UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DOS AQÜÍFEROS EM MEIO CRISTALINO DA PORÇÃO
OESTE DA BACIA DO ALTO TIETÊ**

Ivanety Pereira Santos de Jesus

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2005

**Como é feliz o homem
que encontra a *sabedoria*, pois é:
mais valiosa que a prata,
rende mais que o ouro e é
mais valiosa do que rubis;
nada do que você possa desejar
se compara a ela. *Provérbios 3:13-14.***

Dedico...

A Luis Assis, um verdadeiro companheiro
que enche a minha vida de felicidade,
e à minha família.

AGRADECIMENTOS

A Deus, em primeiro lugar.

Ao prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha, pelo incentivo, apoio e confiança.

Ao prof. Dr. Carlos Alberto da Costa Almeida, pelas discussões, sugestões e apoio durante o período de estágio doutorado-sanduiche na Universidade de Lisboa.

Ao prof. Dr. Uriel Duarte e prof. Dr. Bley Brito, pelas sugestões e críticas construtivas dadas na qualificação.

Ao prof. Dr. Ricardo Hirata e a Dra. Amélia Fernandes, pelas sugestões.

Ao prof. Dr. Raphael Hypolito coordenador do Laboratório de Hidrogeologia III pelo apoio e autorização do equipamento de coleta de água. As amigas do mesmo laboratório Silvia Cremonez, Janaína Marques e Sibebe Ezaki, pela ajuda, pelas discussões e instruções durante a coleta de amostragem de água.

Especial agradecimento aos casais Edvard Marques e Anésia Marques e; Eduardo Soares e Luciana Soares, pelo amor, carinho e por me acolherem em seus lares nos momentos mais difíceis.

Às amigas Danielle Naves, Denise Sales e Milene Freitas, pelo convívio amigável, companheirismo, força e incentivo constante.

Às Geólogas Roseane Sarges e Paula Amaral pela ajuda durante algumas etapas de campo de análise estrutural e coleta de amostras de água.

À Dra. Raquel Valério e a Jornalista Rosane Borges pela amizade, pela cuidadosa revisão do texto e pelas sugestões.

Às secretárias, Ana Paula Cabanal e Magali Polli Fernandes Risso, da seção de pós-graduação e ao Tadeu Caggiano da seção de apoio acadêmico, pela amizade, simpatia e colaboração.

Ao geólogo Welliton Rodrigues Borges do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG), pelo apoio e ajuda desde o início da pesquisa.

Aos amigos sempre presentes: Frederico Faleiros, Márcia Gomes, Veridiana Martins, Aline Silverol, Sérgio Wilian, Carlos Henrique, Tânia Jacobsohn (Kika), Celi Zanon, Iede Zolinger, Lucelene Martins, Cintia Gaia e Cláudia Varnier, Augustin Cardona, Carlos Salazar, pela amizade e incentivo constante. Especial agrdecimento à José Coelho pelos conselhos sinceros e amigáveis, nos momentos mais difíceis.

Aos amigos da Faculdade de Ciências e Universidade de Lisboa: Anabela, Gabriela, Tânia, Rute, Sandra, Pedro e Eurico, pelo carinho e ajuda durante o estágio. Às

amigas que me acolheram Filipa Cláudia de Almeida, Sônia Patrícia de Almeida e D'Joyline Bragança, pelo convívio, amor e carinho.

Ao relator anônimo da FAPESP pelas sugestões importantes, críticas construtivas para o desenvolvimento da pesquisa.

À técnica Lucia Helena do Centro de Pesquisa de Água Subterrânea da Universidade de São Paulo (CEPAS) pela compreensão e atenção.

À coordenadora prof. Dra. Catarina Silva e a técnica Sra. Iza do Laboratório de Análises Químicas da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo apoio, atenção e compreensão durante o uso do laboratório.

Ao Instituto Florestal de São Paulo, equipe do Dr. Francisco Kronka e Marco Nalon, pelo apoio ao fornecer alguns mapas digitalizados.

Ao Engº. Hidráulico Elcio Linhares do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), ao Dr. Simanke de Souza da Companhia de Saneamento e Esgoto de São Paulo (SABESP) e ao Geólogo André Marcelino Rebouças (HIDRO-AMBIENTE) pela disponibilidade de dados de poços tubulares. Aos técnicos da SABESP pela atenção e ajuda em acompanhar nas localidades dos poços durante a coleta de amostras de água.

À Universidade do Estado de São Paulo (USP) e a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo apoio e oportunidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de doutorado concedida durante a pesquisa.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 02/00265-0 pelo financiamento durante a pesquisa.

Não poderia deixar de agradecer especialmente ao querido Luis Augusto Ferreira de Assis pela ajuda, apoio, compreensão e paciência. Além disso, seu amor, carinho e incentivo constante foi muito importante para elaboração e finalização desta tese.

Agradecimento especial à família que sempre incentivou e orou por mim, meu muito obrigado a todos.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
SUMÁRIO	vi
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE QUADROS	xvi
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.3 JUSTIFICATIVAS	5
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	8
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica.....	9
1.4.2 Mapa Topográfico.....	9
1.4.3 Mapa Geológico	9
1.4.4 Sensoriamento Remoto - Imagem de Satélite.....	10
1.4.5 Modelo Digital de Terreno	10
1.4.6 Mapa de Lineamentos Estruturais	10
1.4.7 Fotointerpretação	12
1.4.8 Reconhecimento de Campo.....	12
1.4.9 Coleta de dados dos poços tubulares.....	13
1.4.10 Análise de produção dos poços	14
1.4.11 Abordagem Estatística.....	15
1.4.12 Coleta de dados estruturais	16
1.4.13 Coleta de água e análises químicas	17

CAPÍTULO 2

2	ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS DE AQÜÍFEROS FISSURAIS.....	19
2.1	FLUXO EM ROCHAS FRATURADAS.....	20
2.2	CLASSIFICAÇÃO DE MEIOS FRATURADOS.....	21
2.2.1	Fluxo no sistema matriz porosa.....	22
2.3	CONDICIONANTES DOS AQÜÍFEROS FISSURAIS.....	24
2.3.1	Estruturas	24
2.3.2	Litologia	30
2.3.3	Aspectos Topográficos	30
2.3.4	Manto de Intemperismo	31
2.3.5	Clima.....	31
2.3.6	Hidrografia	32

CAPÍTULO 3

3	ASPECTOS FISIOGRÁFICOS DA ÁREA ESTUDADA.....	33
3.1	RELEVO.....	33
3.2	HIDROGRAFIA.....	34
3.3	CLIMA.....	37
3.4	VEGETAÇÃO.....	37
3.5	USO E OCUPAÇÃO DO SOLO.....	39

CAPÍTULO 4

4	GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA.....	42
4.1	EMBASAMENTO CRISTALINO.....	42
4.1.1	Complexo Embu.....	43
4.1.2	Grupos São Roque e Serra do Itaberaba	43
4.1.3	Suítes Graníticas	45
4.1.4	Rochas Miloníticas	46

4.2	SEDIMENTOS CENOZÓICOS	47
4.2.1	Bacia de São Paulo	47
4.2.2	Coberturas Holocênicas	49

CAPÍTULO 5

5	ANÁLISE GERAL DAS CARACTERÍSTICAS DOS AQÜÍFEROS E PRODUTIVIDADE DOS POÇOS.....	50
----------	---	-----------

5.1	HIDROGEOLOGIA – TRABALHOS ANTERIORES NA ÁREA	50
------------	---	-----------

5.2	CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS POÇOS ESTUDADOS.....	52
------------	--	-----------

5.3	CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SISTEMAS AQÜÍFEROS DA ÁREA.....	59
------------	---	-----------

5.4	PRODUÇÃO DOS POÇOS	61
5.4.1	Litologia	61
5.4.2	Profundidade	73
5.4.3	Espessura do manto de intemperismo	79
5.4.4	Rebaixamento (s)	86
5.4.5	Padrões de lineamentos e fraturas	91

CAPÍTULO 6

6	CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA.....	106
----------	---------------------------------------	------------

6.1	CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS DE BOMBEAMENTO.....	106
6.1.1	Programas Utilizados	107

6.2	INTERPRETAÇÃO DO TESTE DE BOMBEAMENTO.....	109
------------	---	------------

6.3	AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA ENTRE TRANSMISSIVIDADE (T) E LITOLOGIA.....	117
------------	--	------------

CAPÍTULO 7

7	HIDROGEOQUÍMICA.....	121
----------	-----------------------------	------------

7.1	CONCEITOS GERAIS.....	121
7.1.1	Alteração Química das Rochas.....	122
7.1.2	Equilíbrio Químico e a Lei de Ação de Massas.....	123

7.2	QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS - ÁREA DE ESTUDO	125
7.2.1	Características Físico-Químicas	128
7.2.3	Ânions	146
7.2.4	Cátions	163
7.2.5	Relação entre os parâmetros analisados	170
7.2.6	Fácies Hidroquímicas – Diagrama de Piper	172
7.3	MODELAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA	174
7.3.1	Modelação direta: simulação de reações de balanço e transferência de massa – PHREEQE	175
7.3.2	Modelação inversa: simulação de reações de balanço e transferência de massa – NETPATH	176
7.3.3	Índice de Saturação	177
7.3.4	Equilíbrio Mineral	179
7.3.5	Resultados da modelação - PHREEQE	182
7.3.6	Resultados da modelação - NETPATH	183
7.3.7	Interpretação da modelação-NETPATH	184

CAPÍTULO 8

8	CONCLUSÕES	189
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	194
	ANEXOS	204

ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO

ANEXO 2: POÇOS TUBULARES CADASTRADOS

ANEXO 3: EXTRAÇÃO DOS DADOS DE TESTES DE BOMBEAMENTO

ANEXO 4: DADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DA ÁGUA

ANEXO 5: PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DOS ELEMENTOS QUÍMICOS DA ÁGUA

ANEXO 6: ÍNDICE DE SATURAÇÃO DOS MINERAIS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo	04
Figura 2.1 – Diferentes situações encontradas na perfuração de um poço em rocha cristalina fraturada.....	20
Figura 2.2 – Ocorrência de água subterrânea em rocha carbonática ao longo de fraturas conectadas.....	21
Figura 2.3 – Representação esquemática de um meio com porosidade dupla	22
Figura 2.4 – Representação esquemática dos modelos (a) tabular e (b) esférico	23
Figura 2.5 – Ilustração dos parâmetros da Lei de Darcy	25
Figura 2.6 – Permeabilidade como expressão da constante de proporcionalidade entre a vazão (q) e o gradiente hidráulico (i).....	26
Figura 2.7 – Fluxo através de um sistema de fraturas paralelas com espaçamentos b e abertura	26
Figura 2.8 – Influência do tamanho das descontinuidades na conectividade de fraturas	27
Figura 2.9 – Gráfico ilustrando a passagem brusca de um sistema não conectado para um conectado, em função do aumento do comprimento das fraturas	27
Figura 2.10 – Ilustração do conceito de ramos conectados e não conectados em um sistema de fraturas. Ramos 1 e 2, não são conectados. Ramos 3 a 9, são conectados	28
Figura 2.11 – Diagrama de Mohr com envoltória de ruptura de Griffith e as condições em que ocorrem fraturas de extensão (a), híbridas (b) e cisalhamento (c).....	29
Figura 2.12 – As condições que permitem que uma descontinuidade pré-existente sofra abertura são de que a tensão efetiva sobre as paredes da fratura, ou seja, a tensão normal n menos a pressão de fluidos P seja trativa ($n - p < 0$). Isto dependerá dos valores de σ_1 e σ_3 , da pressão de fluidos P e da orientação da descontinuidade com relação a σ_1/σ_3	29
Figura 3.1 – Bloco-diagrama do Modelo Digital de Terreno, visão de SW para NE	34
Figura 3.2 – Limite da Bacia do Alto Tietê	35
Figura 3.3 – Mapa de drenagem da área de estudo	36
Figura 3.4 – Mapa de área urbana e vegetação	38
Figura 5.1 – Distribuição dos poços tubulares, na área de estudo	55

Figura 5.2 – Distribuição dos poços tubulares de acordo com os tipos de usos de água subterrânea na área.....	56
Figura 5.3 – Distribuição dos poços tubulares de acordo com as empresas fornecedoras dos dados de poços tubulares	56
Figura 5.4 – Distribuição do uso da água subterrânea, na área de estudo, segundo sua classificação.....	57
Figura 5.5 – Sistemas aquíferos da área.....	59
Figura 5.6 – Distribuição da vazão, na área de estudo, segundo sua classificação.....	62
Figura 5.7 – Distribuição de capacidade específica na área de estudo, segundo sua classificação.....	63
Figura 5.8 – Distribuição dos poços tubulares de acordo com as diferentes litologias	64
Figura 5.9 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica, em função das diferentes litologias.....	66
Figura 5.10 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica em calcários e filitos	66
Figura 5.11 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica em gnaisses e granitos	67
Figura 5.12 – Histogramas acumulados de vazão (m^3/h), em função das diferentes litologias.....	68
Figura 5.13 – Histogramas acumulados de Capacidade Específica ($m^3/h/m$) nas diferentes litologias	70
Figura 5.14 – Frequência acumulada de vazão em função das diferentes litologias	72
Figura 5.15 – Frequência acumulada de capacidade específica em função das diferentes litologias	73
Figura 5.16 – Distribuição da profundidade, na área de estudo, segundo sua classificação.....	74
Figura 5.17 – Histogramas acumulados de profundidade (m), em função das diferentes litologias	75
Figura 5.18 – Frequência acumulada de profundidade (m), em função das diferentes litologias.....	77
Figura 5.19 – Relação litológica entre profundidade (m) e capacidade específica.....	78
Figura 5.20 – Distribuição da espessura do manto de intemperismo, na área de estudo, segundo sua classificação.....	81
Figura 5.21 – Histogramas acumulados da espessura do manto de intemperismo, em função das diferentes litologias	82
Figura 5.22 – Frequência acumulada da espessura do manto de intemperismo das diferentes, em função das diferentes litologias	84

Figura 5.23 – Relação litológica entre espessura do manto de intemperismo (m) e capacidade específica ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$).....	85
Figura 5.24 – Distribuição de rebaixamento e sua classificação.....	87
Figura 5.25 – Histogramas acumulados do Rebaixamento (s) das diferentes litologias....	88
Figura 5.26 – Freqüência acumulada do rebaixamento (m), em função das diferentes litologias.....	90
Figura 5.27 – Representação dos lineamentos, segundo diferentes direções.....	91
Figura 5.28 – Mapas de lineamentos, traçados com base no mapa de sombreamento de relevo com diferentes azimutes de iluminação solar e imagem de satélite	92
Figura 5.29 – mapa de lineamentos da área de estudo.....	95
Figura 5.30 – Distribuição dos lineamentos, os domínios selecionados e a localização dos pontos de levantamento de campo de estrutural	96
Figura 5.31 – Distribuição dos números e comprimentos de lineamentos, em função de cada domínio.....	97
Figura 5.32 – Atitudes de fraturas medidas em afloramento (Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).	98
Figura 5.33 – Relação entre a capacidade específica e diferentes fatores estruturais....	101
Figura 5.34 – Freqüência acumulada da capacidade específica em função da densidade de lineamentos	103
Figura 5.35 – Freqüência acumulada da capacidade específica em função da conectividade de lineamentos.....	104
Figura 5.36 – Freqüência acumulada da capacidade específica em função da distância entre poços e lineamentos	104
Figura 5.37 – Freqüência acumulada da capacidade específica em função das direções NW/NE, com distante entre 0 a 200 m	105
Figura 5.38 – Freqüência acumulada da capacidade específica em função das direções NW/NE, com distante entre 0 a 100 m	105
Figura 6.1 – Ensaio de bombeamento com o programa AQFIS3.....	112
Figuras 6.2 a 6.13 – Ensaio de bombeamento com os programas PUMPTST e AQTESOLV.....	113
Figura 6.14 – Diagramas de caixa das transmissividades das diferentes litologias.....	118
Figura 6.15 – Distribuição acumulada de Transmissividade (T) (m^2/d)	118
Figura 6.16 – Distribuição de Transmissividade (T) e sua classificação.....	119
Figura 6.17 – Freqüência acumulada de transmissividade em função das litologias	120
Figura 6.18 – Relação entre a Transmissividade e a Profundidade	120

Figura 7.1 – Distribuição da coleta de amostragem, de acordo com os tipos de usos de água subterrânea na área	126
Figura 7.2 – Distribuição dos pontos de amostragem de água para análise.....	127
Figura 7.3 – Representação gráfica dos valores de Condutividade Elétrica em diferentes pontos de amostragem	129
Figura 7.4 – Histograma dos valores condutividade elétrica nas amostragens medidas	129
Figura 7.5 – Distribuição de Condutividade Elétrica e sua classificação.....	130
Figura 7.6 – Relação entre Condutividade Elétrica e pH	131
Figura 7.7 – Histograma dos valores de pH nas amostragens medidas	132
Figura 7.8 – Distribuição de pH e sua classificação.....	132
Figura 7.9 – Histograma dos valores de Eh nas amostragens medidas	134
Figura 7.10 – Distribuição de Eh e sua classificação.....	134
Figura 7.11 – Relação entre a alcalinidade e condutividade elétrica.....	136
Figura 7.12 – Histograma dos valores de alcalinidade nas amostragens medidas	136
Figura 7.13 – Distribuição de Alcalinidade e sua classificação.....	137
Figura 7.14 – Relação entre dureza total e condutividade elétrica.....	138
Figura 7.15 – Histograma dos valores de dureza total nas amostragens medidas.....	139
Figura 7.16 – Distribuição de Dureza Total e sua classificação	139
Figura 7.17 – Histograma dos valores de temperatura nas amostragens medidas	140
Figura 7.18 – Distribuição de Temperatura e sua classificação	141
Figura 7.19 – Histograma dos valores de oxigênio dissolvido nas amostragens medidas	142
Figura 7.20 – Distribuição de Oxigênio Dissolvido e sua classificação.....	142
Figura 7.21 – Histograma dos valores de sílica nas amostragens medidas	145
Figura 7.22 – Distribuição de Sílica e sua classificação	145
Figura 7.23 – Histograma dos valores de fluoreto nas amostragens medidas	147
Figura 7.24 – Distribuição da concentração de fluoreto e sua classificação.....	147
Figura 7.25 – Histograma dos valores de cloreto nas amostragens medidas.....	149
Figura 7.26 – Distribuição da concentração de cloreto e sua classificação	149
Figura 7.27 – Histograma dos valores de brometo nas amostragens medidas	150
Figura 7.28 – Distribuição de concentração de brometo e sua classificação.....	151
Figura 7.29 – Histograma dos valores de nitrato nas amostragens medidas.....	153
Figura 7.30 – Distribuição da concentração de nitrato e sua classificação.....	153
Figura 7.31 – Histograma dos valores de sulfato nas amostragens medidas.....	155
Figura 7.32 – Distribuição da concentração de sulfato e sua classificação	155
Figura 7.33 – Histograma dos valores de fosfato nas amostragens medidas.....	156
Figura 7.34 – Distribuição da concentração de fosfato e sua classificação	157

Figura 7.35 – Histograma dos valores de bicarbonato nas amostragens medidas.....	158
Figura 7.36 – Distribuição da concentração de bicarbonato e sua classificação.....	158
Figura 7.37 – Relação entre cloreto (Cl^-) e fluoreto (F^-)	159
Figura 7.38 – Relação entre Condutividade Elétrica e Cloreto (Cl^-), em função das litologias distintas	160
Figura 7.39 – Relação entre os teores Cloreto e Cálcio, em função das litologias	160
Figura 7.40 – Relação entre Cálcio e bicarbonato, em função das litologias distintas ...	161
Figura 7.41 – Relação entre Sulfato e Nitrato, em função das litologias distintas	162
Figura 7.42 – Relação entre Fluoreto e Fosfato, em função das litologias distintas	162
Figura 7.43 – Histograma dos valores de cálcio nas amostragens medidas	164
Figura 7.44 – Distribuição de concentração de cálcio e sua classificação.....	164
Figura 7.45 – Histograma dos valores de sódio nas amostragens medidas	166
Figura 7.46 – Distribuição de concentração do sódio e sua distribuição.....	166
Figura 7.47 – Histograma dos valores de magnésio nas amostragens medidas.....	167
Figura 7.48 – Distribuição da concentração de magnésio e sua classificação	168
Figura 7.49 – Histograma dos valores de potássio nas amostragens medidas	169
Figura 7.50 – Distribuição da concentração de potássio e sua classificação.....	170
Figura 7.51 – Relação entre o sódio e Cálcio, em função das litologias distintas.....	171
Figura 7.52 – Relação entre teores de Magnésio e Potássio em litologias distintas	171
Figura 7.53 – Diagrama trilinear de Piper para as amostras de concentrações dos íons em diferentes litologias	173

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 – Distribuição dos poços por município na área.....	53
Tabela 5.2 – Distribuição de profundidades (m) dos poços segundo litologias existentes na área	59
Tabela 5.3 – Parâmetros estatísticos de Capacidade Específica ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$), Vazão (m^3/h) e profundidade (m), em diferentes tipos de litologia na área em estudo	65
Tabela 5.4 – Parâmetros estatísticos do manto de intemperismo em diferentes litologias	80
Tabela 5.5 – Pontos selecionados para coleta de dados estruturais	101
Tabela 5.6 – Valores médios de espaçamento entre fraturas e média da capacidade específica (Q/s), segundo litologias	101
Tabela 6.1 – Características dos poços com teste de bombeamento	111
Tabela 6.2 – Valores de Transmissividade (m^2/d) referente a cada litologia	117
Tabela 7.1 – Resultados da modelação em calcários, com o NETPATH.....	184
Tabela 7.2 – Resultados da modelação em gnaisses, com o NETPATH.....	185
Tabela 7.3 – Resultados da modelação em micaxistos, com o NETPATH	185
Tabela 7.4 – Resultados da modelação em quartzitos, com o NETPATH	186
Tabela 7.5 – Resultados da modelação em granitos, com o NETPATH	186
Tabela 7.6 – Resultados da modelação em filitos, com o NETPATH.....	187

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 – Atividades Minerais na Região Metropolitana de São Paulo	41
Quadro 7.1 – Minerais reativos mais comuns em aquíferos	123
Quadro 7.2 – Classificação de Dureza Total	137
Quadro 7.3 – Equações de equilíbrio da solubilidade das espécies de sílica dissolvida valores da constante de equilíbrio (K) para 25C	143
Quadro 7.4 – Valor da constante de equilíbrio (K) para várias espécies de SiO ₂ (s) a uma temperatura de 25°C	144
Quadro 7.5 – Reações de dissolução da anortita e da albita, em caulinita	144

RESUMO

A área de estudo situa-se na Bacia do Alto Tietê a jusante da cidade de São Paulo, entre as coordenadas UTM 7420 e 7382 km Latitude – 298 e 328 km Longitude perfazendo uma área de 1.140 km². O trabalho teve como objetivo caracterizar os aquíferos fissurais da região, correlacionando os parâmetros hidrogeológicos com diversos fatores que condicionam à produtividade.

A área abrange compartimentos geológicos distintos constituídos por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, intrudidas por suítes graníticas. Sobre estas rochas ocorrem sedimentos da Bacia de São Paulo e os aluviões de planícies.

A metodologia empregada neste estudo envolveu a compilação e integração geológica, incluindo análise dos mapas geológicos existentes e trabalhos de campo, análise de padrões de lineamentos e fraturamento, incluindo parâmetros como conectividade, densidade, distância e comprimento. A caracterização hidrogeológica envolveu o cadastramento de 317 poços, os quais foram correlacionados com os diversos parâmetros litológicos, estruturais e hidrogeológicos relacionados à produção de águas. A análise estatística mostrou, de modo geral, que não existe correlação significativa entre os parâmetros e a produtividade. Entretanto, de acordo com os resultados, estabeleceu-se uma ordenação de produtividade conforme os tipos litológicos:

Calcários > sedimentos > filitos > (micaxistos+quartzitos) > (granitos+gnaisses).

Conforme o contexto geológico na área, neste trabalho foram propostos três sistemas hidrogeológicos que são: Sistema Aquífero Granitóide (granitos e gnaisses); Sistema Aquífero Metassedimentar (filitos, micaxistos, quartzitos e calcários); e Sistema Aquífero Sedimentar (lamitos argilosos/arenosos e areias/cascalhos). Estes sistemas distinguem-se pela associação litológica, o padrão estrutural, a produtividade dos poços e pela fácies hidroquímicas.

Os parâmetros hidráulicos foram avaliados por meio dos programas AQFIS3, AQT SOLVE e PUMPEST. As transmissividades (T) calculadas compreendem de forma decrescente as litologias de Quartzitos> Filitos> Micaxistos> Granitos> Calcários> Gnaisses.

Avaliou-se a análise química de 44 amostragens d'água utilizando os parâmetros relativos aos ânions (F⁻, Cl⁻, Br⁻, NO₃⁻, HPO₄⁻, SO₄⁻, HCO₃⁻; cátions (Na,

Mg, K, Ca); além da: condutividade elétrica, Dureza Total, pH, Eh, T, Sílica e Oxigênio Dissolvido. A caracterização química das águas subterrâneas da área permitiu identificar a presença de três fácies dominante: bicarbonatadas cálcicas, sódicas e potássica, sulfatadas cloretadas. A interpretação da modelação hidrogeoquímica com uso do programa PHREEQE e NETPATH, possibilitou que se estabelecesse a evolução da água apresentando quase sempre subsaturada e por vezes sobressaturadas ou em equilíbrio com relação aos diversos minerais pertencentes às rochas existentes.

ABSTRACT

An area of 1140 km² in the Alto Tietê basin, downstream from the city of São Paulo, between UTM coordinates 7420/7382 km South and 298/328 km West, was studied in order to characterize the fissural aquifers of the region and correlate hydrogeological parameters with diverse other factors conditioning productivity.

The area includes geological compartments made up of Precambrian supracrustal rocks of low to medium metamorphic grade, intruded by granitic suites. Upon these rocks, occur Tertiary sedimentary rocks of the São Paulo Basin and alluvial plains.

This study involved geological compilation and integration, with analysis of geological maps as well as field work and analysis of fracture patterns (orientation, connectivity, density, distance and length), which were correlated with the production of the wells assessed in each lithology. A statistical analysis showed that, in general, there is no significant correlation between the parameters and productivity. Hydrogeological characterization of data from 317 wells based on parameters related to water production allowed the ordering of productivity as follows: Limestones > sediments > phyllites > micas-chists+quartzites, granites+gneisses.

According to the geological contexts in the area, three hydrogeological systems are proposed: the Granitoid (granites and gneisses) aquifer system; the Metasedimentary (phyllites, mica-schists, quartzites and limestones) aquifer; and system the Sedimentary (argillaceous/arenaceous mudstones and sand/gravel). These systems may be distinguished by their lithological associations, structural patterns, well productivities and hydrochemical facies.

Hydraulic parameters were appraised by means of the programs AQFIS3, AQT SOLVE and PUMPEST. The calculated transmissibility (T) decreases as follows: quartzites > phyllites > mica-schists > granites > limestones > gneisses.

The chemical analyses of 44 samples of water were evaluated using the relative parameters related to the anions F⁻, Cl⁻, Br⁻, NO₃⁻, HPO₄⁻, SO₄⁻ and HCO₃⁻ and the cations Na, Mg, K and Ca, as well as electrical conductivity parameters total durability pH, Eh, T, Silica and Dissolved Oxygen. The chemical characterization of the groundwaters of the area allowed the identification of three dominant facies: calcium bicarbonate; sodic potassic; and sulfate chlorated. The interpretation of the hydrogeochemical modeling using the PHREEQE and NETPATH programs revealed

that the water is undersaturated most of the time but sometimes oversaturated or in equilibrium with respect to minerals in the existing rocks.

1. INTRODUÇÃO

Estudos hidrogeológicos em maciços cristalinos têm sido realizados por várias décadas nos países desenvolvidos, onde as águas subterrâneas são conservadas e até recebem recarga artificial para serem acionadas em momentos de crise climática ou em casos de acidente ambiental que venham afetar o manancial superficial. (Rebouças, 1994).

No Brasil, são poucos os estados que possuem estudos detalhados sobre reservas em maciços cristalinos, apesar de aflorarem rochas ígnea e metamórfica em quase metade do território nacional.

A importância do estudo da circulação e produção de água subterrânea em meios fraturados relaciona-se ao acelerado crescimento urbano com conseqüente aumento da demanda de água e o avançado processo de degradação dos mananciais. As autoridades competentes e os centros de pesquisas avançados já atentam para a necessidade de execução de estudos hidrogeológicos visando à locação de poços para obtenção de água de boa qualidade. Portanto, é essencial que se conheça a condição de exploração de aquíferos fissurais e se desenvolva estratégias de uso e proteção para a sua preservação, baseadas em princípios técnicos, científicos e jurídicos, para que os múltiplos usos da água sejam criteriosamente planejados e racionalizados.

Percebe-se que para a maioria dos poços perfurados em maciço cristalino, não são elaborados estudos de viabilidade física; os poços são feitos de maneira desordenada sem cuidados técnicos necessários. Conseqüentemente, são em sua maioria mal locados, produzindo baixas vazões, levando a uma situação de comprometimento quanto a superexploração e qualidade desse recurso. O contrário ocorre quando utilizados métodos específicos, para indicar as zonas com melhores características hidrogeológicas, a fim de atender o abastecimento público, indústrias, propriedades rurais e outros.

O estado de São Paulo possui diversos estudos abordando aquíferos fissurais, dentre os quais destacam-se os de Bertachini (1987), Menegasse (1991), Cavalcante (1990), Fernandes (1997), Costa (1997), Hirata *et al.* (2001), entre outros. No entanto, os resultados de numerosas investigações desenvolvidas em meios fraturados têm ficado, até hoje, restritos à análise de elementos geométricos, na qual se determinam as orientações, freqüência (densidade de fraturamento) e tamanho das fraturas. As condições de fluxo, todavia, dependem da magnitude e do

grau de conectividade dos espaços vazios; porém, estudos recentes revelam evidências de que a análise estrutural, por si só, não é suficiente para identificar zonas preferenciais de fluxo (Tsang *et al.* 1989). Os métodos de interpretação ainda são, em grande parte, influenciados pelos modelos dos meios homogêneos e não em modelos específicos para determinar parâmetros hidráulicos em aquíferos fissurais. Em outras palavras, a identificação de variáveis hidrogeológicas, não é tão simples quanto parece, o que leva a conclusão de que, no cristalino, o número de fatores que influenciam nas condições hidráulicas pode ser muito grande, resultando numa heterogeneidade que deve ser estudada mais detalhadamente.

A contribuição científica sobre os parâmetros hidráulicos de poços em aquíferos fissurais no Brasil é mínima, contudo cita-se o trabalho de Manoel Filho (1996), realizado na região Nordeste do Brasil. Os trabalhos clássicos internacionais, pelos quais desenvolveram-se equações para determinar fluxo por meio de fraturas abertas (testado em laboratório), consideram os efeitos de rugosidade e turbulência em fraturas. Como exemplo, citam-se os estudos de Baker (1955), Snow (1969), Bear (1972), Louis (1977), entre outros e, para os trabalhos baseados em investigações de campo, sobre modelos de fluxo em meio fraturado, destacam-se os de Cooper *et al.* (1967), Boulton & Streltsova (1977) e Oliveira (1990).

1.1 OBJETIVOS

O trabalho teve como objetivo principal a caracterização dos aquíferos em meio cristalino de uma área da porção oeste da Bacia do Alto Tietê.

Mais especificamente, correlacionou-se parâmetros hidrogeológicos, com diversos parâmetros relativos aos padrões de fraturamento, tipos litológicos, manto de intemperismo, profundidade e rebaixamento.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se na porção oeste da Bacia do Alto Tietê, a oeste da capital de São Paulo, entre a latitude 7420/7382S e longitude 298/330W. Compreende as cidades de São Paulo, Osasco, Carapicuíba, Taboão da Serra, Embu, Cotia, Itapevi, Jandira, Barueri, Santana de Parnaíba, Pirapora do Bom Jesus, Cajamar, Caieiras, Franco da Rocha (figura 1.1).

O acesso a partir da capital de São Paulo é feito através das vias Régis Bittencourt (BR 116), Raposo Tavares (SP 270), Presidente Castelo Branco (SP 280) e Anhanguera (SP 330).

A área de estudo está classificada, segundo o IPT (1981), no Planalto Atlântico sendo caracterizada por relevo de morros com amplitude entre 100 e 300m. As elevações possuem topos arredondados e a rede de drenagem apresenta alta densidade, com vales fechados e planícies aluvionares interiores restritas.

A rede hidrográfica da Bacia do Alto Tietê é constituída pelo Rio Tietê, correspondendo ao canal coletor de seus principais afluentes que são os rios Cotia, Pinheiro e Juqueri. Parte dos rios é represada, tanto para abastecimento, como para fonte de energia (Pirapora, Santana do Parnaíba, Alto de Cotia, entre outros).

O clima da região é subtropical úmido, com temperatura média anual de 18°C e precipitação total anual variando entre 1.100 e 1.500mm, com média de 1400mm (DAEE, 1975). Ocorrem duas estações anuais marcantes: um período mais chuvoso variando entre 112 e 533mm, que se estende entre os meses de outubro a março e o período seco, oscilando entre 40 e 343mm, que vai desde os meses de abril a setembro. A evapotranspiração real média é de aproximadamente 800mm/ano (DAEE, 1975).

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo. Fonte: modificado (IBGE, 1984).

1.3 JUSTIFICATIVAS

A água é a substância mais abundante na superfície do planeta, sendo que, do total, 97,5% corresponde a água salgada. A água doce contribui menos de 2,5% e está distribuída entre as calotas polares (68,9%), aquíferos (29,9%), rios e lagos (0,3%) e outros reservatórios (0,9%). Dessa forma, apenas 1% da água doce é um recurso aproveitável pela humanidade, o que representa 0,007% de toda a água do planeta.

O uso crescente de águas subterrâneas, principalmente nos núcleos urbanos, levou à realização de diversos trabalhos mostrando a viabilidade do uso dessas águas e os riscos de sua exploração indiscriminada.

A demanda da água para o uso doméstico, industrial e agrícola vem sendo cada vez mais difícil de ser atendida, em decorrência do seu rápido crescimento e da redução do volume de água potável, causada pela acelerada degradação da qualidade das águas superficiais. As previsões indicam que no ano de 2050 haverá uma escassez generalizada de água potável e que em 2025 dois terços da população mundial enfrentarão racionamento.

