
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP

Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE

Campus de Rio Claro

**ANÁLISE INTEGRADA APLICADA À EXPLORAÇÃO DE ÁGUA
SUBTERRÂNEA NA BACIA DO RIO JUNDIAÍ (SP)**

Mirna Aparecida Neves

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geologia
Regional – Área de Concentração em
Geologia Regional para obtenção do título de
Doutor em Geologia Regional

Rio Claro, Janeiro/2005

Comissão Examinadora

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Departamento de Petrologia e Metalogenia
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE
Universidade Estadual Paulista - UNESP

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Departamento de Geologia Aplicada
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE
Universidade Estadual Paulista - UNESP

Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Departamento de Geologia
Universidade Federal do Paraná - UFPR

Prof. Dr. José Luiz Albuquerque Filho

Divisão de Geologia - DIGEO
Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT

Prof^a. Dr^a Sueli Yoshinaga Pereira

Departamento de Geologia e Recursos Naturais
Instituto de Geociências - IG
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

Resultado: Tese aprovada com distinção e louvor.

Rio Claro, 16 de março de 2005.

Ao Marcos



AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas e instituições que direta ou indiretamente colaboraram na execução e no enriquecimento deste trabalho. Em especial, ao meu orientador, Prof. Dr. Norberto Morales e aos membros da banca: Prof. Dr. José Luiz Albuquerque Filho, Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira, Prof. Dr. Antonio Roberto Saad e Prof. Dr. Eduardo Salamuni.

Agradeço também ao geólogo Didiê Gastmans e ao Dr. Michael Kohnke, pelas dicas na confecção do mapa potenciométrico; ao futuro geólogo Rodrigo Meira Faleiros, pela ajuda nos trabalhos de campo e na digitação de dados; à Msc. Ana Cândida de Almeida Prado, pela ajuda na normalização das referências e ao técnico químico Marcos Cardoso, pelo auxílio na análise estatística e nos trabalhos de campo.

Agradeço ao CNPq, pela concessão de uma bolsa de estudos, e à Jundsondas Poços Artesianos, pelo fornecimento de dados de poços tubulares profundos. Aos funcionários da biblioteca da UNESP, agradeço pela receptividade e pelo constante alto astral.

Agradeço a todos os amigos e colegas do Curso de Pós-Graduação em Geociências pela agradável convivência. Diante do grande número de pessoas que eu gostaria de considerar aqui, peço desculpas pela possível omissão de algum nome, mas reafirmo que sua contribuição já faz parte de minha vida pessoal e profissional. Dentre todos, cito: Ana Cândida de Almeida Prado, Ana Paula Lima da Costa, Arthur Tavares, César Martinelli, Cláudia Lopes de Moura, Daniel Cardoso, Daniel Bezerra, Eduardo Bernardes, Eduardo Kelusodi, Eduardo Rios de Oliveira, Eymar Lopes, Jacqueline Lustosa, Julieta Genini, Julio César Arraes, Laura Narcizo, Leila Perdoncini, Liliane Ibrahim, Márcia Longhin, Marcelo Barison, Mauricio dos Santos, Nilda de Jesus, Paulo César Araújo, Paulo Sérgio Nascimento, Raoni Rego Godinho, Rosemeide Franchin, Sérgio Almeida, Shirley dos Santos, Suelen Machado e Susana Corvalan.

Também agradeço a outros companheiros na minha jornada pessoal, em especial: Pedro Quevedo e Valentim, Aninha Mineira, Deinha e Norton, Carol e China, Igor Polikarpov, Perci Guzzo, Irevan Vitória e Andréia Cassiano.

Ao Sr. Armando e à D. Lucy, agradeço por estarem sempre dispostos a ajudar.

De forma especial, agradeço aos meus pais, às minhas irmãs e aos meus sobrinhos, por compreenderem minha tão longa ausência.

E reconheço que nenhum progresso da Ciência seria possível sem a Grande Força que impulsiona a vida.

SUMÁRIO

ÍNDICE.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE QUADROS.....	x
ÍNDICE DE FOTOS.....	x
RESUMO.....	xi
ABSTRACT.....	xi
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
CAPÍTULO 2 - MATERIAL E MÉTODOS.....	5
CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	16
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA.....	47
CAPÍTULO 5 – HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS.....	85
CAPÍTULO 6 - HIDROGEOLOGIA DA ÁREA.....	112
CAPÍTULO 7 – INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS E HIDROGEOLÓGICOS	143
CAPÍTULO 8 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	172
REFERÊNCIAS.....	187
APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO	
APÊNDICE B – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS TUBULARES PROFUNDOS	
APÊNDICE C – LISTA DE POÇOS TUBULARES PROFUNDOS	

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Área de Estudos.....	3
CAPÍTULO 2 - MATERIAL E MÉTODOS	
2.1 Levantamento de dados.....	5
2.1.1 Levantamento bibliográfico.....	5
2.1.2 Levantamento de poços tubulares profundos.....	6
2.1.3 Preparação de mapas temáticos.....	7
2.1.4 Mapeamento geológico.....	8
2.1.5 Coleta de dados estruturais.....	9
2.2 Tratamento dos dados.....	9
2.2.1 Geologia estrutural da área.....	9
2.2.1.1 Análise do fraturamento do maciço rochoso.....	10
2.2.1.2 Compartimentação morfoestrutural.....	10
2.2.1.3 Análise morfotectônica.....	11
2.2.2 Hidrogeologia da área.....	12
2.2.2.1 Estatística descritiva.....	12
2.2.2.2 Superfícies de tendência e mapas de resíduos.....	12
2.2.2.3 Geometria do Sistema Aquífero Tubarão.....	13
2.2.2.4 Mapas potenciométricos.....	14
2.3 Integração de dados.....	15
CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	
3.1 Aspectos Climáticos.....	16
3.2 Vegetação, Uso e Ocupação do Solo.....	19
3.3 Contexto Geológico.....	22
3.3.1 Embasamento Cristalino.....	22
3.3.1.1 Complexo Amparo.....	23
3.3.1.2 Domínio São Roque.....	25
3.3.1.2.1 Grupo Serra do Itaberaba.....	25
3.3.1.2.2 Grupo São Roque.....	26
3.3.1.3 Intrusivas Granitóides.....	26
3.3.2 Rochas Sedimentares Paleozóicas.....	27
3.3.3 Depósitos Sedimentares Cenozóicos.....	29
3.3.3.1 Depósitos Terciários.....	29
3.3.3.2 Depósitos Quaternários.....	30
3.3.3.2.1 Depósitos Colúviais e/ou Elúviais.....	30
3.3.3.2.2 Depósitos de Terraços.....	32
3.3.3.2.3 Depósitos Aluviais.....	33
3.4 Contexto Tectônico e Estrutural.....	33
3.4.1 Paleotectônica e Estruturas Regionais.....	33
3.4.2 Neotectônica.....	37
3.5 Contexto Geomorfológico.....	39
3.6 Contexto Hidrogeológico.....	42
3.6.1 Sistema Aquífero Cristalino.....	44
3.6.2 Sistema Aquífero Tubarão.....	46
3.6.3 Sistema Aquífero Cenozóico.....	46

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA

4.1 Análise Macroscópica.....	47
4.1.1 Topografia e Hipsometria.....	47
4.1.2 Rede de Drenagem.....	50
4.1.3 Lineamentos.....	51
4.1.3.1 Escala 1:250.000.....	51
4.1.3.2 Escala 1:60.000.....	55
4.1.3.3 Lineamentos de Drenagem.....	55
4.1.4 Estruturas Regionais.....	56
4.2 Análise Mesoscópica.....	57
4.2.1 Foliação.....	58
4.2.2 Juntas.....	59
4.2.3 Falhas.....	62
4.2.4 Contatos Litológicos.....	64
4.3 Domínios Estruturais.....	66
4.3.1 Domínio Japi-Central.....	67
4.3.2 Domínio Cristais.....	70
4.3.3 Domínio Jardim.....	71
4.3.4 Domínio Itu.....	73
4.3.5 Domínio Bacia do Paraná.....	74
4.4 Compartimentação Morfoestrutural.....	75
4.4.1 Compartimento Japi.....	76
4.4.2 Compartimento Cristais.....	77
4.4.3 Compartimento Jardim.....	77
4.4.4 Compartimento Central.....	77
4.4.5 Compartimento Itu.....	78
4.4.6 Compartimento Bacia do Paraná.....	78
4.5 Evolução Geológica.....	78

CAPÍTULO 5 – HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS

5.1 Importância dos Aquíferos em Rochas Cristalinas.....	85
5.2 Formas de Ocorrência.....	87
5.2.1 Manto de Intemperismo.....	87
5.2.2 Rocha Fraturada.....	91
5.3 Características Hidráulicas.....	94
5.4 Produtividade dos Poços em Rochas Cristalinas.....	95
5.4.1 Medida da Produtividade.....	96
5.5 Fatores Controladores.....	98
5.5.1 Clima.....	98
5.5.2 Litotipo.....	98
5.5.3 Topografia.....	99
5.5.4 Formas de Relevo.....	100
5.5.5 Descontinuidades.....	101
5.5.6 Intemperismo.....	104
5.5.7 Tensão.....	105
5.5.8 Características Construtivas do Poço.....	107
5.6 Métodos de Investigação.....	107
5.6.1 Análise Estrutural.....	108
5.6.2 Sensoriamento Remoto.....	108

5.6.3 Sistemas de Informações Geográficas.....	110
5.6.4 Métodos Geofísicos.....	110
5.7 Qualidade da Água.....	111

CAPÍTULO 6 - HIDROGEOLOGIA DA ÁREA

6.1 Banco de Dados de Poços Tubulares Profundos.....	112
6.2 Evolução do Número de Poços e Uso da Água Subterrânea.....	114
6.3 Caracterização dos Sistemas Aquíferos com Base nos Dados de Poços Tubulares Profundos.....	117
6.3.1 Sistema Aquífero Cristalino.....	117
6.3.1.1 Potenciometria do Sistema Aquífero Cristalino.....	121
6.3.1.2 Variação da produtividade com a profundidade no Sistema Aquífero Cristalino.....	123
6.3.1.3 Variação da produtividade com o litotipo no Sistema Aquífero Cristalino.....	123
6.3.1.4 Variação da produtividade com a presença de coberturas sedimentares e do manto de alteração no Sistema Aquífero Cristalino.....	124
6.3.2 Sistema Aquífero Tubarão.....	127
6.3.2.1 Potenciometria do Sistema Aquífero Tubarão.....	130
6.3.2.2 Geometria do Sistema Aquífero Tubarão.....	130
6.3.2.3 Variação da produtividade com a profundidade no Sistema Aquífero Tubarão.....	131
6.3.2.4 Variação da produtividade com o litotipo no Sistema Aquífero Tubarão.....	132
6.3.3 Poços Mistos.....	133
6.3.3.1 Variação da produtividade com a profundidade nos Poços Mistos.....	136
6.3.3.2 Variação da produtividade com o litotipo nos Poços Mistos.....	137
6.3.4 Sistema Aquífero Cenozóico.....	137
6.4 Variação do Nível Estático, Nível Dinâmico e da Produtividade dos Aquíferos ao Longo do Tempo.....	139
6.4.1 Variação do Nível Estático.....	139
6.4.2 Variação do Nível Dinâmico.....	140
6.4.3 Variação da Vazão.....	141
6.4.4 Variação da Capacidade Específica.....	142

CAPÍTULO 7 – INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS E HIDROGEO-LÓGICOS

7.1 Variação Espacial da Produtividade dos Poços em Escala Regional.....	143
7.1.1 Variação Espacial da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Cristalino	143
7.1.1.1 Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Cristalino e os Lineamentos.....	144
7.1.1.2 Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Cristalino e as Estruturas Regionais	148
7.1.1.3 Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Cristalino e a Compartimentação Morfoestrutural.....	149
7.1.2 Variação Espacial da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Tubarão...	150
7.1.2.1 Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Tubarão e os Lineamentos	151
7.1.2.2 Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços no Sistema Aquífero Tubarão e as Estruturas Regionais.....	152

