor de 100 m de espessura. O local escolhido fica aproximadamente 9 km a sul da cidade de Ribeirão Preto, SP. O estudo fez parte de um projeto de pesquisa mais amplo denominado FRATASG, do Instituto Geológico (Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo). Os métodos geofísicos de superfície caminhamento elétrico (CE), sondagem elétrica vertical (SEV) e levantamento áudio-magnetotelúrico de fonte controlada (CSAMT) foram usados com o intuito de localizar zonas hidraulicamente ativas no basalto, e determinar a espessura e profundidade das camadas geológicas, para a locação de três poços perfurados no ASG. Ao lado de um poço de produção já existente no SAG (Poço Esmeralda – PE), foram construídos dois piezômetros com aberturas no ASG e SAG. Descontinuidades planares verticais no basalto, associados a lineamentos, foram detectadas em metade dos CEs e das seções realizadas com o método CSAMT, sendo que uma destas seções indicou continuidade de duas fraturas entre SAG e ASG. Para realizar testes hidráulicos e coletar amostras em profundidades discretas no ASG, foram construídos obturadores pneumáticos, baseados em modelos produzidos pelo Serviço Geológico Americano (USGS), que foram adaptados a equipamentos existentes no Brasil. Neste trabalho é feita descrição dos equipamentos, de suas aplicações, dos levantamentos prévios necessários para seu uso, os procedimentos de campo e as interpretações de alguns tipos de ensaio e coletas de amostras. Com o intuito de calcular os parâmetros hidráulicos do SAG e do ASG, foram realizados um teste de bombeamento de 171 horas no poço de produção do SAG, com monitoramento nos piezômetros, e testes hidráulicos em intervalos discretos em um poço do ASG (Poço Limeira – PL), isolados com os obturadores pneumáticos. Durante todos os ensaios de bombeamento, e em mais dois poços já existentes, abertos no ASG, foram coletadas amostras para análise hidroquímicas e, em amostras selecionadas, dos isótopos ^3H , ^2H , ^{18}O , ^{13}C e ^{14}C . No SAG, o rebaixamento registrado nos dois piezômetros permitiu identificar a existência de anisotropia neste aquífero, com relação entre transmissividade máxima ($T_{\text{máx}} = T_x =$

160 m²/d) e mínima ($T_{\min.} = T_y = 103 \text{ m}^2/\text{d}$) é de 1,55, sua condutividade hidráulica ($K = 4,6 \times 10^{-1} \text{ m/d}$ e $7,0 \times 10^{-1} \text{ m/d}$), e armazenamento ($S = 1,6 \times 10^{-3}$ e $8,4 \times 10^{-4}$, sempre para os piezômetros PPE-1G e PPE-2G respectivamente, localizados em direções distintas em relação ao PE). A anisotropia provavelmente é causada pelos planos de sedimentação das dunas eólicas da Formação Botucatu. Também foram realizados dois testes com traçadores no PE, com injeção no SAG e no ASG e coleta no SAG, que permitiu a obtenção da porosidade efetiva do SAG no local, entre 18,8 e 20,3%. No ASG, os testes hidráulicos permitiram a identificação das zonas mais transmissivas, sempre formadas por fraturas sub-horizontais. A transmissividade (T) de intervalos reduzidos variou entre 5×10^{-2} a $3 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{d}$, e a existência de comportamento análogo ao de dupla porosidade no basalto, causado pela presença de vesículas e fraturas sub-verticais associadas às fraturas sub-horizontais. As análises químicas mostram uma evolução com a profundidade, com o aumento de Na+K. Isto permitiu uma clara diferenciação entre as amostras coletadas em profundidades rasa, de 16 m, intermediária, de 25 m, e profunda, coletada a 55 m. O mesmo agrupamento é encontrado nos isótopos estáveis, e os radioativos indicam idade maior nas águas mais profundas do ASG. As amostras do SAG se assemelham mais às águas rasas do ASG, hidroquímica- e isotopicamente. Os resultados mostram pouca ou nenhuma conectividade entre SAG e ASG, e uma circulação preferencial rasa e horizontal dentro do ASG.

Palavras-chave: Aquífero Fraturado, Recarga, Aquífero Guarani, Modelo Conceitual de Fluxo, Ribeirão Preto (SP).

Conceptual Flow Model for the Serra Geral Aquitard and the Guarani Aquifer System in Ribeirão Preto, SP

Abstract

The main objectives of the present thesis were to test the existence of leakage through the fractured Serra Geral Aquifer (SGA) to the Guarani Aquifer System (GAS), create a conceptual flow model for both aquifers, and obtain their hydraulic parameters, at a location where the SGA-forming basalt has 100 m thickness. The chosen area is 9 km to the south of Ribeirão Preto, São Paulo State, Brazil. The study is part of a research project called FRATASG, from the Geological Institute (São Paulo Environmental Secretariat). Surface geophysical methods (vertical electrical sounding, electric resistivity survey and controlled source audio-magnetotelluric survey - CSAMT) were used to locate fractures in the basalt that are possibly hydraulically active, and also to determine the contact depths between overburden, basalt, and the eolian sandstones that form the GAS. Vertical low electric-resistivity planar features were identified in the basalt, at locations where lineaments were described, in half of the electric resistivity and CSAMT surveys, and one of the latter showed continuity of the feature down to the GAS. This was interpreted as possible water bearing fractures, and was used to define the location of three wells in the SGA. Two piezometers were also drilled, open to both SGA and GAS, close to an existing production well in the GAS (Esmeralda Well – PE). To collect discrete depth samples in the SGA, a pneumatic packer system was built, based on models used by the USGS, adapting equipment that is available in Brazil. The system, as well as other equipment used, the procedures and interpretation of the hydraulic tests and sample collection at discrete depths, are described. A 171 hour long pumping test was executed in the GAS, where anisotropy was identified, probably caused by the sedimentary layering present in the eolic dunes in the sandstone. The highest transmissivity, $T_{max} = T_x$, is $160 \text{ m}^2/\text{d}$, and the lowest transmissivity, $T_{min} = T_y$, is $103 \text{ m}^2/\text{d}$. The correlation between T_{max} / T_{min} is 1,55. Hydraulic conductivity (K) is $4,6 \times 10^{-1} \text{ m/d}$ and $7,0 \times 10^{-1} \text{ m/d}$, and storativity (S) is $1,6 \times 10^{-3}$ and $8,4 \times 10^{-4}$, determined respectively at piezometers PPE-1G and PPE-2G, located at different directions from PE. Dye-tracer tests were also conducted, with injection in GAS and SGA, and collection in the GAS. The effective porosity was

determined, ranging from 18,8 to 20,3%. Several hydraulic tests were done in discrete depths in the SGA, in one well. The transmissivity (T) of small intervals ranges between 5×10^{-2} and $3 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{d}$. The highest T of individual features is always associated to sub-horizontal fractures. The drawdown curve showed double porosity behavior in the basalt, caused by vesicules and sub-vertical fractures connected to the sub-horizontal ones. Water samples were collected during all pumping tests, in the GAS, in two open wells in the SGA and in discrete zones in this aquifer, for hydrochemical analysis. Stable and radioactive isotope analysis (^3H , ^2H , ^{18}O , ^{13}C and ^{14}C) were done with selected samples, both from GAS and ASG. The fractured aquifer shows a hydrochemical evolution with depth, with $\text{Na}+\text{K}$ increase. Samples can thus be grouped as shallow (around 16 m depth), intermediate (around 25 m) and deep (around 55 m). The same groups are found in the stable isotope results, whereas the radioactive show an age increase with depth. Samples from GAS are isotopically and hydrochemically closer to the shallow waters from the SGA. It can thus be concluded that the connection between both aquifers is very limited, or not present, and water flow in the SGA is mostly horizontal and shallow.

Keywords: *Fractured Aquifer, Recharge, Conceptual Flow Model, Guarani Aquifer, Ribeirão Preto (SP)*

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo.....	vi
<i>Conceptual Flow Model for the Serra Geral Aquitard and the Guarani Aquifer System in Ribeirão Preto, SP</i>	viii
<i>Abstract</i>	viii
Sumário.....	x
Introdução à Tese	1
Objetivos Gerais.....	2
1. Uso de Obturadores Pneumáticos para a Realização de Testes Hidráulicos e Amostragem de Água Subterrânea em Profundidades Discretas	4
1.1 Resumo	4
1.2 Introdução	4
1.3 Descrição dos obturadores pneumáticos e equipamentos periféricos	6
1.4 Planejamento e preparação	12
1.5 Protocolo de procedimentos de campo.....	19
1.6 Determinação e interpretação de cargas hidráulicas	21
1.7 Execução e interpretação de testes de bombeamento	22
1.8 Execução e interpretação de slug-tests e testes de injeção	24
1.9 Execução e interpretação de amostragens.....	24
1.10 Conclusões.....	27
1.11 Agradecimentos	28
1.12 Nota dos autores	29
1.13 Referências bibliográficas	29
2. Localização de Fraturas na Formação Serra Geral Através de Levantamentos Geofísicos de Superfície	33
2.1 Resumo	33
2.2 Introdução.....	33
2.3 Localização e contexto geológico	34
2.4 Materiais e Métodos.....	36
2.5 Resultados.....	44
2.6 Conclusões	55

2.7	Agradecimentos	56
2.8	Referências bibliográficas	56
3.	Anisotropia e Confinamento Hidráulico do Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto (SP, Brasil).....	58
3.1	Resumo	58
3.2	Introdução.....	58
3.3	Localização e contexto geológico	59
3.4	Materiais e Métodos.....	61
3.5	Resultados	66
3.6	Conclusões	75
3.7	Agradecimentos	77
3.8	Referências bibliográficas	78
4.	Modelo Conceitual de Fluxo entre o Aquitarde Serra Geral e Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto – SP	80
4.1	Resumo	80
4.2	Introdução.....	80
4.3	Localização e contexto geológico	82
4.4	Materiais e Métodos.....	83
4.5	Resultados	89
4.6	Conclusões	116
4.7	Agradecimentos	118
4.8	Referências bibliográficas	119
	Conclusões gerais da tese	121
	Anexo 1 – Resultados das análises químicas	123

Introdução à Tese

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é um dos mais importantes e estratégicos mananciais de água potável do Brasil. Abastece parcial ou totalmente por volta de 500 cidades no Brasil (Foster *et al.* 2004), entre os quais grandes centros econômicos do sul e sudeste do país. Os basaltos da Formação Serra Geral, diretamente sobrepostos ao SAG, podem confinar ou permitir a recarga deste, dependendo de suas características físicas, como espessura, grau e tipo de fraturamento. Este conhecimento é de grande importância, pois interfere tanto na disponibilidade hídrica como na vulnerabilidade à poluição do SAG.

Gallo & Sinelli (1980) sugerem a existência de zonas altamente fraturadas no basalto na região de Ribeirão Preto, passíveis de permitirem a recarga do SAG. Outras importantes cidades paulistas, como Araraquara, São Carlos, Jaú e Bauru, as quais possuem um grande número de fontes potenciais de contaminação, também estão localizadas em faixa de basalto com espessura ao redor de 100 m. O principal objetivo do presente doutorado foi identificar a existência de fraturas no basalto que permitissem a drenagem, através do Aquitarde Serra Geral (ASG), para o SAG, 9 km ao sul de Ribeirão Preto – SP, em local onde os basaltos possuem ao redor de 100 m de espessura e não há influência do rebaixamento no SAG existente na cidade.

A presente tese é parte de um projeto maior, intitulado “A Formação Serra Geral como conexão hidráulica entre o Sistema Aquífero Guarani e a superfície: análise estrutural e ensaios *in situ*” (FRATASG), coordenado pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. O FRATASG contemplou, além dos métodos aqui descritos, cadastramento de poços, identificação de lineamentos em fotos aéreas e imagens de satélite em diferentes escalas, mapeamento detalhado das fraturas usando *scanlines*, e mapeamento geológico e estratigráfico local.

Este trabalho é apresentado na forma de artigos, portanto cada capítulo é individualmente compreensível, e correlacionado aos outros por meio de citações. Em ordem, os artigos apresentam (1) a descrição detalhada dos obturadores e dos equipamentos periféricos necessários para a execução de testes hidráulicos e amostragens em profundidades discretas, assim como os procedimentos e cuidados necessários, (2) a execução dos levantamentos geofísicos, para determinar as profundidades das diferentes camadas, detectar discontinuidades no basalto e

correlacioná-las com lineamentos, para a locação dos poços, (3) os testes de bombeamento e com traçador realizados em um poço de produção no SAG, com monitoramento em piezômetros construídos a poucas dezenas de metros deste, com aberturas no ASG e SAG, para estabelecer os parâmetros hidráulicos do SAG, a existência de anisotropia, e testar a conectividade entre os aquíferos, e (4) as perfilações, testes hidráulicos e amostragens de água em profundidades discretas realizadas e em poços abertos no ASG, em poço aberto e em piezômetro no SAG, para determinar o modelo conceitual de fluxo entre os dois sistemas.

O capítulo (3) foi submetido ao XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas (2010), como trabalho completo, e o resumo do capítulo (4) foi submetido ao 45º Congresso Brasileiro de Geologia (2010). Todos os artigos ainda serão submetidos a periódicos. Os capítulos (1), (3) e (4) serão traduzidos para o inglês, para receberem as contribuições dos co-autores estrangeiros.

Objetivos Gerais

O principal objetivo desta tese foi testar a existência de drenança através do Aquitarde Serra Geral (ASG) para o Sistema Aquífero Guarani (SAG), em local com espessura de aproximadamente 100 m de basaltos. Como consequência, diversos objetivos secundários foram alcançados durante sua execução:

- Construção de obturadores pneumáticos e adaptação de equipamento disponível para a realização de testes hidráulicos e amostragem em profundidades discretas.
- Localização de descontinuidades verticais expressivas no basalto através de levantamentos geológicos e geofísicos de superfície, para identificar prováveis conexões entre a superfície e o SAG. Os resultados desta etapa auxiliaram na locação dos poços perfurados no ASG, usados para os testes em profundidades discretas.
- Caracterização hidroquímica (íons maiores, menores, elementos traço e sílica) e isotópica (^3H , ^2H , ^{18}O , ^{13}C e ^{14}C) da água do SAG, e dos parâmetros hidráulicos do aquífero (condutividade hidráulica, K , armazenamento, S , e porosidade efetiva, n_{ef}). Teste de conectividade entre o ASG e SAG através de bombeamento em poço existente, com monitoramento em piezômetros abertos para os dois aquíferos, e injeções de traçador fluorescente.

- Análise de íons maiores, menores, elementos traço e sílica, e dos isótopos ^3H , ^2H , ^{18}O , ^{13}C e ^{14}C em amostras coletadas em profundidades discretas no ASG, e determinação dos parâmetros hidráulicos nestas profundidades, para a elaboração de um modelo conceitual de fluxo e datação da água deste aquífero.
- Elaboração dos modelos conceituais de fluxo para o SAG e ASG na região de Ribeirão Preto, com ênfase na interação entre os dois sistemas.

1. Uso de Obturadores Pneumáticos para a Realização de Testes Hidráulicos e Amostragem de Água Subterrânea em Profundidades Discretas

Wahnfried, I., Shapiro, A., Maldaner, C., Hirata, R., Fernandes, A.J.

1.1 Resumo

O presente trabalho descreve o uso de obturadores pneumáticos para amostragem de água, testes hidráulicos e medição de carga hidráulica em zonas discretas de poços isolados. São detalhados: (1) o equipamento necessário e mais adequado, (2) trabalhos de preparação que antecedem os testes, (3) a execução dos ensaios propriamente ditos e a interpretação dos resultados. O isolamento de porções do poço permite a coleta de amostras em pontos precisos do aquífero, a obtenção de parâmetros hidráulicos de fraturas em níveis específicos e a determinação de suas cargas hidráulicas, identificando fluxos naturais de água no poço aberto. A possibilidade de realizar testes de bombeamento e *slug-tests* sem alterações no equipamento permite a obtenção de parâmetros hidráulicos numa amplitude de várias ordens de grandeza. Estas características tornam o sistema de obturadores único.

1.2 Introdução

O fluxo de água em aquíferos fraturados é controlado pela geometria das fraturas, suas aberturas e preenchimentos, tornando-os heterogêneos. Suas características hidráulicas são de difícil interpolação, fazendo com que caminhos de fluxo preferencial sejam de difícil previsão (National Research Council, 1996). Qualquer estudo hidrogeológico neste tipo de aquífero, seja por motivação acadêmica, geotécnica ou ambiental, terá a necessidade de reconhecer, na escala adequada aos objetivos, as particularidades do sítio alvo, usando métodos específicos, muitas vezes distintos daqueles usados em aquíferos de porosidade primária. Exemplos de investigações abrangentes, usando múltiplas abordagens, com diferentes objetivos e em diversos tipos de rochas, são descritos em Cohen *et al.* (1996), Distinguin & Lavanchy (2007), Eaton *et al.* (2007), Hitchmough *et al.* (2007), Johnson *et al.* (2005), Lane *et al.* (2002), Le Borgne *et al.* (2007), Muldoon & Bradburry (2005), Van Meir *et al.* (2007), Wahnfried *et al.* (2010). Estes artigos mostram a necessidade de aplicação de uma grande variedade de métodos para

definir as características de interesse do meio, e como os resultados foram integrados para atingir os objetivos de cada trabalho. São usados, entre outros, levantamentos de superfície, como geológicos e geofísicos, e de poço, como perfilações geofísicas e de características da água, quantificação do fluxo e testes hidráulicos diversos. Todas estas investigações usaram obturadores pneumáticos para realizar testes hidráulicos, amostragem ou monitoramento. Trata-se, portanto, de uma ferramenta de grande importância em estudos de aquíferos fraturados, independentemente de seu objetivo.

É possível obter resultados equivalentes àqueles conseguidos com o uso de obturadores empregando outros equipamentos de operação semelhante, ou métodos distintos aplicados em conjunto. Mas os sistemas que utilizam obturadores são mais versáteis tanto na gama de testes possíveis como na abrangência de condições hidrogeológicas em que podem ser usados. Com poucas adaptações é possível realizar testes de bombeamento, slug-tests, injeção de traçadores, determinar diferenças de carga hidráulica, bem como coletar amostras representativas, em profundidades discretas. Lerner & Teutsch (1995) compararam os obturadores pneumáticos com *sock-samplers*, piezômetros dedicados, conjuntos de obturadores múltiplos, entre outros, e citam como pontos fortes do método aqui apresentado a alta versatilidade, a aplicabilidade em grandes profundidades, o isolamento eficiente de zonas, o baixo custo de aquisição, e o custo intermediário para operação. Citam como desvantagem a complexidade de aplicação, fazendo com que seu uso exija experiência prévia.

O objetivo deste artigo é descrever o equipamento construído no âmbito de um projeto de pesquisa do Instituto Geológico, da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, com base em um sistema desenvolvido pelo Serviço Geológico Americano – USGS (Shapiro, 2001), para o isolamento de intervalos discretos de poços. Também são descritos os procedimentos para uso do equipamento, oriundos da experiência prática dos autores e de exemplos da literatura, assim como os trabalhos prévios necessários e os procedimentos para sua aplicação em testes de bombeamento, *slug-tests*, amostragens e monitoramento de cargas hidráulicas naturais.

1.3 Descrição dos obturadores pneumáticos e equipamentos periféricos

A base comum a todas as configurações são os obturadores pneumáticos e o sistema de enchimento. Associados a sistemas específicos, eles permitem a execução de diferentes tipos de ensaios. Na tabela 1.1 são enumerados os equipamentos necessários para a realização de testes hidráulicos, amostragens e monitoramento de carga em intervalos discretos de poços. A figura 1.1 mostra o conjunto de equipamentos montado para realizar bombeamentos.

Tabela 1.1. Resumo dos sistemas necessários para 1) testes hidráulicos, 2) amostragens e 3) monitoramento de cargas hidráulicas com o uso de obturadores pneumáticos.

Sistema	Equipamento	Aplicação	
Obturadores	Obturador	1, 2 e 3	Isolamento de profundidades
	Guincho		Movimentação do conjunto de obturadores
Enchimento dos obturadores	Cilindros de gás ou compressor	1, 2 e 3	Enchimento dos obturadores
	Manômetros		Medição da pressão dos obturadores
	Válvulas		Enchimento seletivo de obturadores
	Tubos de pressão		Acesso da pressão aos obturadores dentro do poço
Bombeamento ou injeção	Bomba	1 e 3	Bombeamento
	Inversor de frequência ou registro		Regulagem da vazão de bombeamento ou de injeção
	Hidrômetro ou medidor de fluxo		Medição de vazão de bombeamento ou de injeção
Monitoramento de cargas hidráulicas	Transdutores de pressão	1, 2 e 3	Monitoramento contínuo de cargas hidráulicas nos níveis isolados
	Registrador de dados		Leitura dos dados dos transdutores
	Computador		Visualização e gravação dos dados dos transdutores

O conjunto é modular, permitindo a alteração da posição dos equipamentos, o uso de mais obturadores, o acoplamento de sistemas de medição de parâmetros *in-situ* e outros equipamentos de coleta de água. A possibilidade de enchimento individual dos obturadores permite uma maior flexibilidade de zonas testadas. Para amostrar ou testar toda a porção do poço localizada acima do obturador inferior com a configuração apresentada na figura 1.1, basta inflar este obturador, e deixar o superior vazio. Invertendo o enchimento dos obturadores, a porção inferior do poço pode ser bombeada. Se esta flexibilidade não for necessária nos testes planejados, é possível ligar as entradas de pressão dos obturadores em série, o que libera um dos tubos de passagem do obturador superior.

Figura 1.1. Conjunto com dois obturadores, bomba posicionada entre ambos, sistema de medição de cargas nos três níveis isolados, sistema de enchimento com gás e medição de pressão (P), e hidrômetro para medição de vazão (Q). Na foto, o conjunto está suspenso por um guindaste, antes de ser inserido em poço. Na figura os obturadores estão inflados, já posicionados em poço.

Obturador

Cada obturador pneumático tem com elemento principal um cilindro de borracha montado sobre uma estrutura de aço. O cilindro funciona como uma bexiga expansível, inflada através da inserção de ar ou de um gás sob pressão. A estrutura do obturador apresentado da figura 1.2 é um tubo de aço-carbono de 1" de diâmetro interno, através do qual pode passar a água em testes de bombeamento ou de injeção. Paralelos a este há quatro tubos metálicos de 3/8" de diâmetro interno, passando entre o tubo de 1" e o cilindro de borracha, que permitem a passagem de gás para inflar obturadores inferiores, do cabo elétrico da bomba, e de água, para a leitura de carga hidráulica das zonas inferior e intermediária (figura 1.1). O número de equipamentos posicionados abaixo do obturador superior, ou de níveis

monitorados, é limitado pela quantidade de tubos de passagem que atravessa os obturadores posicionados acima deles (figura 1.2).

Figura 1.2. Componentes do obturador pneumático. Há quatro tubos de passagem de 3/8" de diâmetro que servem como acesso aos intervalos intermediário e inferior do poço para o cabo elétrico da bomba, para a medição da carga hidráulica de níveis inferiores e para a passagem de gás para inflar obturadores inferiores de forma independente.

Cada obturador é fabricado para trabalhar em um diâmetro específico de furo, dentro de uma tolerância. O obturador apresentado foi construído para poços de 6", com variação no diâmetro do poço de aproximadamente 3/4", para mais ou para menos. A pressão necessária para inflar um obturador é específica para cada tipo de bexiga, dependendo do material do qual é feita e da espessura de sua parede. A pressão nominal de enchimento do obturador apresentado é de 80 psi (libra por polegada quadrada). Para calcular a pressão necessária para inflar o obturador dentro da água, é necessário somar à pressão nominal a pressão exercida pela coluna d'água acima do obturador, através da equação 1:

$$P_T = P_N + P_A \quad (1)$$

Sendo P_A a pressão ambiente, ou de coluna d'água, P_N a pressão nominal de enchimento da bexiga, e P_T a pressão de trabalho a uma dada profundidade abaixo do nível d'água. A P_T é suficiente para que a bexiga seja inflada até o diâmetro do poço e ainda exerça a pressão necessária nas paredes para garantir o isolamento.

Sistema de enchimento

O gás nitrogênio (N_2) é um meio barato e prático para inflar os obturadores, por ser inerte e amplamente disponível. Estas características fazem com que seja também utilizado em outros sistemas de amostragem de água subterrânea (e.g. Barcelona *et al.*, 1984, Bishop *et al.*, 1992, Cherry *et al.*, 2007, Muscalo, 2004).

Compressores de ar também podem ser usados, desde que haja filtros que garantam a ausência de óleo no ar comprimido. Os obturadores e seu sistema de enchimento são completamente estanques, impedindo contato da água com o gás ou ar, o que é imprescindível em amostragens.

Para controlar o enchimento e esvaziamento independente de dois obturadores, são usados três registros (figura 1.3a e b), além de um que controla a saída de gás do cilindro de nitrogênio. Dois controlam a passagem do gás para cada obturador e o terceiro controla o esvaziamento do sistema. A conexão entre os registros e os obturadores é feita por tubos plásticos de 3/8", que devem ter comprimento suficiente para a profundidade em que os obturadores serão empregados. Na figura 1.3b os tubos estão montados em um carretel, facilitando o manuseio em campo.

Figura 1.3. a) e b) Sistema de registros, manômetro e tubos de pressão para enchimento independente de dois obturadores. 1: entrada de gás a partir do cilindro, controlada por um registro posicionado neste; 2: registro para controle de enchimento dos obturadores inferior e superior; 3: registro de controle da saída do gás para o ambiente; M: manômetro para medir a pressão nos obturadores. Os tubos na figura b) são de 3/8", e estão montados em um carretel para facilitar seu manuseio ao descer o conjunto de obturadores no poço.

Bombeamento

O tipo de bomba a ser usado e sua capacidade devem ser adequados ao objetivo do teste e às características do meio. Os principais objetivos são amostragens, testes de bombeamento e remediações. Nos três casos, a bomba mais versátil é do tipo centrífuga submersível, com motor elétrico. A forma mais precisa e rápida para controlar a sua vazão é usando um inversor de frequência, que altera a frequência da corrente elétrica enviada à bomba, mudando sua rotação. Bombas

centrífugas extraem a água de modo contínuo, sem golpes como aqueles típicos de bombas de pistão, tornando-as mais adequadas à realização de testes de bombeamento. Mas caso o objetivo da investigação não seja compatível com o uso de uma bomba centrífuga, com pequenas adaptações, vários outros métodos podem ser usados em conjunto com obturadores, desde *bailers* a bombas de bexiga. Além do tipo de bomba, é necessário escolher sua vazão nominal. Esta deve ser adequada à transmissividade do aquífero nos intervalos a serem ensaiados. Uma vazão excessiva rapidamente crivará a bomba, impedindo a interpretação dos dados de rebaixamento, e poderá aumentar a turbidez da água, gerando um viés amostral para alguns contaminantes (Puls & Powell, 1992). Uma vazão muito baixa não causa distúrbio hidráulico suficiente no aquífero para permitir a interpretação dos dados de rebaixamento, aumenta o tempo de purga do poço e, no caso de uma bomba centrífuga, pode impactar a concentração de alguns solutos por causa de aquecimento da água (Oneacre & Figueras, 1996). Usada com discernimento, a bomba centrífuga permite a coleta de amostras representativas para a maior parte dos parâmetros usualmente requeridos em áreas contaminadas. Isto é detalhado no item *Execução e interpretação de amostragens*. Com a escolha de uma bomba adequada é possível conduzir testes hidráulicos e amostragens em sequência, sem a necessidade de trocar a bomba, reduzindo o tempo em campo.

Outro aspecto técnico a ser considerado é a altura manométrica que precisa ser vencida pela bomba. Em uma zona de baixa transmissividade e nível d'água profundo, será gerada uma grande redução da carga hidráulica no intervalo bombeado para que a água seja extraída do poço, que pode extrapolar o limite da bomba.

Sistema de medição de cargas hidráulicas

Qualquer que seja o objetivo do teste, é imprescindível ter leituras instantâneas de carga hidráulica (CH) em todos os intervalos isolados dentro do poço. Variação instantânea de CH nos níveis que não estão sendo ensaiados é indício da existência de “curto circuito” hidráulico, causado por falha do equipamento ou má vedação da bexiga na parede do poço, prejudicando a qualidade tanto de amostragens quanto de testes hidráulicos. Portanto, sem visualização das CHs em tempo real não é possível checar ou garantir o isolamento dos intervalos. É possível realizar as medições manualmente, porém isto é pouco prático e mais suscetível a

erros. O ideal é usar um sistema automatizado, como transdutores de pressão conectados a um registrador de dados (*datalogger*), enviando os dados diretamente a um computador, permitindo visualizá-los já na forma de gráfico de CH em função de tempo. A obtenção dos dados através de computador permite calcular, ainda no campo, os parâmetros hidráulicos, o que melhora as chances de determinar inconsistências nos dados (Le Borgne *et al.*, 2007). O custo de refazer algumas sequências de testes por causa de problemas não detectados durante a execução pode ser equivalente ao investimento necessário em equipamentos para ter a leitura das cargas em tempo real.

O uso de transdutores de pressão requer a escolha do modelo adequado aos testes em que será usado. Seus fundos de escala (FE) devem ser apropriados às variações de CH esperadas, tanto mínimas quanto máximas, uma vez que a resolução de leitura de um transdutor é função de seu FE. Por exemplo, o transdutor que será usado no intervalo bombeado deve ter FE grande para comportar a variação de CH esperada, possivelmente de alguns metros de coluna de água, e aqueles usados nos intervalos não bombeados devem ter FE pequeno, para ter resolução suficiente para detectar pequenas variações de CH, possivelmente de milímetros a poucos centímetros de coluna de água. Para ter a leitura instantânea das CHs os modelos usados devem ter comunicação direta com a superfície.

Sistema de medição de vazão para teste de bombeamento ou de injeção

É imprescindível ter uma medição constante da vazão em ensaios hidráulicos. A qualidade dos resultados dependerá diretamente da sua precisão. A vazão diminui em função da diminuição da carga hidráulica (CH) no intervalo bombeado. Intervalos obturados não permitem a redução do armazenamento de água em seu interior, como acontece em poço abertos. A água é extraída imediatamente das fraturas. Se a transmissividade for baixa, o que é comum em intervalos pouco extensos, haverá um rebaixamento abrupto. As soluções analíticas mais simples para a interpretação de testes de bombeamento pressupõem vazão constante. É possível corrigir matematicamente variações da vazão, mas isto diminui a precisão dos resultados. Como o monitoramento do nível dinâmico é realizado no poço de bombeamento quando são usados obturadores, as oscilações de CH causadas pelas variações de vazão são grandes, aumentando seu impacto nos resultados. Portanto, no início do bombeamento, quando há tendência de diminuição da vazão por causa do

rebaixamento, é importante ter uma forma rápida de leitura de vazão, permitindo correções rápidas. O ideal são medidores automáticos, que apresentam valores instantâneos de vazão. Orifícios calibrados permitem uma checagem visual rápida, também sendo adequados. Hidrômetros sem leitura instantânea requerem a necessidade de cronometrar o tempo, sendo menos eficientes. A necessidade de controle da vazão se aplica a testes de injeção.

Nas amostragens de água com bomba centrífuga submersível, o controle da vazão é importante para não causar turbulência excessiva e tampouco aquecimento da amostra. Conhecer o volume bombeado também é necessário para garantir que a amostra extraída não provenha de água estagnada no poço. Este controle não precisa ser feito com uma frequência tão alta quanto em testes hidráulicos, e medições usando recipientes de volume conhecido, por exemplo, são suficientes.

1.4 Planejamento e preparação

A investigação de sistemas naturais complexos é facilitada quando os ensaios são focados em questões específicas. Em hidrogeologia, estas questões devem ser elaboradas com base em um modelo conceitual do aquífero. Em aquíferos fissurais a passagem da água ocorre através de fraturas, fazendo com que a identificação de sua localização, atitude e interconectividade sejam primordiais para fazer inferências sobre o fluxo e transporte de contaminantes (Shapiro & Hsieh, 1993) e, deste modo, para elaborar seu modelo conceitual. Portanto, levantamentos prévios, tanto de escritório quanto de campo, são imprescindíveis para o planejamento dos testes com obturadores, e também para interpretar os seus resultados. Colocando de uma forma mais prática, os levantamentos que antecedem os testes ou coletas têm três objetivos. O primeiro é a elaboração do modelo conceitual hidrogeológico prévio, com a distribuição espacial das litologias, suas características hidrogeológicas e correlações. Direções de grupos de fraturas e esforços tectônicos atuais são indícios de direções preferenciais de fluxo, e devem ser levados em conta. O segundo é o planejamento dos ensaios, em termos de: (a) tipo, quantidade e localização dos testes, inclusive definindo a necessidade de perfurar novos poços, (b) determinação do posicionamento dos obturadores dentro do poço de modo a ensaiar as zonas de interesse e evitar locais de risco (e.g. zonas com paredes muito irregulares, ou alargadas) e (c) preparação de equipamento adequado. A compilação e a síntese dos conhecimentos prévios permitem focar os esforços de campo em atividades com

maior possibilidade de êxito. Normalmente não há tempo e dinheiro suficientes para testar todas as fraturas que cruzam um poço. Se o objetivo é coletar amostras de água, ou realizar testes de bombeamento, é necessário escolher as fraturas com probabilidade maior de serem ativas hidráulicamente, e de terem a maior transmissividade. Para a realização de *slug-tests*, devem ser escolhidas as prováveis zonas de baixa transmissividade. O terceiro objetivo é ampliar o espectro de conclusões possíveis com as investigações, usando complementaridade e redundância de informações.