As regiões como América do Sul e Ásia são aquelas onde há maiores porções de terras úmidas, enquanto os maiores desertos encontram-se no norte da África e centro da Ásia. Somente pela bacia do Amazonas flui 16% da água doce do planeta e apenas a bacia do Congo-Zaire representa um terço das drenagens de todos os rios africanos. Nos nove países mais ricos em água (incluindo Brasil, Rússia, Estados Unidos, Canadá, China, Indonésia, Índia, Colômbia e Peru) estão concentrados 60% do total de água do mundo, ou seja, volume superior a 26.800km³/ano.

Em muitos países (tais como Arábia Saudita, Áustria, Alemanha, Bélgica, Dinamarca, Holanda e Itália), mais de 90% do abastecimento público é feito pelo manancial subterrâneo. Nos Estados Unidos, nos últimos 25 anos, a água subterrânea atingiu praticamente 10%, e estima-se que atualmente entre 800 e 900 mil poços são perfurados por ano para produção e/ou monitoramento e 45% do manancial subterrâneo são utilizados para irrigação. Ainda para irrigação, a Índia utiliza 79,5% e na China mais de 50% da água subterrânea.

No continente latino-americano o uso deste recurso atende mais de 140 milhões de pessoas. As cidades do México e Lima (Peru) são abastecidas por água potável do manancial subterrâneo. Em 1982, o México abasteceu 94% do suprimento total, por meio de captação de 1.100 poços tubulares (no vale do México) e 230 poços tubulares (no vale de Lerma). Em Lima (Peru), captam água de 320 poços tubulares. Em outras grandes cidades do continente, Buenos Aires e Santiago do Chile, as águas subterrâneas suprem a maior parte do abastecimento público e privado (Foster *et al.*, 1987).

No Brasil, os 8.512.000 km² do território nacional podem armazenar um volume superior a 112.000 km³ de água subterrânea que poderia abastecer a população do planeta durante 250 anos, porém a sua distribuição e os diferentes tipos de rochas têm diferentes capacidades de armazenar e transmitir água. Em certas áreas, o regime climático limita a recarga dos aquíferos, reduzindo sua produção. Além disso, estima-se a existência de 200.000 poços tubulares perfurados ativos e milhões de poços rasos escavados. Esses poços permitem suprir as necessidades de mais da metade da população (DAEE, 1975).

Na Região Metropolitana de São Paulo, estima-se em 7.000 o número de poços em operação, abastecendo hotéis, hospitais, abastecimento público, agricultura, condomínios residenciais e indústrias. Já no Nordeste do Brasil há cerca de 30 mil poços tubulares no cristalino com vazões inferiores a 5 m³/h e, em rocha sedimentar estima-se 5 mil poços tubulares apresentando excelentes vazões.

O uso desses potenciais por meio de poços tubulares vai depender das condições de ocorrência e das características hidráulicas. Os usos são diversos, como: abastecimentos público, industrial e rural, irrigação, aquicultura, geração de energia, recreação e lazer, pecuária, preservação da fauna e da flora, diluição, transporte e assimilação de esgotos. Convém enfatizar, ainda, a grande importância de água subterrânea em meios fraturados para a solução de problemas em obras de engenharia. Dentre eles, podem ser citados a estabilização de minas subterrâneas, desenho de sistemas de rebaixamento de nível d'água, caracterização de fundação e estabilidade de taludes, construção de túneis, armazenamento subterrâneo de produtos derivados de petróleo e gás.

A reserva hídrica em meios fraturados representa cerca de 58% do território nacional e 23% da área do Estado de São Paulo. Assim, existe uma grande

necessidade de estudo das águas subterrâneas em ambientes cristalinos para o abastecimento da população, indústrias e propriedades rurais.

Citam-se vários estudos realizados na área de pesquisa: Bertachini (1987), Menegasse (1991), Takiya (1997), Fernandes (1997), Silva (2000), CBH-AT (1998), todos com resultados favoráveis. A interpretação desses estudos anteriores com novos dados pesquisados poderá permitir uma definição de novos parâmetros para problemas hidrogeológicos existentes na região.

Na Bacia do Alto Tietê afloram unidades geológicas cristalinas, principalmente rochas granitóides intrusivas e metassedimentos, separadas por grandes zonas de cisalhamento. O fator litológico exerce influência tanto sobre os padrões de fraturamentos quanto nas características do manto de alteração. Algumas rochas desenvolvem manto de alteração com estruturas impermeáveis e permeáveis. Em outras rochas, como no granito, a profundidade de alteração vai depender da densidade de fraturas, entre outros fatores. Estudos estatísticos têm mostrado que rochas intrusivas ácidas (granitos, granodioritos e pegmatitos) podem ter alta capacidade de armazenamento. No entanto, as correlações entre vazão e litologia serão avaliadas com estudos detalhados, identificando a zona que apresentam maiores produtividades de vazão desenvolvida por vários tipos e distribuição de fraturamentos. Assim, através dos resultados obtidos poder-se-á identificar as principais estruturas favoráveis à infiltração e acumulação da água subterrânea para locação de poços tubulares.

O acelerado crescimento urbano, com consequente aumento da demanda da água na região, e o avançado processo de degradação dos mananciais superficiais têm levado as autoridades competentes e os centros de pesquisas avançados a considerarem a necessidade de execução de estudos hidrogeológicos visando a locação de poços para obtenção de água de boa qualidade. Na Bacia do Alto Tietê foram diagnosticadas a escassez, superexploração e poluição da água subterrânea. Tais problemas na região são variáveis limitantes às atividades econômicas e sociais, e a contaminação causa graves consequências à qualidade de vida das populações. Para tanto, serão identificadas as áreas fontes de contaminação produzida pelo homem destacando o esgoto doméstico, rejeito sólido, esgoto industrial, produtos químicos usados na agricultura e sistema de armazenamento e transporte de combustível.

Dentre os vários autores que apresentam uma abordagem ampla sobre esse tema destacam-se: Manoel Filho (1997), Oliveira (1993), Fried (1975); Bouwer (1978).

Na área de estudo existem vários poços cadastrados pelo DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) e a maior parte destes encontra-se localizada em zona urbana. No entanto, faz-se necessário um estudo hidrogeoquímico para analisar a concentração de cátions (Al, Ba, Ca, entre outros) e ânions (Cl, NO, F, Br, entre outros) e a classificação química caracterizando a qualidade da água subterrânea da área de estudo quanto sua utilização (Foster *et al.* 1988; Bastos *et al.* 1990; Hirata *et al.* 1990).

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente foram desenvolvidos trabalhos, utilizando-se materiais bibliográficos diversos: livros, teses, dissertações, relatórios técnicos do IPT, SABESP, DAEE, artigos, periódicos, mapas básicos, etc.

Dentre os mapas utilizados relacionam-se:

- Mapa Geológico – Folha de São Paulo (IPT, 1995)-1:250. 000;
- Mapa Geológico da Região Metropolitana da Grande São Paulo (Emplasa, 1980)-1: 100.000;
- Mapa Geológico da Folha de São Paulo (CPRM, 1999)-1:250.000;
- Mapa Geológico da Bacia do Alto Tietê (Riccomini, 1994 *in*: CBH-AT, 1998) – 1:250.000;
- Mapa Geológico de Pirapora do Bom Jesus (Bergman, 1988) – 1:25.000;
- Folhas Topográficas de Osasco, São Paulo, Santana do Paranaíba e Guarulhos - 1:50.000;
- Imagem de satélite (Landsat 5-7 TM+, 1997)-20.08.97-Base 219.

Os diversos produtos cartográficos foram compilados, georeferenciados e integrados, utilizando-se o sistema de geoprocessamento ArcView 3.2 e suas extensões Spatial Analyst e 3D, bem como sua nova versão ArcGis 8.3.

Fez-se um banco de dados com as informações de poços tubulares profundos obtidos nos órgãos DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica), SABESP (Companhia de Saneamento Básico de São Paulo) e a empresa privada Hidro Ambiente. Utilizou-se inicialmente o software Microsoft Excel, sendo o arquivo

gerado posteriormente incorporado ao sistema ArcView 3.2. O tratamento estatístico foi realizado com o software Geovisual 2.1 e Minitab 12.1.

Desta etapa, resultaram os mapas: topográfico, geológico, densidade de lineamentos, modelo digital de terreno e densidade de drenagem, os quais foram complementados com os dados obtidos na checagem de campo, onde os seguintes equipamentos foram utilizados:

- bússola Clar;
- GPS.
- Veículo

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico enfatizou os trabalhos geológicos e hidrogeológicos realizados na Bacia do Alto Tietê, onde está inserida a área em estudo.

1.4.2 Mapa Topográfico

A área insere-se em quatro Folhas Topográficas (IBGE, 1984) na escala 1:50.000, a saber: Santana de Parnaíba (327/SF-23-Y-C-III-3), Guarulhos (328/SF-23-Y-III-4), Osasco (348/SF-23-Y-C-VI-1) e São Paulo (349/SF-23-Y-C-VI-2).

As Folhas Santana do Parnaíba e Guarulhos foram cedidas em formato digital, Autocad 14, pelo Instituto Florestal da Secretaria de Estado do Meio Ambiente de São Paulo. As Folhas Osasco e São Paulo foram obtidas na biblioteca do IG/USP, tendo sido escaneadas e digitalizadas com o software R2V 3.2. Posteriormente, todas foram transferidas para o software ArcView 3.2, agrupadas e cortadas de acordo com os limites da área em estudo (anexo 1).

1.4.3 Mapa Geológico

A análise dos mapas geológicos, junto com levantamento de campo, resultou na escolha do mapa da Bacia do Alto Tietê (Riccomini, 1994 *In*: CBH-AT, 1998). De acordo com o objetivo do trabalho foram feitas algumas modificações, inserindo as estruturas principais, o qual resultou na confecção do mapa base da área de estudo, na escala 1:50.000, no formato ArcView (anexo 1).

1.4.4 Sensoriamento Remoto - Imagem de Satélite

O uso de tratamento digital de imagem de satélite auxiliou na aferição dos contatos entre as diferentes unidades geológicas, padrão regional de fraturamento, ocupação urbana, além de outras informações como vegetação.

Foi utilizada a imagem Landsat 5-7TM + (bandas um, 2, 3, 4, 5, e 7) obtida em 20 de agosto de 1997, compreendendo as coordenadas da área em UTM (Lat-7420/7383N e Long-298/328E). A imagem foi georreferenciada com o software ER MAPPER (versão 5.5) com base no mapa topográfico IPT (1995), escala 1:250 000. Para a elaboração de um dos mapas de lineamentos foi utilizada a banda 5 e para definir a densidade de ocupação urbana e as características da cobertura vegetal da área foi utilizada a composição das bandas 452 (RGB) (figura 1.2).

1.4.5 Modelo Digital de Terreno

O mapa do modelo digital de terreno foi elaborado com utilização do software ArcInfo 8.0, utilizando-se a rotina *TopoGrid*, que gera um modelo digital de terreno *hidrologicamente correto*. Na rotina, foram utilizadas as curvas de níveis digitalizadas, com o atributo de cota (altitude em metros acima do nível do mar), pontos cotados e polígono de “lagos” (massas d’água ou outras superfícies horizontais).

Gerou-se, então, um modelo digital de terreno em formato raster, onde cada pixel da imagem tem como atributo a cota do terreno e, conseqüentemente foi gerada uma imagem com resolução de 30 metros.

1.4.6 Mapa de Lineamentos Estruturais

Objetivando maior facilidade na extração dos lineamentos, o mapa do modelo digital do terreno foi transferido para o software ArcView 3.2, a partir do qual foram elaborados quatro mapas de relevo sombreado para o traçado das estruturas lineares. Foram utilizados quatro azimutes de iluminação solar 315°, 250°, 180° e 45°, todos com inclinação de 45°. Com este procedimento visou-se minimizar o viés que seria provocado pela extração de lineamentos a partir de uma única atitude de iluminação solar.

Figura 1.2 - Imagem de satélite (composição RGB - bandas 452) - Landsat 5-7TM.

Em um quinto mapa, os lineamentos foram traçados com base na imagem de satélite (banda 5). Finalmente todos foram integrados em um único mapa na escala 1: 50 000.

Os padrões de orientação de lineamentos foram analisadas através diagramas de rosáceas utilizando-se de extensão do programa ArcView 3.2 (G.A.C Campanha, inédito), tanto por número de lineamentos, como por somatória de comprimento de lineamentos, em classes de 10 em 10 graus. Padrões de densidade e conectividade de lineamentos por área, bem como de distância dos poços para o lineamento mais próximo, foram calculados utilizando-se de extensões e funções dos programas ArcView 3.2 e ArcGis 9.3. Para os cálculos de densidade por área, foi utilizada uma malha quadrática de 2000 por 2000 metros. Para a densidade de lineamentos, foi calculada a somatória dos comprimentos (em metros) dos lineamentos dentro de cada célula de 2000 por 2000 metros. Para a conectividade, foi utilizado o índice de Zhang *et al.* (1992), descrito no item 2.3.1, também calculado para cada célula da malha.

1.4.7 Fotointerpretação

Foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:60.000 (USAF, 1962), emprestadas junto ao Instituto de Pesquisa Tecnológica do Estado de São Paulo (IPT), com objetivo de revisar e detalhar alguns aspectos da interpretação dos sistemas de lineamentos e alguns contatos geológicos.

1.4.8 Reconhecimento de Campo

Foram executados caminhamentos de campo, preferencialmente na direção N/S, visando atravessar o maior número possível de litologias e unidades estratigráficas da área, ao longo de rodovias (como o Rodoanel e Via Anhangüera), estradas vicinais e pedreiras.

1.4.9 Coleta de dados dos poços tubulares

A metodologia empregada nesta etapa foi o levantamento dos dados hidrogeológicos cadastrados nos órgãos públicos e particulares, que monitoram o recurso hídrico subterrâneo da área.

Para obter esses dados foi feito contato com os responsáveis pelos cadastros no DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica - Engº Elcio Linhares Silveira), SABESP (Companhia de Saneamento e Esgoto de São Paulo - Geól. João Carlos Simanke de Souza) e Hidro Ambiente (Empresa particular de perfuração de poços tubulares – Geol. André Marcelino Rebouças).

Realizaram-se diversas visitas às referidas empresas com a finalidade de obter dados técnicos dos poços perfurados e sua localização. Posteriormente foram checados em campo todos os poços que estão cadastrados no banco de dados, plotando a localização em mapas topográfico e geológico (1:50 000), utilizando-se as coordenadas obtidas por GPS. Observaram-se as condições sanitárias, construção, existência de esgoto e posto de gasolina próximo do poço.

Destaque-se que todos os poços cadastrados tiveram sua localização confirmada, dentro dos limites de erro do GPS, levando a crer que tal tarefa já havia sido antes realizada pelo pessoal do DAEE. Mesmo em empresas que não permitiram a visita direta ao poço, a sua localização pode ser confirmada.

A partir da coleta dos dados cadastrados, os mesmos foram informatizados, utilizando o software EXCEL 97 e foi elaborado um inventário com 317 poços (anexo 2), a fim de reorganizar os dados e identificar suas características hidrogeológicas .

A situação de operação, de conservação e sanitária dos poços pode de modo geral ser avaliada, embora o mesmo não possam se dizer do contexto geológico e estrutural das rochas do cristalino, já que a grande maioria encontra-se em áreas urbanizadas, não sendo visíveis afloramentos nas proximidades.

Normalmente, as empresas utilizam diversos tipos de fichas, porém atualmente foi adotada uma ficha padrão denominada SIDAS (Sistema de Informação de Águas Subterrâneas). Tais fichas procuram contemplar os seguintes dados:

- 1 – localização e identificação do poço através de coordenadas UTM (km NS e km EO), cota, nome do proprietário e endereço;
- 2 – uso da água, empresa perfuradora;

- 3 – aspectos construtivos do poço, tais como: diâmetro da perfuração, tipos de diâmetros dos tubos e filtros utilizados, tipos de revestimentos lisos;
- 4 – caracterização geológica através da descrição do perfil, profundidades, espessura do manto de alteração;
- 5 – testes de bombeamentos (alguns poços).

1.4.10 Análise de produção dos poços

Os valores de vazão (Q) e capacidade específica (Q/s-vazão/rebaixamento) dos poços tubulares foram analisados por meio de estatística básica com o uso dos softwares MINITAB (versão 12.1), GEOVISUAL (versão 2.1) e EXCEL 97.

Na análise, consideraram-se os diferentes tipos litológicos, manto de intemperismo, profundidade e lineamentos, a fim de analisar a produtividade da água subterrânea, permitindo avaliar os parâmetros hidrogeológicos por meio de diagramas, histogramas, em escala aritmética, e histograma de frequência acumulada, em escala logarítmica, rosáceas e estereogramas.

Os diferentes tipos litológicos foram separados de acordo com as descrições dos perfis litológicos e construtivos dos poços. Para tal foi essencial à localização dos filtros, para determinarem qual litologia a água é captada.

A profundidade do manto de intemperismo e dos poços tubulares foi determinada a partir da descrição dos perfis litológicos de cada poço.

A produção por meio dos lineamentos foi considerada a conectividade, densidade e somatória de fraturas.

Considerou-se um banco de dados com 317 poços (para análise estatística de vazão) e 295 poços (para capacidade específica). Isso se deu devido à exclusão de dados incompletos e, a partir daí, pôde-se obter resultados estatísticos sem distorção.

1.4.11 Abordagem Estatística

Embora a representação gráfica permita uma visualização da distribuição do conjunto de medidas dos dados, informações da distribuição podem ser obtidas também por meio da descrição numérica, ou seja, da estatística descritiva. Tais resultados permitem estudar as características dos dados de poços em torno do valor médio. Portanto, como medidas de tendência central usam-se a média e mediana. Como medidas do grau de dispersão em torno da média, usa-se a variância, o desvio padrão, o coeficiente de variação e a assimetria. Essas medidas são descritas pelas expressões analíticas mostradas a seguir.

A média (m) aritmética é calculada pela soma dos valores de todas as observações (x_i) divididas pelo número de observações (n), ou seja:

$$m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

onde m = média; $\sum x_i$ = somatória das observações; e n = número dos dados.

A média aritmética caracteriza a ordem de grandeza de produtividade dos poços. As variações de produção de áreas diferentes podem ser comparadas entre si com base nas médias obtidas. Contudo, o valor médio representa o valor central esperado e não indica nada sobre o espalhamento dos dados. Portanto, tornam-se necessárias medidas do grau de dispersão em torno da média.

A variância mede a dispersão dos valores em torno da média sendo calculada pela fórmula:

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^2$$

A variância é um número em unidades quadradas. Dessa forma, se x_i representa a dispersão dos valores em relação ao valor médio do conjunto de dados, a variância (S^2) é dada ao quadrado. Porém, é desejável que as quantidades que descrevem a distribuição possuam as mesmas unidades que o conjunto original de medidas. Assim, extraindo-se a raiz quadrada da variância, o efeito desejado é obtido e o valor resultante (S) é chamada de desvio-padrão da distribuição (HOEL, 1963).

Portanto, o desvio padrão (S) reflete também a tendência dos dados de poços em se distribuírem em torno do valor médio, sendo expresso na mesma unidade dos valores originais. O desvio padrão é calculado como:

$$S = \sqrt{S^2}$$

O coeficiente de variação (CV), que é outra medida de dispersão, é obtido pela divisão do desvio padrão pela média. Por ser adimensional, é utilizado freqüentemente para comparar a dispersão relativa dos valores em torno da média entre diferentes distribuições hidrogeológicas. Essa medida é expressa pela fórmula:

$$CV = \frac{S}{m}$$

A assimetria é o grau de afastamento de uma distribuição, ela pode ser positiva quando a cauda da distribuição de frequência prolonga-se mais à direita e negativa se este prolongamento estiver à esquerda, no eixo das ordenadas. Nas distribuições assimétricas a média tende a situar-se do mesmo lado da moda, ou seja, do lado oposto ao prolongamento maior da cauda.

Na interpretação das análises que se segue deve-se considerar que a assimetria dos histogramas é ocasionada pelos valores extremos dos dados.

A análise estatística da distribuição de frequência dos dados hidrogeológicos foi realizada com a finalidade de caracterizar a distribuição e a produção dos parâmetros hidrogeológicos da área.

1.4.12 Coleta de dados estruturais

A coleta de dados estruturais consistiu em levantamentos de campo dos padrões de fraturamentos, tendo selecionado bons afloramentos, como pedreiras e cortes de estradas, uma vez que na sua maioria, a área é constituída por zona urbana e rochas extremamente alteradas. Foram tomadas atitudes e espaçamentos de fraturas. As medidas foram realizadas pelo método de *Linha de Scan*, que consiste em tomar os dados ao longo de uma direção do afloramento, utilizando-se bússola e fita métrica. Para evitar viés e correções dos dados de espaçamento,

foram realizadas em geral duas linhas de *scan* ortogonais entre si por afloramento. Os resultados foram mostrados em diagramas de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) e tabelas.

1.4.13 Coleta de água e análises químicas

As técnicas de coleta e preservação das amostras de água foram baseadas principalmente na metodologia proposta pela CETESB (1987).

Foi definida uma amostragem de 44 coletas de água de poço, no período de maio a junho de 2004.

Foram medidos no campo, no momento das coletas, alguns parâmetros físicos e químicos: temperatura, pH, condutividade, Eh, oxigênio dissolvido e alcalinidade. As medidas de pH e Eh foram efetuadas potenciometricamente com eletrodo de vidro e combinado de platina (multiline P3-WTW). Parâmetros como temperatura, condutividade elétrica e oxigênio dissolvido foram determinados como eletrodos multiline P3/oxi/cond. WTW. A alcalinidade foi medida no campo, acrescentando gotas de solução mista (ácido sulfúrico, etanol, bromocresol e metila) até a amostra apresentar coloração avermelhada.

As amostras foram coletadas o mais próximo possível da origem, a fim de minimizar a contaminação da água, após um período de quinze minutos de bombeamento. As águas foram filtradas (milipore de 0,45 µm), acondicionadas em frascos plásticos com adição de preservantes (HNO_3 e H_2SO_4) e mantidas à temperatura de 4°C.

Foram utilizados frascos plásticos de polietileno novos de 100 ml (CEPAS e Universidade de Lisboa) e 50 ml (ACTLABS), com rolha dupla, para evitar a perda de gases. Os frascos foram previamente lavados com água destilada e enxaguados três vezes com a água do próprio poço e cada amostra foi identificada (p.e. P1, P2.... n). Durante o transporte ao laboratório as amostras foram conservadas no gelo, a fim de evitar mudança na concentração de alguns parâmetros e posteriormente armazenadas em frigorífico.

As análises químicas dos ânions foram realizadas no Laboratório de Hidrogeoquímica II do Centro de Pesquisa de Água Subterrânea da Universidade de São Paulo (CEPAS-USP), utilizando-se cromatografia líquida de íons com aparelho DIONEX 2010i.

As análises de cátions foram realizadas no laboratório ACTLABS Hydrogeochemistry pelo método ICP/MS.

O Ca^+ (cálcio) e Dureza Total, foram determinados no Laboratório de análises químicas da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, em decorrência de a metodologia utilizada no Laboratório ACTLABS não conseguir detectar com teores acima de 20 $\mu\text{g/l}$.

2 ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS DE AQUÍFEROS FISSURAIS

O termo “água subterrânea”, em sentido restrito, é utilizado para designar apenas a água existente na zona saturada e que se encontra limitada inferiormente por um substrato impermeável e superiormente pela superfície freática, ou por uma formação impermeável. O armazenamento da água subterrânea em qualquer formação geológica permite a formação de aquíferos.

Nas unidades litológicas existem dois aquíferos de comportamento distinto um mais superficial, considerado como de porosidade primária, onde todos os espaços vazios encontram-se preenchidos por água, sendo constituído, geralmente, por sedimentos permeáveis/inconsolidados, tais como areias e depósitos quaternários, podendo atingir produtividade elevada. Outro, considerado, mais profundo e complexo de ser caracterizado para o fluxo e produção de água subterrânea, constituída por maciços rochosos cristalinos, onde a porosidade é secundária, sendo oriunda de zonas fraturadas nas rochas.

Os reservatórios fraturados são maciços rochosos, complexos, tipicamente heterogêneos e anisotrópicos. A percolação da água subterrânea ocorre nas zonas de fraturamentos e descontinuidades (fraturas, falhas e juntas). O caminho preferencial do fluxo ocorre pela abertura das fraturas presentes (figura 2.1). A capacidade de fluxo em zonas fraturadas dependerá dos padrões fundamentais que são a conectividade (junção entre as fraturas), a densidade (quantidades de fraturas existentes em uma determinada área) e a abertura (medida de separação entre as paredes rochosas ao longo do plano de quebraimento). Tal padrão é que dá origem à porosidade secundária, designada por porosidade de fratura, aos quais permitem, quando as fraturas estão abertas e interligadas entre si, a circulação e armazenamento de água.

Segundo Costa & Silva (1997); Freeze & Cherry (1979), as zonas produtivas não se distribuem homogeneamente em todo o aquífero, mas variam muito de um ponto a outro, ou seja, dependem essencialmente dos padrões de fraturamentos.

Para entender sua origem, faz-se necessário um estudo detalhado das estruturas dos diferentes tipos litológicos, pois as descontinuidades presentes estão ligadas à sua gênese e às tensões a que estes estiveram submetidos durante a sua evolução. Cada tipo de rocha apresenta comportamento diferente com relação aos parâmetros hidrogeológicos e hidráulicos.

2.1 FLUXO EM ROCHAS FRATURADAS

O fluxo da água subterrânea por meio de maciços rochosos depende do grau de conectividade, da densidade e abertura das fraturas. Por sua vez, esses parâmetros resultam das tensões tectônicas (normal ou de cisalhamento) que atuaram na área. As tensões normais podem ser compressivas ou distensivas. Estas últimas são mais favoráveis à infiltração e armazenamento de água subterrânea, que tendem, a propiciar abertura das discontinuidades. Já os esforços de cisalhamento podem gerar falhas e ocorrem em geral em ambientes compressivos, neste caso com planos fechados e baixa capacidade de armazenamento.

O sistema de fraturas possui, quase sempre, uma permeabilidade mais elevada, mas menor capacidade de armazenamento, sendo por isso; responsável pelo transporte do fluido.

O fluxo da água subterrânea em rochas carbonáticas também depende dos padrões de fraturamento. São rochas que apresentam produtividade significativa de águas

subterrâneas, que são armazenadas por condutos e cavidades cársticas, que também são condicionadas pelos padrões estruturais (figura 2.2).

Figura 2.2 - Ocorrência de água subterrânea em rocha carbonática ao longo de fraturas conectadas (Feitosa *et al.* 1997).

2.2 CLASSIFICAÇÃO DE MEIOS FRATURADOS

Um meio fraturado é considerado descontínuo, com presença de fraturas extensas, microfraturas, fissuras, diáclases ou falhas. A tendência geral é considerar o conceito estabelecido que definem como meio de porosidade dupla aquele em que existem dois sistemas entrosados, um de blocos porosos, com permeabilidade baixa, mas com elevada capacidade de armazenamento e outro, de fraturas, com permeabilidade mais elevada, mas com escassa capacidade de armazenamento. Deste modo à condução da água está relacionada fundamentalmente com as fraturas enquanto que o armazenamento se relaciona, sobretudo com a porosidade dos blocos. A figura 2.3 é uma representação esquemática em meio com porosidade dupla.

Este modelo implica a existência de dois potenciais hidráulicos, um no sistema de fraturas e outro nos blocos. Assim, quando se induz uma perturbação no meio esta propaga-se mais rapidamente no sistema de fracturas, por este ser mais

difusivo, gerando-se uma diferença de potencial hidráulico entre blocos e fraturas e consequente troca de fluido.

Figura 2.3 - Representação esquemática de um meio com porosidade dupla, segundo Boulton & Streltsova (1978).

Embora não haja uma classificação universalmente aceita quanto à porosidade destes meios, podem-se definir as seguintes categorias (Streltsova, 1976):

- a) meio puramente fraturado, ou seja, quando há um meio rochoso recortado por fraturas dispersas, cujo armazenamento e permeabilidade é função de fraturas interligadas;
- b) meio de porosidade dupla, quando há um meio rochoso com poros, fraturas e microfraturas, cujo armazenamento e a permeabilidade é de matriz e fraturas;
- c) meio densamente fraturado, quando o meio rochoso é permeável ou impermeável, porém recortado por uma rede com elevada densidade de fraturas que pode ser considerado como um meio poroso equivalente. Nesta situação pode considerar-se uma permeabilidade e um armazenamento mistos (matriz e fraturas);
- d) meio heterogêneo, quando se está na situação (b), mas com as fraturas preenchidas por material poroso. Segundo Streltsova (1976), neste caso as fraturas têm permeabilidade menor que a matriz.

2.2.1 Fluxo no sistema matriz porosa

No caso de regime transitório, a resolução analítica da equação de escoamento no sistema matriz porosa de um meio duplamente contínuo obriga à introdução de simplificações quanto à forma dos blocos de matriz porosa, que pode ser de três tipos:

- blocos tabulares horizontais de extensão infinita;
- blocos esféricos;
- blocos cilíndricos de extensão infinita.

A geometria de blocos tabulares horizontais implica a existência de uma direção de fraturação horizontal, com fraturas igualmente espaçadas, que individualiza blocos tabulares horizontais de matriz porosa. Entre outros autores que resolveram as equações de escoamento para a geometria tabular, destaca-se Boulton & Streltsova (1977a, 1977b), Najurieta (1980) e Moench (1984) (figura 2.4)

Figura 2.4 - Representação esquemática dos modelos (a) tabular e (b) esférico, segundo Moench (1984).

A geometria de blocos esféricos implica a existência de uma rede tridimensional ortogonal de fraturas igualmente espaçadas. Na realidade esta rede de fraturas individualiza blocos cúbicos, mas consideram-se as esferas que têm um raio tal que o volume da esfera seja igual ao volume do cubo. Autores os quais resolveram as equações diferenciais de escoamento considerando os blocos esféricos foram Najurieta (1980) e Moench (1984).

A geometria dos blocos cilíndricos pressupõe a existência de uma rede bidirecional ortogonal de fraturas, igualmente espaçadas, que individualizada blocos cilíndricos de meio matriz porosa. Um autor que resolveu a equação de escoamento para esta geometria foi Barker (1985).

A equação de escoamento no sistema matriz porosa é, então, dependendo da geometria dos blocos e do sistema de referência utilizado, dada por:

- para blocos tabulares (Moench, 1984):

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \frac{\partial^2 h_b}{\partial z^2} \quad 0 < z = b_b$$

- para blocos esféricos (Moench, 1984):

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \left(\frac{\partial^2 h_b}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial h_b}{\partial r} \right) \quad 0 < r = b_b$$

- para blocos cilíndricos (Barker, 1985):

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \left(\frac{\partial^2 h_b}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h_b}{\partial r} \right) \quad 0 < r = b_b$$

onde:

b_b , no caso da geometria tabular, é a semi-espessura dos blocos ou, no caso da esférica ou cilíndrica, o raio dos blocos, e r e z são coordenadas que representam a distância ao centro dos blocos.

2.3 CONDICIONANTES DOS AQUÍFEROS FISSURAIS

Os fatores importantes para a produção dos poços tubulares em rochas de baixa porosidade primária são: estruturas, aspectos topográficos, manto de intemperismo, clima, hidrografia, aspecto construtivo do poço e local apropriado para locação de poço.

2.3.1 Estruturas

Com a crescente importância da água como recurso natural, as novas tecnologias de armazenamento de hidrocarbonetos em estruturas geológicas naturais, bem como questões envolvendo contaminação e remediação de áreas contaminadas, volta-se a atenção para o fluxo de fluidos em meio fissural, tipicamente maciços rochosos fraturados.

Pode-se distinguir a permeabilidade dos maciços rochosos em *primária* e *secundária*. A primária está associada essencialmente à porosidade de rochas sedimentares, sedimentos e solos. A secundária relaciona-se à presença de fraturas abertas e interconectadas no maciço rochoso, em geral, mas não exclusivamente, de origem tectônica.

A permeabilidade em meios *puramente* fraturados depende basicamente da *abertura*, do *espaçamento* e da *conectividade* das fraturas. A conectividade por sua vez depende do *comprimento*, *orientação* e *espaçamento* das fraturas. A abertura depende também, além de fatores intrínsecos às fraturas (preenchimento, por ex.) das *tensões* (esforços) vigentes no maciço e da *pressão dos fluidos* que permeiam as discontinuidades.

Permeabilidade

A *permeabilidade* é definida pela lei de Darcy no fluxo laminar, que na sua forma mais simples é estabelecida como:

$$Q = A.k.i$$

onde Q é a vazão (expressa em m^3/s no S.I.), A é a área através da qual se dá o fluxo, i o gradiente hidráulico e k a permeabilidade.

O gradiente hidráulico pode ser expresso como a razão entre o desnível e o comprimento horizontal percorrido através de um corpo com área transversal A e permeabilidade k (figura 2.5).

Figura 2.5 - Ilustração dos parâmetros da Lei de Darcy.

Pode-se também definir a vazão q como sendo a vazão por área unitária da seção:

$$q = Q/A$$

portanto:

$$q = k.i$$

sendo então a permeabilidade a constante de proporcionalidade entre a vazão e o gradiente hidráulico (figura 2.6).

Figura 2.6 - Permeabilidade como expressão da constante de proporcionalidade entre a vazão (q) e o gradiente hidráulico (i).

A vazão possui a dimensão de uma velocidade ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}^2 = \text{m}/\text{s}$ no S.I.). Sendo o gradiente hidráulico adimensional (comprimento/comprimento), a permeabilidade possui a dimensão de velocidade (m/s).

Para o fluxo através de um sistema de descontinuidades planares e paralelas (figura 2.7), pode-se definir uma permeabilidade equivalente (Hoek & Bray, 1981):

$$k = (g \cdot e^3) / (12 \cdot \mu \cdot b)$$

onde:

- g – aceleração da gravidade
- e – abertura das descontinuidades
- μ – viscosidade do fluido
- b - espaçamento das descontinuidades.

Figura 2.7 - Fluxo através de um sistema de fraturas paralelas com espaçamentos b e abertura e (Hoek & Bray, 1981).