7.1.3	Variação Espacial da Produtividade dos Poços Mistos.....	153
7.1.3.1	Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços Mistos e os Lineamentos	154
7.1.3.2	Relação entre a Distribuição da Produtividade dos Poços Mistos e as Estruturas Regionais.....	155
7.2	Variação Espacial da Produtividade dos Poços em Áreas Seleccionadas.....	155
7.2.1	Caso “A”: Influência de Estruturas NW-SE e E-W.....	157
7.2.1.1	Caso “A1”: Cabreúva.....	157
7.2.1.2	Caso “A2”: Bairro Jacaré.....	160
7.2.1.3	Caso “A3”: Louveira.....	162
7.2.1.4	Caso “A4”: Jordanésia-Franco da Rocha.....	164
7.2.1.5	Caso “A5”: Indaiatuba.....	165
7.2.2	Caso “B”: Influência do <i>landform</i>	168
7.2.3	Caso “C”: Interferência entre Poços.....	169
CAPÍTULO 8 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES		
8.1	Discussão.....	172
8.1.1	Em relação ao banco de dados de poços tubulares profundos.....	172
8.1.2	Em relação ao uso da água subterrânea.....	173
8.1.3	Em relação à qualidade da água subterrânea.....	174
8.1.4	Em relação à variação da profundidade dos níveis d’água e da produtividade dos poços ao longo do tempo.....	175
8.1.5	Em relação às características gerais da bacia e sua influência na disponibilidade hídrica.....	175
8.1.6	Em relação aos fatores que controlam ou interferem na produtividade dos poços.....	176
8.1.6.1	Profundidade.....	177
8.1.6.2	Litotipos.....	178
8.1.6.3	Manto de intemperismo e coberturas sedimentares.....	178
8.1.6.4	Compartimentação morfoestrutural.....	180
8.1.6.5	Estruturas geológicas.....	181
8.1.6.6	Tectônica.....	183
8.1.7	Em relação aos métodos de estudo.....	184
8.2	Conclusões.....	185
REFERÊNCIAS.....		187

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudos..... 3
- Figura 1.2: Modelo digital do terreno da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes..... 4

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1: Feições utilizadas por Neves et al. (2003) no estudo morfotectônico da região de Jundiá. (a) Evolução das escarpas de falha para escarpas de falha residuais (Stewart e Hancock, 1990); (b) Formação de facetas triangulares e leques aluviais (Burbank e Anderson, 2001 modificado); (c) Bacia assimétrica indicando basculamento tectônico (Keller e Pinter, 1996 modificado) e (d) Alinhamento de confluências em zona de falha com abatimento de bloco tectônico..... 11
- Figura 2.2: Comportamento espacial de variáveis dependentes condicionadas por (a) uma variável independente (linhas), (b) duas variáveis independentes (superfícies) e (c) três variáveis independentes (hipersuperfícies) (Landim, 1998)..... 13

CAPÍTULO 3

- Figura 3.1: Classificação climática da área de estudos pelo Sistema Köppen (Setzer, 1966 modificado)... 17
- Figura 3.2: Classificação climática da área de estudos de acordo com a efetividade da precipitação (Setzer, 1966 modificado)..... 17
- Figura 3.3: Pluviograma acumulado médio mensal da bacia do rio Jundiá - período considerado: 1936 a 2000 (compilação de dados do Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo, <http://www.sigrh.sp.gov.br>)..... 18
- Figura 3.4: Pluviogramas médios acumulados de algumas estações pluviométricas da área de estudos..... 18
- Figura 3.5: Variação da precipitação média mensal na bacia do rio Jundiá (SP) no século XX..... 19
- Figura 3.6: Uso e ocupação do solo na bacia do rio Jundiá (fonte: São Paulo, 2000c)..... 19
- Figura 3.7: Áreas de proteção ambiental da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (baseado em São Paulo, 2000b)..... 21
- Figura 3.8: Zoneamento das APAs de Jundiá e Cabreúva (baseado em São Paulo, 1998)..... 21
- Figura 3.9: Localização da área de estudos no contexto geológico regional (adaptado de Hasui et al., 1981)..... 23
- Figura 3.10: Esquema de evolução da frente de intemperismo no Malawi, África (McFarlane e Pollard, 1989 apud Thomas 1994)..... 32
- Figura 3.11: Zonas de cisalhamento e zonas de falha regionais (adaptado de Hasui et al., 1981)..... 36
- Figura 3.12: (a) Situação da área na compartimentação geomorfológica do estado de São Paulo (Almeida, 1964) e (b) no mapa geomorfológico de Pires Neto (1996, modificado)..... 40
- Figura 3.13: Compartimentação morfotectônica da região de Jundiá (Neves et al., 2003)..... 42
- Figura 3.14: Sistemas aquíferos do Estado de São Paulo (DAEE, 1984 modificado)..... 43
- Figura 3.15: Distribuição dos aquíferos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes..... 43

CAPÍTULO 4

Figura 4.1: Mapa topográfico da área (curvas de nível com equidistância de 20 metros).....	48
Figura 4.2: Mapa hipsométrico da área de estudos.....	49
Figura 4.3: Mapa da rede de drenagem mostrando áreas com densidade de drenagem baixa, média e alta e padrões de drenagem dendrítico tendendo a retangular e paralelo.....	50
Figura 4.4: Lineamentos traçados a partir da imagem de radar em escala 1:250.000.....	51
Figura 4.5: (a) Sistemas do quadrante NE-SW, (b) sistemas do quadrante NW-SE e (c) sistema N-S (em azul, o limite da bacia do rio Jundiá).....	52
Figura 4.6: Ocorrência dos subsistemas (a) NE-SW e (b) NNE-SSW.....	53
Figura 4.7: Ocorrência dos subsistemas (a) NNW-SSE e (b) NW-SE a WNW-ESE.....	54
Figura 4.8: Lineamentos traçados a partir de fotografias aéreas em escala 1:60.000.....	55
Figura 4.9: Lineamentos de drenagem.....	56
Figura 4.10: Zonas de cisalhamento, zonas de falhas e principais feixes de lineamentos de abrangência regional presentes na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	57
Figura 4.11: Foliação de baixo a médio ângulo (a) e foliação de alto ângulo, geralmente milonítica (b) presentes nas rochas do Embasamento Cristalino.....	59
Figura 4.12: Estereogramas das juntas (a) do Embasamento Cristalino, (b) do Grupo Itararé, (c) dos Depósitos Terciários e (d) dos Depósitos Colúvio-Eluviais.....	60
Figura 4.13: Estereogramas das falhas que afetam rochas do Embasamento Cristalino na área de estudos..	62
Figura 4.14: Estereogramas das falhas medidas no Grupo Itararé.....	63
Figura 4.15: Estereogramas das falhas que afetam os Depósitos Cenozóicos, incluindo (a) os Depósitos Terciários e (b) os Depósitos Colúvio-Eluviais.....	64
Figura 4.16: Localização dos domínios estruturais.....	67
Figura 4.17: Estereogramas da foliação, juntas e falhas das unidades litológicas nos domínios estruturais.....	68
Figura 4.18: Foliação presente nas rochas do Embasamento Cristalino no Domínio Japi-Central.....	69
Figura 4.19: Estereogramas das juntas presentes (a) no Embasamento Cristalino, (b) nos Depósitos Terciários e (c) nos Depósitos Colúvio-Eluviais que ocorrem no Domínio Japi-Central.....	69
Figura 4.20: Estereogramas das falhas medidas no Domínio Japi-Central. Nas rochas do Embasamento Cristalino ocorrem (a) falhas normais, (b) falhas transcorrentes dextrais, (c) falhas inversas e (d) falhas transcorrentes sinistras. Falhas normais também ocorrem (e) nos Depósitos Terciários e (f) nos Depósitos Colúvio-Eluviais.....	70
Figura 4.21: Estereogramas (a) da foliação, (b) das juntas e (c) das falhas transcorrentes dextrais medidas nas rochas do Embasamento Cristalino do Domínio Cristais.....	71
Figura 4.22: Foliação presente nas rochas do Embasamento Cristalino pertencentes ao Domínio Jardim....	72

Figura 4.23: Juntas medidas (a) nas rochas do Embasamento Cristalino , (b) no Grupo Itararé, (c) nos Depósitos Terciários e (d) nos Depósitos Colúvio-Eluviais do Domínio Jardim.....	72
Figura 4.24: Falhas presentes no Domínio Jardim. No Embasamento Cristalino ocorrem (a) falhas normais e (b) transcorrentes dextrais , assim como no Grupo Itararé (c e d).....	73
Figura 4.25: Estereogramas (a) da foliação, (b) das juntas, das falhas (c) normais, (d) inversas, (e) transcorrentes dextrais e (f) transcorrentes sinistras, todas elas medidas nas rochas cristalinas do Domínio Itu.....	74
Figura 4.26: Estereogramas das estruturas medidas no Domínio Bacia do Paraná. No Grupo Itararé foram registradas (a) juntas e falhas (b) normais e (c) transcorrentes dextrais. Nos Depósitos Colúvio-Eluviais apenas juntas foram encontradas (d).....	75
Figura 4.27: Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	76
Figura 4.28: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime distensivo com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.....	81
Figura 4.29: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime transcorrente com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.....	82
Figura 4.30: Exemplo de “embaciamento” controlado por estruturas NW-SE e E-W associadas, promovendo a acumulação de depósitos aluviais.....	83
CAPÍTULO 5	
Figura 5.1: Principais maciços cristalinos do mundo (Singhal e Gupta, 1999).....	85
Figura 5.2: Modelo do perfil de alteração e seu controle sobre os aquíferos em rochas cristalinas (Lachassagne et al., 2001).....	88
Figura 5.3: Seção generalizada do sistema de fluxo da água subterrânea no aquífero do embasamento cristalino alterado no Malawi (Chilton e Foster, 1995).....	89
Figura 5.4: Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero no embasamento cristalino alterado na África (Chilton e Smith-Carington, 1984 e Foster, 1984 modificado por Chilton e Foster, 1995).....	90
Figura 5.5: Volume Elementar Representativo (VER) ou <i>Representative Elementary Volume (REV)</i> em diferentes condições: (a) rocha porosa homogênea, (b) rocha fraturada homogênea e (c) rocha fraturada com grandes descontinuidades onde o VER é muito grande ou não existe (Singhal e Gupta, 1999).....	91
Figura 5.6: Variação da condutividade hidráulica em função da abertura da fratura (b) e do espaçamento ou frequência (Hoek e Bray, 1981 in Domenico e Schwarz, 1990).....	92
Figura 5.7: Superfície potenciométrica virtual de um aquífero em rocha fraturada (Custodio e Llamas, 1996).....	93
Figura 5.8: Distribuição dos valores de porosidade e capacidade específica em rochas metamórficas estimados em testes de laboratório (Stewart, 1962 in Davis, 1980).....	94
Figura 5.9: Diagrama de frequência acumulada da distribuição de produtividade de poços que exploram gnaisses, metassedimentos e granitos na Noruega (Morland, 1997 in Banks e Robins, 2002).....	96
Figura 5.10: Correlação entre a transmissividade e a capacidade específica de poços na região de Jundiá (Bertachini, 1987).....	97
Figura 5.11: Perfil esquemático de <i>landforms</i> em um terreno de rocha cristalina (Singhal e Gupta, 1999)..	100
Figura 5.12: Desenvolvimento de uma zona de fraturas de cisalhamento (Banks e Robins, 2002).....	103