As limitações técnicas do sistema de obturadores devem ser consideradas no planejamento dos ensaios. Estas são: os diâmetros máximo e mínimo de operação, a máxima profundidade de operação abaixo do nível d'água em função da pressão máxima suportada pelo sistema pneumático, altura manométrica máxima da bomba, vazões máxima e mínima da bomba, vazão máxima de injeção, fundo de escala dos transdutores de pressão e distâncias máxima e mínima entre obturadores. Não deve haver fraturas muito abertas ou rugosidade excessiva nas paredes do poço, por causa do risco de rompimento das bexigas. Algumas feições, como longas fraturas verticais, não oferecem risco aos obturadores, mas podem não permitir o completo isolamento das profundidades. Em aquíferos sedimentares, camadas que permitam a passagem da água pela lateral do obturador, e que tenham espessura quase igual ou maior do que seu comprimento, também não são apropriadas para o seu posicionamento. Portanto, algumas informações dos poços são imprescindíveis para o uso de obturadores. O diâmetro, profundidade, nível d'água, e avaliação do acesso ao poço, importante pelo fato de os obturadores necessitarem de um guindaste para serem erguidos, são facilmente obtidas. Mas variações abruptas de diâmetro do poço, e a identificação precisa de atitudes e profundidades de fraturas dentro deste somente são obtidas através de investigações específicas. Outras informações, como identificação de zonas hidráulicamente ativas e direção de fluxo, apesar de não serem fundamentais, auxiliam muito no planejamento dos trabalhos. Uma lista abrangente de métodos para a detecção e caracterização de fraturas, em superfície e dentro de poços é mencionada em National Research Council (1996), e alguns exemplos de aplicações em hidrogeologia são descritos em Cohen *et al.* (1996), Haeni *et al.* (2001), Johnson & Williams (2003), Johnson *et al.* (2005), Lane *et al.* (2002), Muldoon & Bradbury (2005), Paillet (1994), Shapiro & Hsieh (1993) e Van

Meir *et al.* (2007). A seguir são brevemente abordadas perfilagens em poços que geram os dados imprescindíveis ou simplesmente úteis para trabalhos com obturadores.

Compilação e síntese de conhecimentos geológicos e hidrogeológicos

Esta etapa deve ser iniciada com a compilação de informações geológicas e hidrogeológicas prévias, podendo ser seguida por trabalhos de campo como levantamento de fraturas e de dados geométricos e geológicos das unidades aquíferas. Deve ser feita neste estágio a aquisição de informações dos poços existentes tais como diâmetro, profundidade, nível estático, espessura do manto inconsolidado, vazão, e presença de bomba, permitindo a seleção de poços para realização dos testes, ou auxiliando na locação de novos poços. Informações sobre a transmissividade dos aquíferos a serem ensaiados ajudarão na definição do tipo de testes e equipamentos a serem usados.

Perfilagens de poços

As perfilagens de poços são necessárias para a definição das profundidades exatas dos obturadores no poço, em cada teste. Abaixo são descritos o imageamento acústico e ótico da parede do poço, e perfilagens de direção, velocidade de fluxo, de temperatura e de condutividade elétrica da água. Os imageamentos acústico e ótico são imprescindíveis quando o objetivo do teste é uma caracterização detalhada do aquífero, permitindo a correlação entre atitudes de fraturas e seus parâmetros hidráulicos, ou com as características físico-químicas da água. A perfilagem de calibre (*caliper*) é fundamental para determinar as profundidades onde o diâmetro do poço não é apropriado para a colocação dos obturadores. Mas o método não será descrito por já ser amplamente conhecido, por ser de fácil interpretação, e pelo fato de o imageamento acústico também produzir o mesmo resultado, com alta resolução (Williams & Johnson, 2004). Interpretações detalhadas de dados de perfilagens são apresentadas em Keys (1990), Paillet (1994, 1995) e Paillet & Ollila (1994).

a) Imageamento acústico (Acoustic televiewer - ATV)

O ATV, também chamado de borehole televiewer (BHTV), gera uma imagem contínua, orientada e plana da parede do poço, da qual o caráter, a relação e a

orientação de feições litológicas e planares podem ser definidas (Williams & Johnson, 2004). A resolução do registro depende de vários fatores, como diâmetro do poço e rugosidade da parede. Em condições ideais pode ultrapassar 0,8 mm (Keys, 1990). Normalmente duas saídas de dados são registradas. Uma mostra variações de amplitude da onda, e outra, de tempo de trânsito, e são apresentadas como imagens planas, com a orientação com relação ao Norte no eixo x, permitindo a determinação precisa das atitudes das fraturas atravessadas pelo poço (figura 1.4). Hamm *et al.* (2007) concluiu que a variação da condutividade hidráulica do aquífero é mais consistentemente correlacionada às atitudes de fraturas obtidas com ATV do que àquelas obtidas em amostras indeformadas. O ATV só pode ser usado dentro da água, ou em lama de baixa densidade, e precisa ficar centralizado no poço. Normalmente somente poços sem revestimento podem ser imageados, mas equipamentos de multi-eco conseguem registrar as paredes do furo por trás de revestimentos de plástico (Williams & Johnson, 2004). Fraturas interceptando o poço aparecerão como uma linha escura na imagem de amplitude, e uma linha clara na imagem de tempo de trânsito (figura 1.4). Fraturas com preenchimento não são visíveis na imagem gerada por tempo de trânsito, mas serão detectadas na imagem de amplitude de onda (Hearst & Nelson, 1985).

A espessura relativa da imagem gerada de fraturas pode ser correlacionada de forma qualitativa à abertura destas na superfície da parede do poço (Paillet, 1994), mas esta espessura pode não ser contínua dentro do meio e, portanto, não há uma boa correlação com a transmissividade. O desvio do poço em relação à vertical, bem como a ovalização da seção do poço também são registradas. A ovalização permite a determinação da orientação dos esforços máximos horizontais atuais, pois pode ser produzida pela sua atuação. Estes esforços são correlacionáveis à direção de fraturas mais transmissivas (Paillet, 1994).

Figura 1.4. Imagens da parede de um poço realizadas com o método acústico (ATV, ou BHTV). Descontinuidades como fraturas aparecem como linhas claras na imagem gerada por variação de tempo de trânsito da onda, e como linhas escuras na imagem de amplitude da onda. A forma das linhas se deve à geometria da imagem, que são usadas para determinar a direção do mergulho (θ), e seu ângulo baseado na extensão de b .

b) Imageamento ótico (Optical Televiewer - OTV)

Existem vários tipos de imageadores óticos. O mais apropriado para aplicações geológicas e uso de obturadores gera uma imagem de alta resolução contínua, plana e orientada com relação ao Norte, permitindo determinar a atitude das fraturas. Foliações, acamamentos e tipos de litologia são identificáveis, e é possível inferir a abertura relativa das fraturas na superfície da parede do poço e a existência de preenchimentos. Feições de baixo contraste, como pequenas fraturas em rocha escura, podem ser de difícil identificação. Sedimentos, oxidação, ou atividades biológicas, que obscureçam as paredes do poço, podem diminuir a qualidade da imagem (Johnson *et al.*, 2005). Quando há turbidez, o método acústico é mais adequado (Williams & Johnson, 2004).

No Brasil é mais comumente realizada a filmagem, e não o imageamento, do poço através de uma câmera que possui uma lente do tipo olho de peixe, com grande ângulo de visada, montada sobre uma base rotativa e pivotante, comandada a partir da superfície. Ao descer, a câmera fica orientada na vertical, filmando a porção inferior do poço. Para registrar feições específicas, sua descida é interrompida, e ela é posicionada na horizontal, girando 360° para registrar toda a

circunferência do furo. O produto deste método é uma gravação que não pode ser impressa como um perfil contínuo do poço, dificultando a determinação da profundidade das feições. Esta filmagem não possui orientação com relação ao Norte, impedindo a determinação da atitude das fraturas. A distorção causada pela lente olho de peixe dificulta a visualização da abertura de fraturas. A resolução da imagem é baixa, dificultando a detecção de pequenas fraturas e de variações litológicas. Por estas razões, a filmagem não substitui os imageamentos mencionados acima, não sendo recomendada como base para usar obturadores.

c) Direção e velocidade de fluxo da água no poço

Este perfilador, também denominado *flowmeter*, mede o sentido e a velocidade do fluxo vertical de água dentro do poço. Há vários tipos de *flowmeters*, como o mecânico, com maior fundo de escala e menor precisão, o laser Doppler e o de pulso de calor, ambos de maior precisão (Williams & Peck, 2007). Sua aplicação permite detectar e quantificar as entradas e saídas de água no poço, que são possíveis zonas de interesse para ensaios com obturadores. Se as feições transmissivas tiverem a mesma carga, não ocorrerá fluxo no poço, mas elas podem ser detectadas usando o *flowmeter* durante um bombeamento, uma vez que a água sairá de todas as zonas transmissivas (Johnson *et al.*, 2005). Como o diâmetro do poço pode influenciar no cálculo do fluxo vertical obtido pelo *flowmeter*, é importante realizar perfilagens com caliper ou ATV para interpretar os dados deste método. Testes com *flowmeters* permitem também a determinação relativa das transmissividades (Paillet, 1995), e com a aplicação de modelos numéricos é

possível quantificar a transmissividade de cada zona (Paillet, 1998 e 2000), mas com menos precisão do que em testes hidráulicos com obturadores.

d) Temperatura e condutividade elétrica da água

O objetivo das perfilagens de resistividade elétrica e temperatura da água é indicar a existência de fluxo desta dentro do poço, possibilitando a localização de intervalos hidráulicamente ativos. É redundante, portanto, com parte dos resultados do *flowmeter*. Feições hidráulicamente ativas são notadas quando há mudanças súbitas na temperatura ou condutividade elétrica, indicando entrada ou saída de água. Zonas situadas entre uma entrada e uma saída de água terão estabilidade de ambos os parâmetros, causada pela homogeneização da água (figura 1.6). A água em contato com o ar é influenciada pela temperatura deste. Em poços sem fluxo natural de água, sua temperatura será controlada pelo gradiente geotérmico, que em situações normais varia entre 0,016 a 0,02°C/m (Keys, 1990).

Figura 1.6. A porção mais rasa da perfilagem está em contato com o ar, que aquece a água. Na zona a), entre 23,7 e 36,7 m, a condutividade elétrica (C.E.) é constante. A temperatura também é constante, porém entre profundidades um pouco maiores. A diferença é causada pela baixa resolução da sonda utilizada. A estabilidade dos parâmetros indica a ocorrência de homogeneização da água, causada pela existência de fluxo de água através do poço. Há, portanto, uma entrada e uma saída nas profundidades onde ocorre a mudança da C.E.. Acima da zona a) também há um intervalo com água homogênea, mas não foram encontrados indícios de fluxo. Na zona b) a temperatura segue o gradiente geotérmico da região, de 0,021 °C/m, indicando não haver fluxo natural de água (Wahnfried *et al.* 2010).

Também é possível usar estas duas perfilagens para realizar ensaios simples com o intuito de determinar o sentido e velocidade aproximada do fluxo de água no poço, com injeção de pulsos de soluções com sal, mais condutivas, ou injetando a solução ao longo de todo o poço e realizando perfilagens consecutivas em diferentes momentos (Keys, 1990).

Integração dos dados e planejamento das atividades com obturadores

Dados sobre a geologia, hidrogeologia, fraturas e informações de poços são melhor visualizados em mapas e seções. A melhor maneira de visualizar as perfilações é colocando-as lado a lado, com mesma escala vertical, ressaltando as principais feições identificadas nelas. Toda a informação disponível deve ser usada para a elaboração de um modelo conceitual de fluxo preliminar, que servirá como base para o planejamento dos ensaios. Algumas descrições detalhadas de estudos hidrogeológicos que mostram a integração de dados são Johnson *et al.* (2005), Lane *et al.* (2002), Shapiro *et al.* (1999), Williams & Paillet (2002) e Wahnfried *et al.* (2010). O planejamento vai definir as profundidades a serem ensaiadas e sua ordem de execução em função de prioridade e tipo de equipamento necessário para cada teste. Os trabalhos devem ser priorizados por ordem de importância de objetivos e de profundidades de maior interesse. Amostragem para a determinação da provável origem de uma contaminação, bem como determinação de transmissividade máxima, e de conectividade entre poços, por exemplo, podem ser concentradas nas zonas hidráulicas mais ativas. Fraturas que estejam no prolongamento de uma provável fonte de contaminação também podem ser bombeadas prioritariamente. Já ensaios para testar a existência de zonas confinantes devem ser realizados onde não houve indício de atividade hidráulica. É aconselhável criar uma planilha eletrônica contendo todos os dados do planejamento de profundidades a serem ensaiadas, e a serem evitadas para a colocação dos obturadores. Assim é possível organizar os testes em conjuntos que usarão a mesma distância entre obturadores, eliminando manobras desnecessárias. A planilha pode incluir o cálculo da pressão de enchimento das bexigas em cada profundidade, em função do nível d'água estático medido no momento da realização do ensaio. Antes de realizar amostragens em áreas contaminadas é necessário estabelecer aproximadamente o volume a ser bombeado, para que a água tenha destinação adequada.

1.5 Protocolo de procedimentos de campo

Trabalhos com obturadores envolvem uma longa sequência de procedimentos. Estabelecer um padrão para as atividades reduz a chance de ocorrerem erros, e quando estes ocorrerem, serão mais facilmente identificáveis. Permite também uma redução do tempo necessário para os ensaios, pois a equipe envolvida conhece a sequência de passos, e melhora a qualidade e comparabilidade

dos resultados. Toda variação imprevista dos dados, como pressão dos obturadores, carga hidráulica dos níveis obturados, oscilação da vazão, entre outros, deve ser anotada. As razões podem ser identificadas posteriormente, e correções dos dados ou a desconsideração dos resultados podem ser necessárias. Na figura 1.7 é apresentado um fluxograma simplificado para a realização de testes com obturadores.

Figura 1.7. Fluxograma simplificado de procedimentos para a execução de ensaios com obturadores.

A primeira atividade a ser realizada no campo é a medição do nível d'água estático (NE). A partir dele será determinada a pressão que será usada nos obturadores. Este será também o nível de referência usado para determinar a recuperação do nível dinâmico depois da realização de testes hidráulicos. Novas medições devem ser feitas após cada bombeamento longo. Após a conexão dos obturadores aos equipamentos periféricos, e antes de inseri-los no poço, todos os sistemas devem ser checados: obturadores e sistema de enchimento, transdutores, suas conexões e gravação de dados, sistema de medição de vazão e funcionamento da bomba. O enchimento das bexigas pode ser testado com baixa pressão, do lado de fora do poço, checando seu funcionamento visualmente, e dentro do revestimento do poço, usando sua pressão nominal, para submeter todo o sistema a uma pressão próxima à de trabalho. Durante os ensaios a pressão dos obturadores precisa ser mantida constante, e por isso sempre deve ser checada. Caso um vazamento lento ocorra, que não afete o ensaio em curso, é possível manter os obturadores inflados mantendo um fluxo contínuo de gás. O monitoramento das cargas nos intervalos não bombeados deve ser constante. Alterações abruptas, ou que ocorrerem logo no início do bombeamento, estão ligadas ao mau isolamento das profundidades, ou a uma falha do equipamento. Por isso é importante fazer um curto bombeamento, ou injeção, antes de qualquer teste de longa duração, seja de bombeamento ou monitoramento de cargas hidráulicas. Uma pequena alteração da profundidade dos obturadores pode ser realizada para uma nova tentativa. Uma regra simples que deve ser aplicada a trabalhos com obturadores é sempre checar primeiro as possíveis causas de falhas cuja verificação seja mais simples, mesmo que não pareçam ser as mais prováveis. Se o vazamento persistir, a causa pode estar nos obturadores, e todo o conjunto precisa ser retirado para checagem. Já variações que ocorrem depois de um tempo um pouco mais longo de bombeamento, como alguns minutos, indicam uma conexão através do próprio aquífero, o que é um resultado importante.

1.6 Determinação e interpretação de cargas hidráulicas

A estabilização completa de cargas hidráulicas (CHs) em intervalos discretos, após seu isolamento, pode demorar de minutos a meses, dependendo da transmissividade e diferença de CH entre os intervalos. A princípio, somente com a estabilização completa das CHs é possível interpretar inequivocamente a direção de

fluxo dentro do poço. Mas em situações onde as CHs dos níveis isolados seguem tendências distintas, ou seja, um nível tem aumento de CH enquanto o outro apresenta diminuição, também não haverá dúvidas quanto à interpretação da direção de fluxo. No ensaio apresentado na figura 1.8 foram usados dois obturadores, isolando três níveis. O nível inferior possui CH maior do que o nível estático medido no poço aberto, convencionado como zero no gráfico, o que mostra haver potencial de entrada de água, através de uma fratura localizada neste nível, para o poço. A CH da porção inferior também é maior do que aquela dos outros dois níveis, indicando a existência de fluxo ascendente para a porção intermediária e, se não houver uma fratura na zona intermediária que permita a saída de todo o fluxo, ao menos uma parte dele continuará para a porção superior. Como não houve tempo suficiente para que as CHs estabilizassem antes do início do bombeamento, não é possível inferir ao certo a correlação entre os níveis intermediário e superior. O fluxo vertical no poço não pode ser quantificado com a medição das CHs.

Figura 1.8. Quatro fases de um teste com monitoramento de cargas em três níveis, seguido de bombeamento. a) Aumento das cargas causado pelo enchimento dos dois obturadores. b) Curto bombeamento para checagem de isolamento. Não há reflexo nos outros intervalos, indicando bom isolamento. c) Estabilização das cargas. d) Início do bombeamento na porção intermediária. O zero (0) é o nível estático medido com o poço aberto. Unidade: mca (metros de coluna d'água).

1.7 Execução e interpretação de testes de bombeamento

Antes do início de longos testes de vazão é apropriado realizar um curto bombeamento para definir a vazão ideal a ser usada. Se não for usada uma válvula anti-retorno, e não houver muita extração de água do poço neste curto bombeamento, a recuperação da carga será quase instantânea, não aumentando substancialmente a duração total do teste de bombeamento. Se houver um rebaixamento significativo, com extração de água, a recuperação pode ser demorada, e a vantagem de realizar o bombeamento curto pode não compensar. A

vazão a ser usada durante o teste deve ser suficientemente grande para causar um rebaixamento significativo, permitindo uma interpretação precisa dos dados, sem, contudo reduzir demasiadamente a carga hidráulica do intervalo a ponto de ultrapassar o limite de leitura do transdutor, ou de altura manométrica da bomba.

Os procedimentos de campo para testes de bombeamento, *slug-tests* e testes de injeção com obturadores são iguais àqueles utilizados em poços abertos. Um cuidado que deve ser observado para testes de injeção, e *slug-tests* que usem a inserção de água, é não realizá-los antes de amostragens. Caso isto não seja possível, é imprescindível usar algum tipo de um traçador na água injetada, e separar amostras desta para análises. Assim sua influência na composição da água coletada poderá ser identificada.

A escolha do modelo analítico a ser usado para a interpretação de testes de bombeamento realizados com obturadores deve ser feita da mesma forma como em testes executados em poços abertos. Deve ser levada em conta a duração do ensaio, ou seja, se o rebaixamento ainda estava ocorrendo em estado transiente ou se alcançou estado estacionário (ou pseudo-estacionário), o modelo conceitual de fluxo, e as características do teste, como localização dos pontos de medição. As soluções analíticas para o estado transiente exigem o ajuste dos dados a uma curva-tipo, o que auxilia na escolha do modelo conceitual de fluxo. Kruseman & de Ridder (1991, p. 49 e 50) apresentam curvas-tipo características de diferentes situações hidrogeológicas. Os métodos de interpretação para testes em estado estacionário são mais simples de usar, mas estão sujeitos a duas fontes de erros. Quando aplicados a testes de curta duração, o rebaixamento pode ainda não ter alcançado o estado estacionário. E em certas situações de fluxo, somente estados pseudo-estacionários serão alcançados. Em ambas as situações a transmissividade será superestimada. Portanto, o resultado obtido deve ser considerado como uma estimativa aproximada, com precisão apenas de ordem de grandeza (National Research Council, 1996, p. 260). Soluções analíticas que levam em conta a presença de heterogeneidade e anisotropia precisam de vários pontos de observação do rebaixamento, fora do poço bombeado. Isto limita as soluções que podem ser empregadas para testes com obturadores nos quais a medição do nível dinâmico é realizada no poço de bombeamento. Alguns exemplos são apresentados em Kruseman & de Ridder (1991).

A influência de armazenamento no poço nos dados de rebaixamento somente precisa ser verificada quando o intervalo bombeado possui superfície livre, ou seja, quando a água contida nele está em contato com a atmosfera. Em gráfico de rebaixamento em função de tempo, ambos em escala logarítmica, a influência do armazenamento gerará uma reta com inclinação unitária no início do teste. Esta porção dos dados não deve entrar na interpretação. Nestes casos, e em testes com muita oscilação de vazão em tempo inicial, o resultado será mais preciso fazendo a interpretação dos dados de recuperação.

1.8 Execução e interpretação de slug-tests e testes de injeção

Slug-tests devem ser interpretados usando as soluções aplicadas em aquíferos isotrópicos e homogêneos, como Bouwer & Rice (1976), Cooper *et al.* (1967) e Hvorslev (1951). Shapiro & Hsieh (1998) comparam os resultados de *slug-tests* realizados em poços abertos em rocha cristalina, com os de testes de injeção em porções obturadas. Os autores determinaram que a somatória das transmissividades dos testes de injeção estava dentro de uma ordem de magnitude dos slug tests. No entanto, *slug-tests* apenas permitem o teste em um volume pequeno do aquífero, e a extrapolação dos resultados deve ser feita criteriosamente, sempre considerando a conformação hidrogeológica.

Testes de injeção podem ser interpretados como testes de bombeamento. Assim os mesmos cuidados devem ser tomados na escolha da solução mais adequada para o tipo de aquífero e sua geometria. Uma solução específica para determinar a transmissividade de uma fratura horizontal com testes de injeção que alcançam estado estacionário é apresentada por Barker (1981). Shapiro & Hsieh (1998) comparam os resultados de testes de injeção de curta duração interpretados através da solução de Thiem (1906), que pressupõe fluxo radial divergente em estado estacionário, com *slug-tests*, realizados em um aquífero fraturado, e mostram que os resultados obtidos não apresentam diferença maior do que uma ordem de magnitude.

1.9 Execução e interpretação de amostragens

A amostragem com obturadores é realizada para garantir que a água obtida seja representativa de uma determinada fratura ou intervalo do aquífero. As interpretações dos resultados hidroquímicos são feitas com base neste pressuposto.

Para garantir a representatividade, porém, alguns cuidados devem ser tomados. Em um poço aberto, as fraturas com carga hidráulica (CH) inferior à do poço são pontos de saída, ou seja, constantemente receberão água e, portanto, terão uma forte influência hidroquímica da água das fraturas com CH maior do que a do poço aberto. Para conseguir uma água representativa do estado original destas fraturas, antes da influência do poço, é necessário manter os intervalos isolados logo após sua perfuração. Se isto não for feito, ainda é possível remover a água misturada usando obturadores. A remoção pode ser ativa ou passiva, ou seja, com ou sem bombeamento. O tempo de remoção, em geral, é menor no primeiro método (Lerner & Teutsch, 1995). A extensão do impacto causado pela presença do poço e, conseqüentemente, o tempo de bombeamento necessário para a remoção da água não representativa, depende do tempo em que este permaneceu aberto, das propriedades hidráulicas e de transporte de solutos das fraturas que interceptam o poço, das condições ambientes de fluxo na formação, da porosidade primária da rocha e da capacidade de difusão de solutos na porosidade primária (Shapiro, 2002). Já as zonas com CH superior à do poço aberto são pontos de entrada de água, e por isso não são quimicamente afetadas por este. Para obter uma amostra representativa é necessário remover pelo menos um volume de água contido no intervalo isolado, e aguardar a estabilização dos parâmetros físico químicos da água, como condutividade elétrica, oxigênio dissolvido, potencial de oxi-redução (Eh), turbidez, pH e temperatura.

O tamanho do intervalo obturado também influenciará na representatividade da amostra. Obturadores podem ser usados para isolar extensões de menos de um metro a vários metros, dependendo dos objetivos e do trabalho de amostragem. Mas amostrar intervalos longos, que sejam cruzados por várias fraturas, poderá trazer as mesmas ambigüidades de origem da água típicas de amostragens realizadas em poços abertos, além de gerar a necessidade de extrair uma quantidade maior de água até que esta seja representativa das fraturas obturadas. Após a extração da água armazenada no intervalo, a água bombeada será uma mistura proveniente de todas as fraturas compreendidas neste, cuja proporção é função da transmissividade e carga de cada fratura individual, independentemente da distância de cada uma em relação à bomba (Shapiro, 2002). O autor menciona que, nestas condições, o

momento da coleta definido somente com base na estabilização de parâmetros físico químicos pode não garantir a coleta de água representativa da zona isolada.

Em intervalos com superfície de água livre, ou seja, quando somente um obturador for usado e a porção acima dele for bombeada, a água inicialmente extraída provém inteiramente de armazenamento do poço. Shapiro (2002) mostra que é possível determinar o momento em que a influência do armazenamento do poço cessa plotando o rebaixamento em função de tempo em um gráfico bi-logarítmico. A inclinação da reta de rebaixamento no início do bombeamento é igual a um (1) durante o período em que há influência do armazenamento. Em intervalos sem superfície livre, o início do bombeamento causa entrada imediata de água das fraturas.

Bombas centrífugas submersas podem influenciar a qualidade das amostras, caso não sejam tomadas certas precauções. Neste equipamento a água bombeada refrigera o motor, conseqüentemente aumentando a temperatura da água, impacto que é mais significativo com baixas vazões. O aumento de temperatura diminui a solubilidade de gases na água, o que pode induzir a uma alteração do pH e Eh, assim causando a precipitação de carbonatos e metais dissolvidos, além de reduzir a solubilidade de compostos orgânicos voláteis (VOC's) (Nielsen & Nielsen, 2006). Comparando uma bomba de bexiga e uma centrífuga de baixa vazão (modelo Redi-Flo2, Grundfos), Oneacre & Figueras (1996) mediram uma temperatura 0,7°C superior na amostra obtida com a segunda, usando uma vazão de 0,2 L/min. Mas os autores concluíram que o aumento de temperatura da amostra causado pela bomba centrífuga de baixa vazão não é um problema sério em amostragens. Usando uma vazão um pouco maior, de 0,3~0,5 L/min, Pohlmann (1994) não encontrou diferenças na concentração de oxigênio dissolvido, metais traço, ou de pH, ao comparar amostras obtidas com uma bomba de bexiga e uma centrífuga de baixa vazão, mas menciona um leve aumento de temperatura. Puls & Paul (1995) também não detectaram diferenças nas concentrações de tricloroetileno, cis-dicloroetileno, metais maiores, cromo hexavalente e turbidez, em amostras coletadas aplicando procedimentos de baixa vazão definidos em Puls & Powell (1992) e Puls *et al.* (1992), com bombas de bexiga (marca QED) e centrífuga de baixa vazão (Redi-Flo2). As vazões usadas variaram entre 0,22 e 0,55 l/min. Os autores não compararam, porém, a temperatura das amostras. Knobel & Mann (1993)

demonstram que as diferenças causadas pela equipe de coleta e pelo laboratório onde foram realizadas as análises são maiores do que aquelas causadas pelo método de amostragem, ao comparar bombas centrífugas submersíveis (da marca Grundfos de 5 hp, e Pacific de 1,5 hp) com bombas de pistão (marca Hydrostar), movidas a gás. No artigo foram comparadas as concentrações de tricloroetileno, tricloroetano e tetracloreto de carbono, e a vazão usada nas bombas centrífugas foi de aproximadamente 7,6 l/min. Portanto usar uma vazão acima de 0,3 l/min com bombas submersíveis de baixa vazão, e que seja suficientemente baixa para não aumentar a turbidez, que depende das características do aquífero, evita impactos nas amostras causados por este tipo de bomba.

Usar vazões demasiadamente baixas também pode influenciar na origem da água obtida. O fluxo natural dentro do intervalo amostrado pode ser maior do que a vazão utilizada, fazendo com que somente a água da fratura de maior carga hidráulica e transmissividade seja amostrada. A água oriunda das outras fraturas não chegará até a bomba. A densidade de contaminantes também pode influenciar na direção de fluxo dentro do poço (Shapiro, 2002).

Obturadores oferecem o risco de contaminação cruzada entre pontos de amostragem por não serem descartáveis. O equipamento deve ser desmontado e cuidadosamente limpo entre usos em diferentes poços, principalmente quando os locais amostrados possuem concentrações muito distintas de solutos de interesse. Os materiais passíveis de adsorção e que entram em contato direto com as amostras devem ser trocados nestas situações.

1.10 Conclusões

As características técnicas dos obturadores pneumáticos permitem sua aplicação em uma grande variedade de situações geológicas, e com diversos objetivos. Determinar os parâmetros hidráulicos de fraturas específicas, obter amostras representativas em profundidades discretas, testar a conectividade hidráulica vertical entre sistemas de fraturas, investigar o impacto de um poço aberto no espalhamento de contaminantes, testar a existência de drenança através de uma camada confinante e o monitorar cargas hidráulicas em diferentes profundidades de um aquífero são algumas das aplicações e objetivos possíveis. A grande flexibilidade do sistema, devido à possibilidade de variação dos componentes e/ou procedimentos, permite a realização de testes adequados para aquíferos com ampla

variação de parâmetros hidráulicos. A mesma versatilidade se aplica à escala de tempo na qual o método pode ser empregado, de poucos minutos a vários meses. O conjunto destes aspectos faz com que o método seja único.

Levantamentos geológicos e hidrogeológicos prévios, assim como realização de perfilagens no poço, são necessários para o planejamento dos testes a serem realizados, e também permitem a redução do número de ensaios necessários e sua duração, consequentemente reduzindo o custo de utilização. O conhecimento prévio também possibilita um aprofundamento na análise dos resultados, tais como a determinação de conexões entre fraturas, e é importante para reduzir o risco de danificar o equipamento. Variações grandes de diâmetro no poço, assim como fraturas muito abertas, podem causar o rompimento das bexigas de borracha dos obturadores.

A interpretação dos resultados é realizada em função do tipo de teste e situação hidrogeológica do meio. Testes de curta duração, como *slug-tests*, influenciarão uma área de alguns decímetros a poucos metros ao redor do poço, podendo, assim, ser interpretados pelos métodos desenvolvidos para aquíferos de porosidade primária. Resultados de testes de bombeamento e a avaliação de análises químicas de amostras obtidas em profundidades discretas devem sempre ser interpretados em função do modelo conceitual de fluxo do aquífero.

1.11 Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela Fapesp, na forma de um projeto de auxílio à pesquisa (processo número 04/11798-4), e de uma bolsa de doutorado (processo número 04/15543-0), pela Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, na forma de uma bolsa de doutorado sanduíche no exterior (processo 0715/06-9), e na forma de uma bolsa de doutorado (Demanda Social – IGc/USP). O Instituto Geológico – SMA e o Instituto de Geociências - USP, através do Laboratório de Modelos Físicos (LAMO), colaboraram com a execução do projeto por meio de apoio aos trabalhos de campo (equipe e veículos) e de empréstimo ou fornecimento de equipamentos.

1.12 Nota dos autores

As marcas de equipamentos mencionadas neste artigo têm somente o intuito facilitar a sua identificação. Em nenhum caso representam a sugestão do uso destas marcas específicas.