Observa-se, portanto que a permeabilidade em meios fissurais é extremamente sensível à abertura das discontinuidades (proporcional ao seu cubo). É inversamente proporcional ao espaçamento entre as fraturas, o que vale dizer que é proporcional à frequência f das fraturas (número de fraturas por unidade de distância, $f = 1/b$).

Conectividade

Para que ocorra o fluxo de fluidos através de um meio fissural é necessário não apenas a presença de discontinuidades com uma certa abertura, mas também que estas discontinuidades estejam interconectadas (figura 2.8).

A conectividade depende de parâmetros relacionados com a geometria do sistema de discontinuidades, a saber: comprimento, orientação e espaçamento.

Figura 2.8 - Influência do tamanho das discontinuidades na conectividade de fraturas.

As figuras mostram principalmente o efeito do comprimento das fraturas sobre a conectividade. Sistemas de fraturas curtas, mesmo com espaçamento pequeno e com orientações adequadas, podem não produzir conectividade. Por outro lado, a passagem de um sistema não conectado para um conectado pode ser brusca (figura 2.9), explicando assim parte do comportamento caótico exibido pelos aquíferos de meio fraturado.

Figura 2.9 - Gráfico ilustrando a passagem brusca de um sistema não conectado para um conectado, em função do aumento do comprimento das fraturas.

Zhang *et al.* (1992) propõe um índice para medir a conectividade de um arranjo de fraturas (figura 2.10). O índice C de conectividade é determinado pelo número de ramos conectados (B_c) e não conectados (B_o) de tal modo que:

$$C = B_c / (B_c + B_o)$$

sendo portanto:

$$0 = C = 1$$

Figura 2.10 - Ilustração do conceito de ramos conectados e não conectados em um sistema de fraturas. Ramos 1 e 2, não são conectados. Ramos 3 a 9, são conectados (adaptado de Zhang, 1992).

Efeito das Tensões Atuantes

Como já mostrado a permeabilidade de um maciço fraturado é bastante sensível à abertura das fraturas. Como a abertura depende das tensões efetivas (tensão - pressão de fluidos), a permeabilidade do maciço também será influenciada pelas tensões efetivas aplicadas e pela orientação das fraturas com relação a estas.

Fraturas basicamente podem ser de *tração*, quando a menor tensão efetiva (s_3) for trativa, e deverão ser perpendiculares a s_3 , ou de *cisalhamento*, que ocorrem em ambientes compressivos, como pares conjugados oblíquos a s_1 . Fraturas de tração ou híbridas (cisalhamento + tração) são a princípio favoráveis à ocorrência de aberturas (figura 2.11). em regime de sobrepressão fluidal ($p > \sigma_3 + t$) e de tensão diferencial relativamente baixa ($\sigma_1 - \sigma_3 < 4t$), onde t é a resistência à ruptura por tração da rocha e p a pressão de fluidos.

Figura 2.11 - Diagrama de Mohr com envoltória de ruptura de Griffith e as condições em que ocorrem fraturas de extensão (a), híbridas (b) e de cisalhamento (c) (Price & Cosgrove, 1990).

Porém, ressalte-se que essas condições de abertura referem-se ao momento em que a fratura ocorre. Descontinuidades pré-existentes, independentemente do regime em que se formaram, vão se abrir caso a tensão efetiva vigente (tensão - pressão de fluidos) perpendicular ao plano pré-existente for trativa (figura 2.12), ou seja, $\sigma_n - p < 0$ (considerando tensões trativas como negativas). As condições em que isto vai ocorrer dependerão da orientação da descontinuidade com relação a s_1 , da tensão diferencial ($s_1 - s_3$) e da pressão de fluidos.

Figura 2.12 - As condições que permitem que uma descontinuidade pré-existente sofra abertura são de que a tensão efetiva sobre as paredes da fratura, ou seja, a tensão normal σ_n menos a pressão de fluidos P seja trativa ($\sigma_n - p < 0$). Isto dependerá dos valores de σ_1 e σ_3 , da pressão de fluidos P e da orientação da descontinuidade com relação a σ_1 / σ_3 .

2.3.2 Litologia

Os filitos e xistos podem apresentar zonas favoráveis à percolação de água, devido ao espesso manto de intemperismo e a alteração dos minerais ao longo dos planos de clivagem e xistosidade. A maior parte das rochas metamórficas apresenta as menores produtividades (Fernandes, 1997). Os milonitos associados a grandes zonas de cisalhamento também mostram baixa produção, exceto se ocorrer à decomposição dos minerais ao longo das zonas milonitizadas. Rochas de alto grau, gnáissica, migmatítica e graníticas, de um modo geral, apresentam condições hidrogeológicas com baixa produção (Brito Neves, 2004).

Nas zonas de contato entre duas unidades litológicas distintas (Costa & Silva, 1997), o contato de pequenos corpos intrusivos com diferenças texturais e/ou mineralógicas com relação às encaixantes, pode apresentar maior permeabilidade devido ao fraturamento gerado pelo mecanismo de intrusão (Fernandes, 1997). Segundo Banks *et al.* (1994) relataram que a mediana da vazão, geralmente é de $1\text{m}^3/\text{h}$ e Gustafsson & Krásný (1994) completa que ocorre uma variância maior que as outras rochas cristalinas. Portanto, Banks *et al.* (1994) concluíram que é possível obter produtividades muito altas como muito baixas em um mesmo tipo de rocha cristalina, pois dependem de vários fatores.

2.3.3 Aspectos Topográficos

Alguns autores identificaram que há maiores vazões nos vales, sendo, as vazões, progressivamente menos significativos nas áreas planálticas, nas encostas e nos topos. Por outro lado, Rosário (1999) relata que a posição de níveis topográficos, do tipo vale ou encosta em rochas metamórficas não tem uma influência estatisticamente significativa na produtividade. Confirmando este fato, Knopman & Hollyday (1996) utilizando, também, análises estatísticas concluíram que para rochas ígneas e metamórficas os aspectos topográficos parece não ser importante.

Entretanto, é importante ressaltar que os vales, normalmente, constituem zonas naturais de descarga e também são locais onde há possibilidades de maior densidade de fratura. Assim como em outro estudo Parizek & Siddiqui (1969), verificaram que poços perfurados na base de vales chegam a ser oito vezes mais

produtivos do que nos terrenos de topo, e aqueles perfurados nas encostas tendem a ser mais produtivo, comparando aos de topo.

Henriksen (1996) argumenta que áreas planas, inclusive topograficamente pouco elevadas, também podem ser significativamente produtivas devido às coberturas superficiais mais espessas e recarga adicional de corpos de água superficiais. Conclui, portanto, que a produtividade, além dos aspectos topográficos, depende de outros fatores

2.3.4 Manto de Intemperismo

O manto de intemperismo é constituído por rochas e minerais alterados pelo intemperismo físico-químico. A espessura desta zona vai desde o solo até o contato entre as rochas alteradas, que mantém ainda preservados suas estruturas reliquias, com a rocha sã.

O manto é constituído por solo, material alterado, rocha semi-intemperizada, rocha fresca, fraturas fechadas e fraturas preenchidas por material muito intemperizado.

A camada de materiais inconsolidados exerce papel importante na recarga de água do aquífero de rocha sã fraturada, porém depende da quantidade de precipitação, da distribuição ao longo do ano e da relação evapotranspiração/infiltração.

2.3.5 Clima

O clima tem uma forte influência com relação ao abastecimento do aquífero e é um fator importante para a formação do manto de intemperismo ou regolito

O clima é fundamental para a recarga dos aquíferos, onde a água infiltra e, conseqüentemente, atinge a zona saturada sob forças gravitacionais que contribuem para aumentar a reserva subterrânea permanente ou temporária de um aquífero. Esse processo depende também de outros fatores, aspectos topográficos, escoamento superficial, solo, geologia e cobertura vegetal. Esta última, quando densa, faz com que a água fique retida nas folhas e propicie maiores condições de infiltração, aumentando a taxa de recarga. O contrário acontece em regiões de

vegetação escassa ou desmatamento, que diminui a taxa de recarga dos aquíferos e é considerada como principal causa dos processos erosivos.

2.3.6 Hidrografia

A drenagem superficial exerce influência no armazenamento do aquífero por meio de infiltração nos poros ou fraturas. O armazenamento ocorre, também, quando há coincidência da drenagem superficial com zonas fraturadas do embasamento rochoso, caracterizando a feição conhecida como *riacho-fenda*, que possibilita o acúmulo de água no subsolo. Há três situações importantes para o abastecimento de aquífero por meio hidrográfico: quando uma equipotencial cruza o rio, naquele local ocorre uma área de descarga, ou seja, quando o aquífero tem nível mais alto que o rio, o mesmo cede água para o rio, sendo denominado de rio efluente. Quando o rio é considerado área de recarga o seu nível é mais elevado que o aquífero, ou seja, o rio cede água para o aquífero, sendo denominado de rio influente. Há situação, ainda, em que o rio recebe água de um aquífero de um lado e doa do outro lado da margem, conhecido como rio influente e efluente.

3 ASPECTOS FISIográfICOS DA ÁREA ESTUDADA

A área de estudo situa-se na porção oeste da Bacia do Alto Tietê, cujos aspectos fisiográficos, são descritos a seguir.

3.1 RELEVO

De um modo geral, o relevo da área é bastante acidentado. As maiores elevações encontram-se na porção norte da área; há maior predominância das rochas cristalinas e, na porção sul, o relevo é dissecado, onde está desenvolvida a Bacia Sedimentar de São Paulo.

De acordo com a classificação geomorfológica do estado de São Paulo proposta por Almeida (1964), a área está inserida no compartimento de relevo denominada Planalto Atlântico, o qual compreende as zonas Serrania de São Roque, Planalto de Ibiúna e a Sub-zona Morraria do Embu, esta última pertence à Zona Planalto Paulistano (PRÓ-MINÉRIO/IPT, 1981). Essas zonas geomorfológicas são caracterizadas por morros elevados, montanhas, colinas, morrotes, desenvolvidas sobre rochas cristalinas do Neoproterozóico, e relevo de degradação em planaltos dissecados do Mesozóico e Cenozóico (Almeida, 1964), conforme se pode verificar no mapa de modelo digital de terreno (figura 3.1).

As áreas topograficamente mais baixas e planas são representadas principalmente pelas planícies de inundações dos Rios Tietê, Pinheiro e seus afluentes. São regiões sujeitas às intervenções antrópicas com crescente ocupação urbana e conseqüente impermeabilização, afetada pelo calçamento, cimentação e asfalto. Devido a isto, é supostamente difícil a contribuição de infiltração no solo para recarga dos aquíferos, o que pode afetar a qualidade da água.

O *relevo de colinas* apresenta, em seus vales entre 850 e 900m, uma área suavizada e morros mais salientes com altitude de 1.100m, em terrenos predominantemente cristalinos. Esse domínio é caracterizado por morros e espigões com amplitudes entre 100 e 300m e declividade médias a altas (IPT, 1981). As elevações possuem topos arredondados e por ser uma região cristalina apresentam alta densidade de drenagens.

Figura 3.1 – Bloco-diagrama do Modelo Digital de Terreno, visão de SW para NE.

As serranias são caracterizadas por *relevos montanhosos*, serras e escarpas alongadas, cujas altitudes mais altas são encontradas na Serra do Japi no limite NW da área (1.200 a 1.250m) e assoalhos de vales com altitudes de 700 a 800m. Essa zona representa relevos com maiores declividades na área em estudo.

3.2 HIDROGRAFIA

A área em estudo está inserida na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, considerada a mais importante das bacias da Região Metropolitana de São Paulo. A Bacia do Alto Tietê abrange as porções do Rio Tietê desde sua nascente, no município Salesópolis, até a Barragem de Rasgão, com extensão de 5.985 km² (figura 3.2), em uma área urbanizada e integrada por 35 municípios. Os principais rios desta bacia hidrográfica são o Juqueri, Pinheiro, Cotia e Pirajussara. Dentre sua sub-bacias destacam-se: Juqueri-Cantareira, Pinheiros-Pirapora, Cotia-guarapiranga e Penha-Pinheiros. O padrão de drenagem desta região é do tipo dendrítico como pode se observar na figura 3.3.

Devido a crescente urbanização, a rede hidrográfica encontra-se em geral modificada e com graves problemas de qualidade da água, pois na maioria das situações é utilizada indevidamente como meio receptor de esgotos doméstico, industrial, lixos e águas pluviais contaminadas. Além disto, a urbanização e a ocupação desordenada das margens dos rios geram problemas de erosão dos leitos, assoreamentos e inundações e/ou alagamentos, comprometendo a qualidade e a quantidade dos recursos hídricos superficiais possíveis a serem captados.

3.3 CLIMA

O clima da região é subtropical úmido com temperatura média anual de 18°C e precipitação total anual variando entre 1.100 e 1.500mm, com média de 1400mm (DAEE, 1975). Ocorrem duas estações anuais marcantes: uma de estiagem, entre os meses de abril a setembro, e outra chuvosa, de outubro a março.

A evapotranspiração real média é de aproximadamente 800mm/ano (DAEE, 1975), o que proporciona um superávit médio de precipitação de 600mm/ano.

3.4 VEGETAÇÃO

Na região estudada ocorre cobertura vegetal do tipo mata, capoeira e reflorestamento de eucaliptos (figura 3.4).

Nessas regiões há uma redução no processo erosivo, pois a cobertura vegetal proporciona melhor proteção da queda da chuva no solo e exerce um papel fundamental na infiltração de água do solo. As encostas intemperizadas, sem vegetação, apresentaram valores de infiltração que variaram entre 60 e 174 mm/h, enquanto que nas encostas vegetadas, com mesmo tipo de solo, as taxas de infiltração oscilaram entre 138 e 894 mm/h (Guerra *et al.*, 1994).

Nas regiões mais baixas, que sofrem ação antrópica com crescimento urbano desordenado, encontra-se uma vegetação mais rala do tipo capoeira, isso implica dizer que com a ausência da cobertura vegetal, o escoamento da água pluvial passa a ser cada vez mais concentrado, provocando inundações, escorregamento do solo e erosão do tipo ravina e voçoroca.

3.5 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

A área abrange parte da bacia do Alto Tietê, na região metropolitana de São Paulo, a qual representa o maior aglomerado urbano do Hemisfério Sul, com uma população que se expandiu para 18 milhões de habitantes, constituindo uma das maiores áreas urbanizadas do mundo, superando países como a Holanda, com 15 milhões de habitantes e o Chile, com 14 milhões de habitantes. Segundo os últimos censos, a região metropolitana de São Paulo constitui uma das três maiores concentrações populacionais urbanas do mundo, juntamente com a Cidade do México, com 25 milhões de habitantes, e Tóquio, com 19 milhões de habitantes, conforme dados disponíveis na Secretaria dos Transportes Metropolitanos do governo do estado. A migração populacional para a zona urbana tem sido quatro vezes mais intensa que a média mundial (Rodriguez, 1998).

A bacia do Alto Tietê situa-se à montante da barragem de Pirapora do Bom Jesus, abrangendo praticamente todos os municípios da região metropolitana de São Paulo, exceto Guararema, Juquitiba, Santa Isabel e Vargem Grande Paulista. Encontra-se quase totalmente em área urbana e faz parte do sistema hidrelétrico de Cubatão que, por meio de reversão do curso do rio Pinheiros e bombeamento d'água nas barragens de Edgard de Souza, Traição e Pedreira, faz com que suas águas fluam à montante, de forma a aproveitar o desnível de mais de 700 m entre o planalto paulistano e o litoral, gerando energia elétrica.

As diferentes formas de uso do solo, bem como a desordenada ocupação urbana, na área, resultaram em intenso desmatamento, mas favoreceram a instalação de indústrias, mineração, comércios, estabelecimentos residenciais compostos por condomínios de luxo, como os conjuntos residenciais de Tamboré, Alphaville e Granja Viana, casas, barracos em favelas e áreas recreativas, como Parque Ecológico Tietê, colégios, universidades particulares, Universidade de São Paulo (USP), ferrovias, estações de trem, áreas com vegetação densa e rala, rios, lagos, entre outros.

É interessante ressaltar a freqüente presença de atividades voltadas à mineração em alguns locais da área. A mineração ganha destaque pelos benefícios advindos, como suprimento de matérias primas, principalmente para construção civil, produzindo brita, areia, argilas para cerâmica e tijolos, caulim, filito, quartzito, rochas

para revestimento. Quanto aos impactos ambientais causados, cita-se o desmatamento, alteração da rede de drenagem, alteração topográfica, produção de resíduos sólidos, geração de efluentes líquidos, produção de poeira, geração de ruído, rebaixamento do lençol freático, intensificação da erosão, escorregamento de taludes, alteração das características do solo, emissão de gases, vibração, lançamento de fragmentos, modificação das formas de uso do solo, alteração no tráfego de veículos e abandono das áreas exploradas (Teixeira, 1989). Esse último é o que mais se destaca, após a finalização da extração. Duas soluções têm sido adotadas como providências de “recuperação” das áreas degradadas. No caso das extrações de areias, as cavas são transformadas em lagos (Carapicuíba e USP). Outra solução adotada é o uso das cavas para construção de aterros sanitários (Vila Albertina, Jacuí e Itatinga), Rodriguez (1998) (Quadro 3.1).

A mineração é regulamentada por rígida legislação, devido aos impactos ambientais que são negativos e muitas vezes irreversíveis. Em virtude desses fatores é bastante alto o grau da atividade minerária clandestina. O DNPM e a CETESB são órgãos que acompanham essas atividades.

A partir de levantamento de campo, foi possível verificar algumas redes de tratamento de água da Sabesp. Observou-se também, em alguns locais, lançamento de esgoto “in natura” diretamente no Rio Tietê, trechos com lançamento de lixo (plástico, pneu, latas, animais em decomposição, troncos de árvore e incineração de lixo). Segundo Ogata (1983) os fornos de usinas que se encontram em operação em São Paulo são somente Vergueiro, São Mateus e Vila Leopoldina, os quais não são suficientes para milhares de toneladas de lixo hospitalar e outros produzidos diariamente em São Paulo. Portanto, não teriam outra destinação a não ser incineração e/ou aterros sanitários, que poderá ser uma fonte de contaminação às águas superficiais e subterrâneas.

Bem Mineral	Jazidas em atividade	Uso	Principais áreas de extração
Areia	109	Construção Civil	São Paulo, Cajamar, Mairiporã e Carapicuíba
Brita	34	Construção Civil	São Paulo
Quartzito	21	Argamassas, Vidros	Pirapora do Bom Jesus e Santana de Parnaíba
Filito	19	Indústria cerâmica: plástico e borracha	Cajamar, Pirapora do Bom Jesus e Mairiporã
Água Mineral	7	Água Mineral	São Paulo
Feldspato	6	Cerâmicas e vidros	São Paulo
Calcário	4	Cimento	Cajamar e Pirapora do Bom Jesus

Quadro 3.1 - Atividades Minerais na Região Metropolitana de São Paulo (DNPM, 1980).

A ocupação desordenada/inadequada da área provoca a impermeabilização das bacias e, conseqüentemente, escorregamentos dos solos, principalmente em locais urbanizados pela população de baixa renda. Segundo o DAEE (1984), o uso dessas áreas sem planejamento ou de forma irregular é um dos fatores responsáveis pelo aumento dos picos de cheia, com tempo de escoamento cada vez menor.

A resolução desses problemas depende de uma conjunção de esforços técnicos, administrativos e políticos.

4 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área em estudo situa-se na Faixa de Dobramento Ribeira (Hasui, 1975a), constituída por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, intrudida por suítes graníticas diversas e recortadas por importantes zonas de cisalhamento transcorrentes. Essa Faixa está representada por rochas do embasamento cristalino que compreendem unidades do Complexo Embu, Grupos São Roque e Serra do Itaberaba, Suítes Graníticas (neoproterozóicas) e rochas Miloníticas (neoproterozóicas a eopaleozóicas). Sobre o embasamento cristalino ocorrem sedimentos cenozóicos, que correspondem à Bacia de São Paulo (Terciário) e aluviões de planícies (Quaternário) (anexo 1).

A presente revisão da geologia da área teve como base principalmente os trabalhos de Coutinho (1972), Hasui (1973), Juliani (1993), Riccomini (1989), Riccomini & Coimbra (1992) e Takiya (1997), além dos produtos cartográficos, citados no item 1.4.

4.1 EMBASAMENTO CRISTALINO

O embasamento cristalino é constituído por rochas distintas tais como granitos, gnaisses, xistos, filitos, anfibolitos, metacalcários, quartzitos e milonitos, os quais são recobertos parcialmente pelos sedimentos da Bacia de São Paulo.

No contexto regional essas rochas são cortadas pelas zonas de cisalhamento Jundiuvira, Taxaquara e Caucaia, que são sistemas de falhamentos transcorrentes de caráter dextral que se desenvolveram no final do Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico a Cambro-Ordoviciano). No bloco ao norte da Falha Taxaquara ocorrem os grupos São Roque e Serra do Itaberaba, e na parte sul o Complexo Granítico Agudos Grande e o Complexo Embu.

Conforme evidenciado em nossos trabalhos de campo em nível de reconhecimento, bem como em Janasi e Lima (2003), o bloco compreendido entre a Zona de Cisalhamento Taxaquara e Caucaia abrange essencialmente granitos e ortognaisses do Batólito de Agudos Grandes, com participação menor de

metassedimentos. Assim, a área de domínio do Complexo Embu seria principalmente a sul da Zona de Cisalhamento Caucaia.

4.1.1 Complexo Embu

Além de xistos e paragneisses, mais ou menos migmatizados, que correspondem à definição clássica do Complexo do Embu, ocorrem também núcleos de ortogneisses, como o da Pedreira de Embu, em meio aos metassedimentos.

4.1.2 Grupos São Roque e Serra do Itaberaba

Ocorre na porção norte da área e são constituídos por rochas metassedimentares e metavulcânicas representadas por filitos, metarenitos e quartzitos, tendo secundariamente a ocorrência de anfibolitos, metacalcários, dolomitos, xistos porfiroblásticos e rochas calciossilicatas, segundo Juliani (1993). Essas rochas apresentam estruturas bandadas ou laminadas com alternância quartzosas ou micáceas.

Bergman (1988, 1990) define para a região de Pirapora do Bom Jesus três unidades litoestratigráficas para o Grupo São Roque: Unidade Vulcanossedimentar Basal, constituída por rochas metavulcânicas de caráter básico toleítico; Unidade Clástica Turbidítica, representada por metapelitos e metarenitos rítmicos; e Unidade Clástica Alóctone, formada por metarenitos, mearcóseos, quartzitos e metassiltitos.

O Grupo São Roque apresenta estruturas primárias representadas por bandamentos composicionais, formadas por leitos quartzosos ou micáceos, estratificações cruzadas com marcas onduladas e pequenas lentes arenosas de materiais finos preservados de foliações tectônicas (Juliani, 1993). Por outro lado, no Grupo Serra do Itaberaba, as estruturas sedimentares são raras, devido às intensas transposições tectônicas e ao metamorfismo de grau mais elevado. Em alguns casos, o enriquecimento gradual em quartzo, micas e outros minerais parecem indicar relíquias do acamamento afetado por intensas transposições tectônicas.

O Grupo Serra do Itaberaba distingue-se do São Roque pela grande variedade de metamorfitos, principalmente os originados por atividades vulcânicas e vulcano-clásticas. As rochas do Grupo Serra do Itaberaba são formadas também por

metapelitos e rochas metabásicas (com meta-intermediárias e metavulcanoclásticas associadas), além de metapsamitos (quartzitos puros e arcossianos).

Juliani *et al.* (2000) com base em estudos geocronológicos U-Pb, consideram a idade do Grupo Serra do Itaberaba como sendo do Mesoproterozóico.

Hackspacher *et al.* (1999) sugerem idade Neoproterozóico para o Grupo São Roque.

Ambos os grupos foram divididos em formações e serão citadas somente aquelas que ocorrem na área, como: Boturuna, Estrada dos Romeiros e Pirapora do Bom Jesus, pertencentes ao Grupo São Roque (Bergman, 1988; CPRM, 1999), e as Formações Pedra Preta, Nhanguçu correspondentes ao Grupo Serra do Itaberaba (Juliani *et al.*, 2000; CPRM, 1999).

4.1.2.1 Formação Boturuna – Constitui o topo do Grupo São Roque, representada tipicamente pelos quartzitos do Morro Boturuna. Afloram em posição basal através de extensa falha de empurrão (Bergman, 1988). A Formação é composta, predominantemente, por quartzitos de granulação média a grossa, metarenitos, em geral, arcossianos, gradando para metassiltitos e matagrauvacas. Apresentam localmente intercalações de metaconglomerados.

4.1.2.2 Formação Estrada dos Romeiros – Pertence à seqüência intermediária do Grupo São Roque, a qual é composta por camadas arenosas gradando para pelíticas no topo. A unidade basal é formada por ritmitos arenosos com intercalações micro-conglomeráticas, metapelitos bandados, metarenitos finos a médios com quartzito hematítico. O topo consiste de metarenitos médios a grossos com marcas de ondas e metapelitos bandados com raras intercalações de níveis arenosos.

4.1.2.3 Formação Pirapora do Bom Jesus – É a Formação basal do Grupo São Roque, constituída por rochas metavulcânicas e subvulcânicas de caráter básico, com rochas piroclásticas e carbonáticas subordinadas (Bergman, 1988). Composta por ortoanfibolitos médios a finos, metatufos bandados a laminados com diques a níveis métricos de ortoanfibolitos grossos a finos. No topo é formada por calciofilitos com lentes de metadolomitos quartzosos e intercalações

arenosas e pelíticas. Destaca-se a ocorrência de estromatólitos nos metadolomitos e de lavas almofadadas nos metabasitos.

4.1.2.4 Formação Morro da Pedra Preta – composta principalmente por rochas metamáficas e metapelíticas, com ocorrência subordinada de rochas calciosilicáticas e matavulcanoclásticas. A unidade metamáfica basal é constituída de plagioclásio-hornblenda ou hornblenda anfibolito com pequena ocorrência de granada e diopsídio com texturas ígneas e vulcanoclásticas preservada. Localmente ocorrem estruturas pillow-lavas e vesículas, indicando erupção em águas oceânicas profundas.

4.1.2.5 Formação Nhanguçu – A unidade basal é constituída por rochas ferromagnesianas metapelíticas que gradam para pelitos ricos em cálcio com lentes de rochas carbonáticas, metatufos, matabasaltos e pequenos corpos de metariolitos. Já o topo é composto por xistos com lentes de muscovita, quartzo, clorita e andalusita.

4.1.3 Suítes Graníticas

Diversos corpos graníticos encontram-se distribuídos em toda a área, designados como Suítes Graníticas. São corpos de diversos tamanhos, desde *batólitos* a pequenos *stocks*.

Hasui *et al.* (1978) consideram que essas rochas são de origem sintectônica a pós-tectônica e foram divididas na fácies Cantareira e Migmatítica. Na área em estudo ocorrem seis corpos graníticos, os quais estão inseridos na Fácies Cantareira, que são os granitos Itapevi, Itaqui, Porunduva, Tico-tico, Cantareira e Mairiporã (IPT, 1981).

Mais recentemente, grande parte da área situada entre as Falhas Taxaquara e Caucaia tem sido atribuída ao extremo Batólito Granítico de Agudos Grandes, com idades entre 615 e 565Ma (Janasi e Lima, 2003), compreendendo os Gnaisses Butantã e o Granito Itapevi. A sul da Falha Caucaia ocorrem ainda os “Gnaisses Embu”, de natureza ortoderivada. Este contexto foi confirmado simultaneamente em nossos trabalhos de campo. Os gnaisses Butantã compreendem hornblenda-biotita, com porfiroblastos de feldspato alcalinos de até 4-5 cm, imersos em matriz grossa,

sendo em geral foliados a miloníticas. Os gnaisses Embu correspondem a biotita granito gnáissicos finos e mesocráticos.

Esses corpos graníticos apresentam feições texturais composicionais e mineralógicas diversificadas que na região espalham-se por todos os blocos tectônicos, formando grandes *batólitos*. São afetados por falhas transcorrentes e apresentam feições de contato com as encaixantes, tanto transicional quanto parcialmente discordantes, desenvolvendo algumas auréolas de contato quando intrudidos em metamorfitos de baixo grau.

Os componentes mineralógicos fundamentais da matriz dos granitos são o quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita, tendo como principais minerais acessórios o epidoto, titanita, apatita, turmalina, hornblenda, muscovita, clorita, sericita, zircão, opacos e carbonatos. Apresentam textura de caráter porfírico, constituída de megacristais de feldspato em matriz fanerítica. A feição notável da matriz é a intensa orientação planar dos filossilicatos (biotita) e alongamento de cristais de feldspato e quartzo.

A ação de eventos miloníticos tornou os corpos ovalados e alongados, fato observado pela ocorrência de grãos deformados, sob condições dúcteis de cisalhamento. Apresentam, ainda, indícios de cataclase generalizados, em grande parte atribuíveis a falhamentos posteriores relacionados com a evolução tectônica (Hasui, 1990).

4.1.4 Rochas Miloníticas

As rochas miloníticas ocorrem em todas as zonas de cisalhamento existentes na área tais como Jundiuvira, Taxaquara, Caucaia e outras menores, em geral orientadas na direção aproximadamente EW com foliação de forte mergulho vertical.

As rochas miloníticas são constituídas por milonitos, ultramilonitos, filonitos, protomilonitos, cataclasitos, blastomilonitos e milonito-gnaisses. Os milonitos são rochas de granulação finas geradas a partir dos metassedimentos e/ou granitóides. Os tipos granitóides mais transpostos e de granulação fina adquirem características de filonitos com pequenos clastos de quartzo ou de feldspato sericitizados.

4.2 SEDIMENTOS CENOZÓICOS

A área é recortada por extensos sistemas de falhamentos transcorrentes de caráter dextral e orientados segundo a direção ENE a EW, ativos até o final do Ciclo Brasileiro, no Cambro-Ordoviciano, originando espessas faixas de rochas cataclásticas. As reativações destes falhamentos durante o Terciário provocaram movimentos verticais que teriam originado a Bacia Sedimentar de São Paulo e condicionado a deposição e deformação dos sedimentos (Riccomini 1989; Mancini 1995).

4.2.1 Bacia de São Paulo

A Bacia de São Paulo insere-se no contexto do Sistema de *Rifts* Continentais da Serra do Mar, definido por Almeida (1976), que é composto pelas Bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Riccomini (1989) ao estudar a tectônica e as deformações nos depósitos sedimentares, modificou esse termo para *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - RCSB.

A Bacia de São Paulo é representada por sedimentos essencialmente argilosos e arenosos de sistema fluvial e lamíticos, registrando algumas ocorrências de sedimentos pelíticos lacustres.

Riccomini (1989) revisando a litoestratigrafia da Bacia do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, propôs as Formações Resende, Tremembé, São Paulo e Itaquaquecetuba. Na área em estudo ocorrem duas dessas unidades que são as Formações Resende e São Paulo.

Na reativação Cenozóica ocorreu o arqueamento do embasamento cristalino, cujo flanco sudeste sofreu grande depressão condicionando a deposição da Bacia de São Paulo. Os eventos tectônicos foram responsáveis pelas deformações da bacia, dos quais correspondem a falhamentos, dobras e juntas (Riccomini *et al.*, 1992).

4.2.1.1 Formação São Paulo

A Formação São Paulo corresponde a depósitos de sistema fluvial meandrante, sendo constituídos por areias grossas a médias que gradam para areias finas até siltes e argilas, segundo Suguio *et al.*, (1971). Na base da formação são freqüentes os clastos pelíticos, e no topo os sedimentos são bastante estratificados e laminados. Em alguns locais ocorrem concentrações de restos de vegetais, ricos em matéria orgânica.

Essas litofácies correspondem a depósitos de canais meandrantess, com os sedimentos finos laminados representando prováveis testemunhos de lagoas, oriundas da migração e abandono de canais.

Idade oligocênica é atribuída a esta unidade, embora ainda seja problemática a obtenção de dados para análise polinológica ou mesmo material fossilífero (Riccomini & Coimbra, 1992).

4.2.1.2 Formação Resende

É de maior expressão em volume de sedimentos na Bacia de São Paulo, representando mais de 80% do seu preenchimento sedimentar.

Corresponde a depósitos de sistemas de leques aluviais a planície fluvial entrelaçada, com predominância de lamitos arenosos a argilosos (Riccomini, 1989). Predominam areias grossas a médias, mal selecionadas, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte, constituindo corpos tabulares de espessuras métricas a decimétricas. Localmente intercalam-se níveis conglomeráticos, com seixos de quartzo, feldspato e rochas do embasamento.

Os lamitos têm expressiva ocorrência dentro da unidade em superfície. São caracterizados por apresentar matriz argilo-arenosa abundante, envolvendo, em sua maioria, grânulos a seixos de quartzo do arcabouço.

Takiya (1997) registra a ocorrência de sedimentos da Formação Resende em áreas do município de São Paulo, notadamente nas zonas leste e sul, representados por lamitos da fácies distal. A mesma autora, estudando a Formação por meio de lâminas petrográficas, notou a presença predominantemente de quartzo e feldspato

(microclínio), além de fragmentos líticos e muscovita. Verificou, também, minerais acessórios como titanita, epidoto e turmalina.

Alguns autores como Melo *et al.*, (1986), Riccomini (1989), Lima & Melo (1989), Lima *et al.*, (1994), por meio de análises palinológicas, atribuem idade oligocênica à Formação Resende.

4.2.2 Coberturas Holocênicas

Correspondem a depósitos ao longo de extensas planícies de inundações associadas aos principais rios na área (Tietê, Pinheiros e Juqueri), e também ao longo das drenagens de menor porte. Compreendem colúvios argilo-arenosos, com lentes mais argilosas ou conglomeráticas e aluviões subordinados, constituídos por conglomerados basais sobrepostos por areias grossas a conglomeráticas com estratificação cruzadas (Melo *et al.*, 1986). As aluviões gradam para areias finas a médias, com porções de argilas arenosas apresentando fragmentos de madeira fóssil. Ocorrem, também, cascalheiras com seixos arredondados de quartzo e quartzito (*stone lines*), separando estes depósitos coluviais de rochas do embasamento ou de sedimentos Terciários. O termo *stone line* é empregado para designar concentrações no solo de seixos e fragmentos líticos apresentando diferentes graus de laterização.

Os colúvios revestem normalmente os aspectos topográficos, recobrimo terraços, sendo que nas várzeas de inundações atuais a separação destes dos depósitos aluviais é, muitas vezes, difícil, sendo ambas as feições consideradas como um único conjunto de várzea (Bigarella & Mousinho, 1965).