Figura 5.13: Diagrama das feições estruturais do modelo hidrotectônico de Larsson (1972).....	105
Figura 5.14: (a) Elipsóide de tensões e (b) elipsóide de deformação (Hasui, 1992 modificado).....	106
Figura 5.15: Bloco esquemático mostrando a expressão em superfície de uma zona de fraturas do embasamento cristalino. Ocorre alinhamento topográfico, de drenagem e de vegetação e o manto de alteração é mais profundo (Singhal e Gupta, 1999).....	108
Figura 5.16: Integração de dados em SIG para aplicação em recursos hídricos (Singhal e Gupta, 1999).....	110
CAPÍTULO 6	
Figura 6.1: (a) Gráfico de erros do banco de dados do DAEE (SIDAS), (b) da CPRM (SIAGAS) e (c) do cadastro de poços fornecido pela empresa de perfuração.....	114
Figura 6.2: Número de poços perfurados por ano na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes de acordo com o banco de dados compilado neste trabalho.....	115
Figura 6.3: Gráfico de evolução do número de poços construídos por ano na região entre Salto de Pirapora e Itu (Oda, 1998).....	115
Figura 6.4: Situação dos poços na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes a partir de 1996, de acordo com o banco de dados SIAGAS.....	116
Figura 6.5: Porcentagem de poços abandonados por ano de construção na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes de acordo com o banco de dados compilado.....	116
Figura 6.6: Uso da água subterrânea na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	117
Figura 6.7: Perfis geológico-constructivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram (a) apenas a rocha sã, (b) tanto a rocha sã quanto o manto de intemperismo e (c) apenas o manto de intemperismo do Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (sem escalas).....	118
Figura 6.8: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	119
Figura 6.9: Diagramas de frequência e frequência acumulada da vazão dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	119
Figura 6.10: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	120
Figura 6.11: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	120
Figura 6.12: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	121
Figura 6.13: Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	122
Figura 6.14: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na área de estudos.....	123
Figura 6.15: Gráfico de frequência acumulada da capacidade específica de poços que exploram os litotipos pertencentes ao Embasamento Pré-Cambriano.....	124

Figura 6.16: Diagrama de frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino com diferentes tipos de cobertura e sem cobertura sedimentar.....	125
Figura 6.17: Gráfico de correlação entre a produtividade dos poços e a profundidade do topo da rocha alterada dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	125
Figura 6.18: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade do topo da rocha sã e do revestimento nos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.....	126
Figura 6.19: Diagrama de frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram apenas o manto de intemperismo, o manto e a rocha sã e apenas a rocha sã no Sistema Aquífero Cristalino.....	126
Figura 6.20: Perfis geológico-constructivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (sem escalas).....	127
Figura 6.21: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	128
Figura 6.22: Diagramas de frequência e frequência acumulada da vazão dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.....	128
Figura 6.23: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.....	129
Figura 6.24: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.....	129
Figura 6.25: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.....	129
Figura 6.26: Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	130
Figura 6.27: Geometria do Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes: (a) cota do topo do Embasamento Cristalino e (b) isoessapura do Grupo Tubarão.....	131
Figura 6.28: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na área de estudos.....	132
Figura 6.29: Gráfico de correlação entre a capacidade específica e a porcentagem de cobertura, argilito, siltito e arenito na seção geológica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	132
Figura 6.30: Perfis geológico-constructivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram os Sistemas Aquíferos Tubarão e Cristalino (poços mistos) na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	134
Figura 6.31: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	135
Figura 6.32: Diagramas de frequência e frequência acumulada da vazão dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	135
Figura 6.33: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços mistos	135
Figura 6.34: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços mistos.....	136

Figura 6.35: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços mistos.....	136
Figura 6.36: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços mistos situados na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	137
Figura 6.37: Gráficos de correlação entre a capacidade específica e a porcentagem de cobertura, argilito, siltito, arenito e rochas cristalinas na seção geológica dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.....	138
Figura 6.38: (a) Variação da profundidade mediana do NE ao longo dos intervalos de tempo e (b) diagramas de frequência acumulada.....	139
Figura 6.39: Superfícies de tendência de grau 1 da profundidade do NE para cada intervalo de tempo (azul mais intenso = profundidades maiores).....	140
Figura 6.40: (a) Variação da profundidade mediana do ND e (b) diagramas de frequência acumulada.....	141
Figura 6.41: Superfícies de tendência de grau 1 da profundidade do ND para cada intervalo de tempo (azul mais intenso = profundidades maiores).....	141
Figura 6.42: (a) Variação das vazões medianas utilizadas nos testes de bombeamento ao longo dos intervalos de tempo e (b) diagramas de frequência acumulada.....	142
Figura 6.43: (a) Variação da capacidade específica mediana nos três períodos estudados e (b) diagramas de frequência acumulada para os mesmos períodos.....	142
CAPÍTULO 7	
Figura 7.1: Variação espacial da produtividade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiá (linha de cor magenta) e em suas adjacências.....	144
Figura 7.2: Mapa de resíduos da superfície de tendência de primeiro grau da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (em azul, o limite da bacia do rio Jundiá).....	145
Figura 7.3: Relação entre a distribuição da produtividade dos poços e (a) os lineamentos traçados a partir da imagem de radar, (b) das fotografias aéreas e (c) os lineamentos de drenagem (em azul, o limite da bacia do rio Jundiá).....	146
Figura 7.4: Distribuição da produtividade de poços e das áreas de abrangência dos principais sistemas de lineamentos (área hachurada, em verde) traçados a partir da imagem de radar em escala 1:250.000. (a) Sistema NE-SW, (b) Sistema NNE-SSW, (c) Sistema NW-SE e (d) Sistema NNW-SSE (em azul, o limite da bacia do rio Jundiá).....	147
Figura 7.5: Mapa de distribuição da produtividade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na área de estudos e sua relação com as zonas de falha e zonas de cisalhamento regionais.....	148
Figura 7.6: Mapa de distribuição da produtividade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino com a compartimentação morfoestrutural da área.....	149
Figura 7.7: (a) Localização dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão e (b) mapa de resíduos da superfície de tendência de primeiro grau da capacidade específica destes poços. A área em cor salmão corresponde à ocorrência das rochas cristalinas.....	150
Figura 7.8: Superposição entre os mapas de lineamentos e o mapa de resíduos da superfície de primeiro grau da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes. Os lineamentos foram traçados a partir (a) da imagem de radar em escala 1:250.000, (b) de fotografias aéreas em escala 1:60.000 e (c) da rede de drenagem.....	151

Figura 7.9: Mapa de resíduos da superfície de tendência de primeiro grau da capacidade específica dos poços que explotam o Sistema Aquífero Tubarão na área de estudos, com as falhas e zonas de cisalhamento regionais.....	152
Figura 7.10: (a) Distribuição dos poços mistos na área de estudos e (b) mapa de resíduos da superfície de primeiro grau da capacidade específica destes poços. A área hachurada em cor salmão indica a ocorrência do Sistema Aquífero Cristalino.....	153
Figura 7.11: Superposição entre os mapas de lineamentos e o mapa de resíduos da superfície de primeiro grau da capacidade específica dos poços mistos situados na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes. Os lineamentos foram traçados a partir (a) da imagem de radar em escala 1:250.000, (b) de fotografias aéreas em escala 1:60.000 e (c) da rede de drenagem. A área hachurada em cor salmão indica a ocorrência do Sistema Aquífero Cristalino.....	154
Figura 7.12: Mapa de resíduos da superfície de tendência de primeiro grau da capacidade específica dos poços mistos com as falhas e zonas de cisalhamento regionais.....	155
Figura 7.13: Localização das áreas selecionadas para estudo de casos.....	157
Figura 7.14: Litotipos e estruturas presentes na área selecionada para estudo do caso “A1”.....	158
Figura 7.15: Caso “A1”, no município de Cabreúva, onde há controle de estruturas NW-SE e E-W na produtividade dos poços tubulares profundos.....	159
Figura 7.16: Litotipos e estruturas presentes na área do caso “A2”, no Bairro Jacaré, em Cabreúva.....	160
Figura 7.17: Caso “A2”, nas proximidades do Bairro Jacaré, onde há um poço com produtividade alta, associado a lineamentos NW-SE e E-W.....	161
Figura 7.18: Litotipos e estruturas presentes na área selecionada para o estudo do caso “A3”, no município de Louveira.....	162
Figura 7.19: Caso “A3”, nas proximidades de Louveira, onde poços de produtividade Alta aparecem associados a feixes estruturais de direção NW-SE e E-W.....	163
Figura 7.20: Área selecionada no caso “A4”, entre Jordanésia e Franco da Rocha.....	164
Figura 7.21: Caso “A4”, na região de Jordanésia e Franco da Rocha.....	165
Figura 7.22: Caso “A5”, na região de Indaiatuba, onde há poços que explotam o Sistema Aquífero Tubarão e poços mistos associados à presença de estruturas NW-SE e E-W.....	166
Figura 7.23: Ocorrência de poços que explotam o Sistema Aquífero Tubarão com produtividade Média e Alta em área sob influência de estruturas NW-SE e E-W, nas proximidades de Indaiatuba.....	166
Figura 7.24: Ocorrência de poços mistos com produtividade Média e Alta em área sob influência de estruturas NW-SE e E-W, nas proximidades de Indaiatuba.....	167
Figura 7.25: Litotipos presentes na área correspondente ao caso “B”, no alto da Serra do Japi.....	168
Figura 7.26: Área do caso “B”, na Serra do Japi, desfavorável para a locação de poços.....	169
Figura 7.27: Área relativa ao caso “C”, na zona urbana de Jundiá.....	170
Figura 7.28: Caso “C”, na cidade de Jundiá, onde há grandes possibilidades de ocorrer problemas de interferência entre poços.....	171

CAPÍTULO 8

Figura 8.1: Esquema do fluxo da água subterrânea na interface entre as coberturas e a rocha sã e ao longo de descontinuidades abertas e interconectadas formadas em uma zona de fraturas (s/ escalas)..... 180

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 5.1: Classificação hidrogeológica das rochas (Singhal e Gupta, 1999).....	84
Quadro 6.1: Parâmetros estatísticos dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cenozóico na bacia do rio Jundiá.....	138
Quadro 7.1: Alguns dados dos poços selecionados no estudo do caso “A1”.....	158
Quadro 7.2: Alguns dados dos poços selecionados para o estudo do caso “A2”.....	160
Quadro 7.3: Alguns dados dos poços selecionados para o estudo do caso “A3”.....	162
Quadro 7.4: Alguns dados dos poços selecionados para o estudo do caso “A4”.....	164
Quadro 7.5: Dados dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na região de Indaiatuba (caso “A5”).....	167
Quadro 7.6: Dados dos poços mistos na região de Indaiatuba (caso “A5”).....	167
Quadro 7.7: Alguns dados dos poços selecionados para o estudo do caso “B”.....	169
Quadro 7.8: Alguns dados dos poços selecionados para o estudo do caso “C”.....	171

ÍNDICE DE FOTOS

Fotos 4.1: Exemplos de juntas encontradas na área de estudos. (a) Juntas em quartzitos do Complexo Amparo, Serra do Japi; (b) Junta preenchida com quartzo remobilizado no Granito Itu; (c) Junta em Depósitos Terciários na Rodovia dos Bandeirantes, saída para Anhangüera; (d) Junta em Depósitos Colúvio-Eluviais na Rodovia Santos Dumont, próximo a Indaiatuba.....	61
Fotos 4.2: Algumas falhas encontradas na área de estudos. (a) Falha inversa em gnaiss do Complexo Amparo, na Z.C. Valinhos, próximo a Itupeva; (b) falha normal em granito do Complexo Amparo, na Rod. Marechal Rondon, próximo ao Bairro Jacaré; (c) falha normal com componente dextral em quartzito da Serra do Japi, próximo ao Mirante do topo da serra; (d) falha no contato entre gnaiss do Embasamento e folhelho do Grupo Itararé, afetado por dobra de arrasto; (e) falhas normais interceptando lente de argilito intercalada em arenitos dos Depósitos Terciários na Rodovia Anhangüera, próximo ao trevo de acesso a Jundiá.....	65
Fotos 4.3: Superfície do Japi ou Superfície Sul-Americana no Compartimento Japi. Vista para sul (a) a partir da Rodovia dos Bandeirantes, no Compartimento Central e (b) a partir da Estrada Jundiá-Itatiba, no Compartimento Jardim.....	76
Fotos 6.1: Afloramento na Rodovia Santos Dumont, próximo ao Aeroporto Internacional de Viracopos. Existem (a) nascentes em juntas que afetam camada de arenito do Grupo Itararé e (b) nascentes no contato entre a camada de arenito e diamictito com matriz argilosa (encobertas por vegetação).....	133

RESUMO

O uso intenso e a poluição dos recursos hídricos superficiais na bacia do rio Jundiá têm levado à busca acelerada por recursos hídricos subterrâneos. A maior parte da bacia se situa sobre o Embasamento Cristalino, onde o fluxo subterrâneo é condicionado pela presença de descontinuidades. Para investigar o comportamento da água subterrânea neste contexto é necessária, além da caracterização hidrogeológica, a definição das características geológico-estruturais e tectônicas da área. Além do Sistema Aquífero Cristalino, a bacia envolve também o Sistema Aquífero Tubarão, situado no lado oeste da área, e o Sistema Aquífero Cenozóico, distribuído ao longo das drenagens principais. Identifica-se um importante controle estrutural sobre a produtividade dos poços, não só daqueles que exploram as rochas cristalinas, mas também dos que captam água das rochas sedimentares. A integração de dados geológico-estruturais e hidrogeológicos indica que o controle estrutural ocorre principalmente em zonas de abertura, onde esforços transtrativos induzem a formação e/ou reativação de estruturas rúpteis de direção NW-SE e E-W, comumente associadas à presença de depósitos aluviais. Outros fatores de interferência também foram identificados, como a localização dos poços em relação à compartimentação morfoestrutural da área e a superexploração dos aquíferos, que, ao contrário daquelas estruturas, tende a diminuir a produtividade dos poços.