1.13 Referências bibliográficas

- Barcelona, M.J., Helfrich, J.A., Garske, E.E., Gibb, J.P., 1984, A laboratory evaluation of ground water sampling mechanisms, *Ground Water Monitoring & Remediation* v. 4, no. 2, p. 32-41.
- Barker, J.A., 1981, A Formula for Estimating Fissure Transmissivity from Steady State Injection-Test Data, *Journal of Hydrology*, v. 52, no. 337, p. 346-337.
- Bouwer, H. & Rice, R.C., 1976. A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells, *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 423-428.
- Cherry, J.A., Parker, B.L., Keller, C., 2007, A new discrete multilevel monitoring approach for fractured rock, *Ground Water Monitoring and Remediation*, v.27 n.2, p. 57-70.
- Cohen, A. J. B., Karasaki, K., Benson, S., Bodvarsson, G., Freifeld, B., Benito, P., Cook, P., Clyde, J., Grossenbacher, K., Peterson, J., Solbau, R., Thapa, B., Vasco, D., Zawislanski, P., 1996, *Hydrogeologic Characterization of Fractured Rock Formations: A Guide for Groundwater Remediators*, Project Summary, EPA/600/S-96/001.
- Cooper H. H., Bredehoeft J. D., Papadopoulos I. S., 1967, Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, v. 3, n. 1, p. 263-269.
- Distinguin, M. & Lavanchy, J-M., 2007, Determination of hydraulic properties of the Callovo-Oxfordian argillite at the bore site: Synthesis of the results obtained in deep boreholes using several in situ investigation techniques, *Physics and Chemistry of the Earth* 32 p. 379–392.
- Eaton, T.T., Anderson, M.P., Bradbury, K.R., 2007, Fracture Control of Ground Water Flow and Water Chemistry in a Rock Aquitard, *Ground Water*, v., p. 601-615.
- Haeni, F.P., Lane, J.W. Jr., Williams, J.W., Johnson, C.D., 2001, Use of a geophysical toolbox to characterize ground-water flow in fractured rock: in *Fractured Rock 2001 Conference, Proceedings*, Toronto, Ontario, March 26-28, 2001, CD-ROM.
- Hamm, S., Kim, M., Cheong, J., Kim, J., Son, M., Kim, T., 2007, Relationship between hydraulic conductivity and fracture properties estimated from packer tests and borehole data in a fractured granite, *Engineering Geology*, v. 92, p. 73-87.
- Hearst, J. & Nelson, P., 1985, *Well Logging for Physical Properties*, McGraw-Hill Book Company, New York, 571p.

- Hitchmough A.M., Riley, M.S., Herbert, A.W., Tellam, J.H., 2007, Estimating the hydraulic properties of the fracture network in a sandstone aquifer, *Journal of Contaminant Hydrology*, v. 93, p. 38-57.
- Hvorslev, M.J, 1951, Time lag and soil permeability in ground-water observations, Bulletin n. 36, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, Corps of Engineers, U.S. Army.
- Johnson, C.D., & Williams, J.H., 2003, Hydraulic logging methods - a summary and field demonstration in Conyers, Rockdale County, Georgia, in ed. Williams, L.J., *Methods used to assess the occurrence and availability of ground water in fractured-crystalline bedrock - an excursion into areas of Lithonia Gneiss in eastern metropolitan Atlanta, Georgia: [Atlanta, Georgia]*, Georgia Geologic Survey, Guidebook 23, p. 40-47
- Johnson, C.A., Joesten, P.K., Modazzi, R.A., 2005, Borehole-Geophysical and Hydraulic Investigation of the Fractured-Rock Aquifer Near the University of Connecticut Landfill, Storrs, Connecticut, 2000 to 2001, United States Geological Survey Water Resources Investigation Report 03-4125, 133 p.
- Keys, S, 1990, Borehole Geophysics applied to ground-water investigations, in *Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey*, Chapter E2, United States Geological Survey, Denver, Colorado, 150 p.
- Kruseman, G. P., & de Ridder N.A., 1991, Analysis and evaluation of pumping test data, 2a ed. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, 377p.
- Lane, J.W., Jr., Williams, J.H., Johnson, C.D., Savino, Sr. D.M., Haeni, F.P., 2002, An integrated geophysical and hydraulic investigation to characterize a fractured-rock aquifer, Norwalk, Connecticut: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4133, 97 p.
- Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M.S., Gouze, P., Pezard, P.A., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, R.B., Ellis, P.A., Isakov E., Last, B.J., 2007, Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers, *Journal of Hydrology*, v. 345, p. 134– 148.
- Lerner, D.N. & Teutsch, G., 1995, Recommendations for level-determined sampling in wells, *Journal of Hydrology*, v. 171, p. 355-377.
- Muldoon, M. & Bradburry, K.R., 2005, Site characterization in densely fractured dolomite: comparison of methods, *Ground Water*, v. 43, n. 6, p. 863-876.
- Muscalo, D., 2004, Vertical delineation of contamination in fractured bedrock aquifer, *Ground Water Monitoring and Remediation*, v. 24, n. 1, p. 81-89.
- National Research Council, 1996, Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications, National Academy Press, Washington D.C., 551p.
- Nielsen, D.M. & Nielsen, G.L., 2006, Ground-Water Sampling, *In* Nielsen, D.M. (editor), *Practical Handbook of Environmental Site Characterization and Ground-Water Monitoring*, p. 959-1112, Taylor & Francis Group, Boca Raton, 1318 p.
- Oneacre, J. & Figueras, D., 1996, Ground-water variability at sanitary landfills: causes and solutions, *Anais do congresso da ASCE: Conference on Uncertainty in the Geologic Environment*, Madison, WI, p. 965–987.

- Paillet, F.L., 1994, Application of borehole geophysics in the characterization of flow in fractured rocks, U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 93-4214, 36 p.
- Paillet F.L., 1995, Using borehole flow logging to optimize hydraulic-test procedures in heterogeneous fractured aquifers, *Hydrogeology Journal*, v. 3, p. 4-20.
- Paillet, F.L., 1998, Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resour. Res.* 34, 997–1010.
- Paillet, F.L., 2000, A field technique used to estimate aquifer parameters using flow log data, *Ground Water*, v. 38, no. 4, p. 510-521.
- Paillet, F.L. & Olilla, P., 1994, Identification, characterization and analysis of hydraulic conductive fractures in granitic basement rocks, Millville, Massachusetts, U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 94-4185, 38 p.
- Pohlmann, K.F., Icopini, G.A., McArthur, R.D., Rosal, C.G., 1994, Evaluation of Sampling and Field-Filtration Methods for Analysis of Trace Metals in Ground Water, EPA/600/R-94/119, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Las Vegas, NV, 79 pp.
- Puls, R.W. & Paul, C.J., 1995, Low-flow purging and sampling of ground water monitoring wells with dedicated systems, *Ground Water Monitoring & Remediation*, v. 15, no. 1, p. 116-123.
- Puls, R.W. & Powell, R.M., 1992, Acquisition of representative ground water quality samples for metals, *Ground Water Monitoring Review*, v.12, no. 3, p.167-176.
- Puls, R.W., Clark, D.A., Bledsoe, B., Powell, R.M., Paul, C.J., 1992, Metals in ground water: sampling artifacts and reproducibility, *Hazardous Waste & Hazardous Materials*, v. 9, n. 2, p. 149-162.
- Shapiro, A.M., 2001, Characterizing Ground-Water Chemistry and Hydraulic Properties of Fractured Rock Aquifers Using the Multifunction Bedrock-Aquifer Transportable Testing Tool (BAT3), United States Geological Survey Fact Sheet FS-075-01, 4 p.
- Shapiro, A.M., 2002, Cautions and suggestions for geochemical sampling in fractured rock, *Ground Water Monitoring & Remediation*, v. 22, p. 151-164.
- Shapiro, A. & Hsieh P. A., 1993, Overview of Research on Use of Hydrologic, Geophysical, and Geochemical Methods to Characterize Flow and Chemical Transport in Fractured Rock at the Mirror Lake Site, New Hampshire, U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program, Proceedings of the Technical Meeting, Colorado Springs, Colorado, September 20-24, 1993, Water-Resources Investigations Report 94-4015.
- Shapiro, A.M. & Hsieh, P., 1998, How good are estimates of transmissivity from slug tests in fractured rock?, *Ground Water*, v. 36, n. 1, p.37-48.
- Shapiro, A.M., Hsieh, P.A., and Haeni, F.P., 1999, Integrating multidisciplinary investigations in the characterization of fractured rock, in Morganwalp, D.W., and Buxton, H.T., editores, U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program--Proceedings of the Technical Meeting, Charleston, South Carolina, March 8-12, 1999 – Vol. 3 - Subsurface Contamination from Point Sources: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4018C, p. 669-680.

- Thiem, G., 1906, *Hydrologische Methoden*, J.M. Gebhardt, Leipzig, 56p.
- Van Meir, N., Jaeggi, D., Herfort, M., Loew, S., Pezard, P.A., Lods, G., 2007, Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data, *hydrogeology Journal*, v. 15, p. 225-240.
- Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Varnier, C., Maldaner, C., Iritani, M., Pressinotti, M. Ferreira, L., Shapiro, A., Aravena, R., 2010, *Modelo Conceitual de Fluxo para o Aquitarde Serra Geral e Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto – SP*, Capítulo 4 da presente Tese de Doutorado.
- Williams, J.H. & Johnson, C.D., 2004, Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies: *Journal of Applied Geophysics*, vol. 55, Issue 1-2, p. 151-159.
- Williams, J.H., & Paillet F.L., 2002, *Characterization of Fractures and Flow Zones in a Contaminated Shale at the Watervliet Arsenal, Albany County, New York, United States Geological Survey Open File Report 01-385*, 25 p.
- Williams, L.J. & Peck, M.F., 2007, *Borehole Geophysical Logging of Water-Supply Wells in the Piedmont, Blue Ridge, and Valley and Ridge, Georgia, United States Geological Survey Fact Sheet 2007-3048*, 4p.

2. Localização de Fraturas na Formação Serra Geral Através de Levantamentos Geofísicos de Superfície

Wahnfried, I., Maldaner, C., Fernandes, A.J., Hirata, R., La Terra, E., Taioli, F., Ferreira, L., Pressinotti, M.

2.1 Resumo

Este trabalho teve como objetivo correlacionar lineamentos identificados em fotos aéreas e modelos digitais do terreno com feições de baixa resistividade elétrica nos derrames basálticos da Formação Serra Geral, além de determinar profundidade do nível d'água e a espessura do solo de alteração de basalto, Formação Serra Geral e Formação Botucatu. Foram utilizados três métodos distintos de geofísica de superfície: caminhamento elétrico (CE), sondagem elétrica vertical (SEV) e o levantamento áudio magneto-telúrico de fonte controlada (CSAMT). A área onde foram realizados os levantamentos está localizada 9 km ao sul do centro de Ribeirão Preto, SP, a E do Distrito de Bonfim Paulista. Os melhores resultados foram obtidos com as SEVs. O modelo de quatro camadas (nível freático, solo de alteração do basalto, basalto e Sistema Aquífero Guarani) foi confirmado em cinco das seis sondagens, ainda identificando um possível sill de diabásio em uma delas. Dos onze CEs realizados, cinco identificaram zonas planas sub-verticais de baixa resistividade associadas a lineamentos. Foram também identificadas zonas sub-horizontais associadas a contatos entre derrames, ou a fraturas. Das quatro seções com CSAMT realizadas, somente duas permitiram identificar zonas de baixa resistividade sub-vertical associadas a lineamentos, ambas também reconhecidas em CEs.

2.2 Introdução

Métodos geofísicos de superfície estão entre as ferramentas mais práticas para determinar feições geológicas e hidrogeológicas de interesse em subsuperfície, por seu baixo custo e rapidez de aplicação. Trabalhos realizados na Bacia do Paraná determinaram valores de resistividade bastante distintos para as formações Serra Geral e Botucatu (DAEE, 1974). Sondagens elétricas permitiram distinguir: solo, basalto/diabásio alterado, basalto/diabásio são e arenito Botucatu (Sinelli *et al.*, 1980), mas não diferenciaram a Formação Botucatu da Pirambóia (DAEE, 1974). O método de resistividade pode indicar a localização de: profundidade do nível d'água, profundidade do contato entre material inconsolidado e rocha sã, contatos litológicos

entre rochas com condutividades elétricas distintas, e fraturas com maior fluxo de água ou com grande conteúdo de argila (Rouleau, 1994, Mendes & Dehaini, 1996, Morin *et al.*, 1997 e 2000). Uma falha na rocha sã corresponde normalmente a uma anomalia de baixa resistividade no perfil causada por conter água, apresentar preenchimento por minerais de argila ou ambos (Kelly & Mares, 1993).

Os levantamentos geofísicos de superfície aqui apresentados foram realizados como parte do projeto FRATASG (A Formação Serra Geral como conexão hidráulica entre a superfície e o SAG, processo Fapesp 04/11798-4), cujo objetivo principal foi verificar a existência de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG) através do ASG (Aquitarde Serra Geral), em região onde os arenitos estão sotopostos a até 100 m de basaltos da Formação Serra Geral. Esta situação geológica foi escolhida por ser encontrada em diversas cidades importantes do interior do Estado de São Paulo, como Araraquara, São Carlos, Jaú, Bauru, além de Ribeirão Preto, as quais usam água subterrânea do SAG e apresentam importantes fontes de contaminação potenciais. Para atingir este objetivo, foram realizados levantamentos geológicos, geofísicos e hidrogeológicos. Os levantamentos geofísicos foram realizados para detectar as possíveis zonas de fraturas subverticais que atravessassem os derrames basálticos da Formação Serra Geral, e que supostamente representassem os caminhos preferenciais mais prováveis de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG) através da rocha ígnea. A espessura das camadas de solo, basalto e arenito também foram alvos das investigações. Estas informações foram usadas para locar três poços usados nos ensaios hidráulicos realizados durante o projeto FRATASG.

2.3 Localização e contexto geológico

A área estudada está localizada ao sul da zona urbana de Ribeirão Preto, porção nordeste do Estado de São Paulo (figura 2.1). Situa-se na borda leste da Bacia do Paraná, onde afloram os derrames basálticos eocretácicos da Formação Serra Geral, a poucos quilômetros do afloramento do contato, situado a leste, com os arenitos eólicos juro-cretácicos da Formação Botucatu, sobreposta a arenitos fluviais e eólicos, de idade triássica, da Formação Pirambóia. De acordo com Gallo & Sinelli (1980), devido à presença de sills, a espessura dos basaltos em Ribeirão Preto varia de 18 a 120 m. Massoli (2007) descreve um sill de pelo menos 110 m de espessura a nordeste de Ribeirão Preto, e um lacólito de 240 m de espessura de

rocha intrusiva, a leste da cidade, em local denominado Morro do Cipó. O autor encontrou menção a pelo menos três níveis diferentes de corpos intrusivos em descrições de poços perfurados na área metropolitana da cidade.

Figura 2.1. Localização de Ribeirão Preto e municípios limítrofes, com informações geológicas de Sinelli (1973) e perfil executado com base em informações de poços (alterado de Fernandes *et al.*, 2010). Os levantamentos geofísicos de superfície foram realizados na área-alvo, indicada pela linha tracejada.

Fernandes *et al.* (2010) mapearam, na área de Bonfim Paulista, quatro derrames de basaltos, denominados B1, B2, B3 e B4, do mais antigo para o mais jovem. B1 e B2 apresentam espessuras média de 45 e 55 m, respectivamente. B3 é o derrame mais espesso (75 a 100 m) e constitui-se de uma camada colonada inferior (B3-C) e uma sobreposta com entablamento (B3-E).

2.4 Materiais e Métodos

Mapa geológico com indicação de lineamentos

O levantamento geológico de detalhe da área e o traçado de lineamentos, usados como base para o presente trabalho, foram realizados no projeto FRATASG, coordenado pela Dra. Amélia João Fernandes, pesquisadora do Instituto Geológico. Seus resultados são apresentados em Fernandes *et al.* (2010). O levantamento de lineamentos foi feito nas seguintes escalas:

- 1:100.000, sobre 4 imagens de modelo digital de elevação do terreno segundo iluminações provenientes de N, E, N45E e N45W. O modelo foi produzido pela Missão Topográfica por Radar Interferométrico (*Shuttle Radar Topographic Mission* - SRTM) com resolução de 90 m.
- 1:60.000, sobre fotos aéreas de 1965 da *United States Air-Force* (USAF).
- 1:25.000, sobre fotos aéreas da região de Ribeirão Preto.
- 1:10.000, sobre mapa digital das cartas topográficas do IGC publicadas em 1992 (folhas Fazenda São Thomaz, Bonfim Paulista, Ribeirão Preto VI, Ribeirão Preto VII) e modelo digital de elevação do terreno (MDT) feito com base nas mesmas cartas no ArcGis, segundo as mesmas iluminações utilizadas no modelo do SRTM.

Os traços identificados foram colocados sobre o mapa geológico, que serviu como base para a locação dos trabalhos geofísicos (figura 2.6).

Métodos geofísicos de superfície

A resistividade de solos e rochas é afetada principalmente por quatro fatores: 1) composição mineralógica; 2) porosidade; 3) quantidade de água; e 4) concentração e natureza dos sais dissolvidos. Dentre esses fatores, os que se destacam são a quantidade de água contida e sua salinidade, cujo aumento diminui a resistividade elétrica. Nos levantamentos eletroresistivos (caminhamento elétrico e sondagem elétrica vertical), a resistividade elétrica medida não é real, mas sim aparente (ρ_a), uma vez que os materiais geológicos encontrados na natureza não são homogêneos ou isotrópicos. Ela não pode ser entendida como uma média, nem média ponderada das resistividades do meio investigado, podendo ser maior ou menor do que estas (Orellana Silva, 1972). A resistividade aparente (ρ_a) é calculada a partir da corrente (I) introduzida no terreno e da diferença de potencial (ΔV)

gerada, de acordo com a equação 1. No aparelho utilizado para os métodos eletroresistivos, o *Terrameter System SAS 300B*, o valor de $\Delta V/I$ é obtido diretamente. K é uma constante geométrica que depende do arranjo dos eletrodos e é calculada segundo a equação 2.

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (2)$$

onde AM, BM, AN e BN correspondem às distâncias entre os eletrodos de corrente e potencial. Por definição, os eletrodos de injeção de corrente são denominados A e B, e os de medição de diferença de potencial, M e N.

Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Esta técnica visa investigar variações verticais de resistividade no meio. As medidas são pontuais, localizadas no eixo central do arranjo AMNB, e referentes a diversas profundidades de investigação, que são proporcionais às aberturas AB utilizadas. O arranjo de eletrodos empregado, Schlumberger, foi escolhido em função de sua praticidade em campo e menor suscetibilidade a ruídos indesejáveis (postes, estações de alta tensão, etc). Nesse arranjo, os eletrodos de corrente A e B apresentam uma equidistância crescente em relação aos eletrodos de potencial M e N, que permanecem fixos durante o levantamento, enquanto a diferença de potencial ainda é mensurável (figura 2.2). Quando esta fica inferior ao limite de detecção do aparelho, faz-se a chamada “embreagem”, que consiste em manter o espaçamento dos eletrodos de corrente A e B constante e realizar duas leituras de diferença de potencial (ΔV), uma com o espaçamento MN inicial e outra com um espaçamento MN maior. Após estas duas leituras, passa-se para o espaçamento AB seguinte, e são realizadas duas novas leituras com diferentes espaçamentos de MN. O cálculo do parâmetro geométrico K para obtenção da resistividade aparente ρ_a pode ser simplificado pela equação 3:

$$K = \pi \cdot \frac{(AM \cdot AN)}{(AN - AM)} \quad (3)$$

Os resultados obtidos são comumente apresentados na forma de gráficos bi-log de ρ_a (ohm.m) na ordenada e AB/2 (m) na abscissa, que é aproximadamente a

profundidade de investigação atingida. A interpretação dos dados deve ser precedida de uma análise morfológica dos gráficos de resistividade em função de profundidade, comparando-os com informações pré-existent de geologia da área estudada. O espaçamento máximo de AB utilizado, em todas as seções, foi de 1000 m, com o objetivo de determinar as profundidades dos contatos entre diferentes litologias (solo/manto de alteração, Fm. Serra Geral e Fm. Botucatu), além da profundidade do nível d'água no solo. Para a inversão dos dados de sondagens elétricas verticais foi usado o software *Schlumberger Automatic Analysis*, versão 0.92, desenvolvido na Universidade Livre de Amsterdã.

Figura 2.2. Arranjo do tipo Schlumberger, usado para a realização das sondagens elétricas verticais. A injeção de corrente é feita através dos eletrodos AB, e a leitura da diferença de potencial é feita entre os eletrodos MN. Com o aumento da abertura AB, maiores profundidades são investigadas.

Caminhamento Elétrico (CE)

Este método permite a investigação das variações laterais da resistividade elétrica aparente ρ_a , em uma ou mais profundidades. O arranjo de campo escolhido foi o dipolo-dipolo, em função da rapidez de execução e precisão das medidas (figura 2.3). O espaçamento AB e MN são mantidos constantes, enquanto o espaçamento entre AB e MN é alterado para investigar níveis mais profundos. Após a realização das medidas relativas aos diversos níveis, todo o conjunto de eletrodos é deslocado, executando novas leituras. Os pontos de medidas de ρ_a em subsuperfície correspondem às intersecções das retas que se prolongam a 45° dos centros dos espaçamentos AB e MN. A profundidade teórica investigada é obtida pela equação 4 (Gallas, 2000):

$$\text{Profundidade} = ((n + 1) / 2) L \quad (4)$$

sendo n o número de níveis investigados, que neste trabalho foram sempre seis, e L a distância entre os eletrodos ($AB = MN$). A resolução lateral de investigação é inversamente proporcional ao espaçamento AB e MN. Somente em um

caminhamento, “Estância Limeira”, este espaçamento foi 20 m. Em todos os outros foi de 40 m. Assim a profundidade teórica de investigação variou entre 70 m (“Estância Limeira”) e 140 m. O cálculo do parâmetro geométrico K para obtenção da ρ_a é feito através da equação 2. Os objetivos de usar o caminhamento elétrico neste trabalho foram identificar o contato entre o manto de alteração (ou solo) e a Fm. Serra Geral, e detectar faixas de resistividade mais baixa, com o intuito de identificar zonas de cisalhamento preenchidas com água ou argila saturada. Os dados de ρ_a obtidos foram invertidos para gerar seções modeladas de resistividade, através do programa *Res2dinv*, versão 3.5, da *Geotomo Software Malaysia*. O processo aproxima os dados medidos às resistividades reais, levando em conta a geometria do arranjo de investigação usado. O processo diminui em aproximadamente 50% as profundidades de investigação. Dados muito discrepantes dentro das seções foram removidos, com o objetivo de diminuir o erro RMS e gerar um modelo mais suave. Foi realizado o número necessário de iterações para que a variação do erro entre cada uma fosse inferior a 1%. O método de inversão aplicado foi o dos mínimos quadrados.

Figura 2.3. Arranjo tipo dipolo-dipolo para caminhamento elétrico (figura de Gallas, 2000). Nos levantamentos aqui apresentados foram usados 6 níveis de investigação. As distâncias $AB=MN$ usadas foram 20 e 40 m.

Levantamento Audio-magneto telúrico de fonte controlada (CSAMT)

O método áudio magneto-telúrico com fonte controlada (*Controlled Source Audio Megneto-Telluric method* - CSAMT) usa uma fonte de ondas eletromagnéticas, controladas no domínio da frequência, para a resistividade elétrica em subsuperfície, medindo as variações temporais dos campos magnéticos e elétricos na rocha. O transmissor do equipamento é formado por dipolos magnéticos verticais que geram campos magnéticos de frequências que variam de 11 Hz a 100 kHz, com momento

magnético na ordem de 400 Am². Dipolos aterrados detectam o campo elétrico, e antenas magnéticas detectam o campo magnético. A relação entre as magnitudes dos campos elétrico e magnético, ambos horizontais e ortogonais entre si, permitem o cálculo da resistividade aparente (ρ_a), também denominada resistividade Cagniard, em homenagem ao geofísico francês que desenvolveu o método magnetotelúrico na década de 1950. A profundidade de investigação varia de alguns metros a até 1 km, dependendo dos valores de condutividade elétrica do meio e da frequência usada. São gerados pulsos de diferentes frequências, e são realizadas medidas simultâneas de flutuações dos campos elétricos (E) e magnéticos (H) em função de tempo. Cada medida demora vários minutos, gerando as séries temporais. As frequências mais altas são influenciadas por estruturas geológicas rasas e as frequências mais baixas por estruturas em maior profundidade. O transmissor (TX) deve estar a uma distância suficientemente grande do receptor (RX) para que o formato das ondas emitidas seja aproximadamente plano quando alcançarem o receptor. Esta distância é obtida pelo cálculo da *skin depth*, na qual a amplitude de um sinal de onda plana cai a 37% de seu valor original. A *skin depth* é obtida pela equação 5:

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (5)$$

sendo δ = *skin depth*, ρ_a = resistividade aparente e f = frequência do sinal.

Para garantir que uma onda plana chegue ao receptor, é usado o valor de três vezes a *skin depth* como distância entre TX e RX no campo. Desta forma, o tratamento dos dados pode ser feito através de softwares convencionais dedicados a processamento de dados MT (magneto-telúricos), sem fonte controlada, que são de uso mais simples por não incluir a difusão eletromagnética causada pela fonte. O cálculo de ρ_a é feito através da equação 6:

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad (6)$$

sendo E = campo elétrico, H = campo magnético.

A resolução lateral é controlada pelo distanciamento entre os eletrodos do dipolo elétrico. A resolução vertical varia entre 5 e 20% da profundidade de exploração. Foi utilizado no campo o arranjo em cruz para a realização das medidas dos campos elétricos. Este arranjo é formado por dois dipolos elétricos com direções

de N/S e E/W magnéticos. Cada dipolo elétrico utilizou uma distância de 52 m entre os eletrodos. Os eletrodos para a direção norte/sul magnética foram nomeados como Ex0 e Ex1, e os da direção leste/oeste como Ey0 e Ey1. Foram utilizados eletrodos polarizados, de aço. Para os campos magnéticos foram utilizados sensores magnéticos, com núcleo de alta permeabilidade magnética, dispostos de forma ortogonal e nomeados de Hx e Hy, correspondente às direções norte e leste magnéticos, respectivamente, como mostrado na figura 2.4.

Figura 2.4. Arranjo de campo do receptor do CSAMT.

As antenas do transmissor (figura 2.5) também foram orientadas segundo as direções norte e leste magnético. O transmissor foi colocado a uma distância maior que 3 *skin depths* do receptor. Os resultados das impedâncias de subsuperfícies foram processados previamente em grupos de sondagens no campo, através de uma inversão rápida 1D (unidimensional) ou 2D (bidimensional), para determinar as distâncias ideais entre sondagens, que variaram entre 20 e 80 m. Para o processamento definitivo dos dados foi aplicada a inversão suavizada 2D, através do programa comercial *Winglink*, da *Geosystem*.

Figura 2.5. Arranjo de campo do transmissor.

Foram realizados quatro perfis geofísicos com sondagens CSAMT, denominados “Fazenda Titoto”, “Galo Vermelho”, “Fazenda São Thomaz” e “Retiro Saudoso”. Devido às dispersões apresentadas nos dados adquiridos foi feita uma suavização numérica, usando as 10 medidas de resistividades adjacentes, tanto na

direção *transverse electric* (TE) quanto na *transverse magnetic* (TM), gerando um modelo de resistividade verdadeira em função da profundidade ao longo de cada seção. A direção dos lineamentos cruzados em cada um dos perfis CSAMT foi considerado como o *trend* estrutural local e utilizado individualmente em cada seção para definição do ângulo de rotação, visando a projeção ortogonal dos dados adquiridos nas direções X e Y (norte/leste magnético). O ângulo de declinação magnética da região à época do levantamento (-21°) foi somado ao ângulo que cada *strike* geológico apresenta em relação ao norte geográfico e desta forma cada seção foi rotacionada para cada um dos ângulos calculados. Os ângulos de rotação calculados para os perfis “Retiro Saudoso”, com estrutura N10W, “Galo Vermelho”, com E/W, “Fazenda Titoto” com N75E e “Fazenda São Thomaz” com N65W foram $+10^{\circ}$, -70° , $+95^{\circ}$ e -45° , respectivamente. Assim foram obtidos o modo TE, onde a direção E_x está paralela ao *strike* geológico de cada seção, e H_y , perpendicular, e o modo TM para cada estrutura, quando H_x ficou perpendicular ao *strike* geológico da estrutura e E_y , paralelo. Os modos TE e TM foram calculados de forma a direcionar as direções dos campos elétricos (E_x e E_y) e magnéticos (H_x e H_y) para as estruturas geológicas de cada seção CSAMT, onde os cálculos das resistividades podem ser mais consistentes com a realidade. Como parâmetro de inversão 2D, foi utilizada a inversão conjunta para os modos TE e TM, com ajuste para resistividade e fase. O erro das aproximações das iterações, para os ajustes entre as curvas dos dados observados e calculados utilizado para término do cálculo das inversões, foi de 1%. A frequência mínima utilizada para os dados TE e TM foi de 10 Hz. Os parâmetros para o cálculo do desvio padrão dos erros dos dados TE e TM entre os dados observados e calculados foram de 4% para resistividade e 2% para fase.

Os levantamentos se sobrepuseram aos caminhamentos elétricos, para tentar obter redundância e para investigar se descontinuidades no basalto alcançam o Sistema Aquífero Guarani. Isto não possível com os CEs “Inderp”, “Splash Beach” e “SP 255 Norte” por causa da presença de linhas de energia elétrica e transformadores, que causam interferências eletromagnéticas.

A distribuição dos levantamentos geofísicos na área é apresentada na figura 2.6.

Figura 2.6. Localização dos levantamentos geofísicos de superfície. Mapa geológico de Fernandes *et al.* (2010).

2.5 Resultados

Sondagens Elétricas Verticais - SEVs

As resistividades obtidas em todas SEVs são apresentados na tabela 2.2.

Tabela 2.2. Modelos de camadas: 1) Solo não saturado, 2) nível freático, 3) basalto são, 4) SAG e 5) sill de diabásio. A profundidade do topo de cada camada está em metros abaixo da superfície, e a resistividade em ohm.m. O topo da camada 1 é a superfície. Na SEV “Retiro Saudoso” há uma camada a mais, interpretada como um sill de diabásio, e na “Faz. São Thomaz” todas as profundidades devem ser menores do que as indicadas abaixo.

São Thomaz - todas as profundidades devem ser menores do que as indicadas abaixo.									
Camada	1	2		3		4		5	
SEV	Res.	Topo	Res.	Topo	Res.	Topo	Res.	Topo	Res.
Galo Vermelho	130	6	70	8	300	120	130	-	-
3M	380	14	25	29	330	130	100	-	-
Faz. Fortaleza	110	10	20	28	300	50	60	-	-
Faz. Titoto	2370	12	90	17	630	140	95	-	-
Retiro Saudoso	400	8	30	12	230	17	70	90	160
Faz. São Thomaz	56	1,6	265	9	20	65	220	-	-

O modelo esperado para a região são quatro camadas: 1) solo seco, 2) solo saturado, 3) basalto são (Fm. Serra Geral) e 4) arenito saturado (Sistema Aquífero Guarani: Fm. Botucatu e Pirambóia). Tal modelo foi confirmado em quatro das seis SEVs realizadas: “Galo Vermelho”, “3M”, “Fazenda Titoto” e “Fazenda Fortaleza”. Nestas sondagens há uma variação grande na resistividade da camada 1), mais superficial, de solo seco, que pode ser causada por diferença de umidade. A resistividade é sempre alta, entre 110 e 2.370 ohm.m. Descendo no perfil há uma redução da resistividade, variando entre 20 e 90 ohm.m, causada pela presença do nível freático. A camada 3) é interpretada como basalto. Possui resistividade alta, variando entre 300 e 600 ohm.m. Na camada 4) a resistividade varia entre 60 e 150 ohm.m, e é interpretada como sendo o Sistema Aquífero Guarani (SAG). Somente na sondagem “Retiro Saudoso” a camada mais profunda possui resistividade maior do que aquela sotoposta a ela. É provável que seja um sill de diabásio, sotoposto ao SAG. O modelo da SEV “São Thomaz” possui uma camada superficial de resistividade baixa (56 ohm.m). Isto concentra o fluxo de corrente elétrica nesta porção rasa, diminuindo a profundidade real de investigação, e faz com que esta SEV não se encaixe no modelo de camadas proposto para as outras sondagens. Há um lineamento paralelo à direção utilizada para a colocação dos eletrodos, que também pode diminuir a resistividade no basalto. Nesta SEV, portanto, as camadas foram interpretadas como: 2) solo não saturado, 3) basalto e 4) SAG. Mas as

profundidades do modelo não correspondem às reais. Os modelos gerados através do programa *Schlumberger Automatic Analysis*, (v 0.92), são apresentados na figura 2.7 a~f.

Figura 2.7. Modelos de camadas para todos as SEVs. Os pontos indicam os dados de resistividade aparente medidos. A curva indica a resistividade modelada com o programa Schlumberger Automatic Analysis (v. 0.92), e a linha reta o modelo de resistividade teórico que geraria a curva modelada. O modelo de quatro camadas (solo não saturado, nível freático, basalto são e Sistema Aquífero Guarani) foi confirmado nas SEVs a) a d). A camada mais profunda da SEV e), de resistividade mais alta do que a do Sistema Aquífero Guarani, deve ser gerado pela presença de um sill. A SEV f) desvia do modelo de quatro camadas, possivelmente pela influência da baixa resistividade existente na primeira camada, e de um lineamento ao longo do qual o levantamento foi feito.