5 ANÁLISE GERAL DAS CARACTERÍSTICAS DOS AQUÍFEROS E PRODUTIVIDADE DOS POÇOS

5.1 HIDROGEOLOGIA – TRABALHOS ANTERIORES NA ÁREA

Os primeiros estudos hidrogeológicos realizados no Brasil em terrenos fraturados pré-cambrianos datam da década de 60 e vêm se desenvolvendo até os dias atuais. Os estudos iniciaram-se na região Nordeste, semi-árido do Brasil, desenvolvidos pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), visando às necessidades de água da região.

Na Bacia do Alto Tietê, foram realizados trabalhos desde a década de 70, desenvolvidos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE, 1975), dentro do projeto denominado “Estudos de Águas Subterrâneas”. Os trabalhos tiveram como objetivo levantar o potencial de exploração de águas subterrâneas, suas condições de ocorrência e aproveitamento. Desenvolveram cadastramentos de aproximadamente 7.000 poços tubulares, reconhecendo Sistema Aquífero Cristalino (SAC) e Sistema Aquífero Sedimentar (SAS).

Dentre alguns estudos detalhados de águas subterrâneas em aquíferos cristalinos, na área em estudo e em seu entorno, podem-se citar os indicados abaixo.

Lopes (1984) contribuiu para o estudo sobre hidrogeologia para os aquíferos do Estado de São Paulo e identificou para o Sistema Aquífero Cristalino os valores de capacidade específica de 10^{-3} a $7 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Bertachini (1987) realizou estudo em terrenos cristalinos na região de Jundiá-SP, avaliando a produção dos poços em função de fraturamentos, observando baixa capacidade específica de aproximadamente $2,0 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e a redução da produção, permeabilidade e transmissividade com o aumento da profundidade em meio fraturado. Identificou, também, os principais fenômenos modificadores e o tempo de residência das águas subterrâneas.

Cavalcante (1990), em estudo na região de Atibaia, também em terrenos cristalinos, caracterizou as condições de ocorrência das águas subterrâneas no manto de alteração, propondo um modelo hidrogeológico para este meio. Avaliou a produção da região com base nos lineamentos associados a fraturas e encontrou vazões abaixo de $10 \text{ m}^3/\text{h}$ e capacidade específica com média de $6 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Menegasse & Duarte (1990) estudaram critérios para locação de poços tubulares profundos em terrenos cristalinos a NW da Grande São Paulo, por meio de análise dos condicionantes litoestruturais na produção dos poços. Identificaram elevados valores de vazão, com média de 50,00 m³/h para 44 poços. Para capacidade específica em 37 poços encontraram valores que variam de 10⁻¹m³/h/m a 66,7 m³/h/m.

IG/SMA (1990b) na Folha de Salto de Pirapora (1:50.000), determinou a capacidade específica média para o Sistema Aquífero Cristalino de 0,60 m³/h/m (10 poços). Determinaram as vazões em função do condicionamento geomorfológico dos poços, obtendo os melhores resultados em vales.

Menegasse (1991) avaliou a potencialidade hídrica das rochas metassedimentares à NW da Grande São Paulo, por influência dos condicionamentos litoestruturais, propondo critérios para locação de poços profundos. Identificou na região vazões elevadas variando de 80 a 150 m³/h com média de 28,3 m³/h. O maior valor de capacidade específica foi de 17,5 m³/h/m.

Fernandes (1997) estudou a influência da tectônica cenozóica na hidrogeologia, baseada na análise das características hidráulicas e construtivas de poços tubulares. O trabalho estabeleceu a evolução da tectônica rúptil a partir da análise da deformação de depósitos cenozóicos, dos diabásios, do Grupo Itararé e das rochas pré-cambrianas existentes na região. Segundo a autora, a capacidade específica de um modo geral é baixa, de 0,0009 a 16 m³/h/m, com mediana de 0,12m³/h/m.

Oda (1998) contribuiu para o estudo da produção, ocorrência e circulação de águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Cristalino e Tubarão, entre Salto de Pirapora e Itu (SP). Caracterizou a hidráulica e a circulação das águas subterrâneas e estabeleceu correlação entre produtividade e as condições de ocorrência hídrica subterrânea. Avaliou a disponibilidade e o consumo de água na região, observando, de um modo geral, valores de capacidade específica com média de 0,23 m³/h/m e vazão com média 7,91 m³/h/m.

Silva (2000), na região de Itaquera (SP), caracterizou as ocupações urbanas, identificando áreas ou fontes de risco à qualidade de água dos poços perfurados e avaliou as condições hidrogeológicas em termos quantitativos do aquífero cristalino. Afirma que as maiores vazões são explotadas de filitos/xisto variando de 6,00 a 15,70 m³/h com média de 4,65 m³/h. A média de granito-gnaiss é de 3,58 m³/h.

Observou-se, ainda, que a capacidade específica e a vazão de toda a área variam de 0,005 a 0,139 m³/h/m e 1,16 a 15,70 m³/h, respectivamente.

Hirata *et al.* (2001) realizaram estudo na Bacia do Alto Tietê identificando a disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. Para melhor avaliar as condições da produtividade hídrica da Bacia, os autores propuseram para os dois sistemas quatro novas unidades hidrogeológicas:

- Os aquíferos que pertencem ao Sistema Aquífero cristalino (SAC) são: *Aquíferos de Rochas Granitóides*, incluindo filitos, granitos, granitóides e gnaisses com capacidade específica média de 0,20 m³/h/m; e *Aquíferos de Rochas Metamórficas*, compostas por anfibolitos, quartzitos, xistos e calcários, apresentando média 1,35 m³/h/m de capacidade específica.
- Os aquíferos que correspondem ao Sistema Aquífero Sedimentar (SAS) são: *Aquífero Resende*, constituídos pelos lamitos argilosos e arenosos com média de capacidade específica de 0,91 m³/h/m; e *Aquífero São Paulo*, compostos por camadas de areis e cascalho (Q/s média de 0,48 m³/h/m). Nesse estudo, selecionaram dados de um cadastro de 9.000 poços tubulares e concluíram que a água subterrânea é considerada como fonte complementar para o abastecimento privado da Bacia do Alto Tietê.

5.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS POÇOS ESTUDADOS

Conforme já mencionado, cadastrou-se 317 poços tubulares (anexo 2). Destes, 287 captam água do Sistema Aquífero Cristalino e 30, do Sistema Aquífero sedimentar.

De acordo com a confiança das descrições dos perfis dos poços permitiram separá-los em classes com o objetivo de definir sobre qual litologia a água está sendo explotada.

Deste modo, os poços foram divididos em 4 classes descritas a seguir.

- classe 1 - poços que captam água de rocha cristalina, com especificação da posição do filtro, permitindo saber exatamente em que nível a água está sendo captada;

- classe 2 - poços que captam água de rocha cristalina, porém não possuem filtros; pressupondo-se que a água é captada no trecho sem revestimento;
- classe 3 - refere-se a poços mistos (explotam água tanto de rochas cristalinas como de sedimentos);
- classe 4 - são os poços que explotam água de sedimentos.

O inventário contém informações de número do poço, posição geográfica (coordenadas UTM), vazão, níveis estático e dinâmico, profundidade, local, tipo de poço, uso, litologia, unidade estratigráfica, espessura do solo, estado do poço, empresa perfuradora, filtro e classe. A capacidade específica e o rebaixamento foram calculados para cada poço. Os poços tubulares pertencem a estabelecimentos industriais, comerciais, domésticos, de abastecimento público e de recreação. A tabela 2 mostra a distribuição desses poços por localidade na área.

Município	Nº de Poços	% do Total
1. São Paulo	92	29%
2. Osasco	46	14,26%
3. Carapicuíba	07	2,2%
4. Taboão da Serra	04	1,25%
5. Embu	03	0,9%
6. Cotia	16	5%
7. Itapevi	08	2,5%
8. Jandira	06	1,9%
9. Barueri	18	5,64%
10. Santana de Parnaíba	50	15,67%
11. Pirapora do B. Jesus	01	0,3%
12. Cajamar	54	17%
13. Caieiras	9	2,82%
14. Franco da Rocha	05	1,56%

Tabela 5.1 - Distribuição dos poços por município na área.

Os dados dos poços foram analisados quanto à sua distribuição geográfica, com uso do software ArcView 3.2 (figura 5.1) e tratados através de tabelas, gráficos,

histogramas, planilhas e plotagem em mapa, observando-se uma maior concentração em áreas urbanas.

A figura 5.2 mostra o uso das águas subterrâneas na área, abrangendo as seguintes atividades:

- *Uso doméstico (12%)*: utilizada para culinária, higiene, rega de jardim, lavagem de pisos e veículo particular.
- *Uso para abastecimento público (35%)*: clubes recreativos, balneários, lagos ornamentais, irrigação de praças e jardins, escolas e repartições públicas.
- *Uso industrial (53%)*: água para usos gerais nas indústrias, como matéria-prima e no processamento.

A figura 5.3 mostra a contribuição das empresas fornecedoras dos dados: DAEE (66%), SB (21%) e HIDRO AMBIENTE (13%). Por questões de ética profissional, não foi possível obter-se dados de poços de empresas particulares. Ressalta-se, no entanto, que todos os poços cadastrados oficialmente fazem parte do banco de dados do DAEE. Já a SABESP, por ser proprietário de seus poços, possui boletim e relatórios detalhados para cada poço. Alguns dados de poços da Hidro Ambiente foram redundantes aos dados do DAEE.

A figura 5.4 mostra a distribuição espacial do uso das águas subterrâneas por meio de poços tubulares e, nota-se que o uso indústria concentra-se no município de São Paulo. O uso doméstico apresenta tanto na região norte quanto no sul da área e o uso para abastecimento público concentra-se à norte da área, onde a Sabesp utiliza poços tubulares para abastecer a população dos municípios de Cajamar, Santana de Parnaíba, Caeiras entre outros.

A retirada da água dos poços é feita através de bombas elétricas localizadas a diferentes profundidades. Existem poços que foram construídos recentemente e outros na década de 60, alguns inclusive, com mais de 40 anos. Devido à urbanização, infere-se que a produtividade destes poços já esteja bastante prejudicada.

Os poços locados na área foram perfurados pelas Empresas privadas a seguir:

- Jundsondas – Poços Artesianos Ltda;
- Hidrogeo Perfurações Ltda;
- Garça Poços Artesianos;
- Terra do Sol Poços Artesianos;
- Córner S/A
- Sondágua Poços Artesianos Ltda;
- Hidrotécnica Serviços Geológicos;
- Hidrogesp – Hidrogeologia Sondagens e Perfurações Ltda;
- Águabras Ltda;
- Geoplan;
- Constrolli - Projetos e Construções Ltda;
- Air Drill - Poços Artesianos;
- Janer - Poços Artesianos;
- Iguatu - Poços Artesianos Ltda;
- Rafael Faro Politi - Engenharia Construção Ltda;
- José Passarelli e Cia Ltda.

Os poços cadastrados estão localizados em cotas mais baixas, normalmente a 680 m, que correspondem à base de vales. Poços perfurados nesses locais podem ser oito vezes mais produtivos do que aqueles situados nos terrenos de topo (Parizek & Sissiqui, 1996 *In*: Fernandes, 1997).

De acordo com a tabela 3, a profundidade dos poços, varia de 7 m a 350 m, com média de 150 m. O poço com 7 m não é considerado tubular; no entanto, como apresenta valor de vazão igual ou maior a que 5 m³/h, foi registrado no cadastro de bancos de dados do DAEE. Os poços que atingiram as maiores profundidades (200-350 m) pertencem ao embasamento cristalino em rochas graníticas e/ou gnáissicas.

Litologia	N° poços	Mínima	Máxima	Média	Mediana	Desvio Padrão
Sedimentos	31	7.00	180.00	80.27	69.90	77.62
Quartzitos	21	50.00	252.00	170.00	162.00	172.90
Micaxistos	23	32.00	300.00	150.20	150.00	148.50
Granitos	78	18.00	350.00	177.52	175.00	175.33
Gnaisses	80	7.00	311.00	191.71	193.50	192.34
Filitos	38	80.00	300.00	151.92	150.00	148.91
Calcários	46	5.00	300.00	141.75	150.00	142.62
Total	317	5.00	350.00	161.45	150.00	159.84

Tabela 5.2 - Distribuição de profundidades (m) dos poços segundo litologias existentes na área.

5.3 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SISTEMAS AQUÍFEROS DA ÁREA

Os valores de vazão e capacidade específica, nos sistemas aquíferos da área, para o conjunto dos dados apresentam vazão mínima de 0,30 m³/h e máxima de 144,00 m³/h, média de 14,43 m³/h e variância de 11,24 m³/h. A capacidade específica apresenta valores mínimo e máximo de 0,004 e 30,36 m³/h/m, respectivamente, médio de 0,86 e variância de 0,33 m³/h/m. Os resultados mostram que os dados dos parâmetros analisados encontram-se dispersos em relação à média, ou seja, a variância é elevada.

Na área de estudo as águas subterrâneas circulam por meio de duas unidades hidrogeológicas, com comportamento distinto. Segundo Hirata *et al* (2001) essas unidades foram classificadas em sistema aquífero cristalino e sedimentar, conforme item 5.1.

Entretanto, conforme o contexto geológico da área, neste trabalho foram propostos três sistemas hidrogeológicos que são: Sistema Aquífero Granitóide (granitos e gnaisses); Sistema Aquífero Metassedimentar (filitos, micaxistos, quartzitos e calcários); e Sistema Aquífero Sedimentar (lamitos argilosos/arenosos e areias/cascalhos) (figura 5.5)

5.4 PRODUÇÃO DOS POÇOS

Os parâmetros utilizados para avaliar e caracterizar a produção dos poços foram Vazão (Q) e a Capacidade Específica (Q/s) ou vazão específica segundo alguns autores. Deu-se mais ênfase aa capacidade específica por ser o parâmetro mais indicado para correlacionar o potencial aquífero do qual corresponde à vazão explorável dividida pelo rebaixamento provocado, ou seja, corresponde à quantidade de água retirada do poço, por unidade de tempo e de rebaixamento. A capacidade específica é controlada pela abertura total de fraturas atravessadas pelo poço.

$$C = \frac{Q}{(ND - NE)}$$

onde:

C: capacidade específica (m³/h/m)

Q: vazão (m³/h)

ND: nível dinâmico (m)

NE: nível estático (m)

Os seguintes fatores foram correlacionados estatisticamente com a produção: litologia, profundidade, manto de intemperismo, lineamentos e rebaixamento. Os fatores foram avaliados com a elaboração de histogramas e gráficos de correlação em diferentes litologias.

5.4.1 Litologia

Os poços foram avaliados de acordo com o contexto geológico da área e os perfis dos poços. As figuras 5.6 e 5.7 apresentam a distribuição da vazão e capacidade específica em toda a área. Nota-se que a maior produtividade encontra-se na zona norte da área. A figura 5.8 mostra que a maioria dos poços está locada em gnaisses (82) e granitos (78). Em seguida vêm os calcários (46), filitos (38), sedimentos (31), micaxistos (23) e quartzitos (21).

A tabela 5.3 mostra a distribuição dos dados de vazão, capacidade específica e da profundidade para as diferentes litologias, cujos resultados são os seguintes:

Os calcários apresentam média de vazão e capacidade específica com $33,12 \text{ m}^3/\text{h}$ e $3,54 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, respectivamente, ultrapassando a média total de todas as litologias. Essas rochas são promissoras em razão da presença de feições cársticas (ou canais de dissolução), ocorrendo fraturas mais abertas e, devido a isto, podem proporcionar condições favoráveis para armazenamento d'água.

Os filitos mostram vazão média de $18,49 \text{ m}^3/\text{h}$ e capacidade específica com média de $0,87 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Os filitos por mostrarem baixa porosidade e permeabilidade primária, devido à recristalização metamórfica, não se deveriam ter boa produtividade. Isto se deu devido provavelmente à alta densidade de fraturamento (espaçamentos médios de fraturas da ordem de decímetros, pelo observado no campo). Menegasse (1991) e Silva (2000) avaliaram a produção hídrica dos metassedimentos e também concluíram que o filito apresentou o maior potencial aquífero.

Os micaxistos e quartzitos não mostram diferenças significativas, apresentando vazões médias de $14,12$ e $14,12 \text{ m}^3/\text{h}$, respectivamente, e capacidade específica de $0,43$ e $0,46 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Ambas as rochas, quando não intemperizadas apresentam baixa porosidade e permeabilidade primária.

Os granitos com vazão média de $7,45 \text{ m}^3/\text{h}$ e média de capacidade específica de $0,18 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, apresentam comportamento bastante similar aos gnaisses que mostram médias de vazão e capacidade específica respectivamente de $9,22 \text{ m}^3/\text{h}$ e

0,28 m³/h/m. São rochas com permeabilidade e porosidade primária muito baixa e, pelo observado no campo, com densidades de fraturamento também mais baixas que as demais rochas cristalinas (espaçamentos médios de fraturas da ordem de metros), o que explica os baixos valores de produtividade encontrados.

Os sedimentos exibem vazão média de 13,64 m³/h e capacidade específica de 1,94 m³/h/m. São de natureza granular com boa porosidade e permeabilidade primária.

Em resumo, de acordo com os resultados estatísticos de vazão e capacidade específica pode-se estabelecer a seguinte ordenação decrescente de produtividade:

Calcários > sedimentos > filitos > (micaxistos+quartzitos) > (granitos+gnaisses)

Esses mesmos resultados são mostrados nas figuras 5.9 observa-se que existe fraca correlação positiva entre a vazão e capacidade específica em função das diferentes litologias. As figuras 5.10 e 5.11 apresentam correlação bastante significativa.

		Capacidade Específica (m ³ /h/m)			n=295			
			Litologias					
Descrição Estatística	Total	Calcários	Filitos	Gnaisses	Granitos	Micaxistos	Quartzitos	Sedimentos
n° dados	295	37	31	80	74	22	20	31
mínimo	0.004	0.045	0.016	0.004	0.004	0.012	0.007	0.159
máximo	30.361	30.361	9.967	8.178	2.419	3.010	4.865	18.000
média	0.928	3.545	0.875	0.289	0.182	0.436	0.460	1.940
Mediana	0.153	0.599	0.184	0.092	0.059	0.136	0.200	0.817
Variância	0.366	2.432	0.461	0.150	0.118	0.328	0.240	1.112
Coeficiente de Variação	3.301	1.957	2.155	3.240	1.920	1.580	2.229	1.847
Desvio Padrão	3.064	6.938	1.885	0.956	0.349	0.688	1.025	3.584
Quartil Superior	0.501	1.423	0.651	0.163	0.182	0.389	0.367	1.389
Quartil Inferior	0.049	0.146	0.109	0.032	0.020	0.051	0.087	0.502

			Vazão (m ³ /h)		n=319			
			Litologias					
Descrição Estatística	Total	Calcários	Filitos	Gnaisses	Granitos	Micaxistos	Quartzitos	Sedimentos
n° dados	317	46	38	80	78	23	21	31
mínimo	0.300	3.300	1.800	0.310	0.300	1.000	0.840	2.400
máximo	144.000	144.000	80.000	75.000	67.000	44.000	39.600	44.000
média	14.438	33.123	18.498	9.223	7.453	14.122	14.128	13.649
Mediana	8.883	14.000	11.267	5.934	4.800	11.285	11.500	11.625
Variância	11.420	29.680	16.410	7.790	4.900	13.320	13.490	12.660
Coeficiente de Variação	1.351	1.124	0.903	1.151	1.259	0.871	0.701	0.679
Desvio Padrão	19.501	37.216	16.712	10.617	9.382	12.300	9.907	9.273
Quartil Superior	15.944	42.995	21.500	12.353	9.450	17.490	17.875	16.250
Quartil Inferior	3.991	8.917	7.875	2.820	1.917	3.750	5.637	5.969

Tabela 5.3 – Parâmetros estatísticos de Capacidade Específica (m³/h/m), Vazão (m³/h) em diferentes tipos de litologia na área em estudo.

Figura 5.9 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica, em função das diferentes litologias.

Figura 5.10 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica em calcários e filitos.

Figura 5.11 – Relação entre os valores de vazão e capacidade específica em gnaisses e granitos.

Os histogramas acumulados apresentados, na figuras 5.12 e 5.13, exibem uma distribuição assimétrica positiva, ou seja, há maior concentração com valores menores de vazões e capacidade específica.

Resumidamente a figura acima mostra, ainda, os seguintes resultados acumulados de vazão e capacidade específica:

- 56% dos poços locados em calcários apresentam vazão de 0 a 20 m³/h; 73% dos poços em filitos apresentam vazão de 0 a 20 m³/h; 70% dos poços em gnaisses e 78% em granitos mostram vazão de 0 a 10 m³/h; Nota-se que 34% dos poços em micaxistos possuem vazão de 0 a 5 m³/h; 61% dos poços em quartzitos com uma vazão de 0 a 15 m³/h; 70% dos poços em sedimentos apresentam vazão entre 0 a 15 m³/h e, finalmente; 82% dos poços do conjunto litológico total mostram vazão de 0 a 20 m³/h.
- A capacidade específica em calcários mostra que 81% dos poços apresentam produção de 0 a 5 m³/h/m; 75% dos poços em filitos exibem produtividade de 0 a 1 m³/h/m; os gnaisses apresentam 98% dos poços com 0 a 2 m³/h/m;

92%, 78%, 90% de poços em granitos, micaxistos e quartzitos respectivamente, mostram uma produtividade de 0 a 0.5 m³/h/m; 83% dos poços em sedimentos com uma produção de 0 a 2 m³/h/m. Considerando-se a litologia total, 95% dos poços apresentam uma produtividade de 0 a 5m³/h/m.

Figura 5.12 – Histogramas acumulados de vazão (m^3/h), em função das diferentes litologias.

n=75

$Q/s(\text{m}^3/\text{h/m})$	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 0.1	42	56.00%
0.1 - 0.2	14	74.67%
0.2 - 0.3	10	88.00%
0.3 - 0.4	2	90.67%
0.4 - 0.5	1	92.00%
0.5 - 0.6	0	92.00%
0.6 - 0.7	1	93.33%
0.7 - 0.8	1	94.67%
0.8 - 0.9	0	94.67%
0.9 - 1	1	96.00%
Mais	xx	xx
1.5	1	97.00%
2.67	1	100.00%

n=23

$Q(\text{m}^3/\text{h/m})$	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0.5	18	78.26%
1	3	91.30%
1.5	0	91.30%
2	1	95.65%
2.5	0	95.65%
3	1	95.65%

n=20

$Q/s(\text{m}^3/\text{h/m})$	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 0.1	6	30.00%
0.1 - 0.2	4	50.00%
0.2 - 0.3	2	60.00%
0.3 - 0.4	4	80.00%
0.4 - 0.5	2	90.00%
0.5 - 0.6	0	90.00%
0.6 - 0.7	1	95.00%
0.7 - 0.8	0	95.00%
0.8 - 0.9	0	95.00%
0.9 - 1	1	96.00%
Mais	xx	xx
5	1	100.00%

n=30

$Q/s(\text{m}^3/\text{h/m})$	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
2	25	83.33%
4	3	93.33%
6	0	93.33%
8	0	93.33%
10	0	93.33%
12	1	96.67%
14	0	96.67%
16	0	96.67%
18	1	100.00%

Figura 5.13 – Histogramas acumulados de Capacidade Específica (m³/h/m) nas diferentes litologias.

As figuras 5.14 e 5.15 mostram as distribuições acumuladas de vazão e capacidade específica para as diferentes litologias, representadas em um mesmo diagrama, permitindo sua comparação direta. Quanto mais “baixa” for a curva, maior é a produtividade.

Figura 5.15 – Frequência acumulada de capacidade específica em função das diferentes litologias.

5.4.2 Profundidade

A figura 5.16 apresenta a distribuição da profundidade na área e, observa-se que as maiores profundidades encontram-se em granitos e gnaisses.

A figura 5.17 apresenta os histogramas acumulados da profundidade máxima encontrada em cada litologia, cujos resultados mostram que:

- Da maior parte dos poços locados em calcários, 95% apresentam uma profundidade de 0 a 200 m; os locados em filitos mostram que 65% possuem profundidade de 0 a 150 m; os gnaisses e granitos exibem que 62% e 71%, respectivamente, apresentam profundidade até 200 m; os micaxistos e quartzitos apresentam 80% dos poços com profundidade até 200 m; os sedimentos mostram 70% dos poços até 80 m de profundidade; e o resultado de todo o conjunto litológico, mostra que 79% dos poços apresentam até 200m de profundidade.

n=46

Prof (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 50	2	4.35%
50 - 100	13	32.61%
100 - 150	13	60.87%
150 - 200	16	95.65%
200 - 250	1	97.83%
250 - 300	1	100.00%

n=38

Prof (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 50	5	13.16%
50 - 100	20	65.79%
100 - 150	9	89.47%
150 - 200	3	97.37%
200 - 250	1	98.00%
250 - 300	1	100.00%

n=81

Prof (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 50	1	1.23%
50 - 100	2	3.70%
100 - 150	19	27.16%
150 - 200	29	62.96%
200 - 250	19	86.42%
250 - 300	9	97.53%
300 - 350	2	100.00%

n=78

Prof (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 50	2	2.56%
50 - 100	11	16.67%
100 - 150	24	47.44%
150 - 200	19	71.79%
200 - 250	11	85.90%
250 - 300	8	96.15%
300 - 350	3	100.00%

Figura 5.17 – Histogramas acumulados de profundidade (m), em função das diferentes litologias.

A fim de comparar os resultados, a figura 5.18 mostra os valores acumulados entre a profundidade e as diferentes litologias.

Para definir se há relação entre profundidade e a produtividade, nos poços analisados na área de estudo, projetou-se os pares de valores relativos aos dois parâmetros, profundidade e capacidade específica. Como se pode verificar, não existe correlação significativa entre a profundidade e a capacidade específica (figura 5.19). Em algumas litologias (calcários, filitos e micaxistos) parece existir uma má correlação negativa, ou seja, quanto maior a profundidade do poço menor a produção. Portanto a produtividade em aquíferos fissurais na área não depende da profundidade do poço.

Observa-se em maior detalhe, que no calcário a produtividade (Q/s) máxima é de $30.36 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ com profundidade de 83 m, porém existem também poços com profundidade de 300 m e produção (Q/s) de $0,05 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. No filito observam-se poços com 80 m de profundidade e produção de $9.97 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e outros com 256 e 300 m com produção de $0.02 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Os poços que exploram água de gnaisses e granitos são superexplorados, com profundidades entre 100 a 300 m e produção $0.004 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, com exceção de um poço em gnaisses que apresenta profundidade de 180 m e produção de $8.18 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Nos sedimentos, por apresentarem porosidade primária, os poços exibem boa produtividade a poucos metros de profundidade, por exemplo, o poço com 7 m mostra uma produção de $11.76 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Outro com 76 m e produção de $18,00 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Observa-se também valores anômalos, como 180 m e produção de

aproximadamente $0.20 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, contudo, os sedimentos apresentam boa produtividade.

5.4.3 Espessura do manto de intemperismo

A tabela 5.4 apresenta os parâmetros estatísticos da espessura do manto de intemperismo, que foi analisado apenas para os poços que captam água de rochas cristalinas, pois seria difícil separar a contribuição dos sedimentos relacionados ao manto. A espessura do manto foi determinada a partir da descrição dos perfis

litológicos e construtivos, do cadastro dos poços. Foram disponibilizados os dados, de um conjunto, de 218 poços que apresentam espessura do manto sobrepostas nas diferentes litologias em estudo (tabela 5.20).

Pela análise, verifica-se que a média e o coeficiente de variação não apresentam discrepâncias significativas entre as litologias.

Descrição Estatística	Manto de Intemperismo (m) n=218						
	Litologias						
	Total	Calcários	Filitos	Gnaisses	Granitos	Micaxistos	Quartzitos
n° dados	218	22	20	74	66	20	16
mínimo	2.00	12.00	6.00	2.00	2.00	6.00	10.00
máximo	99.00	67.00	85.00	99.00	90.00	66.00	70.00
média	24.33	29.31	26.00	26.34	22.34	20.65	25.50
Mediana	19.75	21.00	20.00	20.66	19.25	18.00	21.33
Variância	22.87	29.85	23.00	24.10	20.81	21.42	21.31
Desvio Padrão	17.42	15.83	18.41	19.66	14.59	12.69	13.60
Coeficiente de Variação	0.71	0.54	0.70	0.74	0.65	0.61	0.53

Tabela 5.4 – Parâmetros estatísticos do manto de intemperismo em diferentes litologias.

A figura 5.21 mostra uma distribuição de histogramas com frequência acumulada e, observa-se que aproximadamente 50% dos poços em cada uma das litologias apresentam espessura do manto entre 0 a 20 m.

n=22

Espessura(m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 20	10	45.45%
20 - 40	7	77.27%
40 - 60	3	90.91%
60 - 80	1	100.00%

n=20

Espessura(m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 10	3	15.00%
10 - 20	7	50.00%
20 - 30	4	70.00%
30 - 40	3	85.00%
40 - 50	1	90.00%
50 - 60	1	95.00%
60 - 70	0	95.00%
70 - 80	1	95.00%
80 - 90	1	100.00%

n=74

Espessura(m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 10	10	13.33%
10 - 20	27	49.33%
20 - 30	21	77.33%
30 - 40	7	86.67%
40 - 50	4	92.00%
50 - 60	0	92.00%
60 - 70	2	94.67%
70 - 80	0	94.67%
80 - 90	3	98.88%
90 - 100	1	100.00%

n=66

Espessura(m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 10	14	21.21%
10 - 20	22	54.55%
20 - 30	19	83.33%
30 - 40	7	93.94%
40 - 50	0	93.94%
50 - 60	3	98.48%
60 - 70	0	98.48%
70 - 80	0	98.48%
80 - 90	1	100.00%

A fim de comparar os resultados, a figura 5.22 mostra os valores acumulados entre a espessura do manto e as diferentes litologias. Observa-se que o gnaiss e granito apresentam maior espessura do manto de intemperismo.

Na figura 5.23, os diagramas mostram que não existem correlações entre o manto e a produção. Os poços apresentam padrões distintos com relação à produtividade. Somente o calcário mostra uma fraca correlação positiva. Observa-se que o manto é mais espesso nos granitos e gnaisses com 90 e 99 m respectivamente, porém apresentam as menores produtividades em relação às outras litologias, sendo $0.4 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ para o gnaiss e $0.07 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ para o granito. Os calcários apresentam espessura do manto de 67 m e a produção na ordem de $30.36 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Pelos dados analisados, a espessura do manto de intemperismo parece não ser, por si só, um importante fator controlador das produções de água, dependendo, também, de outros condicionantes.

n=22

Coeficiente de determinação = 0.221
 Reta: $Y = -2.040 + 0.250 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Calcário

n=20

Coeficiente de determinação = 0.004
 Reta: $Y = 0.827 + 0.007 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Filito

n=74

Coeficiente de determinação = 0.003
 Reta: $Y = 0.161 + 0.001 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Gnaíse

n=66

Coeficiente de determinação = 0.004
 Reta: $Y = 0.211 - 0.001 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Granito

n=20

Coeficiente de determinação = 0.030
 Reta: $Y = 0.252 + 0.010 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Micaxisto.

n=16

Coeficiente de determinação = 0.052
 Reta: $Y = 0.984 - 0.019 \cdot X$

Relação entre Manto de Intemperismo e Capacidade Específica em Quartzito

5.4.4 Rebaixamento (s)

Por meio do teste de bombeamento determinou-se o rebaixamento e obteve-se informações acerca das características dos aquíferos e a captação mais adequada da água subterrânea (ver detalhe no cap. 6).

A figura 5.24 mostra a distribuição de rebaixamento na área e, observa-se que os granitos e os gnaisses apresentam valor elevado de rebaixamento.

A figura 5.25 mostra os histogramas acumulados do rebaixamento nas diferentes litologias. Nos calcários nota-se que 58% dos poços apresentam um rebaixamento entre 0 a 20 m; 78% dos poços em filitos apresentaram rebaixamento de 0 a 80 m; nos gnaisses observam-se que 75% dos poços apresentaram com 0 – a 120 m de rebaixamento e existem poços nos gnaisses que chega até 0 a 160 m de rebaixamento; 56% dos poços em granitos apresentam rebaixamento de 0 a 80 m e há poços com até 200 m rebaixado; 56% de poços em micaxistos apresentaram até 60 m rebaixamento; 65% de poços em quartzitos apresentaram até 80 m de rebaixamento, os sedimentos exibem 66% dos poços com rebaixamento entre 0 a 20 m, e, finalmente o rebaixamento de toda a área varia entre 20 a 120 m.

Os calcários e sedimentos apresentam menor rebaixamento, isso implica que são poços com elevada produtividade do que os das outras litologias. Já os gnaisses e granitos exibem um rebaixamento elevado e mostram baixa produção.

n=37

s (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 10	8	21.62%
10 - 20	6	37.84%
20 - 30	1	40.54%
30 - 40	6	56.76%
40 - 50	1	59.46%
50 - 60	1	62.16%
60 - 70	1	64.86%
70 - 80	6	81.08%
80 - 90	1	83.78%
90 - 100	1	86.49%
100 - 120	3	94.59%
120 - 130	0	94.59%
130 - 140	0	94.59%
140 - 150	1	97.30%
150 - 160	0	97.30%
160 - 170	1	100.00%

n=32

s (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 20	6	18.75%
20 - 40	7	40.63%
40 - 60	2	46.88%
60 - 80	10	78.13%
80 - 100	1	81.25%
100 - 120	5	96.88%
120 - 140	1	100.00%

n=77

s (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 20	4	5.19%
40	11	19.48%
60	13	36.36%
80	4	41.56%
100	13	58.44%
120	13	75.32%
140	7	84.42%
160	9	100.00%

n=72

s (m)	Frequência	% Acumulativa
0	0	.00%
0 - 20	6	8.33%
20 - 40	8	19.44%
40 - 60	13	37.50%
60 - 80	14	56.94%
80 - 100	11	72.22%
100 - 120	10	86.11%
120 - 140	3	90.28%
140 - 160	2	93.06%
160 - 180	3	97.22%
180 - 200	1	98.61%
200 - 220	1	100.00%

Figura 5.25 – Histogramas acumulados do Rebaixamento (s) das diferentes litologias.

A fim de comparar os resultados, a figura 5.26 mostra os valores acumulados entre o rebaixamento e as diferentes litologias.