Palavras-Chave: Geologia Estrutural Aplicada, Hidrogeologia Aplicada, Morfotectônica, Rochas Cristalinas, Jundiá.

ABSTRACT

The intensive use and pollution of superficial water resources in the Jundiaí River Catchment lead to an increasing groundwater exploitation. The major part of Jundiaí Catchment is located on the Crystalline Basement, where water flow is dependent on discontinuities. In order to investigate the behavior of groundwater in such a context, it is necessary, besides the hydrogeologic characterization, the definition of geologic, structural and tectonic characteristics. The Tubarão Aquifer System occurs on the west side of the area and the Cenozoic Aquifer System is distributed along the main channels. It is possible to identify an important structural control over well productivity, not only on those located in crystalline rocks, but also on those located in sedimentary rocks. The integration of geologic, structural and hydrogeologic data shows that structural control happens mainly in distensive areas, where transtractive tension leads to formation and/or reactivation of brittle NW-SE and E-W structures, commonly associated with the occurrences of alluvial deposits. Other factors that affect well productivity were identified, for example, the location of wells with respect to some morphostructural compartments and the overexploitation of groundwater, which, despite favorable geologic structures, tend to decrease well productivity.

Key-words: Applied Structural Geology, Applied Hydrogeology, Morphotectonics, Crystalline Rocks, Jundiaí.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O crescimento urbano e industrial ocorrido na região Sudeste do Brasil não foi acompanhado por investimentos na gestão dos recursos hídricos. No Estado de São Paulo, o forte desenvolvimento industrial da capital alcançou o interior, ocasionando o crescimento das cidades vizinhas, aumentando a demanda por água e causando a poluição dos mananciais.

A bacia do rio Jundiaí, situada entre as áreas metropolitanas da Grande São Paulo e de Campinas, mostra as conseqüências da falta de planejamento. A degradação ambiental e a intensa ocupação urbana são questões problemáticas que se colocam ao lado de uma paisagem exuberante, marcada pela presença da imponente Serra do Japi. Ali, foram criadas as Áreas de Proteção Ambiental de Jundiaí e Cabreúva e a Área Natural Tombada Serras do Japi, Guaxinduva e Jaguacoara na tentativa de preservar um dos últimos remanescentes da Mata Atlântica do Estado de São Paulo.

O uso intenso e a poluição dos recursos hídricos superficiais levam a uma demanda cada vez maior por recursos hídricos subterrâneos, embora a situação hidrogeológica da bacia não seja das mais favoráveis. A maior parte dela está situada sobre rochas do Embasamento Cristalino e o comportamento da água subterrânea nestes terrenos é bastante complexo e ainda pouco conhecido. Entretanto, a necessidade cada vez maior de água para abastecimento urbano e industrial e de locais seguros para disposição de resíduos perigosos vêm incentivando a realização de estudos hidrogeológicos nestes terrenos. Esta é uma tendência mundial, já que grande parte do arcabouço geológico dos continentes é formada por rochas cristalinas.

A análise do padrão de fraturas do maciço rochoso constitui uma importante ferramenta para o estudo dos aquíferos em rochas cristalinas, pois permite o reconhecimento das orientações preferenciais dos sistemas de fraturas, bem como sua caracterização, levando à indicação dos conjuntos mais favoráveis ao armazenamento e à percolação das águas subterrâneas.

No Brasil, a atenção voltada para o gerenciamento dos recursos hídricos aumentou consideravelmente como conseqüência das novas políticas ambientais e da crescente preocupação com o suprimento da população com qualidade e quantidades adequadas. Mas ainda existe uma carência muito grande de conhecimentos relativos à Hidrogeologia Regional e à real situação de exploração dos aquíferos. O grande incremento do número de

poços perfurados por ano, muitos deles sem autorização dos órgãos gestores, é considerado o desafio atual para a gestão efetiva deste precioso recurso.

Para colaborar no preenchimento destas lacunas, concebeu-se a idéia deste trabalho, visando uma contribuição para o conhecimento geológico-estrutural e hidrogeológico da bacia do rio Jundiáí. A caracterização hidrogeológica da área vinculada ao estudo do padrão de fraturamento do maciço rochoso proporciona importantes subsídios ao aperfeiçoamento das técnicas de prospecção e de avaliação de reservas de águas subterrâneas em terrenos cristalinos.

O trabalho está dividido de forma a englobar temas geológicos e hidrogeológicos importantes para a abordagem pretendida. Na caracterização da área (Capítulo 3), apresenta-se os contextos geológico, tectônico e hidrogeológico regionais tendo como referência trabalhos preexistentes e mostrando também alguns dados levantados nesta tese. A seguir, apresenta-se a geologia estrutural da área (Capítulo 4) com ênfase nas estruturas geológicas rúpteis e na compartimentação morfoestrutural. Seguem temas relacionados à água subterrânea, inicialmente com uma síntese da bibliografia existente sobre a hidrogeologia de rochas cristalinas (Capítulo 5) e, posteriormente, com a caracterização hidrogeológica da área a partir de dados de poços tubulares profundos (Capítulo 6). A integração entre os dados geológico-estruturais e hidrogeológicos é apresentada no Capítulo 7. No Capítulo 8, o trabalho é encerrado com uma discussão que entrelaça os vários temas abordados nos capítulos anteriores e com as conclusões.

1.1 OBJETIVO

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização estrutural do maciço rochoso da bacia do rio Jundiáí e o papel das estruturas geológicas no controle da produtividade dos poços tubulares profundos. Como a maior parte da bacia está sobre o Embasamento Cristalino, onde a ocorrência de água subterrânea é condicionada principalmente pelas descontinuidades da rocha, tornam-se necessárias:

- a caracterização geológico-estrutural, morfoestrutural e tectônica da área, com ênfase nas estruturas rúpteis;
- a caracterização hidrogeológica dos sistemas aquíferos com base nos dados de poços tubulares profundos;
- a integração entre dados geológico-estruturais e hidrogeológicos.

1.2 ÁREA DE ESTUDOS

A bacia hidrográfica tem sido considerada a unidade fisiográfica mais apropriada para o gerenciamento dos recursos hídricos. Porém, as feições morfoestruturais são de abrangência regional e ultrapassam os limites da bacia de águas superficiais, motivo pelo qual foi delineada uma área maior, de forma retangular, envolvendo toda a bacia do rio Jundiáí. Isto favoreceu a caracterização hidrogeológica, pois o número de poços tubulares profundos aumentou consideravelmente, melhorando a representatividade estatística dos dados hidrogeológicos e possibilitando abranger maior variedade de casos no estudo do controle estrutural sobre a produtividade dos poços.

Assim, a área de estudos constitui um polígono retangular delimitado pelas coordenadas geográficas: 46°30' e 47°20' longitude Oeste e 23°00' e 23°20' latitude Sul, ou entre as coordenadas UTM: 260 e 345 km, 7415 e 7455 km (Figura 1.1).

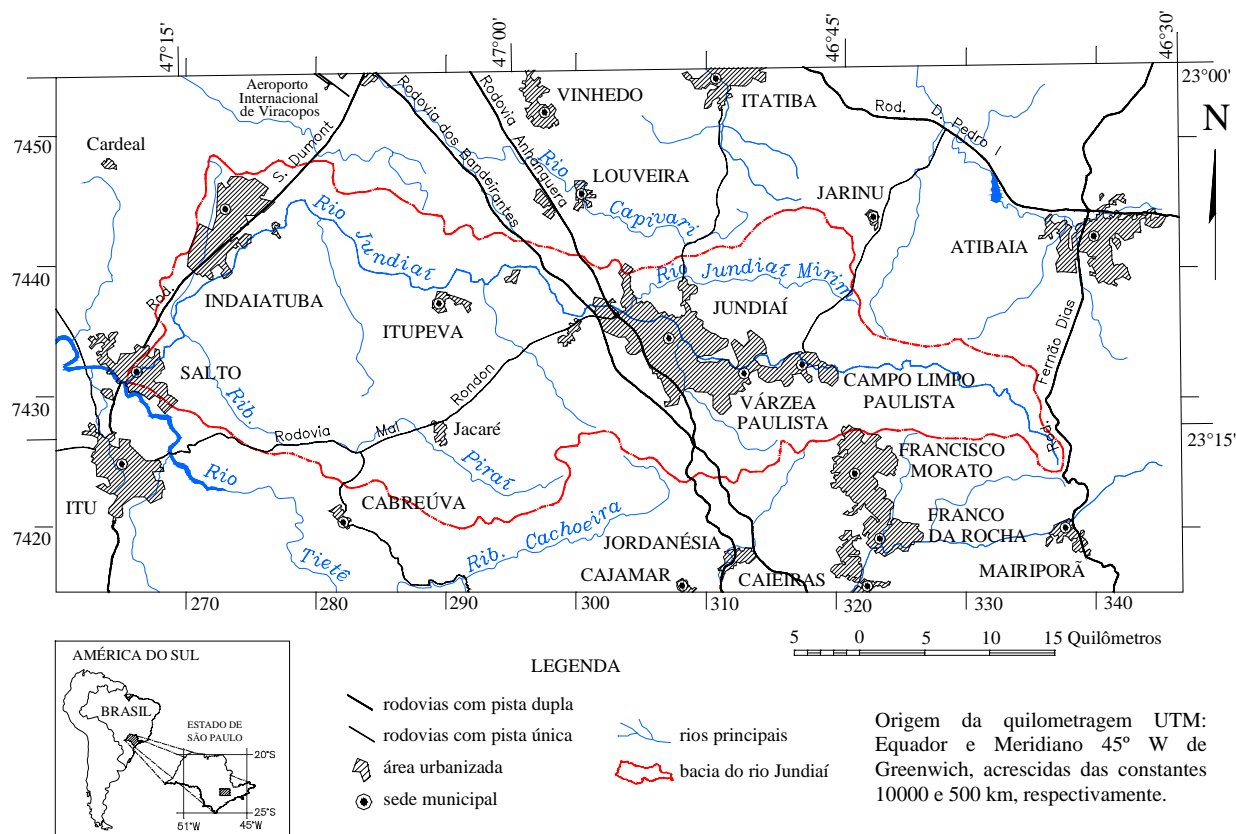


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudos.

A bacia do rio Jundiáí escoia a partir do flanco noroeste da Serra da Mantiqueira, que recebe diversas denominações locais: Serra do Japi, Serra da Cantareira, Serra da Pedra Vermelha, Serra de Atibaia, dentre outras (Figura 1.2). As bacias limítrofes são: a do

rio Atibaia, do rio Capivari, do Médio Tietê e do rio Jundiuvira. O rio Jundiá nasce na Serra da Pedra Vermelha, a 1.000 metros de altitude, e percorre aproximadamente 110 quilômetros antes de desaguar no rio Tietê na cidade de Salto, onde a altitude fica em torno de 550 metros acima do nível médio do mar.