Caminhamentos Elétricos - CEs

Na tabela 2.3 são apresentados alguns dados dos 11 caminhamentos elétricos realizados, com indicação da direção dos lineamentos cruzados. Deste total, somente cinco permitiram a identificação de zonas de baixa resistividade associadas aos lineamentos.

Tabela 2.3. Síntese dos resultados obtidos com os caminhamentos elétricos. Todos os lineamentos que foram cruzados são mencionados, mesmo quando não foram detectados pelos caminhamentos elétricos.

Nome	Extensão (m)	Lineamento cruzado pelo caminhamento	Identificação de feição vertical com baixa resistividade
Inderp	1160	NE e NW	Sim
Estância Limeira	500	NW	Não
Faz. São Thomaz	760	NW e WNW	Não
SP 255 Norte	1120	NW	Sim
Retiro Saudoso	1080	NNW e NE	Sim
Galo Vermelho	1000	EW	Sim
Associação PM	600	-	Sim
Splash Beach	1200	EW e NE	Sim
SP 255 Sul	840	NW e NNW	Não
SP 255 Said	1320	NNE e NE	Não
Fazenda Titoto	720	ENE	Não

Nas seções de resistividade modelada dos caminhamentos as profundidades de investigação variam entre 70 m e 35 m, aproximadamente. Em várias seções há indicação da camada de basalto alterado saturado, cuja profundidade variou entre 10 e 30 m. Foi encontrada correlação entre lineamentos e zonas sub-verticais de baixa resistividade em cinco das onze seções: “Inderp” (figura 2.8), “SP 255 Norte” (figura 2.11), “Galo Vermelho” (figura 2.12), “Retiro Saudoso” (figura 2.13) e “Splash Beach” (figura 2.16). Todas são interpretadas como fraturas, ou zonas de fraturas, com presença de água ou argila saturada. Na seção “Associação PM” (figura 2.14) há uma feição planar com baixa resistividade em local sem descrição de lineamento. Em quatro seções há feições aproximadamente horizontais e planares, não associadas a lineamentos, interpretadas como contatos inter-derrames, com vesículas e amídalas preenchidas com água, lentes de arenito intertrape saturado, ou fraturas sub-horizontais, também preenchidas com água: “Fazenda São Thomaz” (figura 2.10), “SP 255 Norte”, “Splash Beach” e “SP 255 Sul” (figura 2.15). Não foram observadas zonas de alteração sub-horizontais espessas em campo, e por esta razão estas feições não são interpretadas como zonas preenchidas de argila saturada. Em três seções não há indício de descontinuidades planares com baixa resistividade no basalto: “Estância Limeira” (figura 2.9), “SP 255 Said” (figura 2.17) e

“Fazenda Titoto” (figura 2.18). Portanto a correlação entre lineamentos e fraturas ou zonas de cisalhamento com baixa resistividade é média, o que pode ser causado pela ausência de tais feições, por não estarem preenchidas com água ou argila saturada, ou por serem muito delgadas para a resolução usada. A correlação não possui continuidade lateral em um mesmo lineamento. Isto é observado entre as seções “SP 255 Norte”, “Estância Limeira” e “São Thomaz”. As três cruzam o mesmo lineamento de direção NW, que só tem reflexo na primeira seção.

Figura 2.8. Seção do CE-Inderp. Há duas feições planares de baixa resistividade em 240 e 400 m de caminhada, respectivamente próximas a lineamentos de direção NW e NE. Ambas são pouco profundas, não cruzando a sequência de derrames de basalto. Em 320 m há uma feição de resistividade muito alta, que deve ter sido causada por um contato deficiente dos eletrodos com o solo. A faixa sub-horizontal rasa de resistividade abaixo de 32 ohm.m é causada pelo basalto alterado saturado.

Figura 2.9. Seção do CE-Estância Limeira. Esta foi o único caminhamento elétrico em que foi usada distância de 20 m entre eletrodos, permitindo maior resolução espacial, mas com menor penetração vertical. A faixa sub-horizontal rasa de resistividade abaixo de 60 ohm.m é causada pelo basalto alterado saturado. Não há indícios de fraturas no basalto.

Figura 2.10. Seção do CE-Fazenda São Thomaz. A zona de baixa resistividade presente na porção NE da seção está no contato entre os derrames B2 e B3, que deve permitir a passagem de água.

Figura 2.11. Seção do CE-SP255 Norte. Há uma forte indicação de existência de uma fratura sub-vertical em aproximadamente 240 m de caminhamento, local sem presença de lineamento. Em 480 e 620 m há indicações menos evidentes, e com menor profundidade, em locais onde lineamentos de direção NW cruzam a seção.

Figura 2.12. Seção do CE-Galo Vermelho. A zona sub-vertical de baixa resistividade é pouco evidente, principalmente em maior profundidade. Está associada a um lineamento de direção EW.

Figura 2.13. Seção do CE-Retiro Saudoso. Há três zonas planares de baixa resistividade, todas associadas a lineamentos: 560 e 600 m – NNW, em 960 m - NE. A zona próxima aos 1000 m de caminhamento está no contato entre os basaltos B1 e B2, mas por não ser sub-horizontal, não parece ter correlação com o contato.

Figura 2.14. Seção do CE-Associação PM. Há um indício de feição planar com resistividade baixa no local onde a linha do CE cruza a drenagem indicada no mapa da figura 2.6, que não foi encontrada em campo. Não foi descrito lineamento neste ponto.

Figura 2.15. Seção do CE-SP255 Sul. Há uma feição sub-horizontal acompanhando o relevo na porção NE da seção modelada, entre 30 e 40 m de profundidade, que pode estar associada a uma descontinuidade no basalto.

Figura 2.16. Seção do CE-Splash Beach. Duas zonas planares com leve mergulho, em profundidades que variam entre aproximadamente 20 e 70 metros, devem estar associadas a descontinuidades no basalto preenchidas com água ou argila saturada. Há também um leve indício da presença de uma feição sub-vertical em 560 m, onde cruza um lineamento e uma drenagem de direção EW.

Figura 2.17. Seção do CE-SP255 SAID. Todas as feições de baixa resistividade têm forma irregular. Não há indício da presença de alguma feição planar que possa ser associada a uma fratura ou descontinuidade no basalto.

Figura 2.18. Seção do CE-Fazenda Titoto. Na parte topograficamente mais baixa há um aumento da espessura a camada com resistividade de até 100 ohm.m, associada à maior espessura do manto de intemperismo. Não há indicação da existência de fratura sub-vertical.

Levantamento áudio magneto-telúrico de fonte controlada - CSAMT

Na seção “Retiro Saudoso” ocorrem duas zonas de baixa resistividade elétrica que coincidem com lineamentos. A primeira está situada entre as sondagens 03 e 05, na porção SW da seção, e mostra uma estrutura profunda com mergulho aparente subvertical que, em princípio, corta os basaltos da Formação Serra Geral e os arenitos da Formação Botucatu. Está associada a um lineamento de direção NW. A segunda anomalia, situada entre as sondagens 15 e 17, apresenta mergulho aparente para NE e, apesar de não ser tão profunda, parece cortar toda a espessura da Formação Serra Geral (figura 2.19). Na seção “Fazenda São Thomaz” ocorrem três anomalias condutivas distintas, sub-horizontais e rasas, sendo que as duas mais importantes estão situadas entre as sondagens 24 a 26 e 32 a 35, com a segunda apresentando maior extensão lateral e maior profundidade com relação às outras (figura 2.20). A seção “Galo Vermelho” mostra uma anomalia condutiva entre as sondagens 54 a 56; é profunda e de mergulho aparente para NE (figura 2.21). Na seção “Fazenda Titoto” observa-se apenas uma pequena anomalia condutiva entre as sondagens 37 e 38 (figura 2.22).

Figura 2.19. Seção Retiro Saudoso, onde foram realizadas 20 sondagens CSAMT com espaçamento variando de 20 a 40 m. Há duas feições sub-verticais de baixa resistividade cortando os basaltos. O erro RMS é de 12,5%.

Figura 2.20. Seção São Thomaz, onde foram realizadas 16 sondagens CSAMT com espaçamento variando de 20 a 80 m. As sondagens A-26 a A-28 foram deslocadas aproximadamente 100 m para E em relação ao eixo principal por causa da presença de um córrego. Há duas feições sub-horizontais de menor resistividade, que provavelmente estão associados ao nível freático e ao manto de intemperismo mais espesso. Não há indicação de feições sub-verticais.

Figura 2.21. Seção Galo Vermelho. Há uma feição sub-verticial de baixa resistividade de pelo menos 200 m de profundidade. Foram realizadas 15 sondagens com espaçamento variando de 20 a 40 m. O erro RMS é de 12,3%.

Figura 2.22. Seção Fazenda Titoto. Há uma zona de baixa resistividade sub-horizontal muito rasa, provavelmente associada à maior espessura do manto intemperizado na área com a drenagem. Foram realizadas 11 sondagens CSAMT com espaçamento de 40 e 80 metros .

Comparação dos resultados e correlação com outros dados

Após a finalização dos levantamentos geofísicos de superfície foram construídos três poços no basalto (Galo Vermelho, Limeira e Brejinho) e dois piezômetros ao lado de poço existente (Esmeralda). A profundidade do nível freático variou entre 1,1 e 4,7 m, portanto menor de que os 6 a 14 m obtidos com as SEVs. O contato do solo de alteração com o basalto variou de 10 a 20 m nas perfurações, e a base do basalto varia entre 97 m (piezômetro ao lado do Poço Esmeralda) e 102 m (Poço Limeira). O Poço Galo Vermelho não alcançou o contato do basalto com o SAG, com uma profundidade de 138 m. Nas SEVs há boa correlação com estas informações. O contato solo-basalto ficou entre 8 e 29 m, e basalto-SAG entre 120 e 140 m nas área próximas a estes poços, e entre 17 e 50 m em áreas próximas à zona de afloramento do SAG. Já os resultados das seções CSAMT não apresentam boa correlação com as SEVs. Isto pode ser devido à escala de resistividade usada nas inversões dos dados CSAMT, de até aproximadamente 100 ohm.m.

A zona de baixa resistividade identificada no CE “Retiro Saudoso” foi também identificada na seção CSAMT de mesmo nome, associada ao lineamento de direção

NNW descrito tanto com base na informação do SRTM como do modelo digital de terreno (MDT). Os modelos “Galo Vermelho” obtidos com ambos os métodos identificaram feições de baixa resistividade, associados a lineamentos obtidos com MDT e fotografia aérea em escala 1:25.000. O CE “SP255 Norte” e a seção CSAMT “Faz São Thomaz”, aproximadamente 1,5 km para E desta, cruzam quatro lineamentos, dois do SRTM e dois do MDT, de direção NW. O CE somente identifica zonas de baixa resistividade associadas aos lineamentos do MDT, e a seção CSAMT o faz somente onde cruza os lineamentos do SRTM. Estas informações são resumidas na tabela 2.4. Portanto somente em dois locais, de quatro, há concordância entre os resultados dos CEs e CSAMTs. Dos levantamentos de lineamentos, a única base que não teve reflexo nos levantamentos geofísicos foi aquela realizada sobre fotografias aéreas em escala 1:60.000.

Tabela 2.4. Correlação entre feições sub-verticais detectadas através dos métodos CE e CSAMT, e com os lineamentos descritos em Fernandes (2008).

CE	CSAMT	Lineamento	Base de levantamento
Retiro Saudoso	Retiro Saudoso	NNW	SRTM* 1:100.000
Retiro Saudoso	Retiro Saudoso	NE	MDT** 1:10.000
Galo Vermelho	Galo Vermelho	EW	Fotolineamentos 1:25.000 e MDT 1:10.000
SP 255 Norte	-	NW	MDT 1:10.000
-	Faz. São Thomaz	NW	SRTM 1:100.000
Inderp	-	NE e NW	Fotolineamentos 1:25.000 e SRTM e MDT
Splash Beach	-	EW	MDT 1:10.000

*SRTM: *Shuttle Radar Topographic Mission*; **MDT: modelo digital de elevação do terreno.

Wahnfried *et al.* (2010a) realizaram testes hidráulicos no Poço Esmeralda, aberto ao SAG, e testes com traçadores entre o SAG e o Aquitarde Serra Geral (ASG) no mesmo local. Wahnfried *et al.* (2010b) realizaram testes hidráulicos e coletaram amostras, para análises químicas e isotópicas, em profundidades discretas do Poço Limeira, no ASG, e coletaram amostras nos poços abertos ao ASG PF e PAPM. Os resultados de ambos os trabalhos apontam para um predomínio de fluxo horizontal raso, de até 40 m de profundidade, no ASG, e para a baixa ou nenhuma conexão entre SAG e ASG em áreas onde este último possui ao redor de 100 m de espessura. Portanto, descontinuidades no basalto associadas a lineamentos não correspondem a zonas hidraulicamente ativas no local. Tanto os lineamentos quanto as zonas sub-verticais de baixa resistividade podem estar associadas a zonas de fraturas onde os basaltos estão alterados a argila, que não permitem a passagem de água.

2.6 Conclusões

Os caminhamentos elétricos (CEs) identificaram feições sub-verticais planares de baixa condutividade em cinco dos onze levantamentos realizados. Duas das quatro seções realizadas com o método áudio magneto-telúrico (CSAMT) indicaram a existência de descontinuidades sub-verticais na rocha, também identificadas em CEs próximas, sendo que em uma as feições estavam em lineamentos distintos daqueles associados à baixa resistividade no CE. Testes hidráulicos, análises químicas e isotópicas de amostras de água, tanto no Aquitarde Serra Geral (ASG), em poços abertos e profundidades discretas, quanto no Sistema Aquífero Guarani realizados na mesma área por Wahnfried *et al.* (2010a) e Wahnfried *et al.* (2010b) apontam para um franco predomínio de fluxo horizontal raso no ASG, e para uma conexão hidráulica restrita ou inexistente entre ASG e SAG. Portanto a correlação média entre lineamentos e feições sub-verticais de baixa resistividade pode ser causada pelo fato de não haver muitas fraturas tectônicas hidraulicamente ativas na região. As feições de baixa resistividade encontradas podem ser zonas de fraturas com presença de argila saturada, que possuem resistividade elétrica inferior ao basalto mas não permitem a passagem de água. Mas a extrapolação de resultados em aquíferos fraturados deve sempre ser feita de forma muito criteriosa, por causa de sua alta heterogeneidade. Os testes e coletas realizados nos dois trabalhos citados foram realizados nos poços Limeira, Galo Vermelho, Esmeralda, PF e PAPM. É possível que as zonas planares subverticais de baixa resistividade detectadas pelos CEs “Splash Beach”, “SP 255 Norte” ou “Retiro Saudoso” sejam fraturas hidraulicamente ativas, uma vez que estão longe destes poços. Somente a construção de poços nestes locais, e a realização de ensaios hidráulicos e análises de amostras, resolveriam a questão.

Os modelos de camadas elaborados através das sondagens elétricas verticais (SEVs) mostram boa coerência com dados obtidos nos poços perfurados posteriormente. As variações entre as profundidades mínimas e máximas estimadas com os modelos e aquelas medidas durante as perfurações são de 28% (mín.) e 1170% (máx.) para a profundidade do nível freático, 0% (mín.) e 190% (máx.) para a profundidade da camada de solo de alteração de basalto, e 0% (mín.) e 37% (máx.) para a profundidade do contato ASG-SAG.

2.7 Agradecimentos

Os autores agradecem a cooperação dos proprietários de fazendas e chácaras localizadas no Distrito de Bonfim Paulista, que gentilmente permitiram a realização dos levantamentos geofísicos de superfície. Este trabalho foi financiado pela Fapesp, na forma de um projeto de auxílio à pesquisa (processo 04/11798-4), e de uma bolsa de doutorado para o primeiro autor (processo 04/15543-0), que foi também apoiado pela Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, na forma de uma bolsa de doutorado sanduíche no exterior (processo 0715/06-9), e na forma de uma bolsa de doutorado (Demanda Social – IGc/USP). A coordenação do projeto esteve a cargo do Instituto Geológico – SMASP e o apoio de infra-estrutura, a cargo do Laboratório de Modelos Físicos (LAMO) – IGc-USP e do Instituto Geológico – SMASP. Agradecimentos são estendidos a todos os integrantes do projeto FRATASG.

2.8 Referências bibliográficas

- DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica, 1974, Estudo de Águas Subterrâneas – Região Administrativa 6 - Ribeirão Preto, DAEE, São Paulo, 2 v.
- Fernandes, A.J., Maldaner, C., Azevedo Sobrinho, J.M., Pressinotti, M., Wahnfried, I., 2010, Estratigrafia dos derrames de basaltos de Ribeirão Preto: geologia física, petrografia e geoquímica. Revista Geologia USP, aceito para publicação.
- Gallas, J.D.F., 2000, Principais métodos geoeletricos e suas aplicações para em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental, Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências, e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 174 p.
- Gallo G. & Sinelli O., 1980, Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto, Revista Brasileira de Geociências, v.10, p.129-140.
- Kelly, W.E. & Mares, S., 1993, Applied Geophysics in Hydrogeological and Engineering Practice, Elsevier, 289 p.
- Massoli, M, 2007, Caracterização Litofaciológica das Formações Pirambóia e Botucatu, em Subsuperfície, no Município de Ribeirão Preto (SP), e sua Aplicação na Prospecção de Águas Subterrâneas, Tese de doutoramento defendida no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Rio Claro, 173 p.
- Mendes, J.M.B., Dehaini, J., 1996, Avaliação da precisão de campanha geofísica a partir de dados de sondagens diretas e levantamento geofísico complementar, Atas do I Workshop de Geofísica Aplicada ao Meio Ambiente, Belém, SBGf, p.15-17.

- Morin, R.H., Carleton, G.B., Poirier, S., 1997, Fracture-aquifer hydrogeology from geophysical logs, The Passaic Formation, New Jersey. *Ground Water*, v. 35, n. 2, p. 328-338.
- Morin, R.H., Senior, L.A., Decker, E.R., 2000, Fractured-Aquifer Hydrogeology from geophysical logs: Brunswick Group and Lockatong Formation, Pennsylvania. *Groundwater*, v. 38, n. 2, p.182-192.
- Orellana Silva, E., 1972, Prospección geoeléctrica en corriente continua, Paraninfo Madrid, 523 p.
- Rouleau, A., 1994, Geophysical methods in fracture characterization, *In: Fractured rocks: characterization, flow and transport. Course Notes. Sponsored by Environmental Education Enterprises and the Association of Engineering Geologists*, Tucson, AZ.
- Sinelli, O., (coordenador), 1973, Mapa geológico do nordeste do Estado de São Paulo. Escala 1:50.000 - Folhas de Serrana, Ribeirão Preto, Cravinhos e Bonfim Paulista. Convênio CNEC/FFCL- Ribeirão Preto-USP.
- Sinelli, O., Davino, A., Souza, Gonçalves, N.M.M. Teixeira, A., 1980, Hidrogeologia da Região de Ribeirão Preto (SP), *Anais do 1º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Recife, p.319-335.
- Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Varnier, C., Maldaner, C., Iritani, M., Pressinotti, M. Ferreira, L., Shapiro, A., 2010a, Anisotropia e confinamento hidráulico do Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto (SP, Brasil), Capítulo 3 da presente Tese de Doutorado.
- Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Varnier, C., Maldaner, C., Iritani, M., Pressinotti, M. Ferreira, L., Shapiro, A., Aravena, R., 2010b, Modelo Conceitual de Fluxo entre o Aquitarde Serra Geral e Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto – SP, Capítulo 4 da presente Tese de Doutorado.

3. Anisotropia e Confinamento Hidráulico do Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto (SP, Brasil)

Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Maldaner, C., Varnier, C., Ferreira, L., Iritani, M., Pressinotti, M.

3.1 Resumo

Duas metodologias distintas foram usadas para testar a existência de drenança através de um pacote de 84 m de basalto do Aquitarde Serra Geral (ASG), que recobre o Sistema Aquífero Guarani (SAG), e para determinar os parâmetros hidráulicos do SAG: um teste de bombeamento com 171 h de duração e vazão constante, e testes com uso de traçador, injetado no SAG e no ASG. Os ensaios foram realizados em um conjunto de dois piezômetros multinível e um poço de bombeamento, localizado no Distrito de Bonfim Paulista, sul do Município de Ribeirão Preto (SP). Os resultados indicaram a inexistência de drenança através do basalto. Os dados potenciométricos registrados nos dois piezômetros instalados no SAG, durante o teste de bombeamento, permitiram determinar a existência de anisotropia neste aquífero. Os parâmetros hidráulicos obtidos com este ensaio, após correção dos dados para penetração parcial do poço de bombeamento, e presença de anisotropia, foram a condutividade hidráulica de $4,6 \times 10^{-1}$ m/d e $7,0 \times 10^{-1}$ m/d, e o armazenamento de $1,6 \times 10^{-3}$ e $8,4 \times 10^{-4}$, para os piezômetros PPE-1G e PPE-2G, respectivamente. A relação entre a transmissividade máxima ($T_x=160$ m/d) e mínima ($T_y=103$ m/d) é de 1,55. Os resultados dos testes com traçador, injetado em piezômetros no ASG e no SAG, corroboraram a pouca ou nenhuma drenança no ASG, e determinaram uma condutividade hidráulica de 2,7~2,8 m/d, aproximadamente meia ordem de magnitude maior do que aquela obtida através do teste de bombeamento, e porosidade efetiva entre 18,8 e 20,3%.

3.2 Introdução

A água do Sistema Aquífero Guarani (SAG) abastece parcial ou totalmente por volta de 500 cidades no Brasil (Foster *et al.*, 2004). Entre os centros urbanos totalmente abastecidos por sua água está Ribeirão Preto, com quase 560.000 habitantes (IBGE, 2008). A vazão explorada tem reflexo no rebaixamento dos níveis potenciométricos (NP) do SAG na zona urbana do município. Dados históricos dos NP mostram uma queda acentuada a partir da metade da década de 70. Em um dos

poços a diferença observada de nível de água entre 1983 e 1997 chega a 40 m (Blöcher, 2004). Isto faz com que o nível potenciométrico do SAG fique abaixo daquele observado para o Aquitarde Serra Geral (ASG), invertendo a tendência natural de fluxo entre as unidades para descendente, o que aumenta o risco de contaminação por atividades antrópicas (Iritani *et al.*, 2004). Iritani (2004) detectou concentrações elevadas de nitrato e cloreto em poços no SAG dentro da área urbana de Ribeirão Preto, e concluiu que a contaminação poderia ocorrer de duas formas: fraturas transmissivas nos basaltos ou poços abandonados. Gallo & Sinelli (1980) já haviam sugerido a existência de zonas altamente fraturadas no basalto na região, passíveis de permitirem a recarga do SAG.

O trabalho aqui apresentado insere-se no projeto FRATASG (A Formação Serra Geral como conexão hidráulica entre a superfície e o SAG, processo Fapesp 04/11798-4), cujo objetivo principal foi verificar a existência de recarga do SAG através do ASG, em região onde os arenitos estão sotopostos a até 100 m de basaltos da Formação Serra Geral, através de levantamentos geológicos, geofísicos e hidrogeológicos. Os principais objetivos do presente trabalho foram testar a existência de recarga e determinar com precisão os parâmetros hidráulicos do aquífero sedimentar. Foram usados dois métodos: um teste de bombeamento de vazão constante com duração de 171 horas, e um teste de injeção de traçador com gradiente forçado, com duração de 288 horas, ambos realizados em um local com um poço de bombeamento desativado e dois piezômetros multinível, abertos no SAG e no ASG, construídos com este fim. Para o teste de vazão constante foi planejado um longo tempo de bombeamento para que o cone de rebaixamento atingisse grandes dimensões, aumentando as chances de este interceptar fraturas verticais no basalto que pudessem gerar drenança. A injeção do traçador fluoresceína sódica (uranina), foi realizada em dois pontos: um piezômetro no SAG, e um no ASG, enquanto o gradiente foi mantido constante através de bombeamento no poço de produção. A medição da concentração do traçador foi feita nas amostras de água retiradas deste ponto.

3.3 Localização e contexto geológico

O local onde foi realizado o teste de bombeamento fica no Distrito de Bonfim Paulista, 9 km ao sul do centro da cidade de Ribeirão Preto, nordeste do Estado de

São Paulo. As coordenadas UTM do poço de bombeamento são 23K 211284 m E, e 7646692 m S (figura 3.1).

Figura 3.1. Localização do município de Ribeirão Preto, com informações geológicas de Sinelli (1973) e perfil executado com base em informações de poços (alterado de Fernandes *et al.*, 2010).

A região de Ribeirão Preto está localizada na borda leste da Bacia do Paraná, onde ocorre a transição entre as porções aflorante do Sistema Aquífero Guarani (SAG), e a porção confinada pela Formação Serra Geral. O SAG é composto pelas formações Botucatu e Pirambóia no local. O poço testado atravessa somente uma parte da primeira formação, constituída predominantemente por arenitos com estratificações cruzadas, planar ou acanalada, de médio a grande porte, originadas em campos de dunas eólicos. Há raras intercalações de arenitos com estratificações

plano paralelas associadas a interdunas secas (Assine *et al.*, 2004). Os argilitos e arenitos finos do topo da Formação Corumbataí, descritos por Perrotta (2005), delimitam o SAG em sua porção inferior. Mapeamento de detalhe realizado na região de interesse realizado por Fernandes *et al.* (2010) identificou a existência de 4 derrames de basaltos, denominados, da base para o topo, de B1 (diretamente superposto aos arenitos Botucatu), B2, B3 e B4. B1 e B2 apresentam espessura de 40 a 60 m e B3, de 80 a 100 m, sendo que B4 foi em grande parte erodido; arenitos intertrappe ocorrem descontinuamente entre B1 e B2 e entre B2 B3. No local do teste de bombeamento ocorrem apenas B1, com 48 m de espessura, contendo 25 m de nível vesicular no topo, e B2, parcialmente erodido, com 45 m, sobreposto por 8 m de solo e rocha muito alterada.

3.4 Materiais e Métodos

Campo de poços Esmeralda

A área de estudo localiza-se fora da zona de influência do cone de rebaixamento existente na mancha urbana de Ribeirão Preto. Estudos para entendimento da geometria do aquífero, do aquitarde e investigar a presença de possíveis zonas de fraturas tectônicas no basalto, precederam a escolha do poço a ser usado. Estes estudos incluíram levantamentos geofísicos (sondagens elétricas verticais, caminhamentos elétricos e método áudio magneto-telúrico com fonte controlada - CSAMT), descrição de afloramentos e levantamento de informações de poços existentes.

Para a realização do teste de bombeamento, foi escolhido um poço de produção desativado, distante de outros poços que exploram o SAG, denominado Poço Esmeralda (PE), com 152 m de profundidade. Com o objetivo de conhecer o perfil construtivo do poço e de verificar o seu estado de conservação, foi realizada filmagem das paredes do poço e, posteriormente, a sua limpeza. A turbidez da água impediu a filmagem abaixo de 112 m de profundidade, de modo que apenas a localização e extensão da primeira seção filtrante é conhecida. A restante foi inferida com base em informações verbais do proprietário, que acompanhou a sua perfuração. A posição dos filtros também permitiu inferir que a espessura de basalto se estende, aproximadamente, até a profundidade de 95 m. Próximo ao PE foram construídos dois poços piezômetros multinível, PPE-1 e PPE-2, a distâncias de 15,0

e 22,2 m, com relação ao PE, respectivamente; seu posicionamento permitiu investigar as propriedades do aquífero em diferentes direções (figura 3.2).

Figura 3.2. Localização do poço e piezômetros na Chácara Esmeralda.

Os piezômetros foram construídos a distâncias curtas com relação ao PE para reduzir o tempo de duração dos testes com traçador, e aumentar a chance de haver reflexo do cone de rebaixamento no SAG na potenciometria do ASG. O método usado para a construção dos piezômetros foi o rotopercussivo. Em ambos a perfuração foi interrompida antes de alcançar o SAG para a realização de perfilagem acústica (BHTV), com o intuito de localizar e determinar a atitude das fraturas existentes no basalto. A informação foi usada para definir o comprimento e localização da seção filtrante dos piezômetros no ASG. Após as perfilagens os poços foram aprofundados para dentro do SAG, ainda com sondas rotopercussivas. Como neste método não é usada lama de perfuração, as paredes do furo no arenito colapsaram, reduzindo a penetração dos piezômetros no SAG, sobretudo no PPE-1. Após a inserção dos tubos de PVC geomecânico de 2" que constituem os piezômetros, foi colocado pré-filtro, preenchendo o espaço restante dentro da Formação Botucatu. Selos de bentonita foram utilizados para isolar os piezômetros do SAG daqueles do ASG. O topo dos selos foi posicionado de modo a não obstruir as fraturas do basalto observadas nas perfilagens acústicas, e possuem espessura de 5 m no PPE-1 e de 8 m no PPE-2 (figura 3.3).

Figura 3.3. Perfis construtivos dos piezômetros e poço na Chácara Esmeralda.

Também foram construídos dois piezômetros rasos ao lado do Poço Esmeralda, denominados PME-1 e PME-2, com 4,0 e 5,4 m de profundidade, respectivamente, para monitorar o nível freático na camada de solo e basalto intemperizado. Os dados construtivos são apresentados na tabela 3.1.

Tabela 3.1. Dados construtivos do poço Esmeralda (PE), poços com piezômetros (PPE1 e PPE2), e dos poços de monitoramento do aquífero freático (PME1 e PME2). Todas as profundidades são medidas a partir da boca dos respectivos tubos.

	PE	PPE-1	PPE-2	PME-1	PME-2
Profundidade total (m)	152	B ¹ = 88,0 G ¹ = 98,5	B ¹ = 92,6 G ¹ = 102,8	4,0	5,4
Diâmetro do tubo de revestimento (pol.)	6	2 (poço: 6)	2 (poço: 8)	1	1
Extensão do filtro (m)	46 ²	B ¹ = 2, G ¹ = 2	B ¹ = 2, G ¹ = 2	1	1
Espessura de solo (m)	ND	15	16	-	-
Espessura de basalto (m)	ND	82	84	-	-
Penetração no SAG (m)	56 ²	0,6	2,1	-	-

¹ B=piezômetro no basalto, G=piezômetro no Guarani.

² Estimado com base na filmagem e em informações fornecidas pelo proprietário.

Execução do teste de bombeamento

Durante o teste de bombeamento, as medições de nível dinâmico foram realizadas em todos os pontos disponíveis (PE, PPE-1B e G, PPE-2B e G, PME-1 e 2). No PE a medição foi feita através de um transmissor de pressão da marca Druck, modelo PTX-1830, com fundo de escala de 30 m de coluna d'água, conectado a um registrador de dados da marca Campbell, modelo CR-10X. As medições em todos os piezômetros foram feitas manualmente, usando dois medidores de nível da marca Heron, de 100 e 200 m de comprimento, e um da marca Hidrosuprimentos, de 100 m. No início as medições foram feitas com alta frequência, diminuindo com o avanço do teste.

A bomba, da marca Leão, modelo 22TR+EP5-10, estava posicionada a 114 m de profundidade a partir da boca do PE. Para medir a vazão foi usado um orifício calibrado de 2", montado em tubo de 2 ½". A água bombeada foi direcionada para uma caixa d'água de 1000 l, e desta para o Córrego Limeira, a aproximadamente 40 m do local bombeado. Antes do início do teste de vazão constante foi realizado um bombeamento escalonado para determinar a vazão ideal, de aproximadamente 29 m³/h.

Execução dos testes com traçador

Os testes com traçador fluorescente tiveram por objetivo determinar a existência de drenança através da Formação Serra Geral, e obter a porosidade efetiva e a condutividade hidráulica do Sistema Aquífero Guarani (SAG). Em ambos os ensaios foi usado o traçador fluoresceína sódica (uranina), injetado no piezômetro PPE-1G para o teste no Guarani (teste F/G), e no PPE-1B para o teste da conexão

através do basalto (teste F/B). O bombeamento e coleta de amostras foram realizados no Poço Esmeralda (PE). Para garantir um estado quasi-estacionário do nível d'água durante a execução dos testes, a primeira injeção (F/G) foi realizada 53 h após o início do bombeamento, e a segunda (F/B), uma hora depois desta. No teste F/G foram inseridos 2 l de uma solução com concentração de 500 mg/l de fluoresceína através de mangueira com abertura na altura do filtro do piezômetro, a 97 m de profundidade. Em seguida foi feito enxágue com 4 l de água do Guarani, volume que deveria ser suficiente para forçar a solução para fora do piezômetro. Porém uma amostra de água do piezômetro PPE-1G, coletada 42 h após a injeção, apresentava concentração muito elevada de fluoresceína, a ponto de ser visível a olho nu, indicando que o traçador não havia entrado no aquífero. Optou-se por fazer um novo enxágue, com 500 l de água do poço de bombeamento, exatamente 43 h após a tentativa de injeção, resultando na entrada efetiva do traçador no aquífero. Este foi, portanto, considerado como o início real do teste, e a partir deste momento a sua duração foi de 288 h.