Figura 5.26 – Frequência acumulada do rebaixamento (m), em função das diferentes litologias.

5.4.5 Padrões de lineamentos e fraturas

Foi realizada interpretação de lineamentos a partir de imagens de modelos digitais de terreno e imagens de satélite, visando identificar os principais sistemas de fraturamento ocorrentes na área de trabalho. Foram também realizados levantamentos de campo em alguns afloramentos selecionados visando aferir os sistemas fotointerpretados, bem como obter medidas de espaçamento médio de fraturas.

A figura 5.27 mostra rosáceas de orientação dos lineamentos para toda a área, por número de lineamentos e por somatória de comprimentos. Considerando-se a rosácea por somatória de comprimentos, que produz resultados menos viesados, identificam três famílias principais, com orientações médias N045W, N035E e EW, respectivamente por ordem de importância.

O mapa de lineamentos foi obtido conforme os procedimentos descritos nos itens 1.4.4 a 1.4.7. As interpretações parciais baseadas nos vários azimutes de iluminação solar e na imagem de satélite estão mostrados na figura 5.28. O mapa final produzido está ilustrado na figura 5.29.

Visando checar a coerência da interpretação de lineamentos, foram escolhidos cinco domínios (A, B, C, D e E, figura 5.30) para os quais foram feitas rosáceas para os lineamentos (figura 5.31), bem como levantamentos de campo das atitudes das fraturas em afloramentos selecionados (figura 5.32). Deve ser lembrado que os lineamentos correspondem a estruturas verticais ou bastante empinadas, e planos de baixo ângulo de mergulho medidos no campo não devem aparecer como elementos retilíneos no relevo.

PEDREIRA FILITOS – n = 158**Família 1**

Pólo: 353/05 – Plano: N083E/85S

Família 2

Pólo: 150/42 – Plano: N060E/42SE

Família 3

Pólo: 247/50 – Plano N023W/50SW

Família 4

Pólo: 238/12 – Plano N032W/78NE

Família 5

Pólo: 270/90 – Plano NS/90

PEDREIRA PICO DO JARAGUÁ – n = 82**Família 1**

Pólo: 342/9 – Plano: N072E/81SE

Família 2

Pólo: 314/29 – Plano: N044E/61SE

Família 3

Pólo: 0/90 – Plano: horizontal

PEDREIRA RODOANEL - n = 53**Família 1**

Pólo: 007/20 – Plano N083W/70SW

Família 2

Pólo: 334/48 – Plano: N064E/42SE

Para o domínio A, identificou-se três famílias de lineamentos, com orientações N045W, EW e N065E. No levantamento de campo, duas famílias subverticais de fraturas (N067E/74NW e N017W/78NE) mostram boa coerência com os lineamentos interpretados.

No domínio B identificam-se duas famílias principais de lineamentos, EW e N040W. Há uma boa coincidência com as famílias subverticais 1 e 2 medidas em afloramento.

No domínio C observam-se quatro famílias principais de lineamentos, a N040W, EW, N010E e N040E. Em dois afloramentos levantados (pico do Jaraguá e Rodoanel) nota-se uma correlação com as famílias de fraturas subverticais com direção EW e NE.

No domínio D notam-se quatro famílias de lineamentos, com direções N050W, N005W, EW e N055W. Observa-se boa coincidência com três famílias subverticais de fraturas levantadas no campo.

No domínio E, observam-se três famílias principais de lineamentos, com direções N050W, N010E e N075E, essencialmente semelhantes a famílias identificadas em outros domínios.

Há, portanto uma boa coerência entre os lineamentos interpretados e famílias subverticais de fraturas levantadas no campo.

Espaçamentos médios de fraturas também foram levantados em alguns afloramentos (tabelas 5.5 e 5.6), e é importante ressaltar que fez-se a análise em estereograma somente para os pontos (pedreiras) com dados suficiente. Entretanto, na tabela 5.6, nota-se que os granitos e principalmente os gnaisses na área estudada apresentam espaçamentos médios muito maiores que outra litologias,

devendo ser esta a explicação de suas baixas produtividades. E por outro lado, os filitos apresentam o menor espaçamento médio, o que explica também sua produtividade relativamente alta, considerando que se trata de um tipo litológico em geral impermeável e pouco solúvel.

Buscando estabelecer possíveis relações entre densidade de lineamentos (somatória de comprimentos por área), conectividade e distância ao lineamento mais próximo, com a produtividade (capacidade específica) foram feitos gráficos de correlação entre essas variáveis (figura 5.33). Não se obteve nenhuma correlação estatisticamente significativa. O mesmo se deu quando se tentou correlações por domínios e por litologias (não mostradas por apresentarem resultados repetitivos).

Pontos	Espacamentos (m)	Litologias	Coord-x	Coord-y
Khoury	0.56	Calcários	306500	7414750
T314	1.6	Calcários	300049	7410670
T315	1	Calcários	299613	7410667
T30	0.55	Filitos	300691	7409786
T316	0.15	Filitos	300563	7409366
Filitos	1.52	Filitos	300555	7409379
Embu	2.5	Gnaisses	306799	7382837
T21	13.2	Gnaisses	303436	7378692
T24	3.9	Gnaisses	319433	7391311
T25	16.7	Gnaisses	310504	7389122
T900	20	Gnaisses	305607	7383736
BritaBras	1.8	Granitos	304288	7400093
Rodoanel	0.91	Quartzitos	316124	7403285
T31	1	Quartzitos	297465	7408741
T311	0.1	Quartzitos	303739	7411986
Pico-Jaraguá	0.7	Quartzitos	319589	7405091

Tabela 5.5 – Pontos selecionados para coleta de dados estruturais.

Litologias	Espacamento médio (m)	média-Q/s (m ³ /h/m)
Calcários	1.05	3.55
Filitos	0.74	0.88
Gnaisses	11.26	0.29
Granitos	1.80	0.18
Quartzitos	0.68	0.46

Tabela 5.6 – Valores médios de espaçamento entre fraturas e média da capacidade específica (Q/s), segundo litologias.

Figura 5.33 – Relação entre a capacidade específica e os diferentes fatores estruturais.

Elaborou-se então histogramas de frequência acumulada, separando esses diversos fatores em classes (Fernandes, 1997, Vanessa, 2004). Para a, densidade e conectividade de lineamentos, se obteve resultados opostos aos esperáveis, mostrando-se as classes de maior densidade e conectividade menos produtivas (figuras 5.34 e 5.35). Mas obteve-se uma boa discriminação com o fator distância, já que os poços mais próximos a lineamentos mostraram uma melhor produtividade (figura 5.36), tanto em classes abaixo e acima de 100 metros, como abaixo e acima de 200 metros de distância.

Foram então feitos histogramas de distribuição acumulada da produtividade em classes segundo a direção do lineamento mais próximo ao poço, considerando apenas aqueles mais próximos do que 100 e 200 metros (figuras 5.37 e 5.38). Direções de NE a EW mostraram-se mais produtivas (particularmente a classe N21-40E foi claramente mais produtiva frente às demais) enquanto que as direções em torno de NS a NW mostraram-se as menos produtivas.

Estes resultados merecem algumas considerações.

O fato de não se ter logrado correlação entre densidade de lineamentos, conectividade e produtividade tentativamente pode ser atribuído a:

1) embora a interpretação de lineamentos tenha tido uma boa coerência com as atitudes de fraturas medidas no campo, pode ser que não tenha produzido um bom resultado em termos de representar a densidade e conectividade de fraturas nos maciços rochosos;

2) como a área é geologicamente complexa, pode ser que fatores tais como a presença de litologias francamente mais permeáveis (e.g., calcários, sedimentos) tenha obscurecido outros fatores;

3) a ocorrência de áreas planas, baixas e morfologicamente arrasadas, com poucos lineamentos visíveis, mas com poços altamente produtivos, pode ter induzido a correlações negativas entre os fatores considerados e a produção dos poços.

Já o fator proximidade de lineamentos mostrou-se mais efetivo. O fato de terem ocorrido direções mais e menos produtivas é sugestivo da influência do estado de tensões vigente nos maciços, fechando descontinuidades com direções em torno de NS a NW, e abrindo aquelas com direções em torno de NE a EW. Possivelmente as tensões horizontais máximas trativas e compressivas estariam respectivamente nessas direções, o que se coaduna com o campo de tensões regionais obtido por outras fontes (Assumpção, 1992, Riccomini e Assumpção, 1999).

Figura 5.34 – Frequência acumulada da capacidade específica em função da densidade de lineamentos.

6 CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA

Um dos aspectos mais importantes na caracterização hidrogeológica dos aquíferos é a sua caracterização hidráulica. De um modo geral, consiste em determinar os parâmetros hidráulicos através de ensaios de bombeamento.

Do ponto de vista do comportamento hidráulico, as formações geológicas podem se dividir em três grandes grupos: formações porosas, cujo fluxo ocorre ao longo de poros interligados na rocha; formações fraturadas, o fluxo dá-se ao longo das fraturas; formações cársticas, o fluxo ocorre ao longo de condutas e cavidades originadas pela dissolução da rocha.

Entretanto, o objetivo desse capítulo em determinar os parâmetros hidráulicos é de conhecer o comportamento, as características, a potencialidade e as limitações dos aquíferos fraturados na região.

6.1 CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS DE BOMBEAMENTO

No cadastro realizado constam 132 poços com teste de bombeamento. No entanto, alguns apresentam curvas de difícil interpretação. Assim, foram analisados 88 e, subsequentemente, com base no aspecto da curva, foram selecionados os 20 melhores ensaios para interpretação da curva tempo/rebaixamento.

Para efetuar a seleção dos ensaios a interpretar foram feitos gráficos log tempo – log rebaixamento, em planilhas Excel 97, o que permitiu uma avaliação preliminar da qualidade dos dados.

A maior parte dos ensaios tiveram uma duração de 24hs e de 5hs de recuperação, sendo que a maior parte apresenta vazão variável. Em nenhum caso foi possível dispor de piezômetros para executar os ensaios em condições desejáveis, sendo assim, a observação foi realizada no próprio poço.

Os ensaios de recuperação, que consistem na medição dos níveis a partir do momento em que se interrompe o bombeamento, são muito úteis para comprovar o grau de conexão hidráulica entre a captação e o aquífero. É possível ainda identificar as condições em que foi realizado o ensaio, ou seja, se houve recargas exteriores ou se o aquífero é limitado. Estes ensaios têm ainda a vantagem de não serem afetados pelas

variações na vazão, dependendo apenas do volume total extraído, pelo que se pode usar uma vazão média ponderada. A expressão que traduz a vazão média ponderada é a seguinte:

$$Q_{mp} = \sum_{i=1}^k Q_i (t_i - t_{i-1}) / t_f$$

Onde: Q_i é a vazão no intervalo de tempo $t_i - t_{i-1}$, k é o número de escalões e t_f é a duração do bombeamento.

A maior parte das curvas apresenta anomalias, que poderão ser atribuídas a modificações das características no sistema aquífero como sejam na permeabilidade e/ou coeficiente de armazenamento, ou nas características das fraturas ou na sua interconexão, ou, ainda, devido à presença de limites (*efeito barreira*) freqüente em aquíferos fissurais. Pode ocorrer também interferência (recarga-infiltração no sistema) de poços vizinhos durante o bombeamento, a qual altera as condições do teste e distorce radicalmente as curvas, tornando impossível sua interpretação. Às vezes, são recargas esporádicas, cuja quantidade no momento do processo e identificação da origem são muito difíceis de avaliar, o que é traduzido em variações no comportamento da curvas. As anomalias podem ocorrer ainda quando o nível do aquífero está próximo à superfície ou são resultantes do efeito produzido por alguma obra fornecendo água em torno do poço que esta sendo bombeado (Martinez *et al.* 1984).

6.1.1 Programas Utilizados

Devido ao grande número de poços bombeados em regime transitório, optou-se pela utilização dos seguintes Softwares:

- AQTESOLV (versão 3.5) - fez-se à interpretação usando o método de Theis (1935) para recuperação de cada poço bombeado, o qual permite ajustar a curva no próprio monitor;
- AQFIS3, (Oliveira, 1990) - este programa permite gerar curvas de rebaixamento em função do tempo para os diversos modelos de porosidade dupla. O processo para fazer a interpretação consiste em projetar os dados do ensaio no monitor e desenhar curvas até conseguir um ajuste aos dados;

- PUMPTEST (versão 1.0) - a interpretação dos ensaios foi realizada pelo método de Theis, para o período de bombeamento e para a recuperação. A projeção de um gráfico permite avaliar o grau de ajuste obtido.

Nos ensaios em que não foi possível estimar os parâmetros hidráulicos através dos métodos convencionais, avaliou-se a Transmissividade (T), pelo método de *LOGAN*, o qual permite obter uma estimativa aproximada da transmissividade em poços localizados em aquíferos confinados. Este método exige apenas o conhecimento da vazão o que implica que o rebaixamento final tenha sido obtido já em regime de equilíbrio. Neste método também se pode usar a vazão média ponderada. De acordo com Logan (1964), a expressão que permite estimar a transmissividade é:

$$T = \frac{1.22Q}{s_{mw}}$$

Onde: s_{mw} é o rebaixamento máximo do poço e T é a transmissividade do aquífero em m²/d.

Esta fórmula baseia-se na expressão que permite calcular a transmissividade em regime de equilíbrio:

$$T = \frac{2,3Q \log(R/r_w)}{2ps_w}$$

Nesta expressão torna-se necessário conhecer o raio de ação R (distância a partir da qual os rebaixamentos são nulos). No entanto, as incertezas na determinação desta variável não afetam muito o resultado devido ao uso dos logaritmos. Assim, admitindo valores médios para o raio de ação e para o raio do poço (r_w) arbitra-se um valor de 3,3 para o logaritmo da razão daquelas variáveis, o que introduzido na expressão anterior conduz à expressão final. No caso de aquíferos livres o método pode ser usado mas deverá proceder-se à correção dos rebaixamentos de acordo com a fórmula: $s_{mw} = s_{mw} - s_{mw}^2/2B$.

Dada a pequena precisão do método, quando a vazão é expressa em L/s a transmissividade (em m²/dia) pode ser estimada multiplicando o vazão por 100 ($\cong 86,4 \times 1,22$) sendo 86,4 o fator de conversão de L/s a m³/dia.

Exemplo do método de *Logan*:

Vazão 0,3 L/s
Rebaixamento 115 m ao fim de 1 minuto e estabilizou
 $Vazão = 0,3/115 = 2,66E-03 \text{ L/s/m}$
 $T \text{ (aproximada, método de Logan)} = 100 * 2,66E-03 = 0,3 \text{ m}^2/\text{d}$

6.2 INTERPRETAÇÃO DOS TESTES DE BOMBEAMENTO

Segundo Martinez & Lopes (1984), os ensaios de bombeamento consistem em extrair água subterrânea, de preferência a uma vazão constante e medir a evolução dos rebaixamentos($s(t)=h(t)-h_0$), durante o bombeamento tanto no poço como nos poços vizinhos, onde: h_0 é o nível piezométrico inicial e $h(t)$ é o nível piezométrico no tempo t de ensaio em função do tempo.

A interpretação do ensaio pode ser feita considerando o meio que rodeia a captação contínuo, utilizada para casos em meios porosos, ou duplamente contínuo para meios fraturados com porosidade dupla.

A variação do nível, durante o bombeamento, permite obter informação tanto sobre as características do poço como as características do aquífero, nomeadamente, transmissividade (T), coeficiente de armazenamento (S), existência de barreiras (camadas impermeáveis), zona de recarga e etc.

A realização e interpretação dos resultados de um ensaio de bombeamento são de um modo geral acompanhadas por inúmeras dificuldades. A interpretação torna-se mais complexas no caso de rochas fraturadas, onde o desconhecimento de intensidade e direção de fraturas é praticamente total.

Os dados experimentais foram testados com o programa AQFIS3, específico para aquíferos fissurais de porosidade dupla, porém mostrou-se inviável, devido ao fato da vazão em quase todos os ensaios variar, por vezes de forma praticamente contínua. Isto poderá ser devido ao método de extração (diminuição da altura da coluna de água por cima da bomba) ou poderá ter sido deliberadamente provocado pelo construtor com o objetivo de não provocar rebaixamentos excessivos na captação.

Desse modo, considerou-se o meio contínuo simples e utilizou-se o método clássico de Theis (1935) para interpretação dos ensaios. Mesmo assim, muitos ensaios não seguiram o comportamento predito pelo que nesses casos utilizou-se o método de LOGAN.

Nos programas usados, a interpretação faz-se por um método automático. Este método baseia-se na minimização da soma dos quadrados dos desvios entre os valores observados e os calculados a partir de um conjunto de parâmetros estimados pelo programa. Assim, a função que se procura minimizar é:

$$\Phi = \sum_{i=1}^n (s_i^* - s_i)^2$$

onde s_i^* representa a inésima observação e s_i o correspondente valor calculado.

Dos resultados obtidos aqueles a que se pode atribuir maior confiança são os de transmissividades. De fato, o valor da transmissividade depende apenas da vazão extraída, dos rebaixamentos observados e de um valor fixo que se relaciona com a posição da curva teórica. Todos esses parâmetros encontram-se perfeitamente definidos. Como todos os ensaios foram realizados com observações feitas no próprio poço bombeado, não é possível obter estimativas confiáveis do coeficiente de armazenamento.

Os métodos utilizados para a interpretação dos ensaios assumem tanto o aquífero livre como confinado. Se o aquífero é livre, no caso dos rebaixamentos não serem grandes relativamente à espessura saturada do aquífero, este fato não introduz grandes erros. No entanto, apesar de alguns ensaios mostrarem rebaixamento elevado, dadas as formas das curvas, a utilização de métodos considerando aquífero confinado mostrou-se adequado em muito casos.

Na tabela 6.1 mostra-se os poços com os valores das transmissividades, os métodos utilizados e as litologias.

Observa-se uma acentuada variação nos valores de transmissividade determinados tanto para a curva de bombeamento (*Theis*), como a de recuperação ou pelo método aproximado (*Logan*).

A localização dos 88 poços analisados, bem como a variação do rebaixamento, encontra-se na figura 6.1.

Ponto	T (m ² /d)	Reb (m)	Método	Litologia	Ponto	T (m ² /d)	Reb (m)	Método	Litologia
1	1.80	101.00	Logan	Granito	171	0.10	27.00	Recuperação	Gnaisse
1	0.30	101.00	Recuperação	Granito	196	2.20	8.00	Logan	Calcário
2	7.40	50.00	Logan	Quartzito	210	0.20	133.00	Recuperação	Gnaisse
5	2.00	80.00	Logan	Calcário	226	4.00	103.00	Logan	Micaxisto
13	4.30	15.00	Logan	Filito	236	2.40	101.00	Logan	Gnaisse
32	0.30	74.00	Logan	Filito	238	20.40	50.00	Logan	Filito
36	0.11	64.00	Recuperação	Granito	244	7.00	18.00	Logan	Calcário
54	0.50	147.00	Recuperação	Calcário	249	2.30	17.00	Logan	Calcário
54	1.70	147.00	Logan	Calcário	263	91.00	8.00	Recuperação	Quartzito
57	21.00	26.00	Logan	Micaxisto	268	16.00	70.00	Logan	Filito
59	7.10	31.00	Logan	Granito	268	27.00	70.00	Recuperação	Filito
59	4.20	31.00	Recuperação	Granito	276	4.30	0.00	Logan	Filito
60	0.60	100.00	Logan	Granito	289	1.50	45.00	Logan	Granito
60	0.30	100.00	Recuperação	Granito	289	0.40	45.00	Recuperação	Granito
63	0.30	115.00	Logan	Granito	295	7.00	60.00	Logan	Gnaisse
65	2.00	156.00	Logan	Quartzito	296	1.04	71.00	Recuperação	Gnaisse
65	0.48	156.00	Recuperação	Quartzito	299	9.40	78.00	Recuperação	Micaxisto
68	10.00	60.00	Logan	Quartzito	300	20.00	41.00	Recuperação	Granito
86	0.40	115.00	Logan	Granito	300	20.40	41.00	Logan	Granito
87	0.10	87.00	Recuperação	Quartzito	306	4.90	115.00	Bombeamento	Micaxisto
88	6.20	114.00	Logan	Calcário	309	13.52	106.00	Recuperação	Micaxisto
93	12.50	10.00	Recuperação	Calcário	312	5.00	70.00	Logan	Granito
97	0.86	23.00	Recuperação	Granito	317	0.85	175.00	Recuperação	Granito
98	0.20	123.00	Logan	Quartzito	318	3.20	34.00	Logan	Gnaisse
99	17.80	45.00	Recuperação	Micaxisto	318	3.60	34.00	Recuperação	Gnaisse
100	1.50	126.00	Logan	Granito	328	11.60	40.00	Logan	Gnaisse
114	1.30	104.00	Logan	Gnaisse	334	2.30	51.00	Logan	Gnaisse
116	40.70	45.00	Recuperação	Granito	334	1.30	51.00	Recuperação	Gnaisse
141	0.20	148.00	Logan	Gnaisse	338	1.60	90.00	Logan	Quartzito
141	0.10	148.00	Recuperação	Gnaisse	533	1.50	110.00	Logan	Granito
145	0.24	120.00	Recuperação	Gnaisse	533	0.60	110.00	Recuperação	Granito
145	1.10	120.00	Logan	Gnaisse	546	1.10	44.00	Bombeamento	Gnaisse
146	3.60	131.00	Logan	Gnaisse	546	0.84	44.00	Recuperação	Gnaisse
147	0.48	68.00	Recuperação	Granito	547	8.80	100.00	Bombeamento	Granito
148	1.50	114.00	Logan	Gnaisse	551	1.50	38.00	Recuperação	Granito
148	1.30	114.00	recuperação	Gnaisse	552	1.40	109.00	Recuperação	Granito
149	0.27	80.00	Logan	Gnaisse	553	54.00	8.00	Recuperação	Granito
151	0.10	57.00	Recuperação	Granito	658	0.08	140.00	Logan	Micaxisto
151	0.50	57.00	Logan	Granito	678	0.27	85.00	Logan	Granito
155	0.50	206.00	Logan	Granito	678	0.46	85.00	Recuperação	Granito
161	9.20	43.00	Logan	Quartzito	684	0.40	85.00	Logan	Gnaisse
164	2.00	82.00	Logan	Gnaisse	684	0.70	85.00	Recuperação	Gnaisse
166	0.36	154.00	Logan	Gnaisse	685	11.90	74.00	Recuperação	Micaxisto
171	0.50	27.00	Logan	Gnaisse	803	0.37	20.00	Logan	Micaxisto

Tabela 6.1 – Características dos poços com teste de bombeamento (T (m²/d)=Transmissividade; s(m)=Rebaixamento).

A figura 6.1 mostra o único gráfico interpretado pelo programa AQFIS3. Como foi dito anteriormente, não foi possível interpretar os resultados das curvas projetadas pelo AQFIS3, uma vez que para avaliar os ensaios com este programa é importante que a vazão seja constante. Contudo, conseguiu-se um ajuste perfeito, embora se tenha considerado um elevado valor da espessura do bloco (b_b). Observe-se que a transmissividade de fraturas (T) é superior à dos blocos (T_b) e o raio do poço considerou-se 0.1m.

As figuras 6.2 a 6.5, mostram que a curva não se ajustou tanto na parte inicial como final. Apresentam transmissividade pouco variável. Os valores calculados pelo método de *Logan* também são similares aos outros.

As figuras 6.6 a 6.9 exibem os últimos intervalos do bombeamento com fortes anomalias, supondo-se que há presença de *efeito barreira* no sistema, onde se afastam consideravelmente da curva teórica.

As figuras 6.10 a 6.13 apresentam curvas com aspectos interpretáveis, uma estabilização dos níveis bastante significativa, apresentando baixos valores de transmissividade. Pode-se dizer que à medida que os ensaios prosseguem, o fluxo do bloco predomina tornando-se a reta próxima da curva de Theis (Almeida, 1985).

Poço 147 – Recuperação
Vazão: 161m³/d
T: 0.5m²/d

Figura 6.2 – Ensaio de recuperação com o programa AQTESOLV.

Poço 317-Recuperação
Vazão: 132.8m³/d
T: 0.8m²/d

Figura 6.3 – Ensaio de recuperação com o programa AQTESOLV.

Poço 147-Bombeamento
Vazão = 1.82 L/s
Rebaixamento 68 m ao fim de 1 minuto e estabilizou.
Vazão específico = 2.65E-02 L/s/m
T (aproximada. método de Logan) = 100 * 2.65E-02 = 2.65 m²/d

Poço 684-Recuperação
Vazão=109.3m³/d
T = 0.7m²/dia

Resultado do ensaio de bombeamento com o método de Logan.

Figura 6.4 – Ensaio de recuperação com o programa PUMPTST.

Poço 151-Recuperação
Vazão=26.7m³/d
T=0.1m²/d

Figura 6.8 – Ensaio de recuperação com o programa PUMPTST.

Poço 151-Bombeamento

Vazão= 0.26 L/s

Rebaixamento 54.4 m ao fim de 1 minuto estabilizou-se.

Vazão específico = 4.95E-01 L/s/m

T (aproximada. método de Logan) = 100 * 4.95E-01 = 0.5 m²/d

Resultado do ensaio de bombeamento com o método de Logan.

Poço 685-Recuperação
Vazão=432m³/d
T=11.9m²/d

Figura 6.9 – Ensaio de recuperação com o programa PUMPTST.

Poço 546-Bombeamento
Vazão=159m³/d
T=1m²/d

Figura 6.10 – Ensaio de bombeamento com o programa PUMPTST.

Poço 533-Recuperação
 Vazão=145.4m³/d
 T=0.6m²/d

Figura 6.11 – Ensaio de recuperação com o programa AQTESOLV.

Poço 533-Bombeamento
 Vazão= 1.63 L/s
 Rebaixamento 109.8m ao fim de 1 minuto estabilizou-se.
 Vazão específico = 1.49E-02 L/s/m
 T (aproximada método de Logan) = 100 * 1.49E-02 = 1.5 m²/d

Resultado do ensaio de bombeamento com o método de Logan.

Poço 327-Bombeamento
 Vazão=220m³/d
 T= 8m²/d

Figura 6.12 – Ensaio de bombeamento com o programa PUMPTST.

Poço 306-Bombeamento
 Vazão=314.8m³/d
 T = 4.9 m²/dia

Figura 6.13 – Ensaio de bombeamento com o programa PUMPTST.

O anexo 3 apresenta uma extração representativa dos testes de bombeamento e recuperação.

6.3 AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA ENTRE TRANSMISSIVIDADE (T) E LITOLOGIA

Os 88 poços analisados encontram-se locados em calcários, filitos, granitos, micaxistos, gnaisses e quartzitos. As principais análises estatísticas da transmissividade associadas às diversas litologias apresentam-se na tabela 6.2.

A análise dos resultados mostra que os valores de T variam entre 0.3 a 91m²/d. Nota-se que o quartzito, filito e micaxisto exibem valores médios de T mais elevados que as outras litologias, com 13.55 m²/d, 12.05 m²/d e 9.22 m²/d, respectivamente. Os menores valores de T encontram-se nos granitos, calcários e gnaisses com 5.88 m²/d, 4.3 m²/d e 1.86 m²/d, respectivamente.

O coeficiente de variação mais elevado encontra-se em granitos com 220.3 e o menos elevado em micaxistos com 81. A mediana em micaxistos é de 9.4 e em granitos de 0.85, sendo os valores máximo e mínimo respectivamente. O quartil 1 varia de valor máximo nos filitos de 4.3 e mínimo nos gnaisses de 0.29; enquanto que para o quartil 3 a variação é de 20.4 e 2.3 para os filitos e gnaisses respectivamente. No entanto, de acordo com os valores médios de transmissividade pode-se resumir de forma decrescente a seguinte ordenação:

Quartzitos > Filitos > Micaxistos > Granitos > Calcários > Gnaisses

Os resultados mostram que durante os ensaios há uma variação significativa no nível d'água, devido a vários fatores que ocorrem em aquíferos fissurais.

Parâmetros	Calcários	Filitos	Granitos	Micaxistos	Gnaisses	Quartzitos
média	4.30	12.05	5.88	9.22	1.86	13.55
desvio padrão	4.02	11.71	13.82	7.47	2.94	30.99
Coef. Var*.	93.50	104.00	220.30	81.00	139.40	206.70
mediana	2.25	4.30	0.85	9.40	1.17	4.50
Q1**	1.93	4.30	0.40	4.00	0.29	0.41
Q3	6.40	20.40	2.85	13.52	2.30	9.40
máximo	12.50	27.00	54.00	21.00	11.60	91.00
mínimo	0.50	0.30	0.10	0.08	0.10	0.10
n***	8	5	23	9	18	8

Tabela 6.2 – Valores de Transmissividade (m²/d) referente a cada litologia.
(*Coeficiente de Variação - **Quartil - ***número de dados).

Os diagramas de caixa mostram que as distribuições são assimétricas positivas (figura 6.14). Os valores situados fora do intervalo de Amplitude Inter-

Quartis (AIQ) considerados como “outliers” (valores raros) são mais freqüentes em granitos, gnaisses e quartzitos.

A figura 6.15 mostra uma distribuição assimétrica positiva e, nota-se que a maior parte dos poços, 73.8%, apresentam Transmissividade (T) de 0 a 5 m²/d.

Verifica-se na figura 6.16 a distribuição da transmissividade na área, cujos valores baixos encontram-se em calcários, granitos e gnaisses.

A fim de comparar os resultados, a figura 6.17 mostra a frequência acumulada da transmissividade associada às diferentes litologias. Observa-se o quartzito apresenta transmissividade mais elevada e o gnaissse exibe a menor transmissividade. Assim sendo, segue-se a seguinte ordenação decrescente:

Quartzitos > granitos > Filitos > Micaxistos > Calcários > Gnaisses

Figura 6.17 – Frequência acumulada de transmissividade em função das litologias.

A figura 6.18 mostra que há correlação positiva entre a transmissividade e a profundidade, cujo índice de correlação é relevantemente significativo.

Figura 6.18 – Relação entre a Transmissividade e a Profundidade.

7 HIDROGEOQUÍMICA

7.1 CONCEITOS GERAIS

A água subterrânea é um solvente que está em contato com os variados materiais da crosta e, portanto, contém dissolvidos vários cátions e ânions. No reservatório subterrâneo estão presentes sólidos orgânicos e inorgânicos, líquidos orgânicos e gases dissolvidos. Os gases mais abundantes dissolvidos na água subterrânea podem incluir nitrogênio, dióxido de carbono, metano, oxigênio e sulfeto de hidrogênio, constituindo bons indicadores das condições geoquímicas das águas (Freeze e Cherry, 1979). Os constituintes iônicos principais das águas incluem cálcio, magnésio, sódio, potássio, cloreto, sulfato e bicarbonato/carbonato.

Os sólidos dissolvidos na água têm concentrações que variam desde menos de 100mg/L a mais do que 500 000mg/L (Hem, 1985). Existe um número de íons que naturalmente estão presentes em pequenas concentrações e, em contato com a água por meio da atividade humana, podem afetar a qualidade da água. As concentrações relativas dos constituintes dissolvidos são determinadas pela disponibilidade de fases sólidas e pela solubilidade dos minerais secundários formados a partir de processos de alteração. Quando um elemento químico está presente em pequena concentração em fase sólida no aquífero, a água subterrânea terá pouca oportunidade acumular em solução, a não ser que o percurso e o tempo de residência da água seja muito longo.

A composição da água subterrânea é função das fontes e reservatórios de elementos químicos que encontra ao longo do seu percurso, e por isso, a determinação da concentração de sais e gases dissolvidos é fundamental, ou seja, é a base da qualidade química das mesmas.

As águas de elevada qualidade (baixo teor em sais) são as indicadas para abastecimento público, irrigação e usos industriais específicos. Relativamente às águas de fraca qualidade (elevado teor em sais), e com base nesse teor, serão indicadas para uso doméstico, certos tipos de aplicação agrícola e consumo industrial (Mazor, 1997).

7.1.1 Alteração Química das Rochas

A dissolução completa dos minerais de uma rocha ou a alteração parcial da composição de um mineral devido à lixiviação dos seus componentes denomina-se alteração química. Esses processos ocorrem porque a água da chuva, uma solução química, que inicialmente quando em contato com a rocha não está em equilíbrio químico com os minerais sólidos amorfos que a formam.

O sistema água/rocha reage e move-se em direção ao equilíbrio dissolvendo ou lixiviando os constituintes da rocha para a solução. Os minerais primários da rocha podem ter se formado sob condições de pressão, temperatura e vapor de água muito diferente das que existem próximo da superfície da terra. Esses minerais (especialmente os das famílias das olivinas, piroxênios e hornblendas) nunca estarão em equilíbrio com as águas subterrâneas nos regimes de pressão e temperatura dos aquíferos normais. Esses minerais vão dissolver-se irreversivelmente, libertando os seus constituintes para a água. Dependendo das condições locais, a dissolução completa de um mineral pode levar de centenas a milhões de anos. Em alguns tipos de rochas (por exemplo, calcita em calcário e gesso, em depósitos de salinos) os minerais primários formam-se sob condições semelhantes às dos aquíferos; pelo que as suas reações de dissolução são reversíveis, podendo assim entrar em equilíbrio com as águas subterrâneas.

Os produtos resultantes da alteração das rochas são constituintes dissolvidos e minerais secundários formados no ambiente das águas subterrâneas. Esses minerais são os que têm maior importância no estudo da geoquímica das águas subterrâneas porque são reativos em seu próprio ambiente. Eles podem limitar a concentração para os seus constituintes e, geralmente, formam os substratos habituais para as reações de adsorção. As classes mais comuns de minerais reativos e os minerais mais representativos encontram-se no quadro 7.1. O termo mineral reativo designa um mineral que se dissolve ou se precipita a partir de águas subterrâneas para um tempo de residência razoável para a água no aquífero.

Carbonatos:	Óxidos/hidróxidos:
Calcita (CaCO_3) Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) Siderita (FeCO_3) Rodocrosita (MnCO_3) Calcita magnesiana ($(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$)	Ferro-hidrito ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) Goethita (FeOOH) Gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) Nsutita (MnO_2)
Sulfatos:	Sulfetos:
Gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) Alunita ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) Jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) Jurbanita ($\text{AlSO}_4(\text{OH})_6$)	Pirita (FeS_2) Mackinavita (FeS) Auripigmento (As_2S_3)
Sílica:	Silicatos:
Calcedônia Sílica amorfa	Argilas Zeólitas
Quadro 7.1 – Minerais reativos mais comuns em aquíferos. Fonte: Deutsch (1997).	