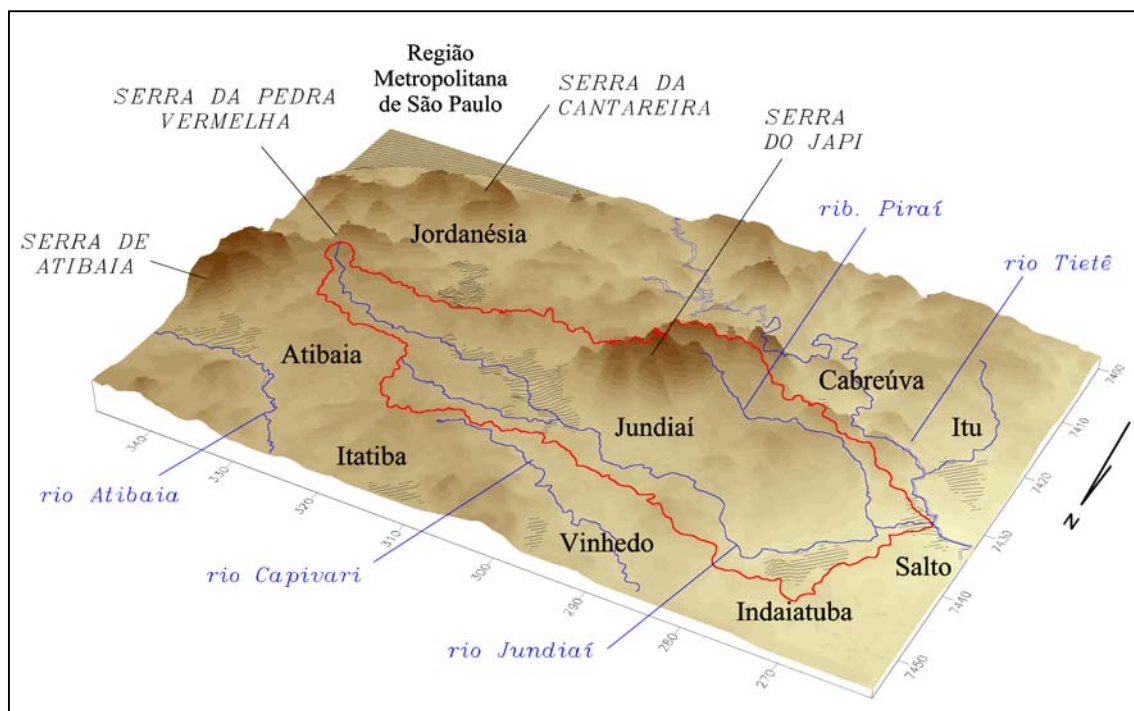


Figura 1.2: Modelo digital do terreno da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

Existem sérios problemas de disponibilidade hídrica nesta região. Os mananciais da Região Metropolitana de São Paulo não são mais suficientes para abastecer a metrópole, sendo necessário fazer reversão de água do rio Atibaia (pertencente à bacia do rio Piracicaba) por meio do Sistema Cantareira. Porém, problemas de escassez hídrica também já ocorrem na bacia do rio Piracicaba. A bacia do rio Jundiá, que igualmente atingiu seu limite de disponibilidade hídrica superficial, reverte até $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$, também do rio Atibaia, para o abastecimento público do município de Jundiá.

Estes problemas remetem à necessidade de uma melhor caracterização hidrogeológica da bacia. Ao mesmo tempo, a área oferece excelentes oportunidades para o estudo da evolução geológica rúptil e do seu controle no comportamento dos aquíferos. Sobre as rochas do Embasamento Cristalino, estão preservados depósitos sedimentares deformados por importantes eventos tectônicos, inclusive aqueles referentes à atuação da Neotectônica. Esta combinação de fatores justifica a escolha desta área para o desenvolvimento do trabalho.

CAPÍTULO 2 – MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo, apresenta-se o material utilizado e os procedimentos realizados no desenvolvimento da pesquisa. O material é listado abaixo e os procedimentos são descritos nos itens seguintes.

Como material cartográfico e de sensoriamento remoto, foram utilizadas bases cartográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (1971, 1972, 1973a, 1973b, 1973c, 1973d, 1984, 1985) em escala 1:50.000; fotografias aéreas do levantamento USAF de 1965 em escala 1:60.000; imagem de radar do Projeto RADAMBRASIL (Brasil, 1976) em escala 1:250.000; além de mapas geológicos preexistentes (citados no item 2.1.4).

Para a digitalização dos mapas e tratamento digital dos dados, foram utilizados: microcomputador Pentium com 512 Mb de memória RAM, mesa digitalizadora e os programas computacionais AutoCAD 2000 (*Autodesk, Inc.*), Surfer Version 7.00 (*Golden Software, Inc.*), StereoNet for Windows 3.03 (*Geological Software*), ArcView GIS 3.2 (*Environmental Systems Research Institute, Inc.*), Corel Draw 11.0 (*Corel Corporation*), Statistica 6.0 (*StatSoft, Inc.*) e Excel 2000 (*Microsoft Corporation*).

Também foram utilizados estereoscópios de bolso e de mesa, além do material básico para trabalhos geológicos de campo, como martelo, bússola, lupa etc.

A descrição dos métodos apresentada a seguir está dividida em três etapas: levantamento, tratamento e integração dos dados.

2.1 LEVANTAMENTO DE DADOS

A fase de levantamento de dados envolveu a coleta de material bibliográfico e de dados geológicos, estruturais e hidrogeológicos que serviram de base para o desenvolvimento do trabalho.

2.1.1 Levantamento bibliográfico

Em busca do conhecimento existente sobre o meio físico regional, foram consultados os trabalhos desenvolvidos anteriormente que envolveram a bacia do rio Jundiá e região. A revisão bibliográfica efetuada a partir deste levantamento é apresentada no Capítulo 3, juntamente com alguns dados gerados no desenvolvimento da pesquisa.

Um extensivo levantamento dos trabalhos que tratam da hidrogeologia de rochas cristalinas foi feito nas bases de dados textuais e referenciais disponíveis na Internet. No Brasil existem poucos trabalhos que tratam do tema; a maior parte deles é publicada em periódicos internacionais e muitos são de difícil acesso. Mesmo assim, foi possível levantar um considerável volume de informações, que serviu para fornecer uma visão geral do conhecimento existente sobre o assunto. Esta compilação é apresentada no Capítulo 5.

2.1.2 Levantamento de poços tubulares profundos

O levantamento dos poços tubulares profundos cadastrados na área de estudos foi feito a partir do banco de dados do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e da empresa de perfuração Jundsondas Poços Artesianos, conforme descrito no item 6.1 do Capítulo 6. Com a compilação destes bancos de dados, foi montado, em planilhas do Excel, o banco de dados utilizado no trabalho. Os poços que trazem as coordenadas de localização estão plotados no mapa do apêndice B e parte dos dados do banco de dados compilado é apresentada no apêndice C.

A compilação destes dados não é tarefa simples, pois no Brasil não se dispõe de um banco de dados oficial de boa qualidade. A falta de dados consistentes tem sido um grande empecilho para o desenvolvimento de trabalhos acadêmicos ou daqueles dirigidos à gestão dos recursos hídricos subterrâneos. Estes fatos são comentados com maiores detalhes no item 6.1 do Capítulo 6 e na discussão apresentada no Capítulo 8.

Devido à ausência de dados e à existência de dados incorretos, nem todos os poços cadastrados puderam ser utilizados. Foi necessário selecionar diferentes conjuntos de poços para cada etapa do trabalho, o que foi feito da seguinte forma:

- todos os poços cadastrados, mesmo aqueles **sem** coordenadas e **sem** dados hidrodinâmicos, foram considerados na contagem geral e na análise dos erros (Capítulo 6, item 6.1);
- todos os poços cadastrados **com** coordenadas, mesmo que **sem** dados hidrodinâmicos, foram plotados no mapa de localização dos poços (apêndice B);
- todos os poços **com** dados hidrodinâmicos, mesmo que **sem** coordenadas, foram considerados na análise estatística (Capítulo 6, item 6.3);
- apenas os poços **com** coordenadas e **com** dados hidrodinâmicos foram considerados no estudo da variação espacial da produtividade (Capítulo 7).

Define-se como “dados hidrodinâmicos” aqueles referentes ao nível estático, nível dinâmico e vazão dos poços, coletados no teste de bombeamento e que possibilitam o cálculo da capacidade específica (Q/s).

2.1.3 Preparação de mapas temáticos

Os mapas produzidos neste trabalho e/ou digitalizados foram confeccionados da seguinte forma:

- a) Mapas topográfico e hipsométrico: as curvas de nível com equidistância de 20 metros foram digitalizadas em mesa digitalizadora a partir das bases cartográficas em escala 1:50.000. O arquivo com extensão “dwg” do Autocad foi importado para o ArcView, onde foi construído o mapa hipsométrico. Ele também foi utilizado na construção do Modelo Digital do Terreno (MDT), por meio do tratamento com a rotina em Autolisp “vert14.lsp”, cujo produto foi importado no programa Surfer sob a forma de arquivo “txt”.
- b) Drenagem: A rede de drenagem também foi digitalizada no Autocad a partir das bases cartográficas em escala 1:50.000.
- c) Lineamentos: A imagem de radar em escala 1:250.000 foi utilizada por destacar as feições estruturais do terreno e propiciar visão completa dos lineamentos regionais. Neste procedimento, seguiu-se a metodologia proposta por Liu (1987) e Wise (1982). A separação dos vários sistemas de lineamentos foi possível com a digitalização em diferentes camadas de informação. As fotografias aéreas de escala 1:60.000 foram utilizadas para o traçado dos lineamentos em escala de maior detalhe e também foram digitalizadas. Um terceiro mapa de lineamentos foi obtido a partir do mapa de drenagem impresso em escala 1:100.000. Os diagramas de rosetas foram construídos no Autocad, por meio da rotina “roseta.lsp”.

A utilização dos termos “lineamento”, “alinhamento”, “lineação” e “fratura” para se referir às feições lineares da superfície terrestre tem gerado discussões e interpretações equivocadas, motivo pelo qual considera-se adequado tecer as seguintes considerações.

No presente trabalho, adota-se os conceitos de O’Leary et al. (1976), que apresentam uma ampla revisão sobre o assunto. De acordo com O’Leary et al. (1976, p. 1467), o termo “lineamento” (*lineament*, em inglês) deve ser usado em um sentido essencialmente geomorfológico: “um lineamento é uma feição linear simples ou composta, mapeável, cujas partes são alinhadas de forma retilínea ou levemente curvilínea e que

diferem do padrão de feições adjacentes, presumivelmente refletindo um fenômeno de subsuperfície”. O termo “lineação” (*lineation*, em inglês) deve ser utilizado em estudos de escala mesoscópica, conforme sua concepção original, para se referir a uma feição petrográfica pertencente à estrutura interna da rocha (lineação mineral, por exemplo). O termo “alinhamento” (*alignment*, em inglês) pode ser usado para descrever informalmente qualquer linha definida pelo alinhamento de feições retilíneas.

O termo “fratura” (*fracture*) não é citado por aqueles autores, mas considera-se seu uso inadequado para se referir às feições lineares identificadas em imagens de sensores remotos. As fraturas constituem estruturas geológicas identificáveis em escala mesoscópica ou microscópica e, de acordo com as definições de Allaby e Allaby (1990), definem qualquer descontinuidade rúptil do material, incluindo, portanto, juntas (*joint*) e falhas (*fault*). As juntas constituem fraturas rúpteis ao longo das quais não houve movimentação paralelamente ao plano de fratura e as falhas constituem fraturas rúpteis ao longo das quais ocorreu movimento relativo entre blocos adjacentes.

Emprega-se ainda o termo “feixe estrutural” para designar os grandes alinhamentos estruturais formados pelas descontinuidades regionais que controlam as morfoestruturas.