A injeção de fluoresceína no basalto (teste F/B) também foi feita através de mangueira, com abertura posicionada em frente ao filtro do piezômetro PPE-1B, ou seja, a 87 m de profundidade. Foram inseridos 2 l de solução com concentração de 250 mg/l, e em seguida foi feito enxágue com 6 l de água limpa do Guarani. Assim como em F/G, a quantidade não foi suficiente para forçar a solução para fora do piezômetro, e novamente após 43 h após esta injeção foi feito um enxágue com aproximadamente 400 l de água extraída do poço Esmeralda, sendo este considerado o momento inicial real do teste.

Amostras de água coletadas antes da injeção do corante foram usadas como branco para a calibração do fluorímetro, usado para a leitura da concentração. O intervalo de tempo inicial entre cada coleta foi de 30 minutos, aumentando com o avanço do bombeamento, até chegar a 8 h. Houve algumas interrupções no bombeamento por falha no fornecimento de energia. Após cada desligamento a frequência de coletas foi maior, para possibilitar a detecção de possíveis variações na chegada do traçador.

A avaliação das concentrações do traçador nas amostras foi feita no campo, em local climatizado, para impedir influência da variação da temperatura. Foi usado um fluorímetro da marca Turner Designs, modelo TD-700. As amostras foram

aconditionadas em frascos plásticos de 100 ml, envoltos em papel alumínio e colocados dentro de uma caixa de isopor forrada com um saco plástico preto, para garantir proteção contra luz e diminuir a exposição às grandes variações térmicas, típicas do local. Devido à baixa concentração de traçador, foi necessário elevar o pH para aproximadamente 9, um volume muito pequeno (entre 0,2 e 0,5 ml) de solução de alta concentração de NaOH (1M), impedindo que houvesse diluição do traçador nas amostras.

3.5 Resultados

Teste de bombeamento: método para aquífero isotrópico bombeado por poço parcialmente penetrante

Os dados de rebaixamento em função de tempo obtidos com o teste não se ajustam à curva-tipo de Theis devido à penetração parcial do poço de bombeamento. O Poço Esmeralda (PE) possui aproximadamente 46 m de filtros, e o Sistema Aquífero Guarani (SAG) deve ter aproximadamente 230 m de espessura no local (Massoli, 2007). Por esta razão foi usado o método de Hantush (Hantush, 1961a e 1961b), uma adaptação do método de Theis para poços não penetrantes, em aquíferos confinados e isotrópicos.

Durante o teste de vazão constante, após 16 h de bombeamento, houve uma interrupção no fornecimento de energia elétrica, que durou aproximadamente 15 min. Isto causou uma recuperação perceptível no PE, porém menos acentuada nos piezômetros no Guarani: 0,14 m no PPE-1G e 0,09 m no PPE-2G (figura 3.4). Não houve, portanto, influencia nos resultados.

Fica evidente, no gráfico apresentado na figura 3.4, que não há estabilização do nível dinâmico no tempo final de bombeamento, indicando que o cone de rebaixamento ainda estava em expansão após 171 h de bombeamento. Isto comprova que, caso exista drenança no local, ela ainda não foi suficiente para equilibrar o volume bombeado. Dado o longo tempo de duração do teste, é possível afirmar que a drenança é extremamente reduzida, ou inexistente. Interpretando os dados pelo método de Hantush, são obtidos os parâmetros apresentados na tabela 3.2. Existe uma diferença de menos de meia ordem de magnitude entre os valores de condutividade hidráulica obtidos para cada piezômetro. A diferença entre a inclinação das curvas de rebaixamento indica que realmente há diferença de K

dependendo da direção. A direção com maior condutividade tem maior rebaixamento por oferecer menor resistência à passagem da água. Há, portanto uma evidência de anisotropia ou heterogeneidade, ou mesmo ambas, no SAG neste local.

Figura 3.4. Curva-tipo de Hantush (correção para penetração parcial), com ajuste feito para os dados do piezômetro PPE-2G. O gráfico mono-logarítmico ressalta a diferença entre os dados de cada piezômetro. Existe um bom ajuste dos dados no tempo inicial de bombeamento, excluindo o tempo de restrição imposto pelo método (60 min. para o PPE-2G, e 234 min. para o PPE-1G). A ausência de dados entre 2 e 3 min. de bombeamento para o PPE-2G se deve a uma falha na anotação das medidas, e a oscilação do nível d'água aos 900 min. foi causada por falha no fornecimento de energia por aproximadamente 15 min.

Tabela 3.2. Parâmetros hidráulicos obtidos pelo método de Hantush, para poço parcialmente penetrante em aquíferos isotrópicos.

Piezômetro	K (m/d)	$T^{(1)}$ (m^2/d)	S_s (1/m)	$S^{(1)}$ (adim.)
PPE-1G	$4,4 \times 10^{-1}$	$1,02 \times 10^2$	$7,0 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-3}$
PPE-2G	$6,8 \times 10^{-1}$	$1,55 \times 10^2$	$3,7 \times 10^{-6}$	$8,4 \times 10^{-4}$

¹ Obtidos com base em espessura do SAG de 230 m.

Já os dados observados nos piezômetros no basalto não puderam ser aproveitados, porque nestes o nível d'água (NA) não havia se recuperado do rebaixamento causado pela sua perfuração. O teste foi iniciado dois dias após o término da construção dos piezômetros, e a recuperação completa de seus níveis d'água ocorreu mais de duas semanas após o final das obras. Os NA estáveis no basalto apresentaram diferença de carga hidráulica para o SAG de aproximadamente 12 m no PPE-1 e 77 m no PPE-2.

Reavaliação dos resultados do bombeamento: aquífero anisotrópico

Diferentes autores descreveram a existência de anisotropia em arenitos de origem eólica. Lindquist (1988), analisando os sedimentos da Formação Nugget, nos Estados Unidos, determinou que a direção de maior permeabilidade é horizontal, paralela às estratificações cruzadas, e a de permeabilidade menor é ortogonal às estratificações (figura 3.5). Van den Berg & de Vries (2003) realizaram uma sequência detalhada de ensaios em várias fácies associadas a dunas na Holanda, usando diferentes métodos como permeâmetros, análise granulométrica e simulação de fluxo por análise de imagens de seções delgadas dos sedimentos. Na fácies associada a dunas eólicas também determinaram a existência de anisotropia.

Existem diversas descrições das estruturas sedimentares da Formação Botucatu. O trabalho de maior detalhe realizado para a região de Ribeirão Preto é o de Massoli (2007). O autor encontrou, em afloramento da Formação Botucatu a 70 km de Ribeirão Preto, estratificações cruzadas tabulares de grande porte sobrepostas por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, também de grande porte. São, portanto, rochas análogas àquelas testadas por Lindquist (1988).

Além da anisotropia, a diferença de condutividade hidráulica poderia ser causada por heterogeneidade na rocha. Durante a perfuração dos piezômetros na Chácara Esmeralda foi observada uma maior cimentação do arenito Botucatu no PPE-2G, fato que poderia reduzir localmente a condutividade hidráulica (K). Os resultados do teste de bombeamento indicam o oposto: a direção do PPE-1G possui menor K . Desta forma não se pode atribuir a diferença à heterogeneidade causada pela cimentação da rocha.

Figura 3.5. Distribuição das orientações de condutividade hidráulica, máxima, intermediária e mínima com relação aos planos de estratificação de paleodunas eólicas (adaptado de Lindquist, 1988).

Existem diversos métodos para corrigir os dados do teste de bombeamento para levar em conta existência de anisotropia. Para todos é necessário conhecer as direções de máxima e mínima condutividades hidráulicas, ou ter dados de pelo menos três piezômetros localizados em direções distintas com relação ao poço de bombeamento. Na Chácara Esmeralda só existem dois piezômetros, e não há informação geológica suficientemente detalhada para definir a orientação do

elipsóide de condutividade hidráulica com base na estrutura dos sedimentos. A solução encontrada foi inferir indiretamente esta direção, definindo valores máximos de anisotropia para sedimentos de origem eólica, análogos ao arenito Botucatu. As características geológicas impõem um limite para as condutividades hidráulicas possíveis. Os valores de anisotropia entre o $K_{\min.}$ e $K_{\max.}$ obtidos por Van den Berg & de Vries (2003) na fácies eólica, com alto grau de arredondamento e boa seleção dos grãos, foi de até 1,45. Lindquist (1988) obteve uma permeabilidade horizontal (k_h) de 137 mD (mili Darcies), e vertical de 200 mD em estruturas de fluxo de grãos de paleodunas eólicas, sem influência de deposição subaquosa ou superfícies erosivas. Isto representa uma anisotropia de 1,46 (k_h/k_v). Estes valores pautaram a reavaliação dos resultados dos testes aqui apresentados.

Interpolando linearmente as cotas de nível dinâmico entre os piezômetros e o Poço Esmeralda (PE), registrados após 169 h de bombeamento, é possível desenhar os contornos das equipotenciais, descrevendo o cone de rebaixamento. A relação entre os eixos da elipse é proporcional à relação entre as condutividades hidráulicas nas direções dos eixos. Se a relação não é conhecida, a elipse pode assumir qualquer direção. O fato é ilustrado na figura 3.6, na qual uma equipotencial arbitrária (de 85 m) foi interpolada entre os piezômetros e o poço de bombeamento na Chácara Esmeralda, com 169 h de bombeamento.

Figura 3.6. A equipotencial de 85 m, após 169 h de bombeamento, tem a forma de uma elipse por causa da anisotropia. A relação entre os eixos x e y da elipse varia em função da sua orientação. Na figura são apresentados três direções arbitrárias possíveis, a, b e c, das quais a primeira possui a menor correlação x/y, representando, como consequência, a menor anisotropia.

A menor diferença entre os eixos de máxima e mínima condutividade hidráulica ocorre quando a elipse tem o eixo x alinhado com o piezômetro PPE-2. Por esta razão, foi o primeiro ângulo de orientação usado para aplicar a correção dos dados do teste de bombeamento.

O método usado foi o de Hantush (1966), para aquíferos confinados e anisotrópicos no plano horizontal. Baseando-se na equação de Theis, o autor determinou que o rebaixamento em um aquífero confinado é descrito por (Kruseman & de Ridder, 1991):

$$s = \frac{Q}{4\pi T_e} W(u_{xy}) \quad (1)$$

$$u_{xy} = \frac{r^2 S}{4tT_n} \quad (2)$$

$$T_e = \sqrt{T_x \times T_y} \quad (3)$$

$$T_n = \frac{T_x}{\cos^2(\theta + \alpha_n) + m \sin^2(\theta + \alpha_n)} \quad (4)$$

$$m = \frac{a_n \cos^2 \theta - \cos^2(\theta + \alpha_n)}{\sin^2(\theta + \alpha_n) - a_n \sin^2 \theta} \quad (5)$$

$$m = \frac{T_x}{T_y} = \left(\frac{T_e}{T_y} \right)^2 \quad (6)$$

$$a_n = \frac{T_1}{T_n} \quad (7)$$

$$T_e = (T_1 + T_2)/2 \quad (8)$$

Onde:

s = rebaixamento (C)

S = armazenamento (adimensional)

Q = vazão (C³/T)

r = distância do piezômetro ao poço de bombeamento (C)

t = tempo de bombeamento (T)

α_n, θ = ver figura 3.7

$W(u_{xy})$ = função do poço para aquífero anisotrópico

T_e = transmissividade efetiva (C²/T)

T_x = transmissividade na direção de maior condutividade hidráulica (C²/T)

T_y = transmissividade na direção de menor condutividade hidráulica (C²/T)

T_n = transm. na direção com ângulo $(\theta + \alpha)$ em relação ao eixo x (C²/T) (figura 3.7)

Sendo: C – unidade de comprimento; T – unidade de tempo.

Hantush (1966) menciona que a transmissividade efetiva (T_e) deve ser obtida aplicando-se métodos de interpretação comuns, que é então corrigida para considerar a existência de anisotropia. O autor ressalta que a T_e deve ser semelhante para os dados de todos os piezômetros, independente de sua direção em relação ao poço de bombeamento, e mostra um exemplo no qual considera uma diferença de 1/3 nos valores de transmissividade como sendo admissível. E nestes casos afirma que o valor de T_e a ser usado é a média dos valores calculados para os diferentes piezômetros. Na Chácara Esmeralda a diferença encontrada é próxima àquela considerada aceitável por Hantush (1966): 1/2.

Para a interpretação dos dados são consideradas as seguintes direções de transmissividades:

- T_x = transmissividade em direção paralela à superfície de deposição das paleodunas, que é a de maior K.
- T_y = transmissividade em direção perpendicular à superfície de deposição das paleodunas, que é a de menor K.
- T_1 = transmissividade na direção do piezômetro PPE-2, com ângulo θ em relação ao eixo X (vide tabela 3.2).
- T_2 = transmissividade na direção do piezômetro PPE-1, com ângulo $\theta + \alpha$ em relação ao eixo X (vide tabela 3.2).

A transmissividade efetiva T_e obtida é de 128,5 m²/d. Aplicando a equação (7) com os valores de transmissividade obtidos através do método para aquíferos isotrópicos, obtém-se o valor de a_2 . Substituindo este valor, e os valores dos ângulos θ e α_2 na equação (5), obtém-se $m = 1,55$. Conhecendo m , obtém-se T_y e T_x usando a equação (6). Como na situação proposta o eixo x da elipse de condutividade hidráulica (e conseqüentemente de transmissividade) está alinhado à direção do piezômetro PPE-2, conclui-se que $T_x = T_1$, e T_2 pode ser recalculado: $T_1 = 160$ m²/d e

$T_2 = 105 \text{ m}^2/\text{d}$. Os parâmetros hidráulicos corrigidos para a presença de anisotropia são apresentados na tabela 3.3.

O valor de m é a relação entre os extremos de transmissividade do aquífero. Caso tivesse sido usado um valor de θ diferente de 0° , o m obtido teria sido ainda maior, como demonstrado na figura 3.6. O valor de 1,55 já é um pouco superior aos valores obtidos nos trabalhos de Lindquist (1988) e Van den Berg & de Vries (2003), respectivamente de 1,45 e 1,46, indicando que a orientação escolhida para a elipsóide de anisotropia, com o eixo x alinhado ao PPE-2, é a mais provável. Qualquer outra resultaria em um m maior. A diferença entre o valor de m apresentado aqui com relação aos autores mencionados pode ser causada por diversos fatores. Uma possibilidade é a influência de sedimentos inter-duna, mais finos, e com uma condutividade hidráulica mais baixa. A geometria das superfícies de deposição também pode ser a origem da diferença. A penetração parcial do PE gera uma verticalização do fluxo. Quanto mais próxima a direção do fluxo for à orientação do eixo ortogonal aos planos de estratificações das paleodunas, maior será a anisotropia ($K_{\min}$ da figura 3.5). O trabalho de Lindquist (1988) somente avaliou a anisotropia entre as direções horizontal e vertical, e não em relação à direção ortogonal aos planos de estratificação. O trabalho de Van den Berg & de Vries (2003) aborda esta questão, mas somente em sedimentos inconsolidados. A compactação dos sedimentos da Formação Botucatu pode ser a causa do maior valor de m obtido no presente trabalho, quando comparado a este último artigo.

Tabela 3.3. Parâmetros hidráulicos recalculados para o SAG a partir da interpretação dos dados levando em conta a existência de anisotropia, e comparação com os resultados obtidos sem considerar a existência de anisotropia.

Aquífero	Direção	K (m/d)	T (m ² /d)	Ss (1/m)	S (adim.)
Anisotrópico	PPE-1G	$4,6 \times 10^{-1*}$	$1,05 \times 10^2$	$7,0 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-3}$
	Y ($K_{\min}$)	$4,5 \times 10^{-1*}$	$1,03 \times 10^2$	ND**	ND**
	PPE-2G = X ($K_{\max}$)	$7,0 \times 10^{-1*}$	$1,60 \times 10^2$	$3,7 \times 10^{-6}$	$8,4 \times 10^{-4}$
Isotrópico	PPE-1G	$4,4 \times 10^{-1}$	$1,02 \times 10^2*$	$7,0 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-3}$
	PPE-2G	$6,8 \times 10^{-1}$	$1,55 \times 10^2*$	$3,7 \times 10^{-6}$	$8,4 \times 10^{-4}$

*Obtidos com base em espessura do SAG de 230 m.

** Não definidos: o armazenamento só pode ser calculado nas direções dos piezômetros.

Testes com traçador

Como o único objetivo deste teste foi determinar a velocidade média de transporte do soluto, dispersão e difusão não foram levados em conta. Assim, somente o tempo de chegada do centro de massa do traçador foi considerado, sem avaliar a forma da curva de chegada no gráfico de concentração versus tempo.

No planejamento dos testes F/G e F/B assumiu-se que os picos de chegada da fluoresceína injetada no SAG e no Serra Geral seriam facilmente distinguíveis. Os dois picos observados na figura 3.8 foram considerados como oriundos da mesma injeção, no Guarani. As abruptas variações devem ter sido causadas por diferentes caminhos seguidos pelo traçador dentro do arenito, ou por sua heterogeneidade. Isto implica que o traçador inserido no teste F/B não chegou até o poço de bombeamento. Isto pode ter sido causado por diluição excessiva da fluoresceína no meio, ficando abaixo do limite de detecção do fluorímetro, ou porque não há conexão entre o basalto e SAG neste local. A segunda hipótese corrobora a tese levantada pelo resultado do teste de bombeamento de vazão constante, de conexão muito limitada, ou até inexistente, entre ASG e SAG.

Para o cálculo da porosidade efetiva foi usado o método apresentado por Custodio & Llamas (1996) para um poço de bombeamento parcialmente penetrante. Nesta situação, o tempo que o traçador leva para se deslocar entre o piezômetro e o poço de bombeamento é o mesmo que qualquer partícula de água leva em uma semi-esfera com raio igual à distância entre os poços. Assim, quando o traçador chegar ao poço de bombeamento, o volume total bombeado é aquele extraído da porosidade efetiva da semi-esfera. A porosidade efetiva é obtida com a equação 9.

$$n_{ef} = \frac{3V}{2\pi r^3} \quad (9)$$

Onde:

n_{ef} = porosidade efetiva (adimensional)

V = volume total bombeado (C^3)

r = distância entre o poço de bombeamento e o piezômetro (C)

Sendo: C – unidade de comprimento; T – unidade de tempo.

Existem diferentes formas de avaliar o momento de chegada do traçador ao poço de bombeamento. Neste trabalho foram usadas duas que não sofrem influência dos efeitos de dispersão e difusão: (1) usando como referência o ponto médio do tempo na altura de 2/3 do pico de concentração registrado (figura 3.8), e (2) determinando o momento em que 50% da massa efetivamente recuperada alcança o poço de bombeamento (figura 3.9). Assim obtém-se dois tempos de trânsito distintos: (1) de 44h30min, e (2) de 46h40min. Com uma vazão média de 29,7 m^3/h , obtém-se volumes totais bombeados de (1) 1321,6 m^3 e (2) 1387,1 m^3 . A distância entre o ponto de injeção e coleta é 15,0 m. Aplicando a equação 9, calculou-se uma porosidade efetiva do SAG de (1) 18,6% e (2) 19,5%. Como não

havia sedimentos representativos do contato entre SAG e ASG para a determinação do fator de retardação, foi usado o valor definido por Klotz (1982, apud Käss, 1992), para fluoresceína em experimentos de coluna com areia quartzosa, análoga aos sedimentos do SAG: $R_D = 0,99$. Os valores recalculados são apresentados na tabela 3.4.

Figura 3.8. Chegada de fluoresceína (teste F/G). O momento da chegada é considerado como o ponto central de uma reta traçada a 2/3 da altura das concentrações máximas (32 e 39 ppt). O valor obtido é próximo a 30 ppt. Os dois picos são levados em conta, para agrupar as chegadas de traçador que provavelmente passou por caminhos distintos no SAG.

Figura 3.9. Concentração acumulada do teste F/G. É considerado momento de chegada o instante em que 50% da concentração máxima acumulada chegam ao poço de bombeamento.

Invertendo a equação de fluxo para isolar o K (equação 10), e substituindo os valores de porosidade efetiva, velocidade média de trânsito da fluoresceína, e gradiente hidráulico médio durante o bombeamento na equação de advecção, foi calculada a condutividade hidráulica do SAG (tabela 3.4).

$$K = v n_{ef} dl/dh \quad (10)$$

Onde:

n_{ef} = porosidade efetiva (adimensional)

v = velocidade média de advecção da água (C/T)

dl = distância entre o poço de bombeamento e o piezômetro (C)

dh = diferença de carga hidráulica entre o poço de bombeamento e os piezômetros (C)

Sendo: C – unidade de comprimento; T – unidade de tempo.

Tabela 3.4. Resumo dos resultados obtidos com o teste F/G, considerando o fator de retardação $R_D = 0,99$.

Tipo de avaliação de chegada	Tempo até a chegada	Volume bombeado	n_{ef} corrigida	K (m/d)
(1) 2/3 do pico	44h30min	1321,6 m ³	18,8%	2,7
(2) 50% da massa acumulada	48h11min	1387,1 m ³	20,3%	2,8

3.6 Conclusões

Os resultados dos dois métodos usados, teste de bombeamento de longa duração no Sistema Aquífero Guarani (SAG) e teste com traçador fluorescente entre SAG e ASG, indicaram que a drenança é muito reduzida ou inexistente no local testado. O melhor resultado foi obtido com o teste hidráulico.

Após 171 h de bombeamento ainda não havia sido alcançado o estado estacionário. Isto comprova que não há, na área do cone de rebaixamento, drenança suficiente através do basalto para equilibrar a extração de água. Portanto caso haja drenança, ela é muito reduzida ou não detectável.

O traçador injetado no basalto não foi detectado no poço de bombeamento. Isto indica conectividade baixa ou inexistente o ASG e SAG no local testado. Através do teste de injeção de traçador no SAG foram determinados valores de porosidade efetiva entre 18,8% e 20,3%, considerando um R_D de 0,99. Mas testes de coluna sempre geram resultados baixos para R_D , ainda mais considerando areia quartzosa pura. Na situação real a chegada da fluoresceína provavelmente foi mais influenciada pela presença de argila, originada na alteração do basalto. A diferença entre os dois valores de porosidade efetiva obtidos, de aproximadamente 5%, deve ser menor do que a influência do retardamento real. As porosidades efetivas apresentadas aqui são coerentes com os valores obtidos por Araújo *et al.* (1999)

para o Guarani, que variam entre 14 e 30%, com média de 16% obtida a partir de 150 valores pesquisados.

Os valores de condutividade hidráulica obtidos, variando entre 2,2 a 2,8 m/d dependendo do método de cálculo usado, são pouco menos de uma ordem de grandeza maiores do que aqueles obtidos com a interpretação do teste de bombeamento, respectivamente de $4,5 \times 10^{-1}$ e $7,0 \times 10^{-1}$ m/d na direção de menor e maior K, considerando a existência de anisotropia. A diferença deve ser causada pelo fato de testes com traçadores serem mais sensíveis a heterogeneidades no aquífero do que testes de bombeamento. O traçador deve ter percorrido um caminho preferencial, ao longo de uma superfície deposicional com condutividade hidráulica maior, para chegar até o poço de bombeamento. O teste de bombeamento é menos sensível à influência de superfícies deposicionais mais permeáveis. Seus resultados refletem as condutividades das várias camadas presentes na direção entre o piezômetro e o poço de bombeamento. Dann *et al.* (2008) encontrou uma diferença de duas ordens de magnitude entre os resultados de testes de traçador e de bombeamento, realizados em sedimentos aluvionares. O autor atribui a diferença à passagem do traçador por canais mais permeáveis nos sedimentos. No caso de sedimentos eólicos a diferença deve ser menor, o que é coerente com os resultados apresentados neste trabalho. A presença de dois picos distintos de chegada no gráfico de concentração de traçador em função de tempo também indicam a existência de canais preferenciais de fluxo no arenito.

Os dados do teste de bombeamento também indicaram a presença de anisotropia no SAG, fato inédito na literatura, devido à inexistência de testes de bombeamento com poços de observação no aquífero. Fazendo as correções necessárias para a penetração parcial do poço de bombeamento, e para a presença de anisotropia, foi calculado um $K_{\text{máx}}$ de $7,0 \times 10^{-1}$ m/d, na direção NNW, e um $K_{\text{mín}}$ de $4,5 \times 10^{-1}$ m/d, na direção ENE. Com mais um piezômetro, além dos dois existentes, seria possível determinar com maior segurança a orientação do elipsóide de condutividade hidráulica, e um valor mais preciso de $K_{\text{máx}}$ e $K_{\text{mín}}$.

No caso do campo de piezômetros da Chácara Esmeralda, a relação entre a maior e a menor transmissividades (T_x/T_y) foi de 1,55, um pouco superior à encontrada por outros autores em sedimentos eólicos, como Van den Berg & de Vries (2003) que obtiveram uma relação de 1,45, e Lindquist (1988) com um valor de

1,46. O fato de a interpretação aqui apresentada ter sido feita usando somente dois piezômetros, e sem conhecimento sobre a orientação exata das estratificações nos sedimentos, certamente embute um erro no valor da anisotropia encontrada.

Por outro lado, neste teste de bombeamento, os piezômetros estavam praticamente no mesmo plano horizontal, que não é a direção de maior anisotropia em sedimentos eólicos com estratificações cruzadas. Neste tipo de sedimento a maior anisotropia ocorre entre a direção paralela às estratificações e sua perpendicular. Outro fator que potencialmente aumentaria a anisotropia encontrada na Chácara Esmeralda seria a adoção de outra orientação para a elipse de anisotropia horizontal. Qualquer direção diferente daquela adota na interpretação apresentada resultaria em uma anisotropia maior. Estes dois fatores indicam ser plausível que a anisotropia no SAG seja um pouco maior do que aquelas apresentadas nos trabalhos de Lindquist (1988) e Van den Berg & de Vries (2003).

Com base na orientação da anisotropia definida para a Chácara Esmeralda é possível inferir a direção das camadas descritas pelas estratificações no arenito Botucatu como sendo ao redor de E-W. Como não é possível determinar o mergulho destas camadas com os resultados do teste de bombeamento, o sentido das paleocorrentes de vento pode ser tanto norte quanto sul. Um novo teste de bombeamento na Chácara Esmeralda, com um número maior de piezômetros no SAG dispostos em profundidades distintas, seria necessário para determinar com maior precisão a direção das estratificações, e até mesmo o sentido das paleocorrentes de vento.

3.7 Agradecimentos

Os autores agradecem a valiosa cooperação do Sr. Mário Osene, pelo apoio incondicional ao projeto FRATASG, permitindo a realização dos trabalhos na Chácara Esmeralda. Este trabalho foi financiado pela Fapesp, na forma de um projeto de auxílio à pesquisa (processo 04/11798-4), e de uma bolsa de doutorado para o primeiro autor (processo 04/15543-0), que foi também apoiado pela Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, na forma de uma bolsa de doutorado sanduíche no exterior (processo 0715/06-9), e na forma de uma bolsa de doutorado (Demanda Social – IGc/USP). A coordenação do projeto esteve a cargo do Instituto Geológico – SMASP e o apoio de infra-estrutura, a cargo do Laboratório de Modelos Físicos (LAMO) – IGc-USP e do Instituto Geológico –

SMASP. Agradecimentos são estendidos a todos os integrantes do projeto FRATASG.

3.8 Referências bibliográficas

- Araújo, L.M., França, A.B. & Potter, P.E., 1999, Hydrogeology of the Mercosul Aquifer System in the Chaco-Paraná Basins, South America, and Comparison with the Navajo-Nugget Aquifer System, USA, *Hydrogeology Journal*, v.7, p.317-336.
- Assine, M.L., Piranha, J.M. & Carneiro, C.D.R., 2004, Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu, P. 77-93, *In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, por Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Brito-Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., São Paulo, Beca, 2004, 647 p.
- Blöcher, G., 2004, Grundwasserbewirtschaftung mittels eines dreidimensionalen numerischen Strömungsmodells im Raum Ribeirão Preto - São Paulo – Brasilien, *Dissertação de Mestrado*, Universidade Técnica de Berlim, Alemanha, em alemão, 142p.
- Custodio, E. & Llamas, M.S., 1996, *Hidrologia subterránea*. 2a ed. Barcelona, Omega, v. 1, 1157p.
- Dann, R. L., Close, M. E., Pang, L., Flintoft, M. J., Hector, R. P., 2008, Complementary use of tracer and pumping tests to characterize a heterogeneous channelized aquifer system in New Zealand, *Hydrogeology Journal*, v.16, p. 1177–1191.
- Fernandes, A.J., Maldaner, C., Azevedo Sobrinho, J.M., Pressinotti, M., Wahnfried, I., 2010, Estratigrafia dos derrames de basaltos de Ribeirão Preto: geologia física, petrografia e geoquímica. *Revista Geologia USP*, aceito para publicação.
- Foster, S., Kemper, K., Garduño, H., 2004, Brazil, Paraguay, Uruguay, Argentina: The Guarany Aquifer Initiative for Transboundary Groundwater Management, World Bank – Washington DC, GW Mate Case File Collection 9, 16p.
- Gallo, G. & Sinelli, O., 1980, Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto. *Revista Brasileira de Geociências*, v.10, p.129-140.
- Hantush, M.S., 1961a, Drawdown Around a Partially Penetrating Well, J. Hydraulic Division, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. 87 (HY4), p. 83-98.
- Hantush, M.S., 1961b, Aquifer Tests on a Partially Penetrating Wells, J. Hydraulic Division, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. 87 (HY5), p. 171-195.
- Hantush, M.S., 1966, Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers, J. *Geophys. Res.*, v.71, n.2, p.421-426.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2008, Estimativas da população para 1º de julho de 2008. Documento disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/economia/pibmunicipios/2006/tab01.pdf>. Acessado em 13/03/2009.

- Iritani, M.A. (coordenadora), 2004, Sistema de Informação para o Gerenciamento Ambiental dos Recursos Hídricos Subterrâneos na Área de Afloramento do Aquífero Guarani no Estado de São Paulo, Relatório Final de Projeto de Pesquisa FAPESP número 02/10368-0, 148p.
- Iritani, M. A., Schuler, G., Dias, C.L., Ferreira, L. M. R., Guillaumon, J.R., Frish, H., Casarini, D. C. P., Tröger, U., 2004, Exploração do Aquífero Guarani e os impactos ao nível d água em Ribeirão Preto Brasil, 33° Congress - International Association of Hydrogeologists, 2004, Zacatecas.
- Käss, W., 1992, Geohydrologische Markierungstechnik, Berlim, Gebrüder Bornträger, 519p.
- Kruseman, G.P. & de Ridder, N.A. 1991. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, Second Edition, Wageningen, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, 377p.
- Lindquist, S.J., 1988, Practical Characterization of Eolian Reservoirs for Development: Nugget Sandstone, Utah-Wyoming Thrust Belt, Sedimentary Geology, 56, p. 315-339.
- Massoli, M., 2007, Caracterização Litofaciológica das Formações Pirambóia e Botucatu, em Subsuperfície, no Município de Ribeirão Preto (SP), e sua Aplicação na Prospecção de Águas Subterrâneas, Tese de doutoramento defendida no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Rio Claro, 173 p.
- Perrotta, M.M, Salvador, E.D., LOPES, R.C., D'Agostino, L.Z., Peruffo, N., Gomes, S.D., Sachs, L.L.B., Meira, V.T., Lacerda Filho, .J.F.. 2005, Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000, São Paulo, CPRM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Van den Berg, E.H. & de Vries, J.J., 2003, Influence of grain fabric and lamination on the anisotropy of hydraulic conductivity in unconsolidated dune sands, Journal of Hydrology, 283, p. 244–266.

4. Modelo Conceitual de Fluxo entre o Aquitarde Serra Geral e o Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto – SP

Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Varnier, C., Maldaner, C., Iritani, M., Pressinotti, M. Ferreira, L., Shapiro, A., Aravena, R.

4.1 Resumo

Neste trabalho foram usadas diferentes técnicas para definir a relação hidráulica entre o Sistema Aquífero Guarani (SAG) e o Aquitarde Serra Geral (ASG) em local onde este possui ao redor de 100 m de espessura, ao sul de Ribeirão Preto. Com base em levantamentos geofísicos de superfície e de lineamentos foram construídos três poços no ASG, em locais com indícios da presença de descontinuidades no basalto que poderiam permitir a conexão hidráulica com o SAG. Foram feitas perfilagens acústica, para localização de fraturas, e de temperatura e condutividade elétrica da água, para definição das zonas hidraulicamente ativas. Em um dos poços foram realizados testes hidráulicos em intervalos discretos, para coleta de amostras e determinação de parâmetros hidráulicos. Amostras também foram coletadas em dois poços abertos já existentes no ASG, em um poço no SAG durante um teste de bombeamento de 171 h, e em um piezômetro no SAG. Foram feitas análises químicas de íons maiores, menores, elementos traço e sílica. Os isótopos analisados foram ^3H , ^2H , ^{18}O , ^{13}C e ^{14}C . Isto permitiu uma clara diferenciação entre as águas rasa e profunda do ASG, bem como da água do SAG, no mesmo local. Os resultados mostram pouca ou nenhuma conectividade entre SAG e ASG, e uma circulação preferencial rasa e horizontal dentro do ASG, com características hidráulicas de dupla porosidade.