7.1.2 Equilíbrio Químico e a Lei de Ação de Massas

O equilíbrio químico baseia-se na lei de ação de massas. A lei estabelece que a velocidade de uma reação química é proporcional às massas ativas das substâncias participantes. Este princípio foi proposto por Guldberg e Waage em meados do século XIX (Hem, 1985). Se duas substâncias, A e B, reagem para formar outras duas substâncias, C e D, e se o processo for reversível a reação pode escrever-se do seguinte modo:

A velocidade da reação direta, R_1 :

$$R_1 = K'_1 [A]^a [B]^b$$

Enquanto a velocidade da reação inversa, R_2 , é:

$$R_2 = K'_2 [C]^c [D]^d$$

Onde:

$[A]$ = Concentração ativa da substância A;

K'_1 = Constante de proporcionalidade para a reação direta;

K'_2 = Constante de proporcionalidade para a reação inversa.

Se a reação progredir até ao ponto em que a velocidade da reação direta seja igual à da reação inversa:

$$K'_1 [A]^a [B]^b = K'_2 [C]^c [D]^d$$

Esta equação pode ser rearranjada, dando a seguinte expressão:

$$\frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} = \frac{K'_1}{K'_2} = K_{eq}$$

em que K_{eq} é a constante de equilíbrio.

Quando se trabalha com soluções aquosas muito diluídas pode se usar a concentração molal para determinar o equilíbrio químico. Contudo, de um modo geral, deve se usar a atividade química na aplicação da lei de ação de massas.

A atividade química do íon i é igual a:

$$[i] = m_i g_i$$

em que:

$[i]$ = atividade do íon i ;

m_i = molalidade do íon i ;

g_i = Coeficiente da atividade do íon i , varia entre 0 e 1.

O coeficiente de atividade depende da força iônica da solução aquosa e esta varia com a concentração e a carga dos íons presentes em solução.

O coeficiente de atividade pode ser calculado usando a equação de Debye-Hückel:

$$\log g_i = \frac{AZ_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i B \sqrt{I}}$$

em que:

g_i = Coeficiente de atividade da espécie iônica i;

Z_i = Carga da espécie iônica i;

I = Força iônica da solução;

A = Constante dependente da temperatura, igual a 0.5085 a 25°C;

B = Constante dependente da temperatura, igual a 0.3281 a 25°C;

a_i = Diâmetro efetivo do íon.

A força pode ser calculada:

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2$$

em que:

I = Força iônica da solução;

m_i = Concentração molal do íon i;

z_i = Carga do íon i.

7.2 QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS - área de estudo

Os dados sobre a qualidade das águas subterrâneas aqui apresentados têm como objetivo avaliar a situação atual. Essa avaliação foi realizada tomando como limites os índices estabelecidos pela Portaria n 1469 do Ministério da Saúde de 29 de dezembro de 2000, pois a potabilidade é definida por um conjunto de parâmetros com valores máximos permissíveis das características físico-químicas, microbiológicas e organolépticas das águas destinadas ao consumo humano.

Foram utilizados os parâmetros relativos aos ânions (F^- , Cl^- , Br^- , NO_3^- , HPO_4^{2-} , SO_4^{2-} , HCO_3^- ; cátions (Na , Mg , K , Ca); outros parâmetros: condutividade elétrica, Dureza Total, pH, Eh, T, Sílica e Oxigênio Dissolvido. Os resultados das análises químicas efetuadas em cada amostra estão apresentados em anexo 4.

Os cátions e ânions foram quantificados por serem parâmetros que revelam as características físico-químicas da água subterrânea em diferentes tipos de rochas.

Algumas amostras de cálcio foram determinadas no Laboratório ACTLABS, porém a metodologia utilizada não permitiu detectar as amostras acima de 20µg/l. No entanto, foi possível determiná-lo no Laboratório de análises químicas da Faculdade de Ciências e Universidade de Lisboa.

Os critérios de seleção dos pontos d'água foram os seguintes:

- Coleta d'água nas formações cristalinas ou nas proximidades;
- Coleta representativa da área de estudo.

Os pontos de amostragens realizadas compreendem ao uso de abastecimento público que correspondem a 27 amostras, indústrias com 12 pontos de amostragens e, doméstico com 5 amostras (figura 7.1).

A distribuição da coleta d'água não foi homogênea, devido às dificuldades de autorização nas empresas privadas e residências de luxo. Algumas foram solícitas, onde foram feitas as coletas. Os poços pertencentes ao órgão estatal (Sabesp) foram de fácil acesso, sendo que os técnicos inclusive acompanharam todo o processo. Foram coletadas 44 amostras, sendo que 6 amostras (P18, P19, P20, P21, P43 e P44) um pouco fora da área, em média aproximadamente a 3.3 km de distância, mas cuja água é captada nas litologias referentes às mesma da área (figura 7.2).

Figura 7.2 – Distribuição dos pontos de amostragem de água para análise.

7.2.1 Características Físico-Químicas

Analisando os elementos físico-químicos referidos, pode se obter os parâmetros estatísticos (média, desvio, padrão, quartis, etc) relativos às diferentes litologias (calcário, filito, Micaxisto, gnaisses e quartzitos). Coletou-se apenas 3 amostragens de água de poço locado em granito, e, por isso não foi representativa para calcular os parâmetros estatísticos.

O anexo 5 representa uma matriz estatística dos diversos elementos analisados, e com os resultados obtidos foi possível efetuar gráficos de correlação dos diversos cátions e ânions, assim como outros elementos.

7.2.1.1 Condutividade Elétrica

A condutividade elétrica de uma água natural está relacionada com a concentração total de íons presentes e a sua natureza. O seu valor serve como índice de avaliação da mineralização global da água, sendo diretamente proporcional à mineralização e, é medido, neste caso, em $\mu\text{S}/\text{cm}$.

A condutividade aumenta com a temperatura, tornando-se necessário considerar uma temperatura de referência (Custódio & Llamas, 1983). Neste caso, de 25 °C, cresce 2% / °C ao aumentar a temperatura.

Na figura 7.3, observa-se que os valores de condutividade elétrica obtidos no campo, de um modo geral, variam significativamente de amostra para amostra. Isso se dá devido às características químicas que as águas subterrâneas herdam das formações distintas em que se encontram armazenadas.

Verifica-se pelos valores das principais estatísticas (anexo 5) que a média mais elevada de condutividade elétrica encontra-se em calcário, visto que está relacionada à mineralização das águas.

Na figura 7.4, observa-se que a maioria dos poços 86.36% apresentam valores de condutividade elétrica entre até 300 $\mu\text{S/cm}$. Nos valores superiores a 1000 $\mu\text{S/cm}$ existe um sabor exagerado na água, que a torna pesada, segundo a definição popular. Para valores de condutividade superiores a 1500-2000 $\mu\text{S/cm}$ a água é perfeitamente identificada como salobra.

Observando a figura 7.5, evidencia-se que há uma ligeira tendência mineralizada que abrange toda a área. A zona norte é a mais afetada com concentração mais elevada, já os valores significativamente médios a baixos ocorrerem no extremo sul, com exceção de um poço que capta água de gnaiss com concentração elevada.

A presença de alguns cursos d'água (rios, drenagens), próximos aos furos, parece induzir alguma descontinuidade, pela qual pode estar relacionada com a mineralização acentuada das águas subterrâneas.

Figura 7.5 – Distribuição de Condutividade Elétrica e sua classificação.

7.2.1.2 pH

O pH de uma solução indica a concentração efetiva ou atividade dos íons de hidrogênio H^+ . As unidades de pH correspondem ao valor negativo do logaritmo da atividade em H^+ , expresso em moles por litro:

$$pH = -\log [H^+]$$

Os valores de pH caracterizam a composição da água, isto é, pH igual a 7 indica a presença de uma água neutra, pH inferior a 7 uma água ácida e superior a 7 uma água básica.

A freqüência de valores de pH das águas naturais sugere que freqüentemente o pH apresenta valores compreendidos entre 4 e 9. Valores inferiores a 3 estão normalmente associados à alteração de minerais sulfurados, que geram ácidos

fortes. Águas naturais com pH entre 4.5 e 7, incluem ácidos fracos como ácido carbônico e alguma quantidade de ácidos orgânicos. Valores elevados de pH ocorrem em águas cuja química é dominada pelos minerais presentes; quando ocorre ausência de acidez os carbonatos, silicatos e alumino-silicatos tendem a elevar o pH para valores de 9 a 10 ou mesmo superiores (Langmuir, 1997).

Pode-se verificar (anexo 5) que o a média do pH entre as litologias distintas varia de 6.6 a 7.3, sendo que os valores mais elevados estão associados aos calcários, gnaisses e quartzitos, cujo desvio padrão é de 0.3, 0.8, 0.3 respectivamente. O quartil 1 (Q1) mostra que no quartzito corresponde cerca 25% do pH 7.2, quartil 3 (Q3) com 7.5, apresentando desvio padrão com 0.3.

A figura 7.6 mostra uma fraca correlação entre a Condutividade e o pH ($R^2=0.1318$). Assim, pode-se inferir a existência de outros fatores, para além da dissolução dos minerais que contribuem para a mineralização das águas analisadas, tais como contaminação doméstica e/ou industrial com a introdução de alguns cloretos, sulfatos e nitratos.

Figura 7.6 - Relação entre Condutividade Elétrica e pH.

A figura 7.7 apresenta uma distribuição assimétrica negativa, ou seja, praticamente 90% dos poços apresentam pH entre 7 a 8 e apenas 6.8% apresentam pH até 6. Neste caso, a maior parte das águas analisadas é neutra.

As águas com $\text{pH} > 9$ tornam-se agressivas para as plantas. Os peixes suportam valores de pH entre 5 a 9.5, mas o melhor intervalo é entre 6.5 a 8.5 (Custódio & Llamas, 1983).

A figura 7.8 mostra que os valores encontram-se distribuídos na zona norte e sul da área, exibindo uma concentração consideravelmente homogênea, pois a maior parte dos poços apresenta pH entre 7 a 8.

7.2.1.3 Eh

Teoricamente, o potencial redox (Eh) determina a distribuição dos equilíbrios redox, de forma semelhante ao pH que expressa a distribuição dos equilíbrios ácido-base. Mas, ao contrário do pH, o Eh dificilmente é medido sem ambigüidade, na maioria das águas subterrâneas, devido principalmente a dois fatores (Langmuir, 1997): (1) as reações dos pares redox terem uma cinética muito lenta, o que provocará o desequilíbrio entre diferentes pares redox na mesma água; (2) existirem misturas de potenciais relativos a diversas reações. Também pode ocorrer que uma espécie de um, ou mais pares redox esteja presente em concentração tão baixa, que não consegue estabelecer um fluxo de corrente capaz de ser quantificado pelo eletrodo de medida.

Estes fatores podem explicar a fraca correspondência entre os valores de Eh medidos e os valores calculados, encontrados por diversos autores Stumm & Morgan (1981), Patterson & Runnells (1992) e Lindberg & Runnells (1984).

Desta forma, os valores de Eh assumem um interesse relativo, mas permitem ter uma idéia se o ambiente presente é mais oxidante ou redutor.

Os valores mínimos e máximos de Eh obtidos variam entre 84 mV, em filito, a 684 mV, em quartzito, respectivamente. Apresentam médias mínimas e máximas de 184 mV, em filito, e 251 mV, em quartzito, respectivos.

A figura 7.9 mostra uma assimetria quase normal com exceção de um único valor elevado de 684 mV. Observa-se, na frequência acumulativa, que 93% das amostragens apresentaram valores de Eh entre 0 a 250 mV. Na área de estudo, os valores mais elevados encontram-se nas águas captadas em calcários.

A figura 7.10 apresenta os valores mais elevados a norte da área, nela, encontra-se, também, um único valor de 684 mV, onde ocorre o quartzito, associado com águas mineralizadas.

7.2.1.4 Alcalinidade

Entende-se por alcalinidade de uma água a propriedade que possui para neutralizar ácidos, o que é possível, muito particularmente, devido à presença de carbonatos, bicarbonatos e hidróxidos (Heras, 1976).

Na maioria das águas naturais a alcalinidade pode ser expressa pela concentração em bicarbonatos e carbonatos, no entanto, existe uma variedade de compostos e colóides que também contribui para a alcalinidade (Clark & Fritz, 1997).

De um modo geral, as águas subterrâneas são alcalinas. Os ácidos fortes são raros nas águas naturais e, quando ocorrem, são resultado de contaminação, neste caso, a contribuição de carga dos ácidos fortes pode exceder a das bases fortes dando origem a acidez (Domenico & Schwartz, 1990).

Os valores de alcalinidade são, geralmente, entre os 100 a 300 mg/L, podendo por vezes situar-se entre os 50 e os 500 mg/L de CaCO_3 . Excepcionalmente podem chegar a 1000 mg/L (Chambel, 1999).

Não existe qualquer limite associado a este parâmetro.

O aumento da alcalinidade é acompanhado pelo aumento da concentração de espécies com carga negativa resultante da ionização do HCO_3^- em CO_3^{2-} e por um aumento do pH. Como tal, o aumento de alcalinidade através de uma base forte conduz a um aumento do pH (Domenico & Schwartz, 1990).

Considerando os valores de alcalinidade das amostragens analisadas, verifica-se a existência de correlação positiva com a condutividade medida que deve resultar da influência do íon bicarbonato na mineralização total das águas analisadas (figura 7.11).

Observa-se, também, que a média da alcalinidade em calcário e gnaiss é mais elevada que as outras litologias.

A figura 7.12 mostra que 88.6% das amostras apresentam concentração de 0 a 200 mg/L, apenas uma amostra encontra-se acima de 250 mg/L.

A figura 7.13 mostra que as maiores concentrações de alcalinidade encontram-se a norte da área, associados a alguns casos a presença de mineralização das rochas gnaissicas.

Sob o ponto de vista sanitário, a alcalinidade da água tem pouco significado, embora as águas fortemente alcalinas sejam desagradáveis ao paladar (Gouveia, 1986).

Figura 7.13 – Distribuição de Alcalinidade e sua classificação.

7.2.1.5 Dureza Total (TD)

A dureza de uma água é uma das propriedades mais importantes que afeta consideravelmente o uso doméstico e industrial. Em determinadas circunstâncias, uma água dura pode afetar o organismo humano e, no uso industrial, originar incrustações nas caldeiras, tubagens, radiadores, etc...

A dureza total é a quantidade de carbonatos de cálcio equivalente ao teor em cálcio e magnésio, e, caso existam, ferro e alumínio (Heras, 1976).

Com base neste parâmetro, é possível classificarem-se (quadro 7.2) as águas da seguinte forma:

0 < DT < 60 ppm CaCO ₃	Águas brandas
60 < DT < 100 ppm CaCO ₃	Águas ligeiramente duras
100 < DT < 200 ppm CaCO ₃	Águas moderadamente duras
DT > 200 ppm CaCO ₃	Águas muito duras

Quadro 7.2 – Classificação de Dureza Total (Heras, 1976).

Observa-se, que as águas analisadas exibem valor mínimo de 56 e máximo de 352 ppm de CaCO_3 e que a maioria dos valores encontra-se entre 100 a 200 ppm de CaCO_3 , podendo ser classificadas como moderadamente duras a muito duras. Os valores mais elevados de dureza total são das águas coletadas em calcário e filito.

Na figura 7.14 observa-se um gráfico de correlação da dureza total com a condutividade elétrica, no qual uma correlação mostra fraca ($R^2 = 0.41$), que pode indicar a contribuição moderada dos íons cálcio e magnésio na mineralização das águas subterrâneas.

Figura 7.14 – Relação entre dureza total e condutividade elétrica.

A figura 7.15 apresenta uma distribuição assimétrica positiva, exibindo que 63% das amostragens apresentam valores de 0 a 150 mg/L CaCO_3 , consideradas moderadamente duras. Alguns poços apresentam acima de 200 mg/L, sendo assim, as águas são consideradas muito duras.

As águas duras são incrustantes, produzem grande consumo de sabão e detergentes e dificultam cozimento dos alimentos, apresentando, portanto consequências de ordem econômica.

Constata-se, figura 7.16, os valores mais elevados na porção norte da área, onde ocorrem os calcários que é responsáveis pela mineralização das águas tornando-as com índice elevado de CaCO_3 .

Figura 7.15 – Histograma dos valores de dureza total nas amostragens medidas.

Figura 7.16 – Distribuição de Dureza Total e sua classificação.

7.2.1.6 Temperatura

A temperatura da água subterrânea varia desde poucos graus abaixo de 0° C até cerca de 300° C (temperatura do vapor de água em poços geotérmicos). Este

amplo intervalo de temperaturas é causado pela existência de uma variedade de mecanismos de descarga, diferentes profundidades de circulação e valores de gradiente térmico locais (Mazor, 1997).

Os valores de temperatura refletem as condições hidrogeológicas, sendo influenciadas pela temperatura dos terrenos em que a água subterrânea circula (Fernandes, 2000).

Os valores da temperatura da água foram determinados, no campo, o mais próximo possível do poço. Contudo, em alguns casos, só foi possível fazer a medição a algumas dezenas de metros, por exemplo: os pontos d'água P23 e P28 apresentam uma canalização de aproximadamente 18 m de distância desde o furo até a torneira que permite a coleta de água. Como resultado desta característica, quando a temperatura atmosférica aumenta provoca o aquecimento da canalização e conseqüente aquecimento da água captada. No entanto, é possível que não exista distorção nos resultados, pois não apresentam valores discrepantes.

A figura 7.17 mostra que 65.9% das águas dos poços apresentam temperatura de 0 a 21 °C. As águas subterrâneas têm uma temperatura muito pouco variável e geralmente corresponde à média anual das temperaturas atmosféricas do lugar, incrementado, em função da profundidade, pelo gradiente geotérmico (Custódio & Llamas, 1983). A temperatura afeta a viscosidade da água, a capacidade de absorção de gases, etc.

Para melhor visualizar a distribuição da temperatura, na área elaborou-se duas figuras que apresenta e, observa-se que a zona mais elevada é onde ocorre as a presença de água mais mineralizadas (figura 7.18).

Figura 7.17 – Histograma dos valores de temperatura nas amostragens medidas.

Figura 7.18 – Distribuição de Temperatura e sua classificação.

7.2.1.7 Oxigênio Dissolvido (OD)

A zona anaeróbica não deve ter oxigênio dissolvido. No entanto, a não satisfação dessa condição pode reduzir o desempenho da remoção de fósforo, visto que este processo depende da alternância entre condições anaeróbicas e aeróbicas. A literatura menciona que a zona aeróbia deve manter uma concentração de OD entre 1,5 a 3,0 mg/L. Concentrações de OD abaixo dessa faixa podem ocasionar uma pobre redução de fósforo e uma nitrificação limitada deteriorando assim a qualidade do efluente por perda de sólidos. O excesso de concentração de OD compromete o desempenho do processo de desnitrificação e, como consequência disso poderá haver uma substancial elevação na concentração de nitratos afetando a liberação de fósforo na zona anaeróbia.

A figura 7.19 mostra que, a maior parte das amostras analisadas, 77.2%, apresentam uma concentração de 0 a 0.2 mg/L de oxigênio dissolvido.

A figura 7.20 apresenta que a concentração mais elevada de oxigênio dissolvido, na área, encontra-se a norte, associada às águas captadas de filitos e calcários.

Figura 7.19 – Histograma dos valores de oxigênio dissolvido nas amostragens medidas.

Figura 7.20 – Distribuição de Oxigênio Dissolvido e sua classificação.

7.2.1.8 Outros Elementos Analisados

Sílica

A solubilidade da sílica, sob a forma de SiO_2 , é dada pelo valor do produto de solubilidade da equação seguinte:

cujo valor é dado por K (constante de equilíbrio):

$$K = [\text{H}_4\text{SiO}_4^0]$$

As espécies de sílica em solução podem ser o H_4SiO_4^0 , o H_3SiO_4^- ou o $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$ (quadro 7.3), mas o ácido ortossilícico – H_4SiO_4^0 – é a espécie de sílica dissolvida, predominantemente em solução, no domínio de pH 6 a 8, o que inclui a maioria das águas subterrâneas (Freeze & Cherry, 1979).

$$\begin{aligned} K &= 10^{-9,83} \\ K &= 10^{-13,17} \end{aligned}$$

Quadro 7.3 – Equações de equilíbrio da solubilidade das espécies de sílica dissolvida. Valores da constante de equilíbrio (K) para 25°C (Helgesson *et al.*, 1978)

Este fato explica a partir da análise da equação de equilíbrio de ação de massas do H_4SiO_4^0 :

$$K = 10^{-9,83} = \frac{[\text{H}^+][\text{H}_3\text{SiO}_4^-]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4^0]}$$

Expressando de outra forma:

$$\frac{10^{-9,83}}{[\text{H}^+]} = \frac{[\text{H}_3\text{SiO}_4^-]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4^0]}$$

Permite confirmar que para valores de H^+ entre 10^{-6} a 10^{-8} , característicos das águas minerais, a concentração de H_4SiO_4^0 tem de ser muito maior do que a concentração de H_3SiO_4^- , para se manter a igualdade. Pelo exposto considera-se como espécie representativa da sílica dissolvida o H_4SiO_4^0 .

A forma mais vulgarmente conhecida de $\text{SiO}_{2(s)}$ é o quartzo, mas o quartzo tem uma solubilidade muito pequena, pelo que raramente controla a quantidade de sílica dissolvida. Morey *et al.* (1962) determinaram a solubilidade do quartzo, a 25°C, como sendo 6 mg/L. Outras formas de $\text{SiO}_{2(s)}$ menos estáveis, a sílica amorfa ou

opala, a calcedônia e a cristobalita, são mais solúveis do que o quartzo, como se pode verificar pela análise dos valores dos produtos de solubilidade, das várias espécies (quadro 7.4).

SiO ₂ (s)	K
Quartzo	10 ^{-3.999}
Calcedônia	10 ^{-3.728}
Cristobalita	10 ^{-3.449}
Sílica Amorfa	10 ^{-2.714}

Quadro 7.4 – Valor da constante de equilíbrio (K) para várias espécies de SiO₂(s) a uma temperatura de 25°C (Helgesson *et al.*, 1978).

Na presença de minerais silicatados, a sílica em solução provém essencialmente da alteração dos silicatos, sendo pouco significativa a que provém da dissolução de quartzo.

A quantidade de sílica dissolvida é também condicionada pela fórmula estrutural dos silicatos hidrolisados e pelo tipo de minerais neoformados. Por exemplo, pode referir-se que a dissolução de uma mole de anortita não contribui com nenhuma sílica para a solução, enquanto que a dissolução de uma mole de albita liberta duas moles de sílica, como se pode ver pelas respectivas equações de dissociação, apresentadas no quadro 7.5. Se o mineral de argila formado apresentar maior teor em sílica do que a caulinita, a quantidade de sílica livre será menor.

Anortita

Albita

Quadro 7.5 – Reações de dissolução da anortita e da albita, em caulinita.

Os valores de sílica obtidos variam entre mínimo e máximo de 4.95 mg/L a 22.8 mg/L, respectivos e com média de 13.36 mg/L.

A figura 7.21 observa-se que a maior parte das amostragens, 67.4%, apresentam valores de sílica até 15 mg/L. Os valores de sílica nas águas subterrâneas situam-se aproximadamente entre 5 a 85 mg/L, com média de 17 mg/L (Langmuir, 1997). Custódio & Llamas (1983) indicam valores entre 1 a 40 mg/L, podendo chegar até 100 mg/L, principalmente em águas bicarbonatadas sódicas e em águas muito básicas pode chegar aos 1000 mg/L.

Na figura 7.22 apresenta uma distribuição dispersa, revelando uma influência dos valores mais elevados associados a águas captadas em granitos, gnaisses e calcários.

Figura 7.21 – Histograma dos valores de sílica nas amostragens medidas.

Figura 7.22 – Distribuição de Sílica e sua classificação.

7.2.3 Ânions

No estudo realizado, foram analisados os ânions como o fluoreto, cloreto, brometo, nitrato, fosfato, sulfato e bicarbonato. Com base nas concentrações, obtidas das amostras coletadas, foi possível determinar valores estatísticos que referentes às litologias existentes (anexo 5).

7.2.3.1 Fluoretos (F^-)

A solubilidade, em geral, é limitada, e, ao que parece, contribui ligeiramente para a alcalinidade dos fluoretos da água, pois hidroliza-se ligeiramente (Custódio & Llamas, 1983).

As concentrações habituais situam-se entre 0.1 e 1 ppm, podendo por vezes chegar a 10 ppm e, raramente, a 50 ppm, em águas muito sódicas, com muito pouco cálcio. As águas de zonas áridas podem ter quantidades elevadas. O cálcio limita a concentração de fluoretos (Custódio & Llamas, 1983).

A legislação brasileira refere limites para os fluoretos, estabelecidos em consonância com o tipo de clima da região, com base na média anual das temperaturas máximas diárias. Os limites para os fluoretos devem levar em consideração os valores de temperatura.

Na região, em estudo, as médias diárias das temperaturas variam entre 16 a 25°C, sendo o limite estabelecido de 1.2 mg/L. Valores muito abaixo de 0.5 mg/L, podem causar uma deficiência que poderá ser prejudicial à saúde dentária, aumentando os casos de cárie, caso não seja compensada com fontes alternativas de flúor.

Os fluoretos em excesso podem provocar fluorose, uma doença que pode afetar gravemente os ossos (Custódio & Llamas, 1983; Déoux & Déoux, 1996).

A quantidade de fluoretos na água é extremamente importante, pois enquanto nos alimentos apenas 25% são absorvidos, na água a absorção é total (Déoux & Déoux, 1996).

De todas as amostras, o fluoreto apresenta uma concentração média de 0.24 mg/L, variando entre o valor mínimo de 0.1 mg/L em calcário e máximo de 0.6 mg/L em gnaíse.

A figura 7.23 mostra que a maior parte, 65.9%, das amostragens dos poços apresentam fluoreto de 0 a 0.2 mg/L e, uma amostra apresenta concentração mais elevada com 2 mg/L. Verifica-se que essa amostra coincide com a mesma amostra cuja condutividade elétrica indica a características mais salobra.

A figura 7.24 mostra concentração elevada tanto ao sul como ao norte da área. As maiores concentrações desse íon encontram-se nos poços P14, P29 e P42, cujos usos destinam-se ao abastecimento público, indústria e doméstico respectivos.

7.2.3.2 Cloreto (Cl^-)

O cloreto (Cl^-), forma parte dos compostos orgânicos. A quantidade presente pode variar muito, dependendo sobretudo, das quantidades de NaCl , CaCl_2 , e MgCl_2 existentes (Custodio & Llamas, 1983). Os sais de cloreto são em geral, muito solúveis, e de difícil precipitação. Não se oxidam nem se reduzem em águas naturais. Em geral encontram-se associados ao Na^+ (Custódio & Llamas, 1983).

Na área o cloreto apresenta concentração que oscila de mínima e máxima de 1.04 mg/L e 77.55 mg/L, respectivamente, sendo a média é de 11.95 mg/L. A média oscila entre 1.6 mg/L em micaxisto a 21.3 mg/L em calcário.

A figura 7.25 mostra que a maioria das amostragens, 63.6%, apresentam concentrações entre 0 a 10 mg/L de cloreto. A concentração em águas doces varia entre 10 e 250 ppm, mas não é raro encontrar valores até vários milhares de ppm. Não há, na lei nacional, qualquer referência a um limite superior admitido. Porém, apesar de não apresentar um limite máximo admissível, a maior parte das amostras está abaixo de 50 mg/L.

Do ponto de vista sanitário, a existência de concentrações razoáveis de cloretos não é prejudicial à saúde humana, mas apresenta o grande inconveniente de ter sabor desagradável, sobretudo quando se trata de cloreto de sódio. Valores superiores a 300 mg/L conferem à água um sabor salgado, mas são prejudiciais até atingir alguns milhares de ppm (Custódio & Llamas, 1983). Podem, ainda, induzir fenômenos de corrosão nas canalizações, sobretudo quando as águas são aquecidas (Gouveia, 1986).

No padrão de distribuição (figura 7.26) do cloreto verifica-se uma tendência para as concentrações mais elevadas se encontrarem em filito, quartzito e calcário, cujos valores médios são 8.4, 11.3 e 21.3 mg/L. Os poços com concentrações mais elevadas estão associados aos P09, P19, P33, que fornecem água ao abastecimento público, P26, fornece à indústria e P42, para uso doméstico.

Figura 7.25 – Histograma dos valores de cloreto nas amostragens medidas.

Figura 7.26 – Distribuição da concentração de cloreto e sua classificação.

7.2.3.3. Brometo (Br^-)

O comportamento do brometo é similar ao do íon Cl^- (Custódio & Llamas, 1983). Apresenta uma concentração média de 0.04 mg/L, oscilando entre o valor mínimo de 0.01 mg/L para os micaxistos, gnaisses e filitos a 0.1 mg/L para os quartzitos e calcários.

Na figura 7.27 observa-se que 86.3% exibem concentração de 0 a 0.06 mg/L de brometo. A concentração é geralmente inferior a 0.01 ppm nas águas doces. A legislação em vigor não refere limites para os brometos. A presença de brometos em quantidades elevadas, em zonas coincidentes com a presença de valores elevados de cloretos e de sódio, reforça a hipótese de uma origem marinha para estes três íons. Nas concentrações habituais não ocasiona nenhum problema de saúde (Custódio & Llamas, 1983).

A figura 7.28 mostra que a distribuição das concentrações mais elevadas encontra-se ao norte da área que coincide com a zona de maior mineralização. Os poços com as maiores concentrações são P19, P33 que fornecem água para abastecimento público, P26, destina-se à indústria e P42 que fornece água para uso doméstico.

7.2.3.4 Nitratos (NO_3^-)

Os nitratos e sulfatos correspondem aos íons associados, de um modo geral, a atividades primárias. Determinadas práticas agrícolas e pecuárias são responsáveis por uma contaminação por meio desses elementos.

Os nitratos são normalmente produzidos no solo por bactérias que os sintetizam, quer por fixação de azoto atmosférico - íon amônio (NH_4), quer por decomposição de matérias orgânicas de origem vegetal ou animal (Appelo & Postma, 1993; Déoux & Déoux, 1996).

A presença de nitratos no solo e na água só se tornou, no entanto, um problema, com a utilização intensiva de fertilizantes nitrogenados, destinados a aumentar o rendimento da produção agrícola, ao mesmo tempo em que se intensificava a criação especializada de animais, produzindo enormes quantidades

de lamas e outros desperdícios (Déoux & Déoux, 1996). Trata-se de um problema cada vez mais significativo e representa uma das mais importantes ameaças futuras aos abastecimentos baseados em água subterrânea (Appelo & Postma, 1993).

Os nitratos são muito solúveis e muito dificilmente precipitáveis. Ainda que tendem a estabilidade, mesmo em meios redutores, podem passar a N_2 ou NH_4^+ e, excepcionalmente, a NO_2^- (Custódio & Llamas, 1983). A maioria dos compostos nitrogenados passa a NO_3^- em meio oxidante, ainda que o NH_4^+ possa perder-se em parte como N_2 . O solo pode fixar o NO_3^- em especial o solo mais vegetal.

Na área, o nitrato apresenta valor médio de 8.32 mg/L e varia entre os valores mínimos e máximos de 0.007 a 45.3 mg/L, respectivamente. Os valores médios mais elevados em relação às litologias é de 7.3 para os filitos, 8.3 mg/L para os gnaisses e 12 mg/L para os calcários.

A figura 7.29 mostra que 52.2% das amostras exibe valores entre 0 a 5 mg/L de nitrato. Verifica-se que algumas amostras exibem concentrações acima de 20 mg/L. Os resultados encontram-se no limite padrão para o consumo humano.

Em certas circunstâncias, os nitratos podem ser perigosos, se a sua concentração na água for elevada, acima de 50 mg/L, conduzindo a fenômenos de intoxicação, principalmente em crianças, pelo fato do seu suco gástrico ser ainda insuficientemente ácido nessa faixa etária, o que permite a ação de germes bacterianos redutores no estômago, que reduzem os nitratos a nitritos (Déoux & Déoux, 1996). Parece existir um risco maior de câncer no estômago em indivíduos que ingerem regularmente nitratos (Déoux & Déoux, 1996). Concentrações elevadas podem provocar corrosão e produzem interferências em fermentações (Custódio & Llamas, 1983).

Os valores mais elevados de concentração de nitrato localizam-se em zonas totalmente urbanizadas e industrializadas (figura 7.30). As maiores concentrações correspondem aos poços P13, P27, P32 e P37 que captam água de gnaisses, calcários, calcários e filitos respectivamente. O uso desses poços destina-se ao abastecimento público, com exceção do P27 que fornece água para indústria.

Figura 7.29 – Histograma dos valores de nitrato nas amostragens medidas.

Figura 7.30 – Distribuição da concentração de nitrato e sua classificação.

7.2.3.5 Sulfato (SO_4^{2-})

O enxofre encontra-se no solo, sob as formas mineral e orgânica. O enxofre orgânico é transformado em condições aeróbicas, sob a ação de microorganismos do solo, na sua forma mineral mais abundante - *íon sulfato* (SO_4^{2-}).

A presença dos sulfatos na água é incompatível com a dos metais pesados, devido aos baixos valores dos produtos de solubilidade dos seus sais. A presença de sulfatos nas águas naturais é devida à reação com rochas contendo sulfatos e à oxidação bioquímica de sulfuretos e outros compostos de enxofre. Desta forma, os sulfatos contribuem de forma eficaz na diminuição da toxicidade destes metais (Lafuente, *in* Brito, 1997). É de difícil precipitação, mas pode separar-se da solução, por concentração, se existir uma evaporação importante.

As concentrações em água doce variam geralmente entre 2 a 150 ppm, podendo chegar a 5000 ppm em águas salinas, se existir Ca^{2+} ou mesmo 200000ppm se estiver associado a Mg e Na, em certas salmouras (Custódio & Llamas, 1983).

A figura 7.31 observa-se que 59% exibe uma quantidade entre 0 a 5 mg/L de sulfatos. Apresenta concentração que varia de mínimo 0.27 mg/L a máximo de 235 mg/L e média de 14.75 mg/L. Apenas uma amostra apresenta valor de 240 mg/L. De acordo com as litologias, as concentrações mais elevadas mostram uma média de 14 mg/L para os gnaisses, 26.4 mg/L para os filitos e 37.4 mg/L para os micaxistos.