2.1.4 Mapeamento geológico

O mapa geológico da área foi feito em duas etapas. A primeira etapa envolveu a compilação dos mapas geológicos preexistentes. Existem levantamentos geológicos em escala 1:50.000 provenientes de um antigo convênio entre a UNESP e o extinto Pró-Minério, feitos sobre as bases cartográficas do IBGE: Folha Atibaia (Oliveira et al., 1985), Folha Jundiáí (Batista et al., 1986), Folha Santana de Parnaíba (Batista et al., 1987) e Folha Cabreúva (Hackspacher et al., 1989). Além destes, existe ainda o mapeamento de Galembeck (1997), também em escala 1:50.000, na área do Maciço Granítico Itu. O mapeamento de Neves (1999) enfoca as coberturas cenozóicas da região de Jundiáí e também foi considerado nesta compilação. Nas áreas não abrangidas por estes levantamentos, foram efetuadas fotoanálise e fotointerpretação, intercaladas com trabalhos de campo. O mapa geológico resultante é apresentado no apêndice A.

Na individualização das unidades geológicas foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1:60.000, segundo os critérios propostos por Soares e Fiori (1976), com posteriores visitas de campo.

É importante ressaltar que o material que compõe a unidade geológica aqui denominada Depósitos Colúvio-Eluviais foi, por muito tempo, ignorado nos mapeamentos geológicos, que enfocavam mais os litotipos do Embasamento Cristalino. Porém, seu mapeamento é simples, uma vez que confere ao terreno uma textura “lisa” vista em foto aérea, distinta das áreas com rochas pré-cambrianas e paleozóicas. Normalmente, estas coberturas estão associadas a relevos assimétricos: elas ocupam encostas de baixa declividade e, do lado oposto, a encosta tem mergulho mais íngreme e a textura em foto aérea é mais “rugosa”, com maior número de canais de drenagem. Em fotografias de escala 1:60.000, é importante a utilização de estereoscópios de maior aumento para traçar alguns corpos, apesar de que os mais extensos são visíveis mesmo com o estereoscópio de mesa.

2.1.5 Coleta de dados estruturais

Durante os trabalhos de campo, concomitantemente ao mapeamento e verificação das unidades litoestratigráficas, foi feito o levantamento de dados estruturais. As medidas foram feitas com bússola modelo Clar, envolvendo o maior número possível de estruturas geológicas: foliações, zonas de cisalhamento dúctil, zonas cataclásticas, juntas, falhas e contatos litológicos.

2.2 TRATAMENTO DOS DADOS

Para a descrição da forma de tratamento dos dados, os procedimentos são divididos em dois grupos: o tratamento dos dados relacionados à geologia estrutural e o tratamento dos dados relacionados à hidrogeologia da área.

2.2.1 Geologia estrutural da área

No estudo da geologia estrutural da área (Capítulo 4) foi realizada a análise do fraturamento do maciço rochoso, utilizando-se os mapas temáticos e os dados estruturais coletados em campo, o que permitiu a definição dos sistemas de juntas, das falhas e zonas de falhas e dos domínios estruturais. A comparação entre os principais conjuntos de juntas, as anomalias de drenagem e as anomalias de relevo levaram à definição da compartimentação morfoestrutural da área. As características estruturais dos compartimentos, os diferentes padrões de relevo e de drenagem e a distribuição das coberturas superficiais (sedimentares ou de alteração) são objetos da análise morfotectônica que permitem as interpretações quanto à evolução geológica cenozóica.

2.2.1.1 Análise do fraturamento do maciço rochoso

Por maciço rochoso, entende-se uma massa de rocha intacta constituída de blocos discretos interrompidos por descontinuidades (Fiori e Carmignani, 2001). As descontinuidades constituem planos de fraqueza como juntas, falhas, contatos litológicos e foliações, que conferem ao maciço rochoso seu caráter descontínuo.

A análise do fraturamento do maciço rochoso conduzida no presente trabalho obedeceu duas etapas distintas: a análise em escala macroscópica e a análise em escala mesoscópica.

A análise macroscópica envolveu a descrição dos mapas topográfico, hipsométrico, de lineamentos e de drenagem. O traçado das estruturas regionais que segmentam a área foi feito com base na sobreposição de informações contidas em todos estes mapas, aliadas às informações obtidas na literatura geológica da região.

Na análise mesoscópica, os dados estruturais coletados em campo foram tratados estatisticamente por meio de estereogramas. Os estereogramas foram construídos no programa Stereonet, utilizando-se sempre a projeção no hemisfério inferior. Foram montados estereogramas em projeção ciclográfica, em projeção polar ou de ambos os tipos, conforme a necessidade e o número de medidas disponível. Conceitos básicos de projeção estereográfica podem ser consultados em Carneiro (1996).

Os dados estruturais foram separados por litotipo afetado e, posteriormente, por domínios estruturais. A caracterização estrutural dos diferentes domínios permitiu reconhecer as principais feições estruturais que compartimentam a área.

2.2.1.2 Compartimentação morfoestrutural

A compartimentação morfoestrutural da área seguiu a metodologia utilizada por Neves (1999) e Neves et al. (2003). Os parâmetros considerados na definição dos compartimentos são: o arranjo espacial dos tipos de relevo, o posicionamento dos feixes de lineamentos, os diferentes níveis hipsométricos, a presença de escarpas alinhadas, anomalias de drenagem e alinhamento de confluências. Para tanto, foram utilizados, além do MDT, os mapas geológico, geomorfológico, de lineamentos, de drenagem e topográfico. Trabalhos de campo concentrados ao longo dos limites entre os compartimentos permitiram a identificação dos feixes estruturais que controlam a morfologia do terreno.

2.2.1.3 Análise morfotectônica

Na análise morfotectônica, utiliza-se as premissas da Geomorfologia Tectônica, que considera a estruturação do relevo como resultado da interação entre a tectônica e a heterogeneidade geológica (Penk, 1953; Kostenko, 1975; Summerfield, 1991 e 2000).

Uma importante ferramenta neste tipo de abordagem é a identificação das “escarpas de falha” (Stewart e Hancock, 1990). A atuação dos processos intempéricos dá origem às “escarpas de falha residuais”, ou seja, escarpas maduras onde não se pode mais observar os sinais claros da atuação tectônica (Figura 2.1a). A identificação de feições associadas às escarpas, como facetas triangulares, também auxilia na identificação de condicionamento tectônico (Burbank e Anderson, 2001) (Figura 2.1b).

Outra ferramenta é a investigação dos padrões e das anomalias de drenagem. As anomalias representam perturbações locais da rede de drenagem, como inflexões, cotovelos e capturas, comumente associadas a efeitos neotectônicos (Howard, 1967; Ouchi, 1985; Leeder e Alexander, 1987). A presença de bacias assimétricas se relaciona a processos de basculamento tectônico (Cox, 1994; Keller e Pinter, 1996) (Figura 2.1c) e o alinhamento de confluências pode indicar falhamento e abatimento de blocos (Figura 2.1d).

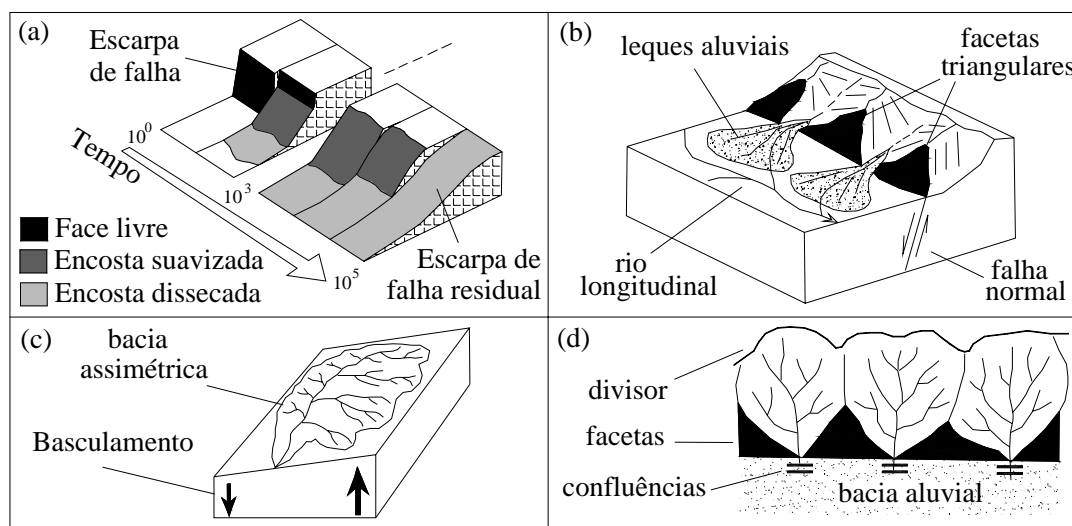


Figura 2.1: Feições utilizadas por Neves et al. (2003) no estudo morfotectônico da região de Jundiáí. (a) Evolução das escarpas de falha para escarpas de falha residuais (Stewart e Hancock, 1990); (b) Formação de facetas triangulares e leques aluviais (Burbank e Anderson, 2001 modificado); (c) Bacia assimétrica indicando basculamento tectônico (Keller e Pinter, 1996 modificado) e (d) Alinhamento de confluências em zona de falha com abatimento de bloco tectônico.

Os estudos morfotectônicos também requerem a caracterização das coberturas sedimentares cenozóicas, a definição de áreas sujeitas a sedimentação e erosão e o levantamento de estruturas geológicas rúpteis.

2.2.2 Hidrogeologia da área

Com os dados dos poços tubulares profundos cadastrados foi possível descrever a evolução do número de perfurações ao longo dos anos e a predominância dos tipos de uso da água subterrânea na bacia. A caracterização dos sistemas aquíferos também foi feita com base nestes dados, utilizando-se os métodos descritos a seguir.

2.2.2.1 Estatística Descritiva

O tratamento estatístico dos parâmetros hidrogeológicos foi feito com auxílio dos programas Excel e Statistica, utilizando-se conceitos básicos da Estatística Descritiva e Análise de Correlação (Vieira, 1980; Wonnacott e Wonnacott, 1990). Os resultados obtidos são apresentados no Capítulo 6.

A comparação de distribuições de frequência utilizando gráficos de frequência acumulada tem sido constantemente empregada em trabalhos hidrogeológicos. Como exemplo, cita-se Banks e Robins (2002) que propõem a utilização destes diagramas na previsão de resultados com base nos dados dos poços existentes em uma determinada área (item 5.4).

2.2.2.2 Superfícies de tendência e mapa de resíduos

As superfícies de tendência são utilizadas no item 6.5 do Capítulo 6, para mostrar a variação dos níveis d'água ao longo do tempo, e no Capítulo 7, para construção dos mapas de resíduos da capacidade específica. Tanto as superfícies de tendência quanto os mapas de resíduos foram confeccionados no programa Surfer.

O conceito de superfície de tendência é definido por Landim (1998), como a superfície que melhor se adapta ao conjunto de observações, construída por meio de técnicas matemáticas. Permite analisar o comportamento espacial de variáveis dependentes condicionadas a uma, duas ou mais variáveis independentes (Figura 2.2). O estudo permite

que dados mapeáveis sejam separados em duas componentes: uma de natureza regional, representada pela superfície, e outra que revela as flutuações locais, representada pelos valores residuais. Assim, para a detecção de anomalias, calcula-se superfícies de tendência de baixo grau e os respectivos mapas de resíduos. O mapa de resíduos mostra os locais onde os valores medidos se distanciam da superfície de tendência regional, no sentido positivo ou negativo.

As superposições entre os mapas de resíduos e os outros mapas (item 7.1 do Capítulo 7) também foram feitas com o programa Surfer.