4.2 Introdução

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é um dos mais importantes e estratégicos mananciais de água potável do Brasil, devido ao seu elevado potencial hídrico e por abastecer grandes centros econômicos do sul e sudeste brasileiros, incluindo várias cidades no Estado de São Paulo, Paraná e Rio Grande do Sul (Proyecto Aquífero Guarani, 2000). Isto torna vital o entendimento do fluxo vertical através dos basaltos da Formação Serra Geral, pois interfere tanto na disponibilidade hídrica, como na vulnerabilidade à poluição do SAG. Importantes cidades paulistas, como Ribeirão Preto, Araraquara, São Carlos, Jaú e Bauru, as quais possuem numerosas fontes

potenciais de contaminação, estão localizadas em faixa de basalto com espessura ao redor de 100 m. Silva (1983) e Sinelli (1987) sugeriram, com base em indícios hidrogeoquímicos, que há recarga do SAG através do Aquitarde Serra Geral (ASG), em uma faixa de pouco menos de 40 km a partir do contato entre os basaltos e os arenitos da Formação Botucatu para oeste. O projeto “Sistema de Informação para o Gerenciamento Ambiental do Aquífero Guarani no Estado de São Paulo” (processo FAPESP 02/10368-0), do Instituto Geológico, detectou concentrações elevadas de Nitrato e Cloreto em poços do SAG na área urbana de Ribeirão Preto, e levanta a possibilidade desta contaminação chegar ao SAG através de fraturas transmissivas do ASG.

O trabalho aqui apresentado insere-se no projeto FRATASG (A Formação Serra Geral como conexão hidráulica entre a superfície e o SAG), cujo objetivo principal foi verificar a existência de recarga do SAG através do ASG, em região onde os arenitos estão sotopostos a até 100 m de basaltos da Formação Serra Geral, através de levantamentos geológicos, geofísicos e hidrogeológicos. Para a elaboração do modelo conceitual de fluxo de água através do ASG foram realizadas perfilações, testes hidráulicos e determinação das cargas naturais com o uso de obturadores pneumáticos, e coleta de amostras para análises químicas e isotópicas, em poços abertos e intervalos discretos. Também foram analisados isótopos e hidroquímica de amostras de água coletadas no SAG, durante teste de bombeamento de 171 h de duração, descrito em Wahnfried *et al.* (2010a), e em um piezômetro próximo ao poço de bombeamento, para comparação com a água oriunda do ASG. As coletas estratificadas no ASG foram realizadas em um poço construído para esta finalidade, denominado Limeira (PL), em chácara homônima, localizada a leste do Distrito de Bonfim Paulista, 9 km ao sul do Município de Ribeirão Preto. A locação deste poço, além de outros dois, também perfilados, denominados Brejinho (PB) e Galo Vermelho (PG), foi feita com base em levantamentos de lineamentos e de geofísica de superfície, apresentados em (Wahnfried *et al.*, 2010b). O bombeamento de longa duração do SAG foi realizado em poço distante 320 m a leste do PL, denominado Poço Esmeralda (PE). A geologia estrutural e estratigrafia dos derrames de basaltos na região, base de conhecimento fundamental para a elaboração deste trabalho, são apresentadas em Fernandes *et al.* (em elaboração) e Fernandes *et al.* (2010).

4.3 Localização e contexto geológico

A área de investigação fica a leste do Distrito de Bonfim Paulista, 9 km ao sul do centro da cidade de Ribeirão Preto, nordeste do Estado de São Paulo (figura 4.1).

Figura 4.1. Mapa geológico local e seção, modificados de Fernandes *et al.* (2010), com a localização dos poços perfurados neste projeto: Limeira (PL), Galo Vermelho (GV), Brejinho (PB), PPE1 e PPE2, e de poços pré-existentes, PAPM, PF, e Esmeralda (PE).

A região de Ribeirão Preto está localizada na borda leste da Bacia do Paraná, onde o contato entre o Sistema Aquífero Guarani (SAG), e a porção sotoposta dos basaltos da Formação Serra Geral é aflorante. O SAG é delimitado na base pela Formação Corumbataí, constituída em sua porção superior por uma sequência de argilitos e arenitos finos argilosos (Perrotta et al., 2005). O SAG é composto pelas formações Botucatu e Pirambóia, sendo a primeira constituída predominantemente por arenitos com estratificações cruzadas, planares ou acanaladas, de médio a grande porte, originadas em campos de dunas eólicas, e a segunda é formada por arenitos de estratificação cruzada de médio porte, ocorrendo localmente *sets* com estratificação cruzada de grande porte. Também são comuns arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou plano paralela (Assine et al., 2004). Em mapeamento de detalhe da Formação Serra Geral na área de Bonfim Paulista (figura 4.1), Fernandes et al. (2010) identificaram quatro derrames de basaltos, denominados, da base para o topo, de B1 (diretamente superposto aos arenitos Botucatu), B2, B3 e B4. Os derrames B1 e B2 apresentam espessura de 40 a 60 m e B3, de 80 a 100 m, sendo que o B4 foi em grande parte erodido na região. Arenitos intertrappe ocorrem descontinuamente entre B1 e B2 e entre B2 e B3.

4.4 Materiais e Métodos

Definição do arcabouço geológico e tectônico no local

Os levantamentos realizados na elaboração do modelo hidrogeológico conceitual inicial usado para este artigo são investigações geológicas de superfície, com coletas de amostras de rocha durante perfuração de poços, realizadas por Fernandes et al. (2010) e Fernandes et al. (em elaboração), geofísicas de superfície, realizadas por Wahnfried et al. (2010b), e dados de poços existentes.

Poços e perfilagens

Os poços usados neste trabalho, cuja localização é apresentada na figura 4.1, são:

- Três poços perfurados para o projeto de pesquisa FRATASG – Poço Limeira (PL), Galo Vermelho (PG) e Brejinho (PB); todos captam água somente do ASG.
- Dois piezômetros, PPE1 e PPE2, com aberturas ao SAG e ASG, e que foram construídos a 15 e 22 m de distância, respectivamente, do Poço Esmeralda

(PE); este é pré-existente e possui filtros no SAG. O PE dista aproximadamente 2 km, para NE, da zona de afloramento mais próxima do SAG, e fica na direção de fluxo local deste sistema aquífero (Wahnfried et al. 2010a).

- Dois poços pré-existentes, e em uso, abertos no ASG: PF e PAPM.

Os poços PB, PG e PL foram locados com base em interpretação de lineamentos (usando fotografias aéreas e modelos digitais do terreno em diferentes escalas), e levantamentos geofísicos de superfície, apresentados em Wahnfried *et al.* (2010b). Os métodos geofísicos empregados foram os caminhamentos elétrico (CE) e áudio-magneto-telúrico com fonte controlada (CS-AMT), e a sondagem elétrica vertical (SEV). O intuito foi locar os poços próximo a cruzamentos entre zonas de fraturas no basalto, e em local onde a espessura do ASG é de aproximadamente 100 m. Essa espessura foi confirmada nas perfurações dos poços PB e PL, que atingiram o SAG. Ambos tiveram seus fundos cimentados para não permitir a mistura da água deste aquífero com a do ASG. Logo após as perfurações foi realizada a perfilagem acústica (Acoustic Televiewer – ATV) dos três poços, utilizando o perfilador da Robertson Geologging. A ATV gera uma imagem contínua e orientada da parede do poço, da qual o caráter, a relação e a orientação de feições litológicas e planares podem ser obtidas (Williams & Johnson, 2004). Alguns dias após as perfurações foi feita a purga dos poços, para retirar a água impactada pela cimentação, e foram realizadas perfilagens de temperatura e condutividade elétrica da água. As medidas foram feitas durante a descida do eletrodo (equipamento da marca WTW, modelo LF-197), para evitar distúrbios na água. Dados foram registrados a cada metro, ou em intervalos menores, em zonas com variação abrupta dos parâmetros. Com o aumento da profundidade, a temperatura da rocha tende a aumentar por causa do gradiente geotérmico, que normalmente varia entre 0,47 a 0,6°C a cada 30 m (Keys, 1990). A temperatura da água, em zonas sem fluxo natural dentro do poço, acompanha o gradiente geotérmico local. Feições hidraulicamente ativas são indicadas por mudanças súbitas nas propriedades da água (p.ex., temperatura e condutividade). Tais mudanças decorrem de entrada e saída de água no poço. Entre estes pontos há fluxo vertical, o que cria uma zona de água homogênea, com temperatura constante. Já para a condutividade elétrica não há um gradiente natural, mas, de forma análoga à temperatura, a entrada de água no poço com concentração distinta de solutos

causará uma alteração súbita na condutividade elétrica, denotando a presença de feições hidráulicamente ativas, e zonas com condutividade elétrica muito constante denotam água homogênea.

Testes hidráulicos no Aquitarde Serra Geral

Testes hidráulicos com uso de obturadores pneumáticos, em profundidades discretas só foram viáveis no PL. No PG somente foi possível identificar diferenças de carga hidráulica entre profundidades isoladas. Foram realizadas duas campanhas de campo, nos anos de 2006 e 2007, totalizando 25 testes hidráulicos, entre bombeamentos, injeções e *slug-tests*, em profundidades discretas do ASG no PL. O isolamento foi feito com obturadores pneumáticos. Para os testes de bombeamento, em 2006, foi usada a bomba da marca CRI, modelo S4S com diâmetro de 4" e motor de 0,75 HP. A vazão foi controlada através de um registro, na saída da água, em superfície. Em 2007 foi usado o modelo Redi-Flo da marca Grundfos, para poços de 2", com motor de 0,5 HP, e cuja vazão foi regulada por um inversor de frequência. A medição de vazão foi feita pelo enchimento de um recipiente de volume conhecido. Os *slug-tests* foram feitos através da injeção instantânea de água. Todos foram realizados após a coleta de amostras, para evitar a influência da água injetada nas análises químicas e isotópicas. O gás utilizado para inflar as bexigas foi o nitrogênio (N₂), pelo fato de ter baixo custo e ser inerte. A medição das cargas hidráulicas foi feita em todos os níveis isolados, com transdutores de pressão ventilados da marca Druck, modelo PTX-1830, ligados a um registrador de dados (*data logger*) da marca Campbell, modelo CR10X, enviando dados a um computador portátil para visualização instantânea e armazenamento. O método é descrito detalhadamente em Wahnfried *et al.* (2010c). Os transdutores foram inseridos em tubos de PVC de 3/4", conectados através dos obturadores à porção compreendida entre os obturadores e abaixo do obturador inferior. O nível d'água do intervalo superior ficou acessível diretamente pela boca do poço. A carga hidráulica (CH) de um poço aberto em aquífero fraturado é a média das CH de seus sistemas de fraturas. Isolar profundidades discretas permite que os sistemas retomem sua CH original. A CH de cada sistema de fraturas assim registrada indica a tendência potencial da direção de fluxo no aquífero, e a direção do fluxo existente no poço. As medições foram feitas nos poços PL e PG. Durante os testes, o nível freático foi monitorado em pequenos poços perfurados no manto de alteração e locados a poucos metros do PL e do PG.

Amostragens no Aquitarde Serra Geral e no Sistema Aquífero Guarani

Com o objetivo de caracterizar a hidroquímica das águas do Aquitarde Serra Geral (ASG), do Sistema Aquífero Guarani (SAG), e a possível contribuição do primeiro para o segundo, foram executadas as seguintes diferentes amostragens:

- 1) do ASG em profundidades discretas no PL, usando obturadores pneumáticos;
- 2) do ASG em poços abertos PL, PF e PAPM (figura 4.1);
- 3) do SAG, ao longo de teste de bombeamento de longa duração realizado no Poço Esmeralda (PE), e no poço piezômetro PPE-2G instalado gradiente acima do PE;
- 4) do aquífero freático, em piezômetros construídos ao lado dos poços PL e PG (respectivamente PML e PMG).

As bombas utilizadas nas amostragens em profundidades discretas são as mesmas usadas nos testes hidráulicos. Nos poços pré-existentes do SAG (PE) e do ASG (PF, PAPM) foram usadas as bombas centrífugas submersas já instaladas. Foram coletadas 19 amostras no SAG, sendo 18 ao longo do bombeamento de 171 horas realizado no PE, e uma no piezômetro PPE-2G, em novembro de 2007. No ASG foram coletadas oito amostras, sendo cinco em profundidades discretas e três em poços abertos, em duas etapas: a primeira efetuada em agosto de 2006 e a segunda em novembro de 2007. Foram também coletadas duas amostras nos piezômetros instalados no aquífero freático, usando bailers de polietileno dedicados.

Análises químicas e isotópicas

Os parâmetros físico-químicos da água (temperatura, pH, Eh e condutividade elétrica) foram monitorados durante todas as coletas com aparelhos portáteis da marca WTW, modelos pH 330 e LF330, através de uma célula de fluxo. A condição mínima usada para determinar o momento de coleta durante bombeamentos foi a estabilização destes parâmetros. A alcalinidade também foi determinada em campo, através da titulação com ácido sulfúrico 0,010 N, cujo volume usado foi medido com uma bureta digital com precisão de 0,01 ml, e indicador misto (alcalinidade total) ou fenolftaleína (alcalinidade parcial). Os íons maiores, menores e traços foram analisados em todas as amostras, e os métodos de preparação, preservação, análise e os limites de quantificação de cada parâmetro são apresentados nas tabelas 4.5 a 4.7. Estes procedimentos, bem como as metodologias analíticas, obedeceram aos critérios adotados pela APHA (1998) e USEPA (2001). O erro

analítico foi calculado através do balanço iônico. Os dados foram analisados em diagramas de piper, gerados no programa AquaChem, versão 5.1 da Waterloo Hydrogeologic, e a concentração de alguns parâmetros selecionados foi avaliada em função de profundidade da coleta no ASG. Os objetivos destas avaliações foram determinar as características hidroquímicas das águas do aquífero freático, do SAG e do ASG, estabelecer uma possível evolução hidroquímica na área, e a comparação entre as fácies hidroquímicas, para embasar o modelo conceitual de fluxo.

Tabela 4.5. Métodos analíticos usados na determinação dos parâmetros hidroquímicos da segunda etapa de coleta, realizada em agosto de 2006.

Parâmetro	Método	Preparação e Preservação	Laboratório
Br ⁻ , Cl ⁻ , F ⁻ , NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , SO ₄ ²⁻	Cromatografia	Filtração ¹ (0,45 µm) Congelamento	CEPAS/IGc-USP
Al ³⁺ , Ba ²⁺ , Ca ²⁺ , Cr ^{total} , Cu ²⁺ , Fe ^{total} , Mg ²⁺ , Mn ²⁺ , Ni ⁺ , Sr ²⁺ , Zn ²⁺	Espectrometria de Emissão Atômica com fonte de Plasma	Filtração ¹ (0,45 µm) HNO ₃ Resfriamento (4°C)	Laboratório de Química e ICP/IGc-USP
Sílica	Colorimetria	Resfriamento (4°C)	CORPLAB

¹Filtro de acetato de celulose.

Tabela 4.6. Métodos analíticos usados na determinação dos parâmetros hidroquímicos da segunda etapa de coleta, realizada em novembro de 2007.

Parâmetro	Método	Preparação e Preservação	Laboratório
Cl ⁻	Titulometria	Filtração ¹ (0,45 µm) Congelamento	CORPLAB
F ⁻ , NO ₃ ⁻ -N	Colorimetria	Filtração ¹ (0,45 µm) Congelamento	CORPLAB
SO ₄ ²⁻	Turbidimetria	Filtração ¹ (0,45 µm) Congelamento	CORPLAB
Ca ²⁺ , Fe ^{total} , K ⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , Sr ²⁺	Espectrometria de Emissão Atômica com fonte de Plasma	Filtração ¹ (0,45 µm) HNO ₃ Resfriamento (4°C)	CORPLAB
Sílica	Colorimetria	Resfriamento (4°C)	CORPLAB

¹Filtro de acetato de celulose.

Tabela 4.7. Limites de quantificação para todos os parâmetros analisados, em mg/l.

Parâmetro	Al ³⁺	Ba ²⁺	Br ⁻	Ca ²⁺	Cl ⁻	Cr ^{total}	Cu ²⁺	F ⁻	Fe ^{total}	K ⁺	Mg ²⁺
2006	0,03	0,018	0,003	0,3	0,024	0,006	0,003	0,003	0,006	1,5	0,3
2007	NA*	NA	NA	0,400	2,0	NA	NA	0,10	0,300	0,400	0,200
Parâmetro	Mn ²⁺	Na ⁺	Ni ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻ -N	PO ₄ ³⁻	Sílica	SO ₄ ²⁻	Sr ²⁺	Zn ²⁺	
2006	0,03	0,3	0,003	0,012	0,057	0,015	2,00	0,003	0,018	0,03	
2007	NA	0,600	NA	NA	0,30	NA	2,00	5,00	0,250	NA	

*NA: não analisado.

As amostras coletadas para a determinação de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram armazenadas em frascos de vidro âmbar, de 20 ml, sem permitir a permanência de

bolhas de ar para evitar o fracionamento isotópico. As análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP. O valor de $\delta^2\text{H}$ foi determinado com espectrômetro de massa de ionização termal (TIMS) de fonte gasosa, modelo Finnigan MAT Deltaplus Advantage, com precisão de 0,5 ‰. As medidas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ foram determinadas pela técnica de equilíbrio com o dióxido de carbono, usando o equipamento Finnigan GasBench II, com precisão analítica de 0,5 ‰.

Para a determinação do ^3H foram coletados 2 x 1000 ml em frascos plásticos (HPDE). A análise foi realizada pelo método por enriquecimento eletrolítico e contagem em cintilador líquido, no Laboratório de Trítio do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN, Belo Horizonte). O limite de detecção do método é de 0,2 UT. As amostras selecionadas para análises dos isótopos são listadas na tabela 4.8.

Tabela 4.8. Relação dos intervalos de profundidade bombeados nos poços durante os testes com obturadores, e coletas nas quais foram realizadas análises isotópicas.

	Amostra	Teste	Profundidade (m)	Aquífero	² H	³ H	¹⁸ O	¹³ C	¹⁴ C
1ª Etapa (13 a 21/08/2006)	PL-1A	-	10-94 (poço aberto)	ASG	X		X		
	PL-1B	LB-3	24,6-26,3		X		X		
	PL-1C	LB-5	16,3-18,1		X		X		
2ª Etapa (09 a 14/11/2007)	PPE-2G	-	101-103 (piezômetro)	SAG	X	X	X	X	X
	PE-0h*	LD**	96–152 (poço aberto)		X	X	X	X	X
	PE-84h*	LD			X	X	X	X	X
	PE-168h*	LD			X	X	X	X	X
	PE-168hB*	LD			X	X	X	X	X
	PL-16,5	L7B16,5	16,2-17,3	ASG	X	X	X	X	X
	PL-24,8	L7B24,8	24,2-25,3		X	X	X	X	X
	PL-55,0	L7B55	55,1-58,5		X	X	X	X	X
	PAPM	-	18-100 (poço aberto)		X	X	X	X	X
	PF	-	17-126 (poço aberto)		X	X	X	X	X

*O número indica o momento de coleta, em horas decorridas desde o início do bombeamento. A amostra PE-168hB é uma duplicata da PE-168h.

** LD: Teste de bombeamento de longa duração, apresentado em Wahnfried et al. (2010a Aniso).

Para determinar a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ foram coletadas amostras em dois frascos de vidro âmbar de 500 ml. A análise foi feita no Laboratório de Isótopos Estáveis (EIL) da Universidade de Waterloo (Canadá) através do espectrômetro de massa PRISM, modelo VG Micromass. Os resultados são reportados em $\delta^{13}\text{C}$ em relação ao padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB). Os resultados destes três isótopos são expressos em partes por mil, calculados pela equação 1. Para a obtenção da razão isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ foram separadas alíquotas aciduladas de CO_2

pelo EIL em ampolas de vidro, e enviadas ao *Iso Trace Laboratory* da Universidade de Toronto (Canadá), onde foram analisadas por *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS). A relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ foi usada para corrigir o fracionamento isotópico.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[\frac{\left(^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \right)_{\text{amostra}}}{\left(^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \right)_{\text{padrao}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

4.5 Resultados

Locação, descrição e perfilações de poços

O ponto definido para a perfuração do Poço Limeira (PL) está a poucos metros para E do prolongamento de um lineamento de direção N15°, cujo prolongamento cruza um lineamento de direção N290° a poucas dezenas de metros do local. Caminhamentos elétricos realizados sobre ambos os lineamentos indicaram uma diminuição da resistividade elétrica aparente do basalto, a uma distância de aproximadamente uma centena de metros do local do PL. O Poço Brejinho (PB) foi construído sobre um lineamento de direção N45°, na intersecção com o prolongamento de um lineamento de direção N280°. Já o Poço Galo Vermelho (PG) foi construído próximo à intersecção entre lineamentos de direções N33° e N313°. Os dados construtivos e as espessuras das camadas atravessadas durante as perfurações são apresentados na tabela 4.9. As figura 4.2 e Figura 4.3 apresentam os perfis construtivos e litológicos dos poços.

No PL, a descrição de amostras coletadas durante a perfuração e a perfilação acústica (ATV) indicaram a existência de duas camadas de basalto vesicular-amidaloidal (BVA), entre 52 e 60 m e entre 72 e 80 m de profundidade abaixo da boca do poço. Na ATV aparecem duas fraturas sub-horizontais bem definidas, em 16,5 m e em 24,9 m, e outras duas menos evidentes em 54,1 e 56,5 m. A condutividade elétrica da água (CE) apresenta um gradiente decrescente entre o fim do revestimento, a 10 m, e aproximadamente 16 m. A partir de 24 m há novo decréscimo, menos acentuado, com o aumento da profundidade. O comportamento da temperatura é semelhante nesta porção, mas devido à menor resolução do sensor, feições de pouco contraste ou pequena extensão não ficam tão bem definidas. A primeira zona de temperatura estável é tênue, aos 12 m, e a segunda começa em 15 m e vai até 27 m. De 24 m para baixo há um leve e constante gradiente da CE, diminuindo com a profundidade, até o topo do primeiro basalto

vesicular-amidaloidal, em 52 m. Isto indica uma possível circulação lenta de água. Neste ponto o gradiente aumenta, até 60 m, fim do primeiro BVA, onde ocorre uma inversão suave do gradiente, ficando levemente positiva com o aumento da profundidade. No trecho entre 65 e 94 m (fundo do poço) a temperatura apresenta um gradiente positivo mais forte com o aumento da profundidade, de $0,020^{\circ}\text{C/m}$, que é exatamente aquele apresentado por Gomes & Hamza (2004) para as rochas do Grupo São Bento, indicando que não há circulação de água no trecho. A queda acentuada da CE próximo ao fundo do poço não é acompanhada de alteração na temperatura, o que indica se tratar de algum erro de medição ou anotação.

No PB há três zonas com BVA: entre 23 e 24 m, entre 27 e 28 m e entre 86 e 90 m. Somente uma fratura sub-horizontal foi descrita com a ATV, a 79 m. Não houve nenhuma indicação de feição hidraulicamente ativa durante a perfuração do poço, e após sua construção, a recuperação completa do nível d'água no ASG demorou 14 dias. As perfilagens de temperatura e CE da água apresentam gradientes praticamente constantes, indicando não haver fluxo natural de água (figura 4.3). Entre 51 e 91 m de profundidade, porção em que o aumento de temperatura é mais estável em função de profundidade, o gradiente de temperatura é de $0,033^{\circ}\text{C/m}$, o acima do gradiente geotérmico médio descrito por Gomes & Hamza (2004) para as rochas do Grupo São Bento. Como a cura do cimento é uma reação exotérmica, e a calda de cimento se mistura à água aumentando os sólidos totais dissolvidos, ambos os parâmetros devem ter sofrido influência da cimentação, apesar de esta ter sido realizada 23 dias antes das perfilagens, e de quase toda a água do poço ter sido retirada por bombeamento nove dias antes (o nível dinâmico chegou a 84 m). O gradiente negativo de CE em função de profundidade indica que, após o bombeamento, a água entrou próximo ao fundo do poço. Durante a recuperação, a água do basalto empurrou parte da água presente no poço, com alta CE, para cima, também se misturando a ela e gradualmente diminuindo a CE com a subida do nível d'água. Abaixo da zona de entrada a CE aumenta abruptamente, a 87,3 m. Portanto a entrada está em aproximadamente 87 m, dentro do BVA profundo, no contato entre B1 e B2.

No PG há duas camadas de arenito intertrape, em 30,6 a 32,7 m, e em 36,6 a 40,7 m. Acima da segunda há uma descontinuidade sub-horizontal na rocha, que na ATV aparece com 20 cm de espessura. Abaixo do intertrape inferior há uma camada

de aproximadamente 10 m de BVA, identificada como uma porção escura da rocha a até 51 m. Outro BVA ocorre entre 96 e 132 m. A perfilagem de condutividade elétrica da água apresenta uma porção estável entre aproximadamente 24 e 37 m, na qual deve haver fluxo natural de água. A perfilagem de temperatura também apresenta estabilidade nesta profundidade, e um gradiente de 0,021 °C/m abaixo dela, que está dentro do valor apresentado por Gomes & Hamza (2004). Em 24 m não foi detectada descontinuidade pela perfilagem ATV, tampouco durante a perfuração.

O Poço Esmeralda possui filtros entre 96 e 152 m, no SAG. Durante testes com traçadores, apresentados em Wahnfried et al. (2010a), foi detectada uma conexão hidráulica através do espaço anelar do poço entre todos os estratos atravessados por ele. Em função disso foi realizada amostragem no piezômetro PPE-2G, cujo filtro está entre 101 e 103 m de profundidade, no SAG. O PPE-2G foi construído a 22 m a NNE do PE, aproximadamente gradiente acima em relação a este. Portanto não sofre influência hidroquímica da mistura causada pelo PE.

Tabela 4.9. Dados construtivos dos poços Brejinho (PB), Galo Vermelho (PG), Limeira (PL), PAPM, PF, Esmeralda (PE), e o piezômetro localizado gradiente acima do PE, o PPE-2G.

Poço	Aquífero	Contatos solo e FSG / FSG e FB (m)	Aberto ao aquífero (m)	Observações
PB	ASG	18,1 / 100,5	18,1 a 92	N.A. SAG=82 m.
PG		6,3 / ND	19,5 a 138	Durante a perfuração foram encontradas fraturas com água em 35,9 e 124,6 e 125,4 m.
PL		6 / 102	10 a 94	Durante a perfuração foram encontradas fraturas com água em 16,5 e 24,9 m.
PAPM		18 / ND	18 a 100	Durante bombeamento há barulho de queda de água, indicando existência de fratura rasa.
PF		17 / ND	17 a 126	Durante a perfuração foi descrita somente uma fratura, a 36 m.
PE	SAG	ND	96 a 152	Conecta os estratos atravessados através do espaço anelar.
PPE-2G		8 / 100	101 a 103	

Sendo FSG: Formação Serra Geral; FB: Formação Botucatu; ND: não determinado.

Direção de fluxo nos poços abertos

As direções de fluxo em poços abertos somente podem ser comprovadas quando há uma diferença inequívoca nas cargas hidráulicas (CH) em profundidades isoladas. Isto foi medido com os obturadores pneumáticos, antes da realização de bombeamentos para evitar distúrbios. Após o isolamento, somente CH estáveis, e CH não estáveis, mas com tendências de evolução de CH opostas, foram usadas.

Os procedimentos são apresentados em Wahnfried *et al.* (2010c). As CH registradas em quatro isolamentos são apresentadas na tabela 4.10. Os valores apresentados são a diferença entre o nível d'água (NA) medido no poço aberto, e as CH medidas em cada nível após o isolamento. Valores negativos indicam CH inferior ao NA. No PG há somente um nível estável em cada teste, mostrando fluxo descendente em relação aos outros. Associando isto à localização de fraturas identificadas com a ATV, e às zonas hidraulicamente ativas obtidas com as perfilagens da água, é possível afirmar que a fratura sub-horizontal situada em 23,7 m é a entrada de água para o poço, e a saída é o contato entre os derrames de basalto B3 e B2, onde há uma fratura sub-horizontal em 36,8 m de profundidade, sobreposta a uma lente de arenito intertrape e a uma zona de BVA. No PL as entradas ocorrem na fratura sub-horizontal situada em 16,5 e na fratura de baixo mergulho situada em 24,9 m, com fluxo descendente a até aproximadamente 53 m, onde a saída de água parece ser gradual ao longo do BVA que define o contato entre os derrames B1 e B2. Nele há fraturas sub-horizontais localizadas em 54,1 e 56,5 m. As posições dos obturadores, com indicação da direção de fluxo, são mostradas nas figura 4.2 e Figura 4.3.

Tabela 4.10. Localização e resultados dos isolamentos com obturadores para medir as diferenças de carga hidráulica (CH). A referência das medições da CH é o nível d'água do poço aberto, medido imediatamente antes do isolamento.

Ano	Poço	Teste	Intervalo do poço (m)*	Carga hidráulica (m)	Estável	Tendência
2006	Galo Vermelho (PG)	GB-1	22,6 ao topo	2,76	Não	Aumento
			23,5 a 25,3	0,78	Não	Aumento
			26,1 ao fundo	-1,98	Sim	-
		GB-2	30,1 ao topo	0,68	Sim	-
			31,0 a 32,8	0,41	Não	Diminuição
			33,6 ao fundo	-1,92	Não	Diminuição
2007	Limeira (PL)	GB-3	35,3 ao topo	0,60	Sim	-
			36,2 a 38,0	-1,81	Não	Diminuição
			38,8 ao fundo	-1,48	Não	Diminuição
		L7B24,8	23,5 ao topo	0,53	Sim	-
			24,2 a 25,3	0,03	Sim	-
			25,9 ao fundo	-0,09	Não	Diminuição

* As profundidades foram medidas a partir do tubo de boca do poço, que possuem alturas em relação ao solo de 0,59 m (PG) e 0,84 m (PL).

Figura 4.2. Perfis e perfilagens do Poço Limeira, com posicionamento dos obturadores para a realização de testes hidráulicos e coletas de amostras. A porção de condutividade elétrica (CE) mais constante indica a presença de água homogênea, causada pelo fluxo natural desta no poço, entre fraturas com diferenças de carga hidráulica (CH). O isolamento com obturadores para os testes LB-3 e L7B24,8 indicou CH maior na parte superior, o que gera potencial para fluxo descendente. A fratura localizada na porção superior da zona com CE estável está a 16,5 m. Uma fratura intermediária, onde há uma inflexão nos dados deste parâmetro, está a 24,9 m. A temperatura também apresenta uma porção estável, mas a baixa resolução da sonda não permite uma interpretação tão exata. Em 53 m inicia-se uma inflexão suave em ambas as curvas, indicando uma alteração gradual em função de profundidade. Isto indica que a saída de água do poço ocorre ao longo do BVA, dentro do qual há duas fraturas sub-horizontais, em 54,1 e 56,5 m. Abaixo desta profundidade a temperatura segue o gradiente geotermal de 0,020 °C/m existente nas rochas do Grupo São Bento (Gomes & Hamza, 2004), indicando não haver fluxo natural de água.

Figura 4.3. Perfis e perfilagens dos poços PB e PG. No PB, o nível estático do SAG foi medido antes da cimentação. As zonas com gradientes constantes de temperatura e CE da água indicam não haver fluxo natural através do poço. O gradiente de temperatura, de 0,033 °C/m entre 51 e 91 m, é superior ao descrito por Gomes & Hamza (2004) para as rochas do Grupo São Bento, de 0,020 °C/m, e a CE da água é muito maior do que aquela encontrada nos outros locais do ASG. Ambos os parâmetros foram influenciados pela cimentação feita no fundo do poço, apesar de esta ter sido realizada 24 dias antes das perfilagens, e de quase toda a água do poço ter sido retirada por bombeamento. O salto de condutividade elétrica (CE) em 87,3 m indica uma lenta entrada de água, empurrando para cima a água que ficou no fundo do poço após o bombeamento, influenciada pela cimentação. No PG há clara homogeneização da água entre 23,7 e 36,7 m, respectivas entrada e saída de água do poço, indicada pela temperatura e CE da água constantes e pelas diferenças de carga hidráulica em profundidades isoladas com obturadores. Abaixo desta profundidade a temperatura segue o gradiente geotérmico da região, de 0,021 °C/m, indicando não haver fluxo natural de água.