Observa-se na figura 7.32 a distribuição de sulfato que mostra uma tendência de maior concentração ao norte da área. Os poços com maior concentração são P10, P12, ambos abastecem indústria, P18, presta-se ao abastecimento público e, P42 que abastece água ao uso doméstico.

A água que contém sulfatos em grande quantidade não tira a sede, apresenta sabor pouco agradável e amargo, podendo ter efeitos laxativos quando associados ao magnésio ou sódio (Custódio & Llamas, 1983). Em quantidades elevadas pode ser prejudicial às plantas. Mais de algumas centenas de ppm prejudicam a resistência do cimento. Provoca igualmente depósitos duros nas canalizações de água quente.

Figura 7.31 – Histograma dos valores de sulfato nas amostragens medidas.

Figura 7.32 – Distribuição da concentração de sulfato e sua classificação.

7.2.3.6 Fosfato (HPO_4^-)

Apresenta concentração média de 0.074 mg/L, com variação de 0.0010 a 0.55 mg/L. Os valores médios mais elevados são de 0.1 mg/L para os filitos e 0.2mg/L para os gnaisses.

Na figura 7.33 apresenta que 86.3% dos poços apresentam concentração de fosfato entre 0 a 0.1 mg/L.

Na figura 7.34 mostra a distribuição da concentração de fosfato, onde pode-se observar os poços que apresentam valores mais elevados (P31, P32, P43 e P44) os quais abastecem o público com água.

7.2.3.7 Bicarbonato (HCO_3^-)

O bicarbonato resulta da combinação da dissolução de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico ou do solo com a dissolução de rochas calcárias e calcários dolomíticos. O bicarbonato apresenta uma concentração média de 138.85 mg/L, cujos valores mínimos e máximos variam de 36.55 mg/L a 318.52 mg/L respectivos. A média mais elevada em relação as litologias é de 103.4 mg/L para os filitos, 138.4 mg/L para os gnaisses e 181 mg/L para os calcários e quartzitos.

A figura 7.35 exhibe que a maioria das amostras, 88.6%, revela valores de bicarbonato de 0 a 200 mg/L de bicarbonato.

A figura 7.36 mostra uma distribuição significativa dos valores elevados de concentração que se acentua ao norte da área.

Figura 7.35 – Histograma dos valores de bicarbonato nas amostragens medidas.

Figura 7.36 – Distribuição da concentração de bicarbonato e sua classificação.

7.2.3.8 Relação entre os Parâmetros Analisados

Realizou-se correlação entre alguns parâmetros químicos e em função das diferentes litologias (Cal-Calcários, Fil-Filitos, Gn-Gnaisses, Gr-Granitos, Mx-Micaxistos, Qz-Quartzitos).

A figura 7.37 mostra que existe uma fraca correlação positiva entre brometo e cloreto, devido aos íons serem similares (Custódio & Llamas, 1983).

Figura 7.37 – Relação entre cloreto (Cl^-) e brometo (Br^-).

Na figura 7.38 verifica-se que existe correlação positiva significativa entre a concentração do cloreto e a condutividade nos gnaisses ($R^2 = 0.63$) e nos calcários ($R^2 = 0.80$). Assim sendo, de modo geral, a quantidade de cloreto aumenta com a condutividade. Isso demonstra a influência que estes íons exercem na condutividade elétrica da água. Algumas amostras de calcários exibem valores com maior concentração. Pode-se verificar também, no anexo 5, que o valor médio do calcário é mais elevado que nas outras amostras litologias.

Figura 7.38 – Relação entre Condutividade Elétrica e Cloreto (Cl^-), em função das litologias distintas.

Conforme se pôde constatar (figura 7.39) existe uma correlação relativamente pobre entre Ca^{2+} e Cl^- e o calcário ($R^2 = 0.28$). As demais litologias não apresentaram correlação. Nota-se ainda que, na distribuição do Ca^{2+} e do Cl^- , em filito e calcário há valores anômalos, indicando que ocorrem algumas amostras com concentração mais elevada do que as outras.

Figura 7.39 – Relação entre os teores Cloreto e Cálcio, em função das litologias distintas.

A figura 7.40 apresenta que em filito existe uma fraca correlação positiva em filito ($R^2 = 0.21$). As amostras encontram-se dispersas, ou seja, algumas com concentração mais elevada que as outras litologias. O cálcio apresenta um elevado desvio padrão (30 mg/L) em relação à média (33 mg/L), cujo resultado pode justificar a baixa correlação entre os elementos.

Na figura 7.41 observa-se que não existe correlação entre os parâmetros NO_3^- e SO_4^- associados às diversas litologias. De um modo geral, os valores encontram-se dispersos na área. Pode-se observar que os valores expressos (anexo 5) entre as litologias e o sulfato variam de mínimo 0.4 mg/L a máximo de 235 mg/L. Para os nitratos variam de mínimo 0.007 mg/L a máximo de 45.3 mg/L.

Na figura 7.42 verifica-se que existe correlação fraca negativa entre os elementos de HPO_4^- e F^- e o filito ($R^2 = 0.16$) e uma fraca correlação positiva ($R^2 = 0.33$) para os quartzitos, no entanto, as demais litologias não apresentaram correlação. Verifica-se que existem concentrações mais elevadas em algumas amostras referentes aos gnaisses, do que no restante das litologias.

7.2.4 Cátions

Nas águas estudadas verifica-se que o cátion predominante é o cálcio, seguido do sódio, magnésio e, por fim, do potássio. Os resultados estão expressos na tabela de análises químicas (anexo 4).

7.2.4.1 Cálcio (Ca^{+})

O cálcio, provém da dissolução dos calcários dolomíticos, feldspato e outros silicatos calcicos. A química do cálcio encontra-se muito associada à dos íons bicarbonato (HCO_3^-) e carbonato (CO_3^{2-}) em águas naturais, podendo precipitar ou dissolver com facilidade ao mudar o pH ou a pressão parcial de CO_2 . Os sais são moderadamente solúveis a muito solúveis (Custódio & Llamas, 1983).

Na área em estudo, o cálcio constitui o íon mais importante, uma vez que na zona norte da área há presença de um sistema carbonatado, apresentando valores mínimos e máximos de 9.6 mg/L e 113.6 mg/L, respectivos. Apresenta média de 30.98 mg/L e os valores médios mais elevados por litologia são de 42 mg/L em calcários, 33 mg/L em filitos e 30.9 mg/L em quartzitos.

Na figura 7.43 observa-se que a maior parte das amostragens exibem concentração de cálcio de 0 a 40 mg/L, apenas um poço exhibe uma concentração entre 90 a 100 mg/L. As concentrações normais em águas doces variam entre 10 e 250 ppm, podendo chegar a 600 ppm em águas em contato com gesso (Custódio & Llamas, 1983). O maior inconveniente do excesso de cálcio está associado à contribuição para a dureza e à produção de incrustações (Custódio & Llamas, 1983).

A figura 7.44 apresenta a distribuição de concentração de cálcio e, observa-se que os valores mais elevados são mais significativos ao norte da área. Esses valores pertencem aos poços P18, P35, P30, P32 e P40 que fornecem água para abastecimento público.

7.2.4.2 Sódio (Na^+)

A origem do sódio nas águas subterrâneas ocorre por meio da dissolução de feldspatos e outros silicatos, dissolução de sedimentos de origem marinha entre outros. Associa-se aos cloretos, sulfatos e carbonatos, formando sais muito solúveis e de difícil precipitação. A concentração do sódio é afetada pela capacidade de troca catiónica do solo, responsável pela maior ou menor adsorção deste elemento na superfície ativa dos colóides (Custodio & Llamas, 1983).

O sódio apresenta solubilidade muito elevada e é muito difícil de precipitar, encontra-se geralmente associado ao íon Cl^- (cloreto), embora nem sempre isso suceda (Custódio & Llamas, 1983). As águas naturais com conteúdos elevados em Na^+ têm geralmente elevados conteúdos em F^- .

Apresentam, na região, valores mínimos e máximos de 0.05 mg/L a 6.12mg/L, respectivamente e, média de 0.56 mg/L. De acordo com as litologias, verificam-se valores médios da ordem de 7.8 mg/L para os filitos, 11 mg/L para os calcários e 36.5 mg/L para os gnaisses.

A figura 7.45 mostra que a maioria das amostragens exibe concentração de sódio de 0 a 0.2 mg/L. A concentração de sódio é aceitável no padrão de potabilidade, caso contrário, o excesso de sódio pode provocar problemas em nível do sistema cardiovascular. Também no solo percebe-se uma redução da permeabilidade quando existem águas com concentrações elevadas de sódio, prejudicando as plantas (Custódio & Llamas, 1983).

Na figura 7.46 observa-se que os poços com valores mais elevados captam água de gnaisses, a sul da área, cujos poços são P28, P29, ambos fornecem água à indústria e, P42 que abastece ao uso doméstico.

Figura 7.45 – Histograma dos valores de sódio nas amostragens medidas.

Figura 7.46 – Distribuição de concentração do sódio e sua distribuição.

7.2.4.3 Magnésio (Mg^{+})

A origem é por meio da dissolução de dolomitas e calcário dolomíticos, dissolução de silicatos magnesianos e ferromagnesianos, entre outros. O magnésio apresenta propriedades similares às do íon cálcio, mas é mais solúvel e mais difícil de precipitar (Custódio & Llamas, 1983). As concentrações em águas doces vão de 1 a 100 ppm, podendo atingir alguns milhares de ppm em águas salinas ou salmouras.

Na área mostra valores de concentração mínima de 0.09 mg/L e máxima de 1.29 mg/L, com valor médio é 0.62 mg/L, e valores médios referentes às litologias são de 7.3 mg/L em filitos, 10.7 mg/L para os calcários e 12 mg/L em quartzitos.

A figura 7.47 apresenta que 86% dos poços mostram até 1 mg/L de magnésio, que encontra-se no limite dos padrões. O excesso de magnésio pode induzir propriedades laxativas e sabor amargo na água, se existir em concentrações de algumas centenas de ppm. Contribui para a dureza da água e, a pH elevado, pode dar origem a $Mg(OH)_2$ incrustante (Custódio & Llamas, 1983).

A figura 7.48 mostra sua distribuição, na área, e é nítida a concentração na região norte. Os poços que apresentam maior concentração são P03, P09, P20, P21, e P43 e captam água de calcários, filitos e quartzitos e abaste o público.

Figura 7.47 – Histograma dos valores de magnésio nas amostragens medidas.

7.2.4.4 Potássio (K^+)

A origem principal é a dissolução de ortoclásio e outros silicatos. Apresenta solubilidade muito elevada e é muito difícil de precipitar (Custódio & Llamas, 1983). É facilmente afetado por troca de bases e é adsorvido de forma pouco reversível pelas argilas em formação (que passam de montmorilonita a illita) para formar parte de sua estrutura, circunstância que o diferencia claramente do Na^+ . É por esse motivo que as águas naturais, apesar da maior abundância de K^+ em muitas rochas, apresentam muito menos K^+ que Na^+ , exceto em amostras diluídas (Custódio & Llamas, 1983).

Na área apresenta valores mínimos de 0.01 mg/L e máximos de 0.56 mg/L e o valor médio é de 0.09 mg/L.

A figura 7.49 mostra que 79% dos poços apresentam concentração até 0.1mg/L de potássio, sendo que os padrões de concentrações normais nas águas doces correspondem a valores entre 0.1 e 10 ppm. Extraordinariamente podem

ocorrer algumas centenas de ppm (Custódio & Llamas, 1983). Só em salmouras é que valores da ordem dos 100000 ppm são possíveis. Nas concentrações habituais não apresenta problemas e é um dos elementos vitais para as plantas (Custódio & Llamas, 1983).

Na figura 7.50 observa-se que a maior concentração encontra-se em rochas silicatadas, a norte da área, cujos poços com valores mais elevados são P18, P19, P20 e P44 que fornecem água para abastecimento público. No restante da área há uma distribuição regular dos valores.

Figura 7.50 – Distribuição da concentração de potássio e sua classificação.

7.2.5 Relação entre os Parâmetros Analisados

A figura 7.51 mostra fraca correlação positiva, em calcário ($R^2 = 0.35$) entre os parâmetros de cálcio e sódio, ou seja, a quantidade de cálcio aumenta com o sódio. Uma amostra em filito apresenta valor anômalo, o qual exhibe uma concentração mais elevada que as outras amostras.

A figura 7.52 mostra que existe correlação positiva ($R^2 = 0.61$) entre K^+ e Mg^+ e o filito e, também, correlação negativa entre esses parâmetros em micaxistos e granitos ($R^2 = 0.68$ e $R^2 = 0.97$), respectivos. Observa-se valores com concentrações elevadas em gnaisses, quartzitos e verifica-se, ainda, que apenas uma amostra de filito apresenta concentração elevada. As outras litologias não evidenciaram nenhuma correlação.

7.2.6 Fácies Hidroquímicas – Diagrama de Piper

É possível caracterizar a abundância relativa dos íons nas amostras de água individuais através da projeção gráfica.

O diagrama de Piper corresponde à junção de três diagramas individuais que demonstram a percentagem composicional dos íons. Agrupam-se os cátions (Na+K, Mg e Ca) e os ânions (SO_4 , HCO_3 , e Cl) em diagramas triangulares distintos (Fetter, 1994).

Este diagrama trilinear permite detectar diferenças ou semelhanças entre vários tipos de águas, mistura de água e a origem comum ou não dos diferentes íons.

A figura 7.53 representa o diagrama de Piper para os principais ânions e cátions associados às diferentes litologias. Analisando as diferentes projeções para os íons presentes verificou-se a predominância de cátions de Ca e Na+K e de ânions HCO_3 e SO_4 .

No entanto, resumindo, pode-se dizer que entre os dois campos, cátions e ânions, o que predomina são os íons de **Ca^+ e HCO_3^-** respectivamente.

Com base nessa distribuição, observaram-se três grupos distintos, dos quais as águas podem ser conjuntamente classificadas, em ordenação decrescente:

1. Bicarbonatadas cálcicas ;
2. Sulfatadas cloretadas, e;
3. Bicarbonatadas sódicas e potássica.

As águas *bicarbonatas cálcicas* são características de uma maior evolução e associam-se a uma circulação mais profunda, em que para além da dissolução de silicatos há dissolução de carbonatos. Essa classificação pode ser comprovada pela presença das rochas calcárias, gnáissicas, graníticas e quartzíticas.

As águas *sulfatadas cloretadas* apresentam uma maior concentração em SO_4 . As águas *bicarbonatadas sódicas* correspondem a evolução geoquímica e a percursos profundos, em que a dissolução de silicatos domina a mineralização. Sendo assim, há tendência de se aproximar dos valores de sódio, carbono e pH. As águas bicarbonatadas sódicas encontram-se associadas aos gnaisses.

7.3 MODELAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA

A modelação hidrogeoquímica tem como objetivo simular as reações químicas entre minerais, gases, matéria orgânica e soluções aquosas em um sistema real ou hipotético. Permite prever que minerais irão dissolver ou precipitar, calcular as transferências de massa e as variações de composição no espaço, assim como considerar reações em sistemas abertos ou fechados, variações de temperatura e/ou de pressão, equilíbrio ou desequilíbrio.

Existe um conjunto de modelos hidrogeoquímicos, de acordo com o objetivo, pôde-se aplicar em:

1. Modelos termodinâmicos de especiação;
2. Modelos inversos;
3. Modelos diretos;
4. Modelos de transporte reativo.

Entretanto, neste trabalho, serão enfatizados os três primeiros modelos descritos acima.

Modelos Termodinâmicos de Especiação

Tem como objetivo calcular as concentrações e atividades das espécies dissolvidas a partir dos dados das análises e avaliar o estado de equilíbrio da água em relação a um conjunto de minerais. Neste caso aplicados foram:

PHREEQE (Parkhurst et al. 1980).

Os modelos aplicados neste trabalho são o inverso NETPATH (Plummer et al. 1992), programa capaz de simular as reações de balanço de massa entre uma água inicial e outra final que flui através de uma linha de fluxo. O modelo direto PHREEQE foi elaborado a fim de identificar código capaz de simular as reações químicas que podem em sistema natural, em função de determinadas condições aquosas e estabelecer a seqüência dos processos e as condições em que estes ocorrem.

7.3.1 Modelação direta: simulação de reações de balanço e transferência de massa – PHREEQE

Calculam ou prevêm a composição em uma solução aquosa e as transferências de massa entre ela e o meio poroso, considerando determinadas condições de pressão e temperatura. Aplicam-se quando não existem dados reais ou quando estes são insuficientes. Permitem também verificar a viabilidade dos modelos criados por modelação inversa, calcular a composição de misturas de águas e prever a evolução da composição, em pontos intermédios, ao longo em linha de fluxo. Os resultados podem expressar-se de acordo com a seguinte relação:

$$\text{Composição inicial da água} + \text{reações} = \text{Composição final da água}$$

Dentro deste grupo, o programa PHREEQE (Parkhurst et al. 1980) é o mais utilizado.

Partindo do conhecimento da composição química da água, procura-se deduzir quais as reações químicas que se produzem com maior probabilidade entre as águas subterrâneas e os minerais primários e secundários das rochas envolvidas. Em primeiro lugar é necessário saber que fases podem ser reativas e que fases podem ser o produto. Para tal é necessário conhecer o estado de saturação da água em relação às espécies minerais presentes.

Com este programa pode-se simular vários tipos de reações:

1. Adição de reagentes a uma solução;
2. Mistura de duas águas
3. Tamponar uma solução com outra

Em qualquer dos casos o programa pode manter simultaneamente a solução reagente em equilíbrio com múltiplas fases.

O programa, durante a simulação, calcula as seguintes quantidades:

1. pH;
2. pe;
3. concentração total de elementos;
4. quantidade de minerais (ou outras fases) transferida para dentro ou fora da fase aquosa;
5. distribuição das espécies aquosas;

6. estado de saturação da fase aquosa, em relação a fases minerais específicas.

Cálculo de especiação – PHREEQE

O objetivo deste modelo é que todas as reações químicas ocorridas tendem a atingir o equilíbrio que é condicionado apenas pelas características termodinâmicas das espécies envolvidas.

Os dados de entrada do programa são os parâmetros físico-químicos essenciais na caracterização da água natural.

Os resultados apresentados pelo programa constam da apresentação dos dados analíticos introduzidos, seguidos dos resultados da especiação e dos índices de saturação calculados.

7.3.2 Modelação inversa: simulação de reações de balanço e transferência de massa – NETPATH

O programa NETPATH (Plummer *et al.* 1992) é um código interativo que permite modelar reações geoquímicas que ocorrem ao longo de uma linha de fluxo. O objetivo principal é interpretar as diferenças dos dados geoquímicos entre uma amostra inicial e outra final, interligadas em uma mesma linha de fluxo. Essas diferenças resultam da transferência de massas entre a solução e o material do aquífero devido à dissolução/precipitação de minerais e outros processos. O NETPATH pode, ainda, calcular as proporções de mistura de duas águas iniciais, reações redox e balanços isotópicos que podem justificar a composição da água final.

Os diagramas de estabilidade e o índice de saturação da água subterrânea em relação a certos minerais ajudam a selecionar as fases minerais mais prováveis e a eliminar reações termodinâmicas inviáveis.

O programa NETPATH utiliza dados químicos e opcionalmente isotópicos, previamente obtido por análise das amostras de água, assim como uma série de fases, fundamentalmente mineralógicas, identificadas no meio. Os dados que se introduzem no modelo são a composição química de duas amostras de água considerada da mesma linha de fluxo e a composição química de um conjunto de

minerais, substâncias orgânicas e gases que correspondem às fases reativas e produtos do sistema e assim determinam a composição final da água. Assim os cálculos realizados são úteis para interpretar as reações geoquímicas, para determinar as “proporções” de mistura entre duas águas, a diluição, a evaporação da água ou a transferência na evolução química e isotópica de águas subterrâneas naturais.

A finalidade da simulação geoquímica é estabelecer qual foi a evolução de uma água inicial para uma água final. Para isso é necessário selecionar as variáveis (*constraints*) e as fases que intervêm no processo de balanço de massa.

As variáveis incluem não só as espécies químicas e isotópicas, como também a expressão de conservação de elétrons (estado redox) e a temperatura. Cada variável tem de pertencer a uma fase (mineral ou gasosa) que é responsável pela entrada e saída de massa do meio aquoso. As variáveis selecionadas determinam o número e o tipo de fases que é necessário considerar para obter um ou mais modelos válidos.

7.3.3 Índice de Saturação

A composição química da água subterrânea é influenciada pelas reações água-rocha, que se estabelece desde o momento em que a água entra em contato com o solo e durante todo o seu percurso. Essas interações estão condicionadas ao equilíbrio termodinâmico do sistema e pelas reações que resultam em dois processos fundamentais que controlam a química dos fluidos:

- dissolução dos minerais da rocha em contato com o fluido, e
- precipitação de minerais secundários.

A água da chuva ao atravessar o horizonte superficial do solo sofre grandes alterações em seu quimismo. Dadas as características biológicas e químicas bastante particulares deste horizonte, ocorrem várias reações químicas que provocam alterações significativas na composição da água subterrânea à medida que esta flui em profundidade. O solo tem capacidade de gerar grandes quantidades de ácido e consumir a maior parte do oxigênio disponível na água que se infiltra

(Freeze & Cherry, 1979). Geoquimicamente o ácido mais importante, produzido nesta zona, é o ácido carbônico (H_2CO_3), resultante da reação entre CO_2 e H_2O . Por sua vez o CO_2 é gerado pelo decaimento da matéria orgânica e pela respiração das plantas, sendo o decaimento da matéria a principal fonte (Freeze & Cherry, 1979). Esta reação pode ser representada por:

onde CH_2O é usado para designar a matéria orgânica.

O CO_2 varia ao longo do tempo e do espaço devido à alteração na temperatura, atividade bacteriológica, disponibilidade de matéria orgânica e efeito da estrutura do solo na difusão dos gases. A reação entre este gás e a água origina o ácido mais importante do solo, o ácido carbônico (H_2CO_3):

A água contendo CO_2 infiltra-se através do solo encontrando minerais que se dissolvem sob a influência de H_2CO_3 , o qual é consumido pelas reações água-mineral (Freeze & Cherry, 1979).

Nas rochas carbonatadas as reações que se estabelecem entre o CO_2 dissolvido e os minerais carbonatados, como a calcita (CaCO_3) e a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), desempenham um papel muito importante no controle da qualidade da água subterrânea.

Nas reações que intervêm à dissolução e precipitação dos carbonatos são as seguintes (Garrels & Christ, 1965):

a) Equilíbrio solução-exsolução do CO_2 na água:

b) Equilíbrio CO_2 dissolvido-ácido carbônico:

c) Equilíbrio da dissociação do ácido carbônico (1ª dissociação):

d) Equilíbrio da dissociação do bicarbonato (2ª dissociação):

e) Equilíbrio da dissociação do CaCO_3 na água:

f) Equilíbrio da dissociação da água:

As reações (c) e (d) verifica-se a liberação de prótons que vão conferir acidez da água. A reação de exsolução do CO_2 provoca o consumo de prótons, o que implica uma subida do pH das águas.

As reações de equilíbrio relacionadas com a dissolução dos carbonatos estão intimamente relacionadas com a disponibilidade de CO_2 , sendo a pressão deste gás na fase gasosa e a temperatura da água os fatores determinantes no grau de intensidade das reações.

7.3.4 Equilíbrio Mineral

Um mineral em contato com a água subterrânea representa um sistema geoquímico, consistindo em uma fase sólida e em solução. No sentido de atingir o equilíbrio uma fração do mineral dissolver-se-á e fornecerá os seus constituintes à solução.

Em geral, a concentração dos componentes de um dado mineral em solução pode ser usada para calcular o equilíbrio da solução com o mineral. Isto se faz

comparando o produto da atividade iônica (IAP) do mineral com a constante de equilíbrio para esse mineral.

O produto da atividade iônica para qualquer mineral é equivalente à representação da constante de equilíbrio para a reação em termos das atividades dos reagentes e produtos.

O produto da atividade iônica é calculado a partir dos dados das concentrações em solução e comparado com a constante de equilíbrio para um dado mineral à temperatura da água *in situ*. Quando o IAP é igual à constante de equilíbrio, significa que a solução tem as concentrações exatas dos constituintes desse mineral para com ele estar em equilíbrio.

Quando o IAP para um mineral é menor do que a constante de equilíbrio desse mineral (K_T), a solução encontra-se subsaturada em relação a esse mineral e quando o IAP é menor que K_T , a solução está sobressaturada em relação aos constituintes desse mineral. O cálculo do índice de saturação de um mineral é um método conveniente de representar a condição de equilíbrio de uma solução em relação a esse mineral.

$$IS = \log_{10} \frac{IAP}{K_{eq}}$$

onde, IS é o índice de saturação, IAP é o produto das atividades dos íons que resultam da reação de dissolução do mineral e K_T a respectiva constante de equilíbrio para a temperatura da amostra.

Carvalho *et al.* (1989), considera-se assim:

IS = 0; o mineral está em equilíbrio com a solução;

IS < 0; a solução está subsaturada em relação ao mineral;

IS > 0; a solução está sobressaturada em relação ao mineral.

Muitos investigadores aceitam valores na faixa ± 0.1 ; ± 0.2 ; e alguns até ± 0.5 , devido às incertezas inerentes ao cálculo dos índices de saturação, tal como a exatidão da análise química, da constante de equilíbrio do mineral e do método de cálculo das atividades dos íons, os índices são expressos na forma logarítmica (Deutsch, 1997). No presente trabalho considerou-se a situação de equilíbrio para os índices de saturação entre 0.1 a -0.1.

O índice de saturação menor que zero indica que a água está subsaturada com respeito a esse mineral. O que significa que o mineral não pode precipitar a partir da solução e, quando presente, deverá dissolver-se, até atingir a concentração de equilíbrio. Se em uma situação de aquífero em que se assume que o tempo de residência da água esteja na escala dos anos a décadas ou superior, é improvável que um mineral reativo permaneça subsaturado na água. A interpretação mais provável para um $IS < 0$ em um determinado mineral, é que o mineral não está presente se é reativo ou se está presente não é reativo. Por exemplo, a calcita é geralmente considerada como um mineral reativo. Se em uma amostra de água o IS em relação à calcita mostra que esta se encontra subsaturada, pode-se concluir que a calcita não está presente no aquífero em contato com a água. O equilíbrio da água subterrânea com um mineral é o primeiro critério para decidir se um mineral é ou não reativo no ambiente do aquífero.

Usando o mesmo raciocínio para o caso da sobressaturação, se o IS para um mineral é superior a zero, então o mineral não é reativo. Se o mineral for reativo, deverá limitar a concentração da solução em relação aos seus constituintes a valores que produzam um IS próximo de zero. É possível que por um conjunto de circunstâncias as concentrações de um mineral se encontrem nas combinações certas para que a partir do cálculo do índice de saturação se obtenha um valor próximo de zero, mesmo que o mineral não se forme no ambiente do aquífero. Por exemplo, o diopsídio é um piroxênio com a composição $CaMgSi_2O_6$. O diopsídio forma-se em rochas metamórficas, geralmente a temperaturas superiores a 600°C . É muito pouco provável que o diopsídio alguma vez se forme às temperaturas dos aquíferos, contudo é provável que na água as concentrações em cálcio, magnésio e sílica se encontrem nas proporções exatas, devido ao controle das concentrações da solução por outros minerais, de modo a que o índice de saturação em relação ao diopsídio seja próximo a zero. Neste caso, o diopsídio não interfere a concentração de nenhum de seus componentes porque não forma nas condições ambientais do

aquífero. É por acaso que as concentrações dos seus componentes se encontram nos valores específicos que fazem com que o IS para o mineral esteja próximo de zero.

Considerando um aquífero carbonatado, o qual é atravessado por água em sistema aberto, a reação que estabelece o equilíbrio termodinâmico da calcita é:

Para saber se a reação de dissolução está processando para a direita (dissolução) ou para a esquerda (precipitação), basta se analisar o sinal da razão $\log Q/K$ (Freeze e Cherry, 1979).

7.3.5 Resultados da modelação - PHREEQE

Os carbonatos, em relação aos quais foram calculados índices de saturação, são a calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), aragonita (o polimorfo de CaCO_3 de alta densidade) rodocrosita (MnCO_3) e siderita (FeCO_3).

Constata-se que as águas se apresentam quase sempre subsaturadas, (anexo 6) mostra o índice de saturação, cujos resultados são os seguintes:

- os índices de saturação com relação às espécies de anidrita, crisolita, fluorita, gesso, halita, hausmanita, jarosita-K, manganita, melanterita, pirocroite, piralusita, rodocrosita, sepiolita, sepiolita (d), siderita, $\text{SiO}_{2(a)}$ e vivianita, encontram-se subsaturadas. Os outros minerais apresentam variações nos índices de saturação, que são:
- Os minerais carbonatados: calcita, aragonita e dolomita apresentam quase sempre subsaturada, com exceção de alguns poços, onde se encontram sobressaturada e em equilíbrio;
- a calcedônia apresenta quase sempre em equilíbrio e, em alguns poços encontra-se sobressaturadas e subsaturadas;
- o hidróxido de ferro encontra-se quase sempre em equilíbrio, com exceção, da água, de alguns poços que se encontram subsaturadas.
- a goethita apresenta quase todos os poços sobressaturados;

- a hemanita ocorre a mesma situação da goethita, encontra-se sobressaturadas;
- o hidrox-apatita, somente o P30 encontra-se em equilíbrio, o restante dos poços estão subsaturados em relação ao mineral;
- o quartzo, somente o P43 que se encontra subsaturado, o restante dos poços encontram-se sobressaturados;
- o talco, somente o P42 encontra-se sobressaturado e o restante dos poços mostraram subsaturados.

7.3.6 Resultados da modelação - NETPATH

Para efetuar a modelação inversa utilizou-se o programa NETPATH (Plummer *et al.* 1992), que permite, a partir da seleção das fases sólidas e de espécies minerais (constraints), criar modelos hidrogeoquímicos.

Os critérios para seleção dos poços foram:

- seleção dos poços em conjunto de acordo com suas respectivas litologias (calcários, filitos, gnaisses, granitos, micaxistos e quartzitos).
- verificação dos poços cujo erro balanço não ultrapassassem 5%.

Portanto, os poços submetidos à modelação com o programa NETPATH foram:

- Calcários: P3, P30, P31, P33 e P35;
- Gnaisses: P13 e P17;
- Micaxistos: P10, P11 e P12;
- Quartzitos: P20, P22 e P24;
- Filitos: P5, P6, P8 e P9;
- Granitos: P15, P16 e P23.

Os resultados se processaram em sistema fechado e considerou-se como composição inicial a água de chuva.

Em geral, os modelos de balanço são obtidos a partir das variações verificadas entre dois pontos situados na mesma linha de fluxo subterrâneo. No entanto, no caso presente o que se pretendia era explicar quais os processos fundamentais

responsáveis pelas composições observadas pelo que se considerou como solução inicial uma água pura, representando a água da chuva.

De modo geral, o procedimento seguido foi de procurar explicar as possíveis reações e identificar os produtos finais da composição da água subterrânea, baseado no conhecimento da composição mineral das rochas.

Para verificar a consistência termodinâmica, os resultados da modelação foram confrontados com os resultados dos modelos de especiação. Esta verificação permite eliminar as reações propostas pelo modelo que sejam termodinamicamente inviáveis. Por exemplo, se o modelo de balanço indica a precipitação de um mineral e o índice de saturação indica que a solução está subsaturada em relação ao mesmo, aquele resultado deve ser rejeitado e deve-se procurar outra alternativa.

7.3.7 Interpretação da modelação-NETPATH

A fim de permitir visualizar a evolução correspondente a cada processo, fizeram-se diversas simulações e, portanto, as que se comprovaram ser termodinamicamente possíveis apresentam-se nas tabelas de 1 a 6. A concentração é dada em mmol/L de mineral dissolvido (valores positivos) e mineral precipitado (valores negativos).

A tabela 7.1 apresenta os modelos processados em calcários, cujas espécies foram C, Ca, Mg e S. Observa-se que as águas apresentam composições típicas de aquíferos carbonatados não parecendo ter sido significativamente afetadas por outros fenômenos e, portanto o programa processou um único modelo para todos os poços.

Portanto, os resultados mostram que todas as fases (CO₂, calcita, dolomita e gesso) encontram-se em estado de dissolução nas águas captadas em calcários.

Calcários					
	P3-1	P30-1	P31-1	P33-1	P35-1
CO ₂	1.54	1.7	2.16	1.61	2.17
Calcita	0.04	0.74	0.65	0.96	0.85
Dolomita	0.65	0.44	0.34	0.5	0.36
Gesso	0.07	0.06	0.01	0.1	0.04

Tabela 7.1 – Resultados da modelação em calcários, com o NETPATH.

A tabela 7.2 mostra os resultados das reações dos minerais das águas captadas em gnaisses:

- Dissolução de CO₂, Plagioclásio30 (Plag30), calcita e biotita;
- Precipitação de caulinita e sílica.
- Troca de cátions entre Ca²⁺ e Na⁺.

As variáveis seleccionadas foram C, Al, Ca, Na e SiO₂.

Gnaisses									
	P13-1	P13-2	P13-3	P13-4	P13-4	P17-1	P17-2	P17-3	P17-4
CO ₂	3.53	3.43	2.91	3.53	2.98	1.54	1.34	1.54	1.43
Caulinita	-0.7	-0.6	-0.09			-0.71	-0.52		
Na-mont				-0.7	-0.16			-0.72	-0.6
Sílica	-1.37	-1.14		-0.68		-1.37	-0.92	-0.67	-0.53
Plag30	1.01	0.86	0.06	1.19	0.22	1.1	0.8	1.28	1.08
Calcita		0.1	0.61		0.54		0.2		0.11
Biotita	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09				
Troca-iônica	-0.05		0.27		0.25	-0.11		-0.05	

Tabela 7.2 – Resultados da modelação em gnaisses, com o NETPATH.

Os resultados dos modelos analisados na tabela 7.3, em águas captadas de micaxistos, mostram:

- Dissolução de CO₂, sílica, plagioclásio30, calcita, pirita e biotita;
- Precipitação de caulinita, montmorilonita-sódica (Na-mont) e sílica;
- Troca iônica entre Ca²⁺ e Na⁺.