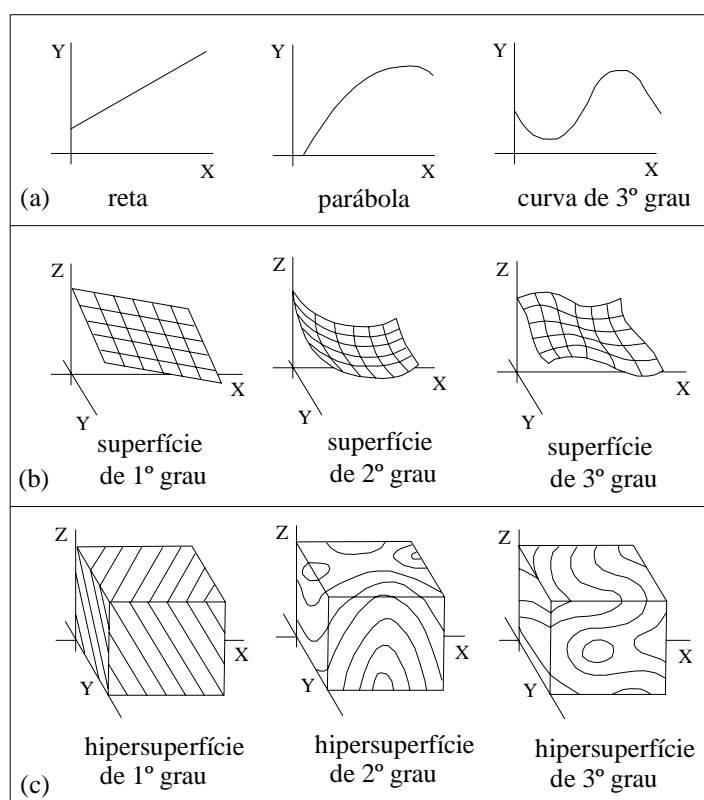


Figura 2.2: Comportamento espacial de variáveis dependentes condicionadas por (a) uma variável independente (linhas), (b) duas variáveis independentes (superfícies) e (c) três variáveis independentes (hipersuperfícies) (Landim, 1998).

2.2.2.3 Geometria do Sistema Aquífero Tubarão

Para definir a geometria aproximada do Sistema Aquífero Tubarão na área de estudos, foram utilizadas informações de todos os poços cadastrados que atravessam o Grupo Itararé na Bacia do Paraná e que trazem informações do perfil geológico-constutivo. Dentre eles estão poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino, mas que atravessam camadas do Grupo Itararé; poços mistos, que exploram ambos os sistemas

aquíferos, e também poços que explotam apenas o Sistema Aquífero Tubarão, mas que atingem o topo do Embasamento Cristalino.

Considera-se estes dados bastante confiáveis, pois apesar de muitas vezes não haver boa qualidade na descrição dos litotipos, a diferença entre a construção de poços em rochas sedimentares e em rochas cristalinas é muito grande e normalmente isto é registrado durante a perfuração. Portanto, o problema encontrado aqui não é a qualidade dos dados, mas sua distribuição irregular, motivo pelo qual salienta-se que os mapas obtidos, tanto o do topo do Embasamento Cristalino, quanto o de isoespessura do Sistema Aquífero Tubarão, são aproximações da realidade. A interpolação dos dados foi feita no programa Surfer, utilizando-se o Método da Mínima Curvatura.

2.2.2.4 Mapas potenciométricos

Os mapas potenciométricos foram confeccionados à mão, utilizando-se conceitos básicos encontrados em vários livros de Hidrogeologia, dentre os quais destaca-se o procedimento detalhado descrito em EPA (1994).

Embora o Sistema Aquífero Cristalino seja heterogêneo e anisotrópico, considera-se possível traçar uma superfície potenciométrica virtual conforme os preceitos de Custodio e Llamas (1996) (item 5.2.2, Capítulo 5). Os dados de medida do nível estático selecionados para este fim mostraram coerência entre si, permitindo o traçado das equipotenciais em concordância com a rede de drenagem e a topografia. Obviamente, em escala local, o mapa potenciométrico sofrerá modificações importantes, conforme a presença de estruturas controladoras do fluxo subterrâneo.

Recentemente, muitos trabalhos que utilizam métodos de interpolação automáticos processados em programas computacionais, têm gerado mapas com erros grosseiros, pois não consideram a influência da rede de drenagem, tampouco da topografia do terreno, na geometria do aquífero.

Outro cuidado necessário na construção de mapas potenciométricos a partir de dados obtidos nos bancos de dados disponíveis é a observação da data de construção dos poços ou do teste de bombeamento no qual se obteve a medida do nível estático. Tal como foi observado neste trabalho (item 6.4, Capítulo 6), a superfície potenciométrica poderá sofrer variações conforme a evolução da exploração do aquífero ao longo do tempo. Assim, é necessário utilizar dados correspondentes a um mesmo período, de preferência dados consistidos.

2.3 INTEGRAÇÃO DE DADOS

O estudo do comportamento da água subterrânea em terrenos cristalinos é tema relativamente recente. A integração entre dados geológico-estruturais e hidrogeológicos não é prática comum, pois existem divergências entre as duas especialidades. Poucos trabalhos aplicam técnicas de análise estrutural à caracterização hidrogeológica de aquíferos fraturados e, em decorrência, ainda não existem métodos consagrados. Vários trabalhos conduzidos sobre o tema consideram diferentes fatores como intervenientes na produtividade dos poços (ver Capítulo 5).

A maior parte dos estudos realizados nos países mais ricos utiliza métodos dispendiosos, como geofísica e medidas de tensão *in situ*. Atualmente, existem muitas linhas de pesquisa que utilizam métodos de sensoriamento remoto e SIG para estudar a variação da produtividade dos poços em terrenos cristalinos. A principal limitação destes métodos está no desconhecimento de qual ou quais fatores efetivamente interferem na produtividade dos aquíferos fraturados e, conseqüentemente, qual peso deve ser atribuído a cada um deles. No presente trabalho, considera-se imprescindível a realização de estudos geológico-estruturais e hidrogeológicos em escala regional e de detalhe para, só então, proceder outros métodos com maior segurança.

Dentro dos objetivos deste trabalho, está a avaliação do quadro geológico-estrutural e morfoestrutural da área e sua influência na produtividade dos poços tubulares profundos já perfurados, passando pela caracterização hidrogeológica dos aquíferos. Na integração dos dados, optou-se por uma abordagem em escala regional e outra em escala local. Em escala regional, a simples superposição entre mapas permitiu a constatação das limitações existentes no uso de associações entre produtividade de poços e lineamentos extraídos de imagens de sensores remotos, seja imagem de radar ou fotografias aéreas, sem análises mais detalhadas. Partiu-se então para o estudo em escala local em áreas selecionadas, com a construção de perfis geológicos e a plotagem dos poços que trazem os perfis geológico-estruturais e dados hidrodinâmicos. A metodologia revelou-se adequada, mas mostrou que pode haver também vários outros fatores que interferem na variável em estudo.

CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

Nesse capítulo pretende-se situar a bacia do rio Jundiá no contexto regional, abordando as características ambientais, as condições climáticas, a vegetação e o uso do solo. A ênfase é dada aos temas mais importantes para o trabalho, ou seja, às características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas da área.

3.1 ASPECTOS CLIMÁTICOS

O clima da região sofre influência das massas de ar Tropical Atlântica, Tropical Continental e Polar Atlântica (São Paulo, 2000a). O regime térmico possui características tropicais e subtropicais, com temperatura média anual variando entre 18°C e 20°C.

Na classificação climática do Estado de São Paulo pelo sistema Köppen (Setzer, 1966), a bacia se situa na faixa de transição entre os climas Cwa, Cfa e Cfb (Figura 3.1). A classificação como tipo “C” é atribuída aos climas temperados chuvosos e quentes (Ayoade, 2002); “w” indica que as chuvas são concentradas no verão e o inverno é seco, enquanto “f” indica clima úmido o ano todo, sem estação seca. As últimas letras são relativas à temperatura: “a” simboliza verão quente com temperatura média do mês mais quente superior a 22° C e “b” significa verão moderadamente quente com temperatura média menor do que 22° C no mês mais quente.

Como os climas Cwa e Cfa possuem verão quente e inverno não muito frio, eles são denominados climas Subtropicais. Já o clima Cfb, que apresenta verão brando e inverno mais frio, pode ser considerado Temperado. Essa variação climática possivelmente está ligada à topografia acidentada característica da região, situada na transição entre o Planalto Atlântico e a Depressão Periférica, além das influências das massas de ar vindas do oceano (Setzer, 1966).

Existe outra classificação climática que se baseia na efetividade da precipitação, índice que inclui as chuvas e a temperatura na mesma fórmula. Nela, a área apresenta os climas Bcr, Bcw e Ccw (Figura 3.2). O clima tipo “B” é considerado muito úmido, com índice anual de efetividade da precipitação entre 354 e 500 mm, e o tipo “C” é tido como úmido, cujo índice anual de efetividade da precipitação é de 250 a 353 mm. O símbolo “c” indica que a temperatura média anual está entre 18 e 22°C, enquadrando a área no clima

Subtropical. Quanto à última letra, “w”, indica que há estiagem no inverno e “r” significa que não há estiagem pronunciada durante o ano todo.

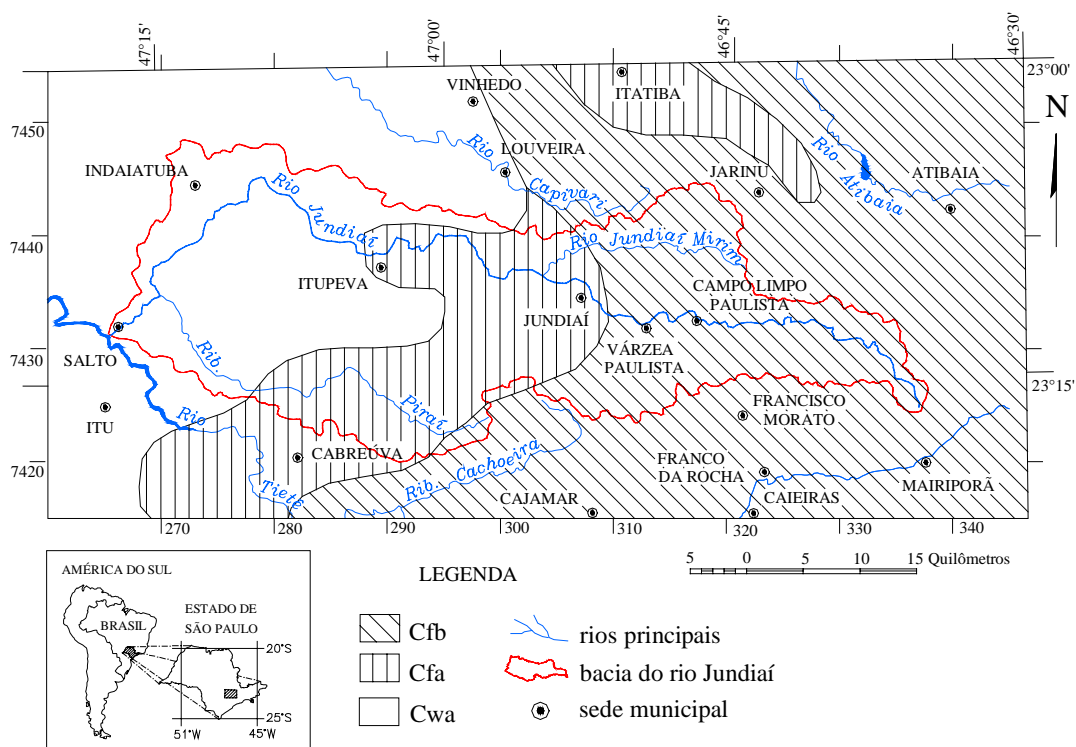


Figura 3.1: Classificação climática da área de estudos pelo Sistema Köppen (Setzer, 1966 modificado).