Testes hidráulicos em profundidades discretas nos basaltos

O método utilizado para interpretar o resultado de cada teste hidráulico foi definido em função da qualidade do teste e das condições geológicas. Influências causadas por armazenamento dentro do poço, variação da vazão e vazamento entre níveis foram avaliadas; dados ou testes ruins foram descartados. Quatro testes de bombeamento foram interpretados: dois de curta duração (LB-5 e L7B25,9Inf), e dois de longa duração (L7B24,8 e L7B55). Os resultados são apresentados na tabela 4.11. Em todos foi avaliada a influência de armazenamento dentro do tubo de PVC de $\frac{3}{4}$ ", usado para a medição do nível potenciométrico do intervalo ensaiado. Apesar do pequeno volume de água contido neste tubo, o efeito do armazenamento é perceptível. Em gráfico bi-logarítmico, o armazenamento gera inclinação de um ciclo de log de rebaixamento por um ciclo de log de tempo, e intervalos de testes com esta característica não foram usados nas interpretações. Os dois primeiros testes não tiveram duração suficiente para permitir a identificação de características típicas de tempo longo de rebaixamento, como um aumento da taxa de rebaixamento existente em aquíferos livres ou de dupla porosidade. Para sua interpretação foi escolhido o método de Cooper-Jacob (Cooper & Jacob, 1946), que considera uma geometria de fluxo radial e horizontal, e não é influenciado pela variação de vazão ocorrida antes do intervalo de tempo usado na interpretação. Nos testes mais longos, dois períodos de rebaixamento acentuado são perceptíveis, separados por um intervalo quase estático (figura 4.4 e figura 4.5). Três situações poderiam explicar tal comportamento: (1) existência de dupla porosidade, (2) variação de vazão ou (3) trata-se de aquífero livre. A hipótese (3) foi descartada pois nenhum dos testes interpretados apresentou variação de carga hidráulica no nível obturado superior, e o nível d'água (NA) monitorado em piezômetros instalados no aquífero superficial (camada de solo de alteração de basalto), dois metros superior ao NA no ASG, não apresentou variações durante os bombeamentos. Pela atitude das fraturas em 16,5 e em 24,9 m, elas poderiam se cruzar, e cruzar a superfície a aproximadamente 80 m e 45 m, respectivamente, do poço. Mas como não foi detectada conexão hidráulica entre elas, esta hipótese também foi descartada. Este aspecto é discutido em maior detalhe no item sobre ^{18}O e ^2H .

No teste L7B55 houve rebaixamento no nível inferior do poço, mas a passagem de água não ocorreu através do ASG, e sim pela má vedação entre o

obturador e a parede do poço, irregular devido à presença das vesículas e amídalas. Esta má vedação teve o efeito de reduzir o rebaixamento no intervalo bombeado durante todo o teste, de forma constante. A hipótese (2) foi testada aplicando um método específico para correção de variação de vazão (Birsoy & Summers, 1980, descrito em Kruseman & de Ridder, 1991). Os dados da parte final do teste, no entanto, não se ajustaram ao modelo. Isto sugere uma mudança de transmissividade (T) e armazenamento (S) entre as porções inicial e final do bombeamento, característica de aquíferos com dupla porosidade.

Figura 4.4. Rebaixamento em função de tempo nos três níveis isolados durante o teste L7B24,8. O aumento do rebaixamento após a quase estabilização é interpretado como efeito de dupla porosidade no basalto. A taxa de rebaixamento dos períodos inicial e final, indicado pelas duas retas, é praticamente idêntico, o que é um pressuposto para o uso do método de Warren-Root (Warren & Root, 1963), que foi utilizado para obter os parâmetros hidráulicos. O período sem medidas foi causado por uma falha no registrado de dados. Próximo ao fim do bombeamento, a vazão foi reduzida para coleta de amostras.

No basalto maciço do derrame B2, em que foi realizado o teste L7B24,8, Fernandes *et al.* (2010) descreve fraturas de resfriamento, irregulares e com distância decimétrica entre si. Considerando que as fraturas sub-horizontais, ou de baixo ângulo de mergulho, possuem maior transmissividade (T) e menor armazenamento (S), e as fraturas verticais de resfriamento, menor T, por serem mais fechadas, e maior S, por serem mais freqüentes, representando assim a matriz da rocha, é possível justificar um comportamento hidráulico análogo ao de um aquífero com dupla porosidade nesta profundidade (figura 4.6).

Figura 4.5. Rebaixamento em função de tempo nos três níveis isolados durante o teste L7B55. O aumento do rebaixamento após a quase estabilização é interpretado como efeito de dupla porosidade no basalto. A taxa de rebaixamento dos períodos inicial e final deste teste também são praticamente idênticos, o que é necessário para aplicar o método de Warren-Root (Warren & Root, 1963), para a obtenção dos parâmetros hidráulicos. O vazamento da porção inferior para a central (bombeada), possivelmente causado pela má vedação do obturador pela presença de pequenas fraturas e vesículas, diminuiu o rebaixamento na central, afetando a qualidade dos resultados numéricos obtidos. Em função da transmissividade (T) do nível inferior, obtida por outro teste, e do rebaixamento de quase dois metros nesta porção, foi considerado um intervalo de confiança uma ordem de grandeza para os resultados, sendo que os valores obtidos através do método de Warren-Root (Warren & Root, 1963) correspondem ao limite superior ($T = 3E^{-1} \text{ m}^2/\text{d}$, $S_f = 2E^{-3}$, $S_m = 4E^{-2}$, sendo S_f o armazenamento nas fraturas e S_m , na matriz, que no caso do teste L7B55 provavelmente é causado pela presença das pequenas fraturas conectadas a vesículas.

O intervalo ensaiado com o teste L7B55 está inserido no basalto vesicular-amidaloidal (BVA) do derrame B1, e possui uma fratura horizontal em 56,5 m. Nesta porção as fraturas verticais de resfriamento são esparsas, mas o comportamento de dupla porosidade é plausível pela existência de pequenas fraturas, como descrito em Fernandes *et al.* (2010), conectando vesículas à fratura sub-horizontal (figura 4.7). Consequentemente foi usado, para a interpretação destes dois testes, o método de Warren-Root (Warren & Root, 1963), apropriado para aquíferos confinados com dupla porosidade. Este método permite determinar a T das fraturas, neste caso, as sub-horizontais, e o S das fraturas (S_f) e da matriz da rocha (S_m), com dados de rebaixamento em função de tempo, registrados no poço de

bombeamento. No teste L7B55 o vazamento da porção inferior para a central (bombeada) diminui o rebaixamento neste intervalo, e afeta a qualidade dos resultados numéricos obtidos. Em função da baixa T do nível inferior, obtida com o teste L7S58Inf, e do rebaixamento de quase dois metros nesta porção durante o bombeamento L7B55, foi considerado um intervalo de confiança uma ordem de grandeza para os resultados, do qual os valores obtidos representam o limite superior. Nos outros testes houve oscilações na vazão de 9% (LB-5), 16% (L7B24,8) e 23% (L7B25Inf), fazendo com que os resultados sejam considerados como aproximações confiáveis dentro de meia ordem de grandeza. Nos testes interpretados pelo método de Warren-Root (Warren & Root, 1963) foi usada a vazão média de tempo inicial para obter a T da fratura sub-horizontal e seu S, e de tempo final, para obter o S da porosidade “primária” (dada por vesículas conectadas por pequenas fraturas, em BVA, e por fraturas de resfriamento sub-verticais, no basalto denso).

Figura 4.6. (a) Afloramento do contato entre B2, em baixo, e B3, separados por um conjunto de fraturas sub-horizontais conectadas lateralmente. Estes sistemas de fraturas chegam a uma centena de metros, com altura máxima de 5 m, e também ocorrem dentro do B2 denso. O desenho (b) mostra o conjunto de fraturas sub-horizontais dentro do B2, com distância decimétrica entre faturas de resfriamento sub-verticais. As fraturas sub-horizontais possuem maior abertura e, conseqüentemente, maior transmissividade (T). As sub-verticais normalmente possuem algum tipo de preenchimento, mas no entorno das sub-horizontais podem estar mais abertas pela interação entre ambas (c). Com a propagação da frente de pressão ao longo das fraturas sub-horizontais durante o rebaixamento, um número cada vez maior de faturas sub-verticais é comprimido, o que gera um armazenamento maior do que se houvesse somente uma fratura sub-horizonta. Isto faz com que o conjunto funcione de forma semelhante a um aquífero de dupla porosidade.

Figura 4.7. Bloco-diagrama do basalto vesicular-amidaloidal, cruzado por fratura sub-horizantal, no derrame B1. As vesículas, associadas a pequenas fraturas irregulares, se conectam à fratura sub-horizantal. Hidraulicamente o sistema atua de forma análoga a um aquífero sedimentar fraturado.

Tabela 4.11. Resultados dos testes hidráulicos no PL. Testes de bombeamento são identificados pela letra B (ex., L7B55), e slug-tests, pela letra S (ex., L7S26Inf). Teste LB-5 foi realizado em 2006, os demais, em 2007.

Teste	Prof.* (m)		Tempo bomb. (h:min)	T (m ² /d)	S (adim.)	Método	Direção fluxo	
	de	a					Obt. sup.	Obt. inf.
LB-5	16,3	18,0	0:10	3E ⁻¹	-	C-J	-	-
L7B24,8	24,2	25,3	3:23	3E ⁻¹	f: 4E ⁻³ m: 4E ⁻²	W-R	Desc.	Desc.
L7B55	55,1	58,5	2:52	3E ⁻² ~3E ⁻¹	f: 2E ⁻⁴ ~2E ⁻³ m: 4E ⁻³ ~4E ⁻²	W-R	-	-
L7B25,9Inf	25,9	94	0:28	4E ⁰	-	C-J	Desc.	
L7S26Inf	24,2	94	-	6E ⁰	-	C	-	-
L7S29Inf	28,9	94	-	6E ⁰	-	C	-	-
L7S31Inf	30,7	94	-	6E ⁰	-	C	-	-
L7S35Inf	34,9	94		6E ⁰	-	C	-	-
L7S45Inf	44,9	94	-	7E ⁰	-	C	-	-
L7S58Inf	57,9	94	-	5E ⁻²	-	C	-	-

Sendo: T=transmissividade, S=armazenamento, Obt. sup. =obturador superior, Obt. inf. =obturador inferior, Desc.=descendente, C-J=Cooper-Jacob, W-R=Warren-Root, C=Cooper, f = fratura, m=matriz.

* A referência é a boca do poço, que fica a 0,84 m acima do chão.

Os *slug-tests* foram interpretados usando o método de Cooper (Cooper *et al.*, 1967). Oscilações do nível d'água dentro dos tubos de medição, causadas pela conexão entre dois destes tubos, diminuíram a precisão dos resultados de T. Estes serão, portanto, considerados como confiáveis dentro de uma ordem de magnitude. Por causa das oscilações não foi possível determinar o S do aquífero. Os resultados e características de todos os testes são apresentados na tabela 4.11. Todas as

profundidades mencionadas têm o tubo de boca como referência. A posição dos obturadores em cada teste é apresentada na figura 4.2.

Comparando a T com a atitude das fraturas, não há correlação perceptível. Mas dividindo a transmissividade obtida pela extensão de cada teste, em metros, e usando somente os resultados dos testes de bombeamento, por serem mais precisos, são ressaltadas pequenas diferenças entre fraturas de alto e baixo ângulo apresentadas na figura 4.8. Nesta a figura, nota-se que as fraturas, nas rochas cortadas pelo PL, apresentam rumos de mergulho predominantemente para o quadrante NW e, secundariamente, para NE, havendo uma lacuna de mergulhos para o quadrante SE. Uma vez que as fraturas de resfriamento tendem a se formar perpendicularmente aos contatos entre os basaltos (e destes com o SAG), e supondo que todas as fraturas presentes são de resfriamento, a lacuna no rumo de mergulhos sugere que, no local do poço PL, aqueles contatos mergulham suavemente para o quadrante SE (Fernandes *et al.* em preparação).

Figura 4.8. Transmissividade obtida com os testes de bombeamento dividida pela extensão de cada teste, em gráfico de mergulho das fraturas fratura presentes no intervalo testado em função do rumo do mergulho. Somente os resultados de testes de bombeamento foram usados por serem mais precisos. Como o teste L7B25Inf se sobrepõe aos intervalos ensaiados por todos os *slug-tests*, não há perda de informação. Os valores foram calculados a partir da transmissividade (T) máxima do intervalo de confiança obtido para cada teste. As fraturas de menor mergulho possuem T/m levemente maior.

As fraturas horizontais, de um modo geral, tem origem ligada a processos de resfriamento, no entanto, fraturas horizontais de maior expressão (com extensões da ordem de centenas de metros) são controladas também por esforços tectônicos, e tendem a localizar-se nos contatos entre derrames ou nas suas imediações, e são

de grande importância para o fluxo de água subterrânea (Fernandes *et al.*, em preparação). As fraturas que controlam o fluxo (com maior T por intervalo de 1 m), junto ao PL, são sub-horizontais e de baixo ângulo de mergulho. Caso correspondessem às fraturas de maior expressão, no entanto, provavelmente apresentariam T ainda mais elevada. Portanto elas provavelmente devem sua origem apenas ao processo de resfriamento, e tiveram sua T incrementada por alívio de pressão relacionado à exumação (Fernandes *et al.*, em preparação).

Fernandes *et al.* (em preparação), através de extensos levantamentos geológicos e superfície, definiu a direção NE como sendo perpendicular à direção de menor esforço tectônico atual (σ_3). Portanto esta seria a provável direção de maior transmissividade no aquífero fraturado; no PL, porém esta correlação não foi confirmada. Os autores enfatizam que não se deve esperar que todas as fraturas NE sofram o efeito de tais esforços, e que fraturas mais contínuas e abertas por esse tectonismo são de distribuição esparsa.

A figura 4.9 apresenta a T de todos os resultados com seus intervalos de confiança em função da extensão de cada intervalo testado. Uma reta com inclinação igual a 1, neste gráfico, representa um valor constante de T por metro vertical do aquífero (T/m). A unidade obtida, neste caso $\text{m}^2/\text{d}/\text{m}$, é a mesma do quociente da divisão da T de cada ensaio por sua extensão. Isto permite a comparação de todos os testes, independentemente do tamanho do intervalo testado. Este valor não representa, porém, a condutividade hidráulica (K) do aquífero, uma vez que o volume elementar representativo no basalto deve ser maior do que 1 m^3 . Há uma clara diferença entre os ensaios realizados acima de 58 m, com valores próximos a $10^{-1} \text{ m}^2/\text{d}/\text{m}$, e aquele realizado abaixo desta profundidade, com $T/m = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{d}/\text{m}$. As outras diferenças são mais sutis e se sobrepõem nos intervalos de confiança dos testes. As fraturas sub-horizontais rasas testadas em LB-5 e L7B24,8 possuem T/m um pouco superior ao restante do poço.

Figura 4.9. Resultados de transmissividade (T) para todos os testes, em função da extensão obturada. Os pontos pretos indicam o valor obtido com cada ensaio, e as linhas horizontais, o intervalo de confiança. Se o ASG fosse um aquífero homogêneo, as T de todos os testes estariam alinhadas ao longo de uma linha de inclinação igual a 1 (1 ciclo de log de extensão testada por 1 ciclo de log de T). A menor T ocorre abaixo de 58 m de profundidade. Entre os outros testes há uma sobreposição dos intervalos de confiança, com os testes realizados por volta de 16 (LB-5) e 24 m (L7B24,8) apresentando T ligeiramente superior ao restante do ASG. Por causa de vazamento no obturador inferior, o resultado do teste L7B55 foi considerado como um valor máximo de um intervalo de uma ordem de grandeza.

Todos os slug-tests apresentados foram executados somente com o obturador superior inflado, posicionado entre 26 e 45 m, ensaiando a porção inferior do poço. Os resultados mostram uma tendência de ligeiro aumento da T com o aumento da profundidade. Isto ocorre quando há uma fratura transmissiva contida em um intervalo testado cada vez menor. Enquanto a fratura estiver dentro do intervalo, e contanto que a diminuição da extensão entre cada teste seja significativa, a T tende a aumentar. Neste caso, a feição transmissiva pode estar acima do intervalo testado no ensaio L7B55, uma vez que este resultou em uma transmissividade um pouco mais baixa, e com certeza está acima do ensaio L7S58Inf, que resultou em uma T pelo menos uma ordem de magnitude menor do que a sequência superior de *slug-tests*, considerando o intervalo de confiança. No intervalo abaixo de 58 m não foram encontradas fraturas sub-horizontais. Desta forma, a feição transmissiva provavelmente está localizada entre 45 e 54 m de

profundidade. O aumento de transmissividade em função de profundidade até o teste L7S45Inf é pequeno, e está dentro do intervalo de confiança dos testes, e assim, isoladamente, não é um argumento forte. Mas há também indícios da existência de uma feição mais transmissiva nas perfilagens de condutividade elétrica e temperatura da água. Entre 50 e 55 m ocorre uma inflexão, indicando entrada ou saída de água para o poço, após haver estabilidade desde os 25 m, aproximadamente (figura 4.2). Em 53 m de profundidade está situado o contato entre o topo do BVA de B1 e a base de B2, descrito durante a perfuração do poço. Em 54,1 m e 56,5 m há duas descontinuidades no BVA, sub-horizontais, identificadas na perfilagem acústica, que podem, portanto, ser a origem desta atividade hidráulica. Fernandes *et al.* (2010) menciona evidências de circulação de água no BVA do topo de B2 e no contato entre B2 e B3. No caso do PL há apenas as descontinuidades dentro do BVA. O teste L7B55, que engloba a descontinuidade a 56,5 m, obteve T/m um pouco menor do que os slug-tests até 45 m, o que indica haver maior T na descontinuidade localizada em 54,1 m. Assim, a T obtida nos testes que ensaiaram a porção inferior do poço, até 45 m, está concentrada nestas duas feições, e o intervalo compreendido entre 26 e 53 m possui baixa T, possivelmente semelhante àquela obtida pelo ensaio L7S58Inf. Dos 72 aos 80 metros existe outro BVA que, pelos resultados do teste L7S58Inf ($5E^{-2} \text{ m}^2/\text{d}$), possui baixa T. Com base nestes resultados, são definidas diferentes zonas de transmissividade para o basalto, apresentadas na tabela 4.12.

Em nenhum dos testes houve indicação de conexão entre os níveis isolados com obturadores através do ASG, o que denotaria a existência de uma conexão hidráulica vertical próxima ao poço. Se este tipo de conexão existisse, haveria rebaixamento tardio nas porções adjacentes ao intervalo testado. Rebaixamentos imediatos, como aquele ocorrido durante o teste L7B55, são causados ou por falhas no equipamento, ou por má vedação nas paredes do poço, que deve ser o caso aqui. A ausência de reflexo de rebaixamento em níveis não bombeados reforça os conceitos apresentado por Fernandes *et al.* (2010), que consideram que as fraturas verticais de resfriamento são essencialmente fechadas e que uma circulação vertical importante, em existindo, deve ser local e restrita a zonas de fraturas tectônicas subverticais. Assim, somente estas fraturas tectônicas poderiam conectar fraturas sub-horizontais ou mesmo diferentes derrames de basalto, de outra forma isolados

pelas camadas de BVA. Somente fraturas verticais muito esparsas as seccionam, constituindo barreiras para a passagem vertical de água. Portanto, as feições de baixa resistividade elétrica associadas a lineamentos, indicadas por Wahnfried *et al.* (2010b) e interpretadas como zonas de fraturas sub-verticais, a poucas centenas de metros do PL, não devem estar conectadas ao sistema bombeado, ou não estão hidraulicamente ativas.

Tabela 4.12. Interpretação dos resultados dos testes hidráulicos. Zoneamento de T/m no Poço Limeira.

Descrição	T/m max.	T/m mín.	Basalto
	m ² /d/m	m ² /d/m	
Descontinuidades sub-horizontais	4E ⁻¹	5E ⁻²	B2: em 16,5 e 24,9 m B-1 VA: em 54,1 e 56,5 m
Basalto maciço e BVA sem descontinuidades sub-horizontais	4E ⁻³	4E ⁻⁴	B2: 10 a 16 m, 17 a 24 m e 25 a 53 m B1-VA: 57 a 60 m e 72 a 80 m B1: 60 a 72 m e 80 a 94 m

Hidroquímica

O anexo 1 apresenta todos os resultados das análises químicas de água coletadas no solo de alteração do basalto, no ASG e no SAG. Os erros analíticos calculados através do balanço iônico variaram entre 2,5 e 25,5%. Custodio & Llamas (1996) mencionam que o valor admissível para este erro é inversamente proporcional à condutividade elétrica da água. Esta relação é representada como uma linha contínua na figura 4.10. Somente o erro calculado para a primeira amostra coletada durante o teste de bombeamento de longa duração no SAG (Wahnfried *et al.*, 2010), realizado no Poço Esmeralda (PE-0), está um pouco acima do admissível. Seus resultados não foram usados.

Figura 4.10. Erros calculados através do balanço iônico, comparados com os valores admissíveis em função da condutividade elétrica (Custodio & Llamas 1996). Somente a primeira amostra coletada no teste de bombeamento de longa duração, feito no SAG (PE-0), ultrapassou o limite, e não foi usada nas interpretações.

Durante o bombeamento de longa duração no Poço Esmeralda (PE), a primeira medição de condutividade elétrica realizada foi de 87,4 μS/cm, e em 3 h de

bombeamento chegou a 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valor que se manteve durante o restante do ensaio. O pH seguiu tendência semelhante, mas sem chegar à estabilidade. Seus valores passam de 6,60, no início, a 5,74 no final. A diminuição dos dois parâmetros indica a influência da conexão entre o ASG e o SAG através do PE por causa de sua má construção, já que ambos os parâmetros são mais altos nas porções rasas do ASG em comparação com o SAG após longo período de bombeamento. Mas esta influência é restrita ao início do bombeamento, evidenciado pela baixa variação hidroquímica durante o bombeamento (figura 4.11), e semelhança hidroquímica da amostra coletada no piezômetro profundo localizado ao lado do PE (PPE-2G) com as amostras coletadas no final do bombeamento (figura 4.12). A fácies hidroquímica obtida neste local, de água Ca-HCO_3 , está de acordo com os resultados obtidos por Silva (1983) para o Estado de São Paulo, em zona confinada próxima ao afloramento do SAG.

A água do ASG na área de estudo é predominantemente HCO_3 , variando entre Ca a Na em função de profundidade, a primeira mais rasa, e a segunda, mais profunda (figura 4.12). As amostras provenientes dos poços abertos PAPM e PF se agrupam com aquelas coletadas em profundidades discretas de até 18,1 m no PL (PL-16,5 e PL-1C), e aquela coletada no PL aberto (PL-1A) se alinha com as amostras coletadas entre 24,2 e 26,3 m, neste mesmo poço (PL-1B e PL-24,8). Isto indica uma circulação preferencial mais rasa de água no ASG. A amostra coletada em maior profundidade, entre 55,1 e 58,3 m (PL-55,0) é a mais Na, estando desta forma no espectro oposto às águas rasas do ASG e dos piezômetros escavados em solo de alteração do basalto (PML01 e PMG2). Isto indica uma evolução hidroquímica entre águas do aquífero freático no solo e rasas no ASG, passando pelas águas intermediárias e terminando nas águas profundas do ASG. Como houve um leve vazamento no obturador inferior durante a amostragem PL-55,0, provavelmente entre a parede e o equipamento, um pequeno volume, desconhecido, de água misturada presente no poço aberto juntou-se a esta amostra. Um bombeamento realizado no PL aberto em 2006, com a bomba localizada próxima ao fundo do poço, trouxe água das fraturas rasas para baixo. Portanto a água que entrou da porção inferior do poço para a amostra PL-55,0 muito provavelmente aproximou a composição desta àquela existente nas porções mais rasas do ASG.

Figura 4.11. Evolução hidroquímica no ASG durante 168 horas de bombeamento. Não há indicação de influência do ASG. A seta indica a linha crescente de tempo.

Figura 4.12. Os pontos de coleta foram agrupados por origem: 1- piezômetros rasos em solo de basalto alterado; 2- poços abertos no ASG (abertos entre 10 e 126 m); 3 – ASG raso (entre 16,2 e 18,1 m); 4 – ASG intermediário (entre 24,2 e 26,3 m); 5 – ASG profundo (entre 55,1 e 58,5 m); 6- SAG. Há um aumento de Na + K em função de profundidade no ASG. A grande diferença entre o ASG profundo e o SAG indica pouca interação. A água dos poços abertos é semelhante àquela oriunda do ASG raso, e intermediário no caso do Poço Limeira (PL), indicando predomínio de circulação inferior a 30 m.

A água coletada no SAG (PE-168h e PPE-2G) é hidroquimicamente mais próxima às águas rasas do ASG e do aquífero freático, indicando pouca ou nenhuma influência do ASG profundo. A variação de composição em função de profundidade no ASG, assim como o predomínio de fluxo raso em poços abertos no ASG, e a maior semelhança entre o aquífero freático e o SAG, também são evidenciados pelo comportamento de alguns parâmetros selecionados, na figura 4.13.

Figura 4.13. Variações de parâmetros selecionados no aquífero freático (PML1 e PMG2), no SAG (PE168h e PPE2G), em poços abertos e em função da profundidade no ASG. Sempre há um aumento da diferença entre ASG, com o aumento da profundidade, em relação ao SAG. A exceção é o Ca^{2+} . Há mais afinidade entre a água do freático com a do SAG do que deste com as maiores profundidades do ASG. A água do Poço Limeira (PL) aberto demonstra maior semelhança com aquela obtida da fratura de baixo mergulho a 24,9 m. As amostras dos poços abertos PF e PAPM apresentam mais semelhança com a água mais rasa do PL, da fratura sub-horizontal a 16,5 m.

Isótopos

e) ^{13}C e ^{14}C nas águas do Sistema Aquífero Guarani e Aquitarde Serra Geral

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, e das atividades de ^{14}C expressas em porcentagem de carbono moderno (pmC), para as amostras de águas subterrâneas do SAG e ASG são apresentadas tabela 4.13. O valor de $\delta^{13}\text{C}$ encontrado nas águas do SAG coletadas durante o teste de bombeamento de longa duração do Poço Esmeralda (PE), e no piezômetro PPE-2G variam de -17,7 a -18,8 ‰, portanto semelhante ao

valor obtido por Kimmelmann *et al.* (1987) para a amostra coletada em Araraquara, próximo à zona de afloramento da Fm. Botucatu (-19,5 ‰), e muito abaixo de zonas confinadas profundas do SAG, como São José do Rio Preto (-8,3 ‰) e Jales (-6,0 ‰), ambas no NW do Estado de São Paulo.

As amostras estratificadas coletadas no Poço Limeira (PL) apresentam maior enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$ nas porções rasas. Isto indica a existência de mistura de águas provenientes da recarga mais recente com aquelas que circulam em profundidades de até 24,9 m. A água coletada entre 55,1 e 58,5 m apresentou menores teores de ^{13}C quando comparados às amostras PL-16,5 (intervalo com fratura sub-horizontal em 16,5 m), PL-24,8 (intervalo com fratura de baixo mergulho em 24,9 m), bem como às amostras coletada no SAG.

Há uma clara diminuição do ^{14}C com o aumento da profundidade no ASG nas amostras estratificadas coletadas no Poço Limeira (PL). Os valores obtidos nas amostras coletadas em poços abertos no ASG, PAPM e PF, são mais próximos da amostra rasa do PL, indicando que em ambos os poços a circulação predominante é rasa.

Tabela 4.13. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e ^{14}C das amostras de água do SAG e ASG.

Amostra	Profundidade* (m)	Aquífero	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (pmC)
PE-0	96 a 152 (PA)	SAG	-17,87	84,02±0,50
PE-84h			-17,72	83,72±0,50
PE-168hB			-16,54	84,98±0,58
PPE2G	101 a 103 (PZ)		-18,83	79,73±0,50
PF	20 a 126 (PA)	ASG	-15,10	96,89±0,54
PAPM	20 a 100 (PA)		-14,96	103,79±0,52
PL-16,5	16,2 a 17,3		-14,30	95,66±0,53
PL-24,8	24,2 a 25,3		-15,42	89,19±0,51
PL-55,0	55,1 a 58,5		-15,99	67,37±0,40

Sendo PA: poço aberto e PZ: piezômetro.

* A referência para o PL é o tubo de boca do poço, que fica a 0,84 m do chão. Todos os outros têm como referência o chão.

f) ^{18}O e ^2H nas águas do Sistema Aquífero Guarani

Todos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são apresentados como desvio em relação ao padrão VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), estabelecido pela IAEA (*International Atomic Energy Agency*). Os resultados das amostras analisadas neste trabalho são apresentados na tabela 4.14. Ao longo de 168 h de bombeamento no SAG não houve variação significativa na assinatura isotópica: de -47,5‰ a -46,8‰ para $\delta^2\text{H}$, e sem variação no $\delta^{18}\text{O}$. Já as amostras coletadas no ASG mostram um empobrecimento de ^{18}O e ^2H com o aumento da profundidade de coleta.

Comparando as amostras do SAG e ASG, é possível estabelecer três grupos, em sequência de enriquecimento em ^{18}O e ^2H , e consequente aumento da influência de recarga recente, apresentados na figura 4.14. O grupo (a) é composto por água oriunda de circulação intermediária coletada tanto na fratura em 24,9 m (amostra PL-1B), como no poço PL aberto (amostra PL-1A), e oriunda da circulação profunda, do BVA entre 52 e 60 m (amostra PL-55,0). Mesmo estando próximas, há clara distinção entre as amostras intermediárias e a profunda. O grupo (b) corresponde às águas provenientes do SAG e coletadas neste trabalho. O grupo (c), mais enriquecido, é composto pela amostra rasa coletada no ASG (fratura em 16,5 m no PL, amostra PL-16,5, e nos poços abertos PAPM e PF). Isto indica predomínio de circulação rasa nestes poços, com grande influência de recarga recente.

Tabela 4.14. Dados de $\delta^2\text{H}$ (‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) para amostras coletadas no presente trabalho.

Amostra	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Profundidade* (m)	Data de coleta	Aquífero
PAPM	-45,1	-6,7	20 a 100 (poço aberto)	Nov/2007	ASG
PF	-44,5	-6,8	20 a 126 (poço aberto)		
PL-16,5	-44,7	-6,5	16,2 a 17,3		
PL-24,8	-46,8	-6,9	24,2 a 25,3		
PL-55,0	-52,7	-7,7	55,1 a 58,5		
PL 01A	-50,6	-7,6	10 a 94 (poço aberto)	Ago/2006	
PL 01B	-50,5	-7,6	24,6 a 26,3 m		
PL 01C	-44,1	-6,6	16,3 a 18,1 m		
PE-0h	-47,5	-7,0	96 a 152 m	Out/2007	SAG
PE-84h	-47,2	-7,1			
PE-168hB	-46,8	-7,0			
PPE2G	-47,0	-7,2	101 a 103 m		

* A referência para o PL é o tubo de boca do poço, que fica a 0,84 m do chão. Todos os outros têm como referência o chão.

Foram selecionados alguns valores apresentados por Gallo & Sinelli (1980) e Silva (1983) para comparação (tabela 4.15). Os critérios de escolha foram a condição de confinamento do SAG, a proximidade a RP, e para as amostras de SAG francamente confinado, o local de coleta estar na direção aproximada de fluxo da água subterrânea em relação à cidade. Amostras oriundas do perímetro urbano de RP não foram usadas. Os valores encontrados por Gallo & Sinelli (1980) e Külls (2003) na zona urbana para poços localizados em área de afloramento do SAG apresentam valores mais negativos do que aqueles obtidos em zonas de SAG confinado. Por exemplo, de Gallo & Sinelli (1980), amostras 3: $\delta^{18}\text{O}=-7,1\text{‰}$ e $\delta^2\text{H}=-46,8\text{‰}$ (SAG livre), e 7: $\delta^{18}\text{O}=-6,8\text{‰}$ e $\delta^2\text{H}=-44,4\text{‰}$ (SAG confinado). De Külls (2003), amostras P176: $\delta^{18}\text{O}=-7,4\text{‰}$ e $\delta^2\text{H}=-50,5\text{‰}$ (SAG livre), e P135: $\delta^{18}\text{O}=-6,8\text{‰}$ e $\delta^2\text{H}=-46,7\text{‰}$ (SAG confinado). As causas desta inversão de tendência em relação

ao encontrado por Silva (1983) em escala regional, ou seja, diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ com o aumento do confinamento, podem ser a mistura de água do SAG com aquela do ASG raso através dos poços amostrados, ou a conexão do ASG e do aquífero freático com o SAG através de poços abandonados, ocorrência já observada por Iritani (2004). Ambas as situações permitem a mistura de águas mais jovens no SAG, impedindo que seja comparada em termos de confinamento. As médias dos dados de precipitação de Silva (1983) são -8,5‰ e -58,9‰, respectivamente para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, portanto bem mais negativas do que aquela obtida para Piracicaba, de respectivamente -5,2‰ e -28,4‰ nos anos 1996 a 1998 (IAEA, 2006). À época a autora fez comparação semelhante e atribuiu a diferença à alta pluviosidade ocorrida entre 1980 e 1981, quando foi realizada a amostragem. Por esta razão são usados os dados da IAEA (2006) de Piracicaba como referência de precipitação na figura 4.14.