Para este meio consideraram-se as variáveis Al, Fe, Ca, Na, S e SiO₂.

Micaxistos						
	P10-1	P10-2	P10-3	P11-1	P11-2	P12-1
CO ₂	1.06	1.16	1.07	0.72	0.72	1.93
Caulinita		-0.1	-0.06	-0.04	-0.05	
Na-mont						-0.75
Sílica	0.22			0.22		-0.53
Plag30	0.34	0.15			0.04	1.28
Troca-iônica	0.11	0.6	0.11	0.1	0.1	-0.22
Calcita	0.6	0.5	0.6	0.62	0.62	
Pirita	0.22	0.22	0.22	0.26	0.26	0.26
Biotita	0.08	0.08	0.11	0.08	0.11	0.08
Goetita	-0.22	-0.22	-0.39	-0.25	-0.42	-0.38

Tabela 7.3 – Resultados da modelação em micaxistos, com o NETPATH.

A tabela 7.4 mostra os resultados da modelação em quartzitos:

- Dissolução de CO₂, sílica, plagioclásio30 (Plag30) e calcita;
- Precipitação de caulinita e montmorilonita-sódica (Na-mont)
- Troca de cátions entre Ca²⁺ e Na⁺.

As variáveis consideradas foram C, Al, Ca, Na e SiO₂.

Quartzitos						
	P22 -1	P22-2	P22-3	P20-1	P20-2	P20-3
CO ₂	1.99	1.82	2.12	1.83	1.92	1.92
Caulinita	-0.16			-0.11	-0.08	-0.08
Na-mont			-0.3			
Sílica	0.37	0.37		0.2		0.24
Plag30	0.25		0.53		0.13	0.13
Troca-iônica	0.97	1.06	0.92	0.16	0.11	0.11
Calcita	1.22	1.4	1.09	0.92	0.83	0.83

	P20-4	P24-2	P24-2	P24-3	P24-4	P24-5
CO ₂	1.99	2.26	2.21	2.26	2.38	2.31
Caulinita		-0.05				-0.1
Na-mont	-0.15			-0.05	-0.17	
Sílica		0.12	0.23	0.15		
Plag30	0.28	0.07		0.1	0.32	0.16
Troca-iônica	0.08		0.03		-0.05	-0.03
Calcita	0.76	0.82	0.86	0.8	0.68	0.76

Tabela 7.4 – Resultados da modelação em quartzitos, com o NETPATH.

A tabela 7.5 apresenta os modelos com os seguintes resultados, em granitos:

- Dissolução de CO₂, plagioclásio25 (Plag25), calcita, sílica e biotita;
- Precipitação de caulinita e sílica;
- Troca de cátions entre o Ca²⁺ e Na⁺.

As variáveis selecionadas foram C, Al, Ca, Na, K e SiO₂.

Granitos								
	P15-1	P15-2	P16-1	P16-2	P16-3	P23-1	P23-2	P23-3
CO ₂	1.39	1.36	1.1	1.05	1.61	2.08	2.21	2.57
Caulinita	-0.16	-0.13	-0.15	-0.1	-0.67	-0.05	-0.18	-0.57
Plag25	0.19	0.15	0.2	0.12	1.02		0.21	0.79
Calcita	0.45	0.48	0.51	0.57		0.94	0.8	0.44
Sílica				0.12	-1.24	0.32		-0.87
Biotita	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09	0.09
Troca-iônica	-0.02	0.06	-0.03		-0.34	0.3	0.22	

Tabela 7.5 – Resultados da modelação em granitos, com o NETPATH.

A tabela 7.6 mostra a modelação realizada em filitos, cujos resultados correspondente a:

- Dissolução de CO₂, albita, calcita, biotita e sílica;
- Precipitação de caulinita, montmorilonita-sódica (Na-mont) e sílica;
- Troca iônica entre Ca²⁺ e Na⁺.

As variáveis selecionadas foram C, Na, K, Al, SiO₂ e Ca.

Filitos								
	P05-1	P05-2	P05-3	P05-4	P05-5	P06-1	P06-2	P06-3
CO ₂	1.76	1.74	1.63	1.81	1.74	1.12	1.6	1.2
Caulinita	-0.22	-0.2				-0.03	-0.08	-0.11
Na-mont			-0.09	-0.27	-0.2			
Albita	0.23	0.2		0.42	0.26	0.16	0.1	0.16
Sílica		0.08	0.59		0.22	0.2		-0.11
Troca-iônica	-0.02		0.11	-0.06		0.08	0.03	
Calcita	0.78	0.8	0.91	0.73	0.8	0.92	0.87	0.84
Biotita	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06

	P06-4	P06-5	P06-6	P08-1	P08-2	P08-3	P08-4	P08-5
CO ₂	1.12	1.19	1.2	0.92	0.97	1.13	0.91	0.99
Caulinita				-0.03	-0.08	-0.25		
Na-mont	-0.03	-0.1	-0.11				-0.03	-0.1
Albita		0.16	0.19		0.1	0.43		0.17
Sílica	0.24		0.04	0.2		-0.76	0.24	
Troca-iônica	0.88	0.01		0.22	0.16		0.22	0.15
Calcita	0.92	0.85	0.84	0.77	0.72	0.56	0.78	0.71
Biotita	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07

	P08-6	P09-1	P09-2	P09-3	P09-4	P09-5	P09-6
CO ₂	1.13	1.43	1.47	1.65	1.42	1.49	1.65
Caulinita		-0.02	-0.07	-0.25		0.16	
Na-mont	-0.25				-0.02	-0.09	-0.25
Albita	0.51		0.09	0.44	1.26	1.15	0.52
Sílica	-0.49	0.19		-0.7			-0.53
Troca-iônica		0.22	0.18		0.22		
Calcita	0.56	1.26	1.21	1.04	1.22	1.2	1.04
Biotita	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05

Tabela 7.6 – Resultados da modelação em filitos, com o NETPATH.

Como conclusão geral sublinham os seguintes aspectos:

- A simulação de processos hidrogeoquímicos mostrou ser uma metodologia adequada capaz de ajudar a compreender os fenômenos responsáveis por fácies hidroquímicas observadas.
- As interações mais frequentes em rochas metamórficas foram a dissolução de plagioclásio, sílica e biotita e como precipitação a argila mineral caulinita.

8 CONCLUSÕES

O trabalho permitiu o avanço do conhecimento acerca da caracterização hidrogeológica e hidrogeoquímica das rochas ígneas e metamórficas da área. Embora os conhecimentos adquiridos não desvendem todas as características do sistema em análise, poderão se constituir em uma base sólida para futuros trabalhos de investigação mais específica e pormenorizada.

A avaliação do sistema aquífero fissural estudado é uma tarefa complexa, contudo considera-se que os resultados obtidos foram positivos, tendo a pesquisa abordada linha distintas: hidrogeologia, hidrogeoquímica, estrutural e determinação de parâmetros hidráulicos.

A área estudada compreende terrenos de natureza bastante diversa, constituídos por rochas pertencentes do Mesoproterozóico ao Holoceno, incluindo granitos, gnaisses, micaxistos, quartzitos, meta-calcários, filitos e sedimentos. Foi dada ênfase aos terrenos cristalinos, que constituem o objetivo essencial do trabalho. Os sedimentos foram avaliados em alguns parâmetros, a fim de se comparar os resultados.

A análise de produção (capacidade específica- $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) dos poços apresentou sempre uma distribuição assimétrica positiva, ou seja, os valores elevados são anômalos (*outlier*). De um modo geral, a média da produção é de $0.92 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, com elevado desvio padrão (3.06) e variância (0.36) em relação à média. É importante ressaltar que se deu ênfase maior à capacidade específica ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) por ser o parâmetro mais adequado para avaliar a produção dos poços, mas a vazão também foi utilizada na avaliação do fator litológico.

A análise estatística mostrou que de modo geral não existe correlação significativa entre os parâmetros e a produtividade. Acredita-se que os motivos dessa inexistência estão relacionados à heterogeneidade que caracteriza o meio que ocorre em aquíferos fissurais. No entanto a separação por classes de litologia, distância a lineamentos e orientação do lineamento associado mostrou discriminações significativas.

Os resultados estatísticos de vazão e capacidade específica com relação aos tipos litológicos estabeleceram a seguinte ordenação decrescente de produtividade:

Calcários > sedimentos > filitos > (micaxistos+quartzitos) > (granitos+gnaisse).

Além da litologia foram avaliados outros parâmetros: profundidade do poço, espessura do manto de intemperismo, rebaixamento e padrão de lineamentos.

A profundidade média dos poços foi de 161 metros, com valores máximo e mínimo de 350 e 5 m respectivos, destacando que em granitos e gnaisses as profundidades médias foram maiores, e em sedimentos, menores. A profundidade mostrou uma fraca correlação estatística negativa com a produção dos poços.

A espessura do manto varia entre 2 e 99 m com uma média de 24,33 m, sendo mais espesso em granitos e gnaisses, os quais, no entanto exibiram menor produtividade em relação às outras litologias. Somente em calcários observou-se uma fraca correlação positiva entre a espessura do manto de intemperismo e produtividade dos poços.

Quanto ao rebaixamento, a maior parte dos poços em calcários e sedimentos apresentaram rebaixamento até 10 m. Já nos granitos, a maioria chega até 80 m.

Os lineamentos foram caracterizados com base nas análises de imagem de satélite e mapas de relevo sombreado, elaborados com diferentes azimutes de iluminação solar. Foram realizados levantamentos de campo das fraturas em afloramentos selecionados visando caracterizar os principais sistemas em termos de orientação e espaçamento.

Não se obtiveram correlação estatisticamente significativa entre densidade de lineamentos (somatória de comprimentos por área), conectividade e distância ao lineamento mais próximo com a produtividade (capacidade específica), por meio de regressão linear. Mas obteve-se uma boa discriminação separando-se os poços em classes pelo fator distância, tendo os poços mais próximos a lineamentos mostrado uma melhor produtividade. Do mesmo modo, direções de NE a EW mostraram-se mais produtivas, enquanto que as direções em torno de NS a NW mostraram-se as menos produtivas. Este fato é sugestivo da influência do estado de tensões vigente nos maciços, fechando descontinuidades com direções em torno de NS a NW, e abrindo aquelas com direções em torno de NE a EW, o que se coaduna com o campo de tensões regionais obtido por outras fontes.

A caracterização hidráulica das diferentes unidades, por meio da análise dos testes de bombeamento, mostrou uma heterogeneidade dos aquíferos bastante acentuada, com uma forte dispersão dos resultados.

A presença de curvas anômalas e valores de transmissividade extremamente variáveis devem-se, principalmente, à oscilação significativa do nível estático e vazão, durante os testes de bombeamento. Devido a isto, não foi possível utilizar os resultados do programa AQFIS3 e, conseqüentemente, determinar o coeficiente de armazenamento. Para tal seria necessário a realização de alguns ensaios de vazão com observação em piezômetro para, assim, atingir-se resultados mais confiáveis.

Os valores da transmissividade obtidos variaram entre 0.3 a 91 m²/d.

Os resultados hidrodinâmicos em alguns pontos aproximam-se do comportamento dos meios porosos e, em outros, mostram curvas de difícil interpretação.

Os quartzitos, filitos e micaxistos apresentam transmissividade média mais elevada que os restantes das litologias com 13.55, 12.05 e 9.22 m²/d respectivamente. Os valores médios de transmissividades em calcários, granitos e gnaisses são de 4.30, 5.88 e 1.86 m²/d respectivos.

Acredita-se que esta dispersão de resultados deva-se à influência de vários fatores que ocorrem em aquíferos fissurais (por exemplo, efeito barreira e/ou interferência de poços vizinhos), ou ainda a problemas com a técnica de monitoramento durante o teste de bombeamento.

A caracterização química das águas subterrâneas da área permitiu identificar a presença de três fácies dominante, as bicarbonatadas cálcicas, as sulfatadas cloretadas e, as bicarbonatadas sódicas potássica.

No entanto, o comportamento químico das águas não é idêntico em toda a área estudada. Verifica-se que ao norte da área as águas apresentaram uma maior mineralização, devido ao aumento da concentração em bicarbonato, cloreto, sódio, potássio, cálcio e magnésio. Este aumento resulta da exploração em rochas meta-carbonáticas com a presença de níveis carbonatados e dolomita.

A maioria dos poços apresenta valores de condutividade elétrica na ordem de 300 µS/cm e dureza total entre 100 a 150 mg/L e em alguns casos chega a 200mg/L, portanto é considerada moderadamente dura. Em geral, o norte da área apresenta maior concentração de sais.

Os teores dos principais cátions (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , e K^+) e ânions (HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) analisados em 44 pontos de água, encontram-se dentro dos valores normais para consumo humano.

Com base nas análises químicas efetuou-se modelação química, a qual foi possível calcular os índices de saturação hidrogeoquímicos, permitindo identificar com maior detalhe fenômenos pontuais de contaminação.

A evolução geoquímica das águas associadas às diferentes litologias mostrou que a maioria dos poços encontra-se subsaturada. Pode-se ressaltar em destaque os minerais carbonatados que em alguns casos encontram-se sobressaturados e em equilíbrio. Destaca-se, também, o quartzo que se encontra sobressaturado.

A simulação de processos hidrogeoquímicos mostrou ser uma metodologia adequada capaz de ajudar a compreender os fenômenos responsáveis por fácies hidroquímicas observadas:

- As interações mais freqüentes em rochas metamórficas foram:
- dissolução: plagioclásio, sílica e biotita e,
- precipitação: argila mineral (caulinita).
- O resultado da sílica está de acordo com a especiação, o qual mostra para alguns casos, que a mesma encontra-se em equilíbrio com a calcedônia e, por isso, pode tanto dissolver como precipitar. Admite-se que a presença de calcita nas rochas existentes, é responsável pela mineralização das águas associadas a estas rochas.
- A quantidade de CO_2 dissolvido indica uma pressão parcial no solo que $10^{-2.2}$ bar, valor que parece inferior ao que seria de se esperar dado o contexto climático em que se insere a área de trabalho.
- Os resultados dos modelos de balanço comparados com os da especiação indicam que, com uma única exceção, a solução nunca atinge o equilíbrio com os minerais da rocha, pelo que se apresenta subsaturada. Este fato observa-se, por vezes, em calcários metamórficos, onde a cinética das reações é mais lenta do que nos calcários não sujeitos a processos de metamorfismo.

Conforme o contexto geológico na área, neste trabalho foram propostos três sistemas hidrogeológicos que são: Sistema Aquífero Granitóide (granitos e gnaisses); Sistema Aquífero Metassedimentar (filitos, micaxistos, quartzitos e calcários); e Sistema Aquífero Sedimentar (lamitos argilosos/arenosos e

areias/cascalhos). Estes sistemas distinguem-se pela associação litológica, o padrão estrutural, a produtividade dos poços e pela fácies hidroquímicas.

A hidrogeologia de rochas fissurais apresenta ainda muitas perspectivas de desenvolvimento, pois continua a ser uma temática relativamente pouco estudada na literatura científica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, C. *Hidrogeologia do Algarve Central*. 1985. 333 p. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 1985.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 p. 15-26, 1976. (suplemento).
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim Instituto Geográfico e Geológico*, v. 41, p. 167-262, 1964.
- APPELO, C.; POSTMA, D. *Geochemistry, groundwater and pollution*. Rotterdam; A. Balkema, 1993. 536 p.
- ASSUMPÇÃO, M. The intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, v.97, n. B8, p.11.889-11.903, 1992.
- BAKER, W. J. Flow in fissured formations. In: PETROLEUM CONGR., 4. Rome, Proceedings... v. 2, p. 379-393, 1955.
- BANKS, D.; RHOR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. Groundwater resources in hard rock: experiences from the avalor study. Southeastern Norway. *Applied Hydrogeology*, v. 2, n. 2, p. 33-42, 1994.
- BARKER, J. A. Generalized well function evaluation for homogenous and fissures aquifers. *Journal of Hydrology*, v. 76, p. 143-154, 1985.
- BASTOS, C. R. A.; POPPE, L. P. M.; SILVA, M. F. B.; DANTAS, M. G. F. Evaluation of groundwater potential pollution sources in the state of São Paulo-Brasil. In: INTERNATIONAL SEMINAR OF POLLUTION, PROTECTION AND CONTROL OF GROUNWATER, 1990, Porto Alegre. *Preprints...* Porto Alegre: CORAG, 1990. p. 122-129.
- BEAR, J. *Dynamics of fluids in porous media*. New York: Elsevier, 1972. 764 p.
- BERGMAN, M. Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus. *Boletim IG/USP. Publicação Especial*, n. 9, p. 107-109. 1990.
- BERGMAN, M. Caracterização estratigráfica e estrutural da seqüência vulcano-sedimentar do grupo São Roque-Região de Pirapora do Bom Jesus – São Paulo, 1988. 150 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

- BERTACHINI, A. C. *Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido na Região de Jundiaí, São Paulo*. 1987. 105 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços dos terrenos fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 16/17, p. 165-197, 1965.
- BOULTON, N. S.; STRELTSOVA T. D. Adams Unsteady flow to a pumped well in a unconfined fissured aquifer. *Journal of Hydrology*, v. 37, p. 349-363, 1978.
- BOULTON, N. S.; STRELTSOVA T. D. Unsteady flow to a pumped well in a two-layered water bearing formation. *Journal of Hydrology*, v. 35, p. 245-256, 1977a.
- BOULTON, N. S.; STRELTSOVA T. D. Unsteady flow to a pumped well in a fissures water bearing formation. *Journal of Hydrology*, v. 35, p. 257-270, 1977b.
- BOUWER, J. J. *Groundwater hidrology*. McGraw-Hill, 1978. 480 p.
- BRITO, F. G. Impacto das práticas agrícolas sob coberto na qualidade dos solos e águas. Dissertação (Mestrado) - Geologia Económica e Aplicada Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, Lisboa, 1997.
- BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T. Tectônica e água subterrânea em rochas pré-cambrianas do nordeste do Brasil – A diversidade do sistema aquífero. *Revista do Instituto de Geociências*, v. 4, n. 2, p. 71-90, 2004.
- CAVALCANTE, I. N. *Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo – Área Piloto de Atibaia*. 1990. 123 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- COMITÊ DE BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO TIETÊ. *Plano de Bacia*. São Paulo: Fundação Universidade de São Paulo, CBH-AT, 1998. 88 p.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL. *Guia de coleta e preservação de amostra de água*. São Paulo: CETESB, 1987. 150 p.
- CHAMBEL, A. *Hidrogeologia do Concelho de Mértola*. 1999. 380 p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 1999.
- CLARK, I.; FRITZ, P. *Environmental isotopes in hydrogeology*, Boca Raton: CRC Press/ Lewis Publishers, 1997. 328 p.
- COOPER JUNIOR, H. H.; BREDEHOEFT, J. D.; PAPADOPULOS, I. S. Response of finite diameter well to instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, v. 3, n. 1, p. 263-269, 1967.

- COSGROVE, J.W. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, Mohammed S. (ed.) *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. London : Geological Society, 1995. p.187-196. (Geological Society Special Publication, n. 92)
- COSTA, W. D.; SILVA, A. B. Hidrogeologia dos meios anisotrópico. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. (coords.) *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM/LABHID, 1997. p. 133-163.
- COUTINHO, J. M. V. Petrologia do pré-cambriano de São Paulo e arredores. *Boletim IG. Publicação Especial*. Universidade de São Paulo, n. 3, p. 5-99, 1972.
- COMPANHIA DE PESQUISAS MINERAIS. *Mapa Geológico da Folha de São Paulo*. São Paulo: CPRM, 1999. Escala 1:250.000.
- CUSTÓDIO E.; LIAMAS, M. *Hidrologia Subterrânea*. Barcelona: Omega, 1983.v.1-2.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Inundações em áreas urbanas: conceituação, medidas de controle e planejamento*. São Paulo: DAEE, 1984. 26 p.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Estudo de águas subterrâneas: região administrativa I - Grande São Paulo*. São Paulo, DAEE, 1975, v. 1.
- DÉOUX, S.; DÉOUX, P. *Ecologia e Saúde*. Instituto SIG – Sociedade Industrial Gráfica. Ltda, 1996. 565 p.
- DEUTSCH, N. M. *Groundwater geochemistry; fundamentals and applications to contamination*. Boca Raton: Lewis Publishers, 1997. 221 p.
- DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *Plano diretor da mineração para Região Metropolitana de São Paulo*. São Paulo: DNPM/CPRM/GOV. Est. De São Paulo. 1980. 63 p.
- DOMENICO, P. A.; SCWARTZ, F. W. *Physical and chemical hydrogeology*. New York: John Wiley & Sons. 1990. 824 p.
- EMPLASA - EMPRESA METROPOLITANA DE PLANEJAMENTO DA GRANDE SÃO PAULO. *Carta geológica da região metropolitana da Grande São Paulo*. São Paulo: EMLASA, 1980. 2 folhas. Escala 1:100.000.
- FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. M. (coord.) *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM/LABHID, 1997. 389 p.

- FERNANDES, A. J. *Tectônica cenozóica na porção média da Bacia do Rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia*. São Paulo, 244 p. 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1997.
- FERNANDES, P. A. G. *Estudo hidrogeológico da Bacia do Sado*. 175 p. 2000. Tese (Doutorado) – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 2000.
- FETTER, C. W. *Applied Hydrogeology*. 3. ed. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. 1994. 691 p.
- FOSTER, S.; HIRATA, R. C.; ROCHA, G. A. Riscos de poluição de águas subterrâneas: uma proposta metodológica de avaliação regional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 5., 1988. São Paulo. *Anais...* São Paulo: ABAS, 1988. p. 175-185.
- FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater*. Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall, 1979. 604 p.
- FRIED, J. J. *Developments in water science groundwater pollution*. New York: Elsevier, 1975. 330 p.
- GARRELS, R. M.; CHRIST, C. L. *Solutions, minerals e equilibria*. New York: Harper & Row, 1965. 450 p.
- GOUVEIA, L. *Curso sobre água destinada ao consumo humano*. Administração Regional de Saúde de Évora, Ministério da Saúde, 1986. p.1-19.
- GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. *Geomorfologia: uma atuação de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. 458 p.
- GUSTAFSSON, G.; KRÁSNÝ, J. Crystalline rock aquifers their occurrence, use and importance. *Applied of Hydrogeology*, v. 2, n. 2, p. 64-75, 1994.
- HACKSPACHER, P.; DANTAS, E. L. GODOY, A. M. OLIVEIRA, M. A. F.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W. R. Considerations about the evolution of the Ribeira belt in the São Paulo State, Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Cordoba. *Actas...*Cordoba: Instituto de Geologia y Recursos Minerales, 1999. p. 310-313.
- HASUI, Y. Neotectônico e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. Núcleo Minas Gerais, n. 11, p. 1-32, 1990.

- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; BRITO-NEVES, B. B. As estruturas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife:SBG, 1978. v. 6, p. 2423-2437.
- HASUI, Y. Evolução polifásica do precambriano a oeste da capital paulista. *Boletim IG. Publicação Especial*, n. 6, p. 95–107, 1975.
- HASUI, Y. *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul*. 1973. 134 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.
- HELGESSION, H. C.; DELANY, J. M.; NESBITT, H. W.; BIRD, D. K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, v. 278A, p. 1-229, 1978.
- HEM, J. D. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. 3 ed. United States: Geological Survey. Reston, 1985. 249 p. (Geological Survey Water-Supply Paper, n. 2254).
- HENRIKSEN, H. Relation between topography and well yield in base-holes in crystalline rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Groundwater*, v. 33, n. 4, p. 635-643, 1996.
- HERAS, R. *Hidrologia y recursos hidráulicos*. Madrid, Direccion General de Obras Hidráulicas. 1976. p. 839. (Centro de Estudios Hidrográficos, n. 120).
- HIRATA, C. A.; FERREIRA, M. R. Os aquíferos da bacia hidrográfica do Alto Tietê: disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 1, p. 43-50, 2001.
- HIRATA, R. C. A.; BASTOS, C. R. A.; ROCHA, G. A. R.; GOMES, D. C.; IRITANI, M. A. Grounwater pollution risk and vulnerability map os the São Paulo State-Brasil. In: INTERNATIONAL SEMINAR OS POLLUTION, PROTECTION AN CONTROL OF GROUNDWATER, 1990, Porto Alegre. *Preprints...* Porto Alegre: Corag, 1990. p. 236-256.
- HOEK, E. & BRAY, J.W. *Rock slope engineering*. 3. ed. London : E & FN Spon 1997. 358 p.
- HOEL, P. G. *Estatística Elementar*. Rio de Janeiro: Fundo de Cultura, 1963. 311 p.
- HUDSON, J. A.; HARRISON, J. P. Engineering rock mechanics: an introduction to the principles. Amsterdam; New York: Pergamon, 2000. 444 p.

- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Mapa topográfico, região sudeste do Brasil*. São Paulo, 1984. 1 mapa, color, 55 cm x 75 cm. Escala 1: 50.000.
- INSTITUTO GEOLÓGICO. *Avaliação dos recursos hídricos subterrâneos: ocorrência e exploração. Folha de Salto de Pirapora (SP)*, escala 1:50 000, Estado de São Paulo. São Paulo: IG/SMA, 1990. 96 p. (Relatório Técnico).
- INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa geológico do Estado de São Paulo. Folha de São Paulo*, escala 1:250.000, estado de São Paulo. São Paulo: IPT. 1995. 2v.
- INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT. 1981. v.1 - 2.
- JANASI, V. de A.; LIMA, R.B. Gnaisses da Grande São Paulo: geologia, petrografia e geoquímica dos granito gnássicos do extremo leste do Batólito Agudos Grandes. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., 2003, São Pedro. *Boletim de Resumos ...* São Pedro: SBG- Núcleo SP, 2003. p. 36.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.; DANTAS, E. L.; FETTER, A. H. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central ribeira belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 82-86, 2000.
- JULIANI, C. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da Cidade de São de Paulo*. 1993. 367 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- KNOPMAN, D. S.; HOLLYDAY, E. F. Variation in specific capacity in fracture rocks. *Groundwater*, v. 31, n. 1, p.135-145, 1993.
- LANGMUIR, D. *Aqueous Environmental Geochemistry*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1997. 600 p.
- LINDBERG, R. E. & RUNNELLS, D. D. (1984) – Ground water redox reactions: Na analysis of equilibrium state applied to ehmeasurements and geochemical modeling. *Science*, **225**: 925-927.
- LIMA, M. R.; RICCOMINI, C.; SOUZA P. A. Palinologia dos folhelhos do gráben de Casa de Pedra, terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Acta Geológica Leopoldinense*, v. 39, n. 2, p. 485-505, 1994.

- LIMA, M. R.; MELO, M. S. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo. In: WORKSHOP GEOLOGIA DA BACIA DE SÃO PAULO, 1989, São Paulo. *Coletâneas dos trabalhos...* São Paulo, IG/USP/SBG, 1989. p. 35-37.
- LOGAN, J. Estimating Transmissibility from routine production ensaios of water wells. *Groundwater*, v. 2, n. 1, p. 35-37, 1964.
- LOPES, M. F. C. *Água subterrânea no Estado de São Paulo*, síntese das condições de ocorrência. In: Congresso Brasileiro de Água Subterrânea, 3., 1984, Fortaleza. *Anais...*Fortaleza: ABAS, 1984. v. 2, p. 305-317.
- LOUIS, C. Suggested methods for determining hydraulic parameters and characteristics of rock masses. Report Int. Soc. *Rock Mechanics*. 1977.
- MADRUCCI, V. *Prospecção de água subterrânea em terreno cristalino utilizando-se análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e técnicas de geoprocessamento, Região de Lindóia*. 2004. 226 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- MANCINI, F. *Estratigrafia e aspectos da tectônica deformada da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté*. 1995. 107p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade, São Paulo, São Paulo, 1995.
- MANOEL FILHO, J. Contaminação das águas subterrâneas. In: FEITOSA, F. A C.; MANOEL FILHO, J. (coords.) *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM/LABHID-UFPE. 1997. p.109-132.
- MANOEL FILHO, J. *Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural*. 1996. 197 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.
- MARTINEZ, M. V; LOPEZ, A. I. *Pozos y acuíferos – técnicas de evaluacion mediante ensayos de bombeo*. Madrid: IGME – Instituto Geológico y Minero de Espana, 1984. p. 426.
- MAZOR, E. *Chemical and isotopic groundwater hydrology – the applied approach*. New York: Marcel Dekker, 1997. 413 p.
- MELO, M. S.; CAETANO, S. L. V.; COIMBRA, A. M. Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v 1, p. 321-336.
- MENEGASSE, L. N. *Estudo hidrogeológico das rochas metassedimentares do Grupo São Roque a NW da Grande São Paulo - critérios para locação de poços*

- profundos*. 1991. 104 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- MENEGASSE, L. N.; DUARTE, U. - Locação de poços profundos nos terrenos metamórficos e cristalinos a NW da Grande São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 6., 1990, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: ABAS, 1990. p.190-198.
- MOENCH, A. F. Double-Porosity models for a fissured Groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research*, v. 20, n. 7, p. 831-846, 1984.
- MOREY, G. W.; FOURNIER, R. O.; ROWE, J. J. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 20°C to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 26, p. 1029-1044, 1962.
- NAJURIETA, H. L. A theory for pressure transient analysis in naturally fractured reservoirs. *Journal of Petrology Technology*, v. 269, p. 1241-1250, 1980.
- ODA, G. H. *Contribuição à hidrogeologia da região entre Salto de Pirapora e Itu (SP): análise da produtividade, ocorrência e circulação das águas subterrâneas dos Sistemas Aquíferos Tubarão e Cristalino*. 1998 116 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- OGATA, M. G. *Os resíduos sólidos na organização do espaço e na qualidade do ambiente urbano: uma contribuição geográfica ao estudo do problema na cidade de São Paulo*. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 187 p.
- OLIVEIRA, M. J. P. M. *Modelação de escoamento e determinação de parâmetros hidráulicos em meios fraturados*. 1993. 169 p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 1993.
- OLIVEIRA, M. M. AQFIS, um programa para gerar curvas rebaixamento/tempo para aquíferos fracturados, *Geolis. Revista de Geologia Aplicada e do Ambiente*, v. 4, n. 1 e 2, p. 97-107, 1990.
- PARIZEK, R. R.; SIDDIQUI, S. H. Determining the sustained yields of wells in carbonate and fractures aquifers. 1969. 196 p. National Water Well Association Convention, San Francisco, St. Louis, Missouri,
- PARKHURST, D. L.; THORTENSON, D. C.; PLUMMER, L. N. PHREEQE: a computer program for geochemicals calculations. USGS Water R. Investigations Report, p. 80-96, 1980.

- PATTERSON, C. G. & RUNNELS, D. D. (1992) – Dissolved gases in ground water as indicators of redox conditions. *Proc. 7th. intl.Symp. water-rock interaction*, Ed. Y. K. Kharaka and A. S. Maest, 1: 59-62. Rotterdam, Balkema.
- PLUMMER, L. N.; PRESTEMON, E. C.; PARKHURST, D. L. NETPATH: An interactive code for interpreting NET geochemical reactions from chemical and isotopic data along a flow PATH. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON WATER-ROCK INTERACTION, 7., Edmonton. 1992. *Proceedings...* Edmonton: U. S. Geological Survey, 1992. p. 239-242.
- PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W. *Analysis of geological structures*. New York: Cambridge University Press, 1990. 502 p.
- PROGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS MINERAIS/INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:100.000. São Paulo: IPT. 1981. 2v.
- REBOUÇAS, A. C. Fundamentos de gestão de aquíferos. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE HIDROLOGIA SUBTERRÂNEA, 2., 1994, Santiago. Metodologias de evolucion de sistemas aquíferos. Santiago - Chile, ALHSUD/CEPAS-IGUSP. v.1, p.1-23. 1994.
- RICCOMINI, C. e ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 221-225, 2000.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. Geologia da Bacia Sedimentar. In: NEGRO Junior, A.; FERREIRA, A. A.; AFONSO, U. R.; LUZ P. A. C. (eds) *Solos da cidade de São Paulo*. São Paulo: ABMS/ABEF, 1992, p. 37-94.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.; TAKIYA, H. Tectônica e sedimentação na Bacia de São de Paulo. In: PROBLEMAS GEOLÓGICOS E GEOTECTÔNICOS NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO-RMSP. 1992, São Paulo. *Seminário...* São Paulo: ABAS/ABGE, 1992. p. 21-45.
- RICCOMINI, C. *O rift continental do sudeste do Brasil*. 1989. 256 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RODRIGUEZ, S. K. *Geologia urbana da região metropolitana de São Paulo-SP*. 1998. 171 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

- ROSÁRIO, M. P. Hidrogeologia das rochas fracturadas da Terra Quente Transmontana. 1999. 320 p. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 1999.
- SILVA, V. R. *Ocupação territorial e qualidade da água subterrânea em maciço fraturado na Região de Itaquera, São Paulo – SP*. 2000. 127 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.
- STRELTSOVA T. D. Hydrodynamics of groundwater flow in a fracture formation. *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 405-414, 1976.
- STUMM, W. & MORGAN, J. (1970) – Aquatic chemistry. Johns Wiley & Sons, New York, 583 pp.
- SUGUIO, K. COIMBRA, A. M.; MARTINS, C.; BARCELOS, J. H.; GUARDADO, L. R.; RAMPAZZO, L. Novos dados sedimentológicos dos aluviões antigos do Rio Pinheiros (São Paulo) e seus significantes na interpretação do ambiente deposicional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. v. 2, p. 219-225.
- TAKIYA, H. *Estudo da sedimentação neogênico-quaternário no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana*. 1997. 152 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- TEIXEIRA, J. A. G. Impactos ambientais da atividade mineral na RMSP. In: PROBLEMAS GEOLÓGICOS E GEOTÉCNICOS NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO- RMSP. 1992, São Paulo. *Encontro temático ...* São Paulo: ABAS, ABGE, 1989. p. 63-76.
- THEIS, C. V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Trans.Am.Geophys Union*, 16th Ann. Meeting, part 2. 1935.
- TSANG, Y. W.; TSANG, C. F.; NERETNIEKS, I.; MORENO, L. Flow and tracer transport in fracture media: a variable aperture channel model and its properties. *Water Resources Research*, v. 23, n. 12, p. 2049-2060, 1989.
- ZHANG, X.; HARKNESS, R. M.; LAST, N. C. Evaluation of connectivity characteristics of naturally jointed rock masses. *Engineering Geology*, v. 33, n. 1, p.11-30, 1992.