Tabela 4.15. Dados de $\delta^2\text{H}$ (‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) usadas na figura 4.14, além daqueles já apresentados neste trabalho.

Amostra	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Condição do SAG	Local	Data de coleta	Fonte
Média de precipitação	-28,4	-5,2	NA	Piracicaba	03/1996 a 02/1998	IAEA (2006)
1	-45,3	-6,7	Livre	Serrana	04 e 05/1973	Gallo & Sinelli (1980)
13	-62,4	-8,8	Confinado	Sertãozinho		
14	-66,0	-9,4		Barrinha		
80 (1981)	-53	-7,7	Pouco confinado	Araraquara	03/1981	Silva (1983)
80 (1982)	-44	-7,6		Araraquara	02/1982	
56	-49	-7,3		Serra Azul	02/1982	
17	-66	-8,8	Confinado	Olímpia	12/1981	
11	-64	-8,8		S.J. do Rio Preto	12/1981	
34	-66	-8,8		Sertãozinho	02/1982	
10	-59	-8,3		Fernandópolis	05/1982	

NA: não se aplica.

O conteúdo de ^{18}O e ^2H nas amostras do SAG coletadas neste trabalho as posiciona entre a amostra do SAG livre, oriunda de Serrana, a menos de 20 km para E de Ribeirão Preto (RP) (Gallo & Sinelli, 1980), e as amostras de SAG pouco confinado, coletadas por Silva (1983) em Araraquara e Serra Azul, esta última a pouco mais de 20 km para SE de RP, ambas de SAG confinado. O resultado é coerente com a localização dos pontos de amostragem do SAG deste trabalho, a menos de 2 km do afloramento mais próximo da Fm. Botucatu. A diferença isotópica entre o SAG e a amostra mais profunda do ASG, PL-55,0, indica haver pouca conexão entre os aquíferos.

Figura 4.14. Resultados de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras de água coletadas neste trabalho, comparados a valores selecionados da literatura. Foi possível separar as amostras em três grupos com o enriquecimento destes isótopos: (a) circulação profunda a intermediária do ASG, (b) SAG, e (c) circulação rasa do ASG. Mesmo dentro do grupo (a), a amostra PL-55,0 é a mais empobrecida, mostrando haver distinção entre amostras o modelo de circulação do ASG. Somente a amostra PL-24,8 não se ajusta. Entre as amostras de poços abertos, a PF e PAPM se agrupam com as amostras de circulação rasa, e PL-1A, é praticamente idêntica a PL-1B, de circulação intermediária. Os valores selecionados dos trabalhos de Gallo & Sinelli (1980) e Silva (1983) evidenciam um empobrecimento com o aumento do confinamento do SAG. As amostras coletadas no presente trabalho, PPE-2G, PE0h, PE 84h e PE168hB se situam entre SAG livre e pouco confinado.

A amostra PL-24,8 ($\delta^2\text{H}=-46,8\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}=-6,9\text{‰}$) não se encaixa no modelo, situando-se entre os grupos b) e c). Não houve vazamento durante a coleta PL-24,8, e a amostragem foi realizada após 3:31 h de bombeamento, com estabilização dos parâmetros físico-químicos, portanto uma contaminação de outras profundidades através do poço foi descartada. Variação sazonal de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ também foi descartada por não ter sido detectada entre as amostras PL-1C e PL-16,5, provenientes de fratura em 16,5 m respectivamente em 2006 e 2007. A diferença pode ter sido causada por uma conexão através de fraturas no ASG com sua porção mais rasa, mas esta conexão não foi detectada pelos resultados dos ensaios

hidráulicos, sendo assim pouco provável. A não ser que haja conexão com o freático por causa da atitude da fratura em 24,9 m (N318°/32°). A inclinação do terreno no local é de 5%, para N. Portanto, a fratura cruzaria a superfície a aproximadamente 45 m para SE do PL. Mas também cruzaria a fratura sub-horizontal mais rasa (em 16,5 m), cuja atitude é N22°/11°, o que, novamente, não é visto nos ensaios hidráulicos. É possível que ambas as fraturas terminem antes de se cruzar, mas não é possível saber isto com os dados disponíveis. Pela atitude da fratura em 16,5 m, ela cruzaria o terreno a 80 m para SW do PL e, portanto, demandaria um bombeamento mais longo para apresentar influência de recarga recente. Entre 2006 e 2007 ambas as fraturas ficaram fornecendo água para o poço, renovando a água presente nelas. Isto poderia ter feito com que a água coletada em ambas, em 2007, tivesse uma assinatura isotópica de água recente, o que não ocorre. A não ser que somente a fratura em 24,9 m possui conexão com a superfície. Outros dados não disponíveis, como análises isotópicas das amostras de 2006, seriam necessários para obter uma resposta definitiva a estas questões.

g) ^3H nas águas do Sistema Aquífero Guarani e Aquitarde Serra Geral

As amostras do SAG apresentam valores de ^3H inferiores ao limite de detecção de 0,2 UT. O conteúdo atual de trítio na água da chuva na região é de aproximadamente 2,6 UT (informação verbal dos técnicos do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN, Belo Horizonte). Isto indica que a recarga da água coletada no SAG ocorreu antes da década de 1950. Os resultados das análises são apresentados na tabela 4.16.

Tabela 4.16. Resultados de ^3H das amostras de água do SAG e ASG na área de estudo.

Amostra	^3H (UT)	Profundidade* (m)	Aquífero
PE-0	0,12±0,17	96 a 152 (poço aberto)	SAG
PE-84h	-0,03±0,16		
PE-168h	0,01±0,16		
PE-168hB	-0,11±0,15		
PPE2G	-0,14±0,05	101 a 103 (piezômetro)	ASG
PAPM	2,04±0,26	20 a 100 (poço aberto)	
PF	1,79±0,23	20 a 126 (poço aberto)	
PL-16,5	1,51±0,19	16,2 a 17,3	
PL-24,8	1,02±0,19	24,2 a 25,3	
PL-55,0	0,57±0,22	55,1 a 58,5	

*A referência para o PL é o tubo de boca do poço, que fica a 0,84 m do chão. Todos os outros têm como referência o chão.

No ASG há uma clara diminuição do conteúdo de ^3H em função da profundidade. Águas mais profundas, coletadas entre 55,1 e 58,5 m no Poço Limeira

(PL), possuem conteúdo menor do que as mais rasas, coletadas entre 16,2 e 17,3, e entre 24,2 e 25,3 m, e portanto são mais antigas. As águas oriundas dos poços abertos PF e PAPM possuem maior influência de precipitação recente do que a amostra coletada na menor profundidade, com obturadores, no PL (figura 4.15). Isto é mais um forte indício de predomínio de circulação rasa no ASG.

Figura 4.15. Resultados das análises de ^3H coletadas no ASG, em profundidades discretas (Poço Limeira - PL) e poços abertos (PF e PAM). Nas amostras coletadas no PL há um decréscimo do conteúdo de ^3H em função de profundidade, o que indica influência decrescente de precipitações recentes, que possuem aproximadamente 2,6 UT de ^3H (informação verbal dos técnicos do CDTN). As concentrações medidas nos poços abertos são mais altas, indicando maior proporção de água atual, e, portanto predomínio de circulação rasa.

A amostra mais profunda, PL-55,0 possui conteúdo um pouco mais alto de ^3H do que o SAG. Houve um pequeno vazamento de água através do obturador inferior para o intervalo bombeado, permitindo a entrada de um volume desconhecido de água da porção inferior do poço. Pelos resultados da perfilagem térmica da água, esta zona não possui atividade hidráulica natural. Em 2006 foi feito um bombeamento com o poço aberto e a bomba posicionada próximo ao seu fundo, para tirar esta água estagnada, fazendo com que água das fraturas rasas, com maior conteúdo de ^3H , ficasse ali desde 2006. Com o vazamento durante a coleta, é possível que uma parte desta água tenha entrado na amostra. Outra possibilidade é o fato de haver dupla porosidade no intervalo amostrado. A água mais jovem pode ter substituído a água originalmente presente nas vesículas do BVA, através da circulação propiciada pela existência do poço, e o tempo de bombeamento não foi suficiente para eliminar completamente esta influência. Ambas as situações afetariam também os resultados das outras análises isotópicas e da hidroquímica,

aproximando as características da amostra PL-55,0 àquelas das mais rasas, o que é plausível.

Modelo conceitual de fluxo

O modelo conceitual de fluxo apresentado na figura 4.16 mostra uma compilação dos resultados deste trabalho ao longo da seção geológica A-A', cuja localização é apresentada na figura 4.1.

Figura 4.16. Modelo conceitual de fluxo de água no Aquitarde Serra Geral e no Sistema Aquífero Guarani. Ocorre uma circulação preferencialmente rasa e horizontal no ASG, onde a influência de recarga recente é grande. O basalto vesicular-amidaloidal (BVA) tem baixa transmissividade (T), e permite a passagem lenta de água. Mas há pouca influência de recarga recente na amostra coletada entre 55,1 e 58,5 m no PL. A recarga do SAG pode ocorrer através de fraturas no basalto em zonas onde este tenha pouca espessura (até 50 m). As fontes dos dados isotópicos apresentados aqui que não foram obtidos no presente trabalho são: SAG livre de Gallo & Sinelli (1980); ^{18}O e ^2H na precipitação de IAEA (2006); ^3H na precipitação de CDTN (comunicação verbal).

4.6 Conclusões

Os poços Brejinho (PB), Galo Vermelho (PG) e Limeira (PL), perfurados neste trabalho, foram locados junto a lineamentos interpretados em fotos aéreas e modelos digitais do terreno, partindo-se do pressuposto de que tais feições correspondiam a zonas de fratura verticais, com potencial de atravessar os três derrames de basalto da Formação Serra Geral, e de permitir a recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG). Quatro testes de bombeamento realizados em profundidades discretas no PL indicaram não haver conexão hidráulica vertical dentro do basalto, nos pontos de colocação dos obturadores pneumáticos, entre aproximadamente 16 e 59 m de profundidade. As perfilagens de temperatura e condutividade elétrica da água, associadas às descrições de fraturas realizadas através das perfilagens acústicas (ATV) e à definição de diferença de carga hidráulica com o uso dos obturadores, nos poços PL e PG, indicaram a existência de fluxo descendente em ambos, sempre entre fraturas sub-horizontais. No PG a água entra para o poço em 23,7 m, e sai em 36,8 m de profundidade, no contato entre os derrames de basalto B3 e B2. No PL as entradas são em 16,5 e 24,9 m, e as saídas em 54,1 e 56,5 m de profundidade. As fraturas rasas estão na porção densa do derrame B2, e as profundas, no basalto vesicular-amidaloidal (BVA) do B1. Já no PB, o único indício de atividade hidráulica foi a lenta entrada de água em 87,3 m durante sua recuperação, que demorou 14 dias. As fraturas sub-horizontais rasas no PL possuem maior transmissividade ($T=5E^{-2}$ a $4E^{-1}$ m²/d) do que o restante do poço ($T=4E^{-3}$ a $4E^{-4}$ m²/d), permitindo circulação mais rápida de água nas fraturas rasas. Tanto na fratura localizada em 24,9 m quanto no basalto vesicular-amidaloidal (BVA), localizado entre 52 e 60 m, apresentaram comportamento análogo ao de um aquífero de dupla porosidade durante o bombeamento. Em 24,9 m o efeito deve ser causado pela interação entre a fratura de baixo mergulho e as fraturas verticais de resfriamento. A fratura de baixo mergulho possui maior abertura, e consequentemente T relativamente elevada ($3E^{-1}$ m²/d), mas armazenamento relativamente baixo ($S=4E^{-3}$), atuando como porosidade “secundária”. O maior número de feições sub-verticais gera um maior S ($4E^{-2}$), atuando como porosidade “primária”. Ao longo do BVA pequenas fraturas associadas a fraturas sub-horizontais atuam como a porosidade “secundária” ($T=3E^{-2}$ ~ $3E^{-1}$ m²/d, $S=3E^{-4}$ ~ $3E^{-3}$), e

conectam as vesículas, e por sua vez atuam como a porosidade “primária” ($S=3E^{-3}\sim 3E^{-2}$).

Os resultados das análises hidroquímicas das amostras coletadas no ASG mostram uma evolução com o aumento da profundidade, passando de Ca-HCO_3 nas porções mais rasas, e em poços abertos, para Na+K-HCO_3 . A água do SAG é semelhante àquela coletada no aquífero freático e ASG raso, indicando pouca influência das porções intermediárias (fratura localizada em 24,9 m) ou profundas (BVA entre 52 e 60 m) do ASG. Os conteúdos de ^{18}O e ^2H diminuem com o aumento da profundidade no ASG, indicando diminuição da influência de recarga recente. Os valores obtidos nas amostras dos poços abertos PAPM ($\delta^{18}\text{O} = -6,7\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -45,1\text{‰}$) e PF ($\delta^{18}\text{O} = -6,8\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -44,5\text{‰}$) são semelhantes aos encontrados na porção mais rasa do PL, em 16,5 m ($\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -44,7\text{‰}$) e no SAG livre ($\delta^{18}\text{O} = -6,7\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -45,3\text{‰}$, de Gallo & Sinelli, 1980) claramente indicando predomínio de circulação rasa. Na amostra do PL aberto, os valores são menores ($\delta^{18}\text{O} = -7,6\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -50,6\text{‰}$), e muito semelhante ao encontrado na amostra coletada da fratura de baixo mergulho em 24,9 m ($\delta^{18}\text{O} = -7,6\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -50,6\text{‰}$), e próximo ao encontrado na fratura sub-horizontal dentro do BVA, em 56,5 m ($\delta^{18}\text{O} = -7,7\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -52,7\text{‰}$). Os valores obtidos para o SAG ficam entre os dois grupos (PPE2G: $\delta^{18}\text{O} = -7,2\text{‰}$ e $\delta^2\text{H} = -47,0\text{‰}$), novamente indicando que a circulação próxima a 60 m no ASG não o influencia significativamente. O ^3H também diminui com o aumento da profundidade no ASG, e as amostras coletadas nos poços abertos PAPM e PF possuem conteúdo maior deste isótopo (respectivamente $2,04 \pm 0,26$ e $1,79 \pm 0,23$ UT) do que a porção mais rasa do PL ($1,51 \pm 0,19$ UT), denotando novamente o predomínio da circulação rasa. A presença de ^3H na amostra coletada da fratura no BVA em 56,4 m, ainda que em baixo conteúdo ($0,57 \pm 0,22$ UT), e sua ausência no SAG, sugerem haver água mais jovem naquela fratura sub-horizontal do que no SAG, ou ter havido influência do vazamento ocorrido durante o bombeamento no ASG. As duas situações observadas pelo comportamento do ^3H também se aplicam aos resultados de ^{14}C . O $\delta^{13}\text{C}$ é mais enriquecido no PL raso ($-14,30\text{‰}$), com valores próximos para PAPM e PF abertos (respectivamente $-14,96\text{‰}$ e $-15,10\text{‰}$), diminuição com o aumento da profundidade no ASG, e o SAG com menor conteúdo ($-18,83\text{‰}$) do que aquela encontrada no ASG em 56,5 m ($-15,99\text{‰}$). Portanto os isótopos analisados indicam haver

predomínio de circulação rasa no ASG nos três poços abertos amostrados, com influência de recarga recente. Também mostram haver aumento da idade, com diminuição da contribuição de recarga recente, com o aumento da profundidade no ASG. Alguns resultados ainda indicam haver um tempo de trânsito maior entre a superfície e o BVA situado entre 52 e 60 m de profundidade do que aquele existente no SAG, entre a área de afloramento e os poços amostrados neste projeto, cuja distância é de quase 2 km.

O conjunto de resultados mostra uma diferença significativa, ainda que variável, entre a água do ASG e a do SAG. Os poços usados atravessam os derrames B1, B2 e B3, e em nenhum deles foi encontrado indício de predomínio de circulação profunda no ASG. A influência de recarga recente foi encontrada a até 24,5 m. Fraturas sub-horizontais com indícios de atividade hidráulica intensa foram encontradas a até 36,8 m. Portanto é possível afirmar que, na região investigada, o fluxo de água se concentre a até 50 m de profundidade no ASG, com um forte predomínio de circulação horizontal. Em profundidades maiores o basalto e, principalmente, as suas camadas vesiculares de topo atuam como barreira hidráulica notadamente para o fluxo vertical.

4.7 Agradecimentos

Os autores agradecem a valiosa cooperação do Sr. Mário Osene, do Sr. Acácio Braghetto, do Sr. André Junqueira e do Sr. Fernando Morandini, que gentilmente autorizaram o uso de suas propriedades para a perfuração de poços e de ensaios para a pesquisa. Este trabalho foi financiado pela Fapesp, na forma de um projeto de auxílio à pesquisa (processo 04/11798-4), e de uma bolsa de doutorado para o primeiro autor (processo 04/15543-0), que foi também apoiado pela Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, na forma de uma bolsa de doutorado sanduíche no exterior (processo 0715/06-9), e na forma de uma bolsa de doutorado (Demanda Social – IGc/USP). A coordenação do projeto esteve a cargo do Instituto Geológico – SMASP e o apoio de infra-estrutura, a cargo do Laboratório de Modelos Físicos (LAMO) – IGc-USP e do Instituto Geológico – SMASP. Agradecimentos são estendidos a todos os integrantes da equipe do projeto FRATASG.

4.8 Referências bibliográficas

- APHA, 1998, Public Health Association/American Water Works Association/Water Environment Federation, Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 19th ed, American Washington DC, USA.
- Assine, M.L.; Piranha, J.M. & Carneiro, C.D.R., 2004, Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu, *In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, por Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Brito-Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., p. 77-93, São Paulo, Beca, 2004, 674p.
- Birsoy Y.K. & Summers, 1980, Determination of Aquifer Parameters from Step Tests and Intermittent Pumping Data, *Ground Water*, 18, p. 137-146.
- Cooper, H.H. & Jacob, CE, 1946, A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well Field History, *American Geophysics Union Transactions*, Vol. 27, p.526-534.
- Cooper H. H., Bredehoeft J. D., Papadopoulos I. S., 1967, Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, 3(1): 263-269.
- Custodio, E., & Llamas, M.R., 1996, *Hidrologia Subterrânea*, 2ª. ed., Ediciones Omega, Barcelona, 2347p.
- Fernandes, A.J., Maldaner, C., Azevedo Sobrinho, J.M., Pressinotti, M., Wahnfried, I., 2010, Estratigrafia dos derrames de basaltos de Ribeirão Preto: geologia física, petrografia e geoquímica. *Revista Geologia USP*, aceito para publicação.
- Fernandes, A.J., Rouleau, A., Maldaner, C., em elaboração, Análise das fraturas dos basaltos de Ribeirão Preto, SP: aplicação à elaboração de modelo hidrogeológico conceitual.
- Gallo G. & Sinelli O., 1980, Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, p.129-140.
- Gomes, A.J.L. & Hamza, V.M., 2004, Mapeamento de Gradientes Geotérmicos no Estado de São Paulo, *In: 1º SRSBGf*, Cd-rom, São Paulo, 4p.
- IAEA/WMO, 2006, Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Acessível em: <http://www.iaea.org/water>. Data de acesso: 05/04/2010.
- Iritani, M. A. (coordenadora), 2004, Sistema de Informação para o Gerenciamento Ambiental dos Recursos Hídricos Subterrâneos na Área de Afloramento do Aquífero Guarani no Estado de São Paulo, Relatório Final de Projeto de Pesquisa Fapesp número 02/10368-0, 148p.
- Keys, S, 1990, Borehole Geophysics applied to ground-water investigations, in *Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey*, Chapter E2, United States Geological Survey, Denver, Colorado, 150 p.
- Kimmelmann, A. A., Rebouças, A.C., Santiago, M.M.F., Gouvea da Silva, R.B., 1987, Isotopic study of the Botucatu Aquifer System in the Brazilian portion of the Paraná Basin. *Estudios de Hidrogeologia Isotópica en America Latina*, IAEA, Vienna, Tech Doc 502

- Kruseman, G. P. & de Ridder N.A., 1991, Analysis and evaluation of pumping test data, 2a ed. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands, 377p.
- Külls, C., 2003, Information system of groundwater resources environmental management in the outcrop of the Guarani Aquifer in the São Paulo State, Brazil. Groundwater recharge of the Guarani Aquifer in the pilot area of Ribeirão Preto (Guarani Aquifer pilot project). Relatório final sobre Recarga elaborado dentro da Cooperação Técnica entre a SMA (SP) e StMLU (Baviera), Relatório Interno, SMA, São Paulo, 42 p.
- Massoli, M, 2007, Caracterização Litofaciológica das Formações Pirambóia e Botucatu, em Subsuperfície, no Município de Ribeirão Preto (SP), e sua Aplicação na Prospecção de Águas Subterrâneas, Tese de doutoramento defendida no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Rio Claro, 173 p.
- Perrotta, M.M, Salvador, E.D., LOPES, R.C., D'Agostino, L.Z., Peruffo, N., Gomes, S.D., Sachs, L.L.B., Meira, V.T., Lacerda Filho, .J.F.. 2005, Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000, São Paulo, CPRM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Proyecto Acuífero Guarani, 2000, Secretaria General del Proyecto de Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní, endereço URL: <http://www.sg-guarani.org>, última atualização feita em 25/03/2010.
- Silva, R.B.G., 1983, Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do Aquifero Botucatu no Estado de São Paulo. São Paulo, 133p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Sinelli, O., 1987, Estudos Hidrogeológicos da Bacia Hidrográfica do rio Pardo (SP), Revista da ABAS n.11, p.05-26.
- United States Environmental Protection Agency (USEPA), 2001, Test methods for evaluating solid waste, physical/chemical methods. Acessível em : <http://www.epa.gov/epaoswer/hazwaste/test/sw846>.
- Wahnfried, I., Fernandes, A.J., Hirata, R., Varnier, C., Maldaner, C., Iritani, M., Pressinotti, M. Ferreira, L., Shapiro, A., 2010a, Anisotropia e confinamento hidráulico do Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto (SP, Brasil), Capítulo 3 da presente Tese de Doutorado.
- Wahnfried, I., Maldaner, C., Ferreira, L., Taioli, F., La Terra, E., Hirata, R., Fernandes, A.J., 2010b, Localização de Fraturas na Formação Serra Geral Através de Levantamentos Geofísicos de Superfície, Capítulo 2 da presente Tese de Doutorado.
- Wahnfried, I., Shapiro, A., Maldaner, C., Hirata, R., Fernandes, A.J., 2010c, Uso de Obturadores Pneumáticos em Testes Hidráulicos e Amostragem de Água, Capítulo 1 da presente Tese de Doutorado.
- Warren, J.E. & Root, P.J., 1963, The behavior of naturally fractured reservoirs, Soc. of Petrol. Eng. Journal, v. 3, p. 245-255.
- Williams, J.H. & Johnson, C.D., 2004, Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies: Journal of Applied Geophysics, v. 55, Issue 1-2, p. 151-159.

Conclusões Gerais da Tese

Individualmente, cada método empregado para determinar a existência da drenança no Aquitarde Serra Geral (ASG) ofereceu resultados limitados. O teste de bombeamento no Sistema Aquífero Guarani (SAG) não indica a presença de drenança, mas isto pode ocorrer se esta for muito reduzida em relação ao volume bombeado. O mesmo ocorre na comparação dos resultados hidroquímicos e isotópicos. Se há pouca mistura de água do SAG no ASG, isto não será notado. Por isso foi comparada água de poços no ASG em diferentes locais, e todos indicaram o predomínio de águas jovens e rasas quando bombeados abertos. Os dados também precisam ser analisados conjuntamente. Avaliar a hidroquímica e o conteúdo isotópico da água coletada em diferentes profundidades do basalto, sem levar em conta as conexões mais prováveis entre sistemas de fraturas, suas geometrias, e a direção potencial de fluxo da água, levará a respostas ambíguas sobre o modelo conceitual de fluxo. Esta é a razão de haver tantas abordagens distintas neste trabalho. Meios fraturados normalmente são muito heterogêneos, e devem sempre ser investigados usando vários métodos, e em escalas de trabalho distintas.

O escopo inicial deste projeto foi idealizado com base na premissa de que havia recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG) em áreas com até 100 m de espessura de basalto na região de Ribeirão Preto. Assim foram escolhidos métodos que comprovariam sua existência. As primeiras investigações realizadas, geofísica de superfície e levantamentos geológicos, já indicaram que havia poucos indícios desta conexão. Após a locação e perfuração dos poços no ASG, e a realização de testes hidráulicos e coletas de amostras em profundidades discretas, continuava a não haver comprovação da existência de drenança. Neste momento foram acrescentados ao projeto os testes em um poço no SAG, ao lado do qual foram construídos piezômetros neste aquífero e também no ASG. Estes testes novamente indicaram a pouca ou nenhuma drenança, aumentando a segurança do resultado “negativo”. Portanto, quando possível, trabalhos hidrogeológicos em meios fraturados não devem basear sua metodologia somente em uma hipótese, por mais plausível que esta aparente ser, sob a pena de terminarem sem uma resposta, ou com uma resposta que não corresponde à realidade. Caso isto não possa ser feito de início, é aconselhável haver uma folga no cronograma, e nas finanças, para

acomodar mudanças. Reavaliações críticas periódicas dos resultados parciais também devem ser realizadas.

A conclusão final do trabalho é de que não foi encontrada drenança através do ASG para o SAG em local onde o primeiro tem ao redor de 100 m de espessura. Ela deve ocorrer somente em espessuras inferiores a 50 m, na região. Como se trata de um aquífero fraturado, porém, não é simples transferir este resultado a outras regiões, mesmo que não muito distantes do local de estudo. Para tanto é necessária a realização de levantamentos geológicos e geofísicos de superfície, seguida de testes de bombeamento e coleta de amostras para análises hidroquímica e isotópica de água em profundidades discretas no basalto. Amostras de água da chuva, do aquífero freático e do SAG, no local, também devem ser coletadas. Usando o modelo conceitual definido no presente trabalho como referência, será possível avaliar se há recarga no local investigado.

Anexo 1 – Resultados das análises químicas (em mg/l, quando não especificado)

Parâm./Amostra	SAG												
	PE 0	PE 15'	PE 30'	PE 45'	PE 1h	PE 2h	PE 3h	PE 6h	PE 12h	PE 24h	PE 48h	PE 96h	PE120h
Data coleta	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	87,4	68,4	64,7	65,3	60,3	62,5	62,2	61,8	61,7	61,8	61,7	61,9	61,7
STD	87	74	80	80	79	73	73	75	77	70	71	73	78
pH	6,60	6,04	6,03	6,08	5,99	5,95	5,94	5,96	5,97	5,95	5,87	5,86	5,79
Eh (mV)	525,8	573,9	582,0	607,8	601,8	604,7	603,7	609,3	646,1	651,2	677,8	700,6	760,9
T($^{\circ}\text{C}$)	26,9	27,7	31,6	30,6	28,3	27,4	27,0	26,2	25,4	27,4	27,1	27,4	25,6
HCO_3^-	44,08	34,01	41,49	41,49	41,50	41,50	40,20	41,50	40,20	40,85	40,20	40,20	39,55
Alumínio	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Bário	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Brometo	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cálcio	6,08	5,75	5,65	6,70	5,57	5,67	5,50	5,67	5,60	5,30	5,42	5,54	5,75
Cobre	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cloreto	6,15	3,69	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,69	2,00	2,00	2,00	2,00	3,69
Cromo total	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Estrôncio	<0,25*	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25
Ferro total	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30
Fosfato (HPO_4^{3-})	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Fluoreto	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Magnésio	1,60	1,55	1,54	1,96	1,57	1,54	1,52	1,55	1,55	1,52	1,54	1,57	1,59
Manganês	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Níquel	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nitrato (NO_3^-)	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33
Nitrito (NO_2^-)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Potássio	2,40	2,54	2,52	2,52	2,55	2,62	2,59	2,66	2,60	2,49	2,61	2,63	2,66
Sílica	19,6	19,2	19,3	18,1	18,5	13,0	14,0	13,0	18,3	11,0	12,0	14,0	18,0
Sódio	2,54	2,31	2,28	2,11	2,09	2,09	2,06	2,14	2,06	2,03	2,01	1,95	2,03
Sulfato	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Zinco	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Erro** (%)	-17%	-15%	-20%	-14%	-21%	-20%	-20%	-23%	-20%	-22%	-21%	-20%	-21%

Anexo 1 (cont.) – Resultados das análises químicas (em mg/l, quando não especificado)

Parâm./Amostra	SAG			ASG – poço aberto			ASG – profundidades discretas					Freático	
	PE145h	PE168h	PPE 2G	PF	PAPM	PL01A	PL01B	PL01C	PL 16,5	PL 24,8	PL 55,0	PML01	PMG2
Data coleta	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Ago-06	Ago-06	Ago-06	Nov-07	Nov-07	Nov-07	Ago-06	Ago-06
CE (µS/cm)	61,7	61,7	15,9	291	173	147,4	29,9	49,3	219	180	25,6	36,2	123,8
STD	72	62	16	291	173	55	12	na	219	180	26	126	120
pH	5,73	5,74	6,16	6,92	6,68	8,69	8,62	8,24	7,80	8,46	9,38	6,39	6,47
Eh (mV)	743	556,0	475,8	510,0	530,0	na	370	na	361,7	157,0	156,0	na	688
T(°C)	na	26,1	26,9	24,5	24,9	24,6	24,4	27,5	24,9	24,3	23,8	27,1	25,6
HCO ₃ ⁻	38,25	38,90	44,09	177,52	97,87	87,09	87,82	120,56	130,16	94,53	13,59	71,15	75,76
Alumínio	NA	NA	NA	NA	NA	<0,03	<0,03	<0,03	NA	NA	NA	<0,03	<0,03
Bário	NA	NA	NA	NA	NA	<0,018	<0,018	<0,018	NA	NA	NA	0,052	0,026
Brometo	NA	NA	NA	NA	NA	<0,003	<0,003	<0,003	NA	NA	NA	<0,003	<0,003
Cálcio	5,48	5,52	6,75	32,39	20,23	11	11	34	32,41	16,10	3,90	16	15
Cobre	NA	NA	NA	NA	NA	<0,003	<0,003	<0,003	NA	NA	NA	<0,003	<0,003
Cloreto	3,69	2,46	2,46	2,46	3,69	5,97	3,67	3,33	2,46	2,46	3,69	5,02	0,898
Cromo total	NA	NA	NA	NA	NA	<0,006	<0,006	<0,006	NA	NA	NA	<0,006	<0,006
Estrôncio	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	0,044	0,039	0,174	<0,25	<0,25	<0,25	0,126	0,100
Ferro total	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	0,007	0,004	0,009	<0,30	<0,30	<0,30	0,01	0,005
Fosfato (HPO ₄ ³⁻)	NA	NA	NA	NA	NA	<0,015	<0,015	<0,015	NA	NA	NA	<0,015	<0,015
Fluoreto	<0,10	0,11	0,26	0,10	0,17	0,486	0,554	0,141	0,22	0,20	0,71	0,226	0,153
Magnésio	1,62	1,59	1,68	5,96	2,64	<0,3	<0,3	1,3	1,22	<0,20	<0,20	5,5	4,4
Manganês	NA	NA	NA	NA	NA	<0,03	<0,03	<0,03	NA	NA	NA	0,03	<0,03
Níquel	NA	NA	NA	NA	NA	<0,003	<0,003	<0,003	NA	NA	NA	<0,003	<0,003
Nitrato (NO ₃ ⁻)	1,33	<1,33	<1,33	<1,33	<1,33	0,66	0,870	4,32	<1,33	<1,33	<1,33	4,89	0,100
Nitrito (NO ₂ ⁻)	NA	NA	NA	NA	NA	0,130	1,11	0,075	NA	NA	NA	<0,012	<0,012
Potássio	2,71	2,71	2,40	1,19	0,96	<1,5	<1,5	1,9	0,92	1,37	0,51	2,1	<1,5
Sílica	13,0	12,1	18,6	55,8	29,1	47,0	36,4	34,5	29,4	29,4	22,3	17,0	18,0
Sódio	2,06	2,05	3,48	18,64	9,69	23	22	12	10,91	23,48	21,52	5,0	4,9
Sulfato	5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	0,792	0,524	0,518	<5,00	<5,00	<5,00	4,02	0,445
Zinco	NA	NA	NA	NA	NA	<0,03	<0,03	0,08	NA	NA	NA	<0,03	<0,03
Erro** (%)	-20%	-19%	-14%	-2%	-4%	-1%	0%	5%	-2%	4%	6%	2%	3%

Sendo NA: não analisado.

* Resultados menores do que o limite de quantificação (LQ) são apresentados com o símbolo <, seguido do valor do LQ.

** Calculado pelo balanço iônico.