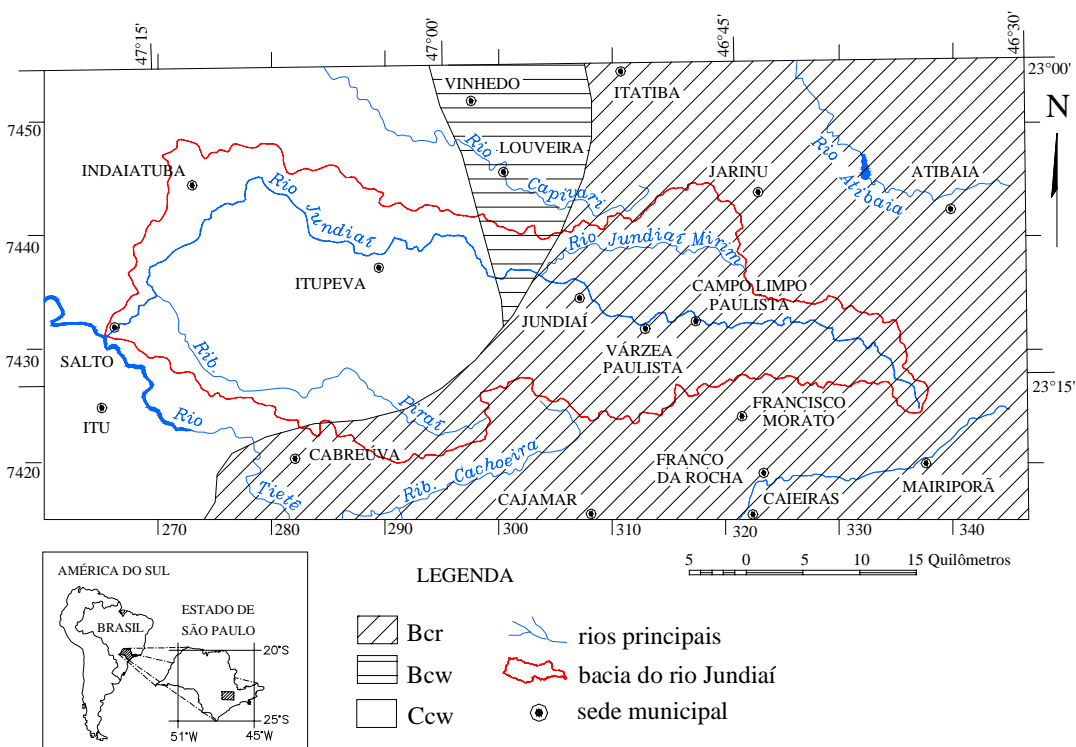


Figura 3.2: Classificação climática da área de estudos de acordo com a efetividade da precipitação (Setzer, 1966 modificado).

A precipitação anual na bacia varia entre os 1.200 e 1.800 mm. Os meses mais secos são julho e agosto, com médias pluviométricas mensais entre 25 e 40 mm, e os meses mais chuvosos são dezembro e janeiro, com médias entre 190 e 215 mm (Figura 3.3).

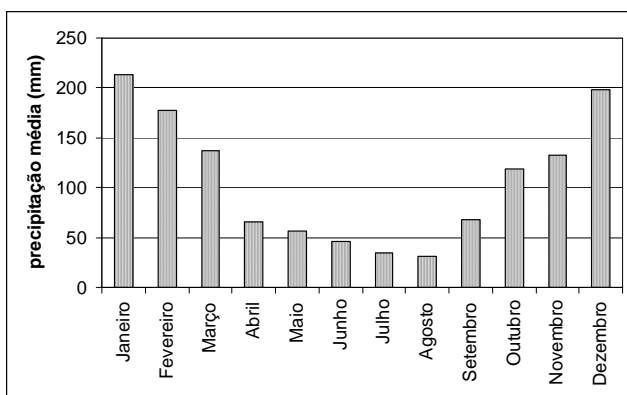


Figura 3.3: Pluviograma acumulado médio mensal da bacia do rio Jundiá - período considerado: 1936 a 2000 (compilação de dados do Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo, <http://www.sigrh.sp.gov.br>).

As várias estações pluviométricas distribuídas pela área mostram variações na precipitação média mensal. Os maiores índices ocorrem na estação E3-084, próximo a Louveira, e os menores índices na estação E4-016, localizada em Salto (Figura 3.4).

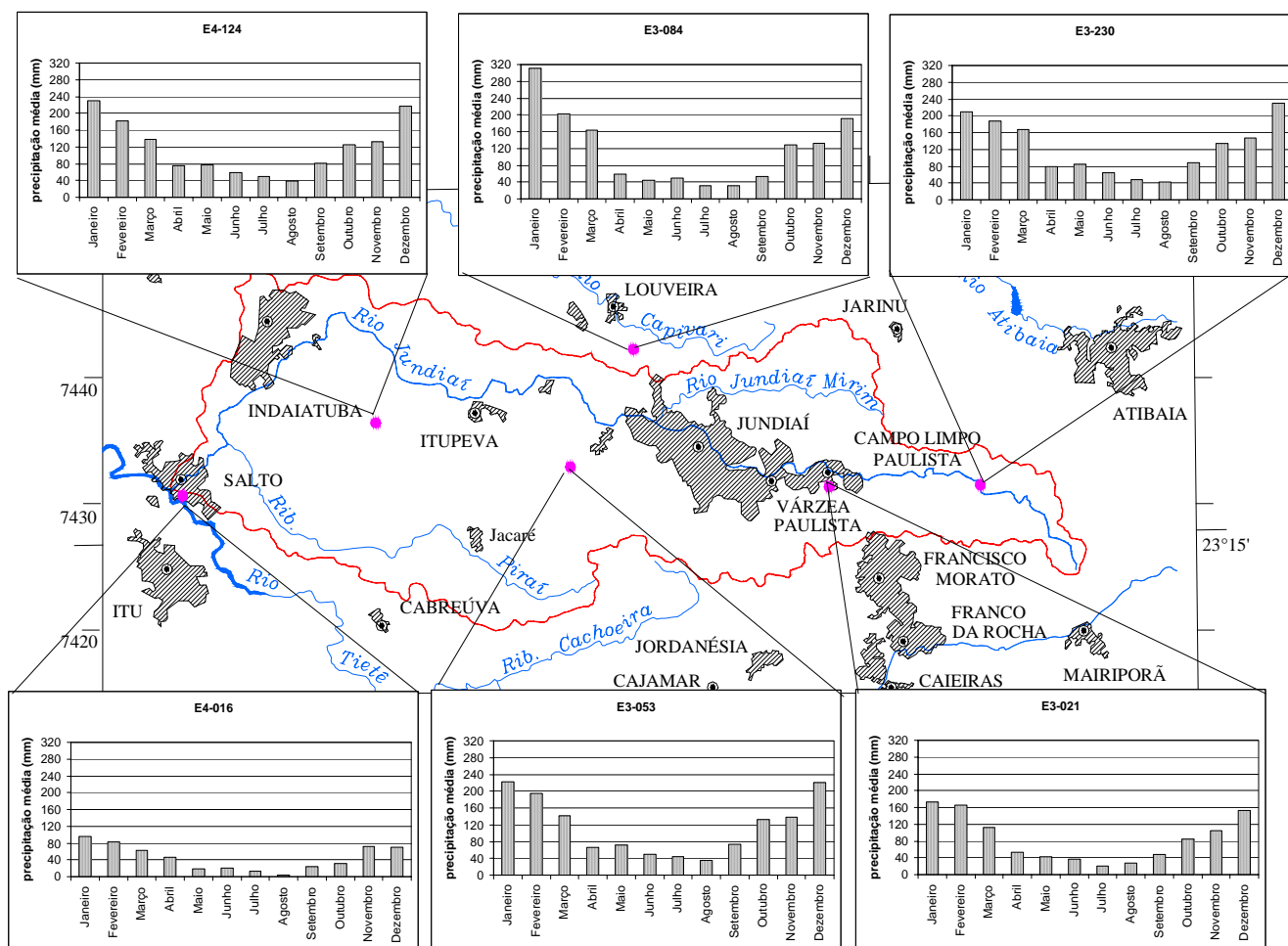


Figura 3.4: Pluviogramas médios acumulados de algumas das estações pluviométricas da área de estudos.

Os dados pluviométricos, separados por períodos entre os anos de 1936 e 2000, mostram a variação da precipitação média mensal ao longo de algumas décadas (Figura 3.5). Nota-se que as décadas de 70 e 80 foram as mais chuvosas, com precipitação média mensal próxima a 120 mm.

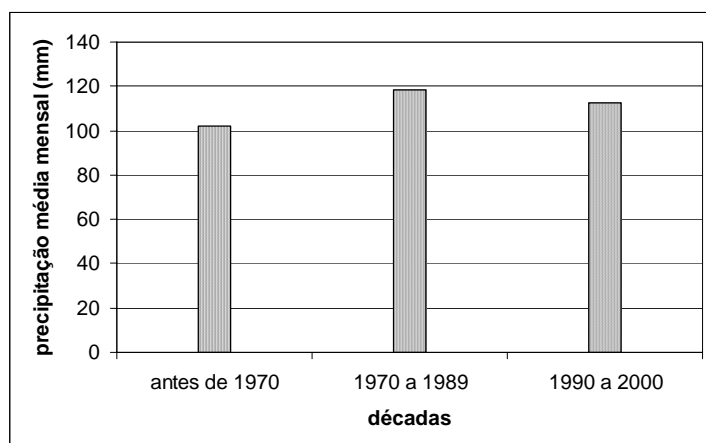


Figura 3.5: Variação da precipitação média mensal na bacia do rio Jundiáí (SP) ao longo de algumas décadas.

3.2 VEGETAÇÃO, USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

A maior parte da vegetação encontrada na bacia é de reflorestamento por espécies exóticas, como eucalipto e *pinus* (São Paulo, 2000b). A vegetação natural, concentrada na Serra do Japi, é composta por remanescentes da Mata Atlântica que incluem formações de Mata, Capoeira, Cerrado, Campo Cerrado e Vegetação Natural de Várzea. Nos locais de solos rasos e pedregosos ocorre vegetação com características xeromórficas, tais como cactos, bromélias, arbustos e árvores de pequeno porte com troncos finos e retorcidos.

No uso do solo (Figura 3.6) predominam as Pastagens e/ou Campo Antrópico, ou seja, áreas com pasto cultivado, que ocupam 63% da bacia. Muitas vezes, esses terrenos são improdutivos e utilizados apenas para especulação imobiliária (São Paulo, 2000a). A categoria Cobertura Vegetal Natural vem em segundo lugar (13%), seguida pelas Áreas Urbanas e Industriais (10%), Agricultura (8%) e Áreas de Reflorestamento (6%). Apesar do restrito uso do solo para agricultura, essa atividade utiliza intensa irrigação por estar baseada principalmente na hortifruticultura.

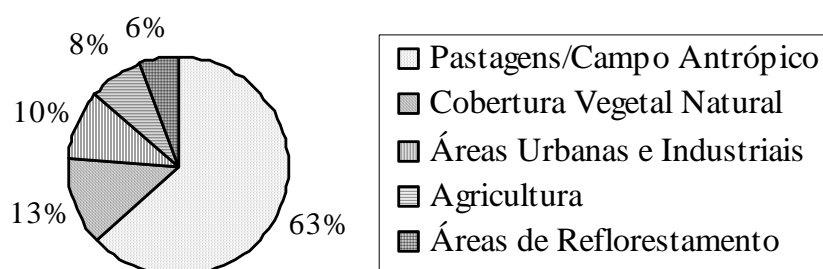


Figura 3.6: Uso e ocupação do solo na bacia do rio Jundiáí (fonte: São Paulo, 2000c).

Uma peculiaridade da bacia do rio Jundiá é que, comparativamente às bacias vizinhas, ela possui os maiores percentuais de áreas vegetadas (incluindo a Cobertura Vegetal Natural e as Áreas de Reflorestamento) ao mesmo tempo em que apresenta a maior porcentagem de áreas urbanas e industriais.

A preservação das áreas vegetadas se deve, em grande parte, à criação da Área Natural Tombada Serras do Japi, Guaxinduva e Jaguacoara e das Áreas de Proteção Ambiental (APAs) de Jundiá e Cabreúva. Juntas, estas APAs somam 69.300 hectares e ocupam 40% da bacia do rio Jundiá.

As áreas de proteção ambiental, administradas pela Secretaria de Estado do Meio Ambiente, foram criadas para proteger o conjunto de serras conhecido como “Serra do Japi”, onde existe um dos últimos maciços de Mata Atlântica do Estado de São Paulo. A Área Natural Tombada Serras do Japi, Guaxinduva e Jaguacoara foi criada pela Secretaria de Estado da Cultura para preservar o importante banco genético tropical ali existente. Constituem áreas de refúgio para a fauna, incluindo algumas espécies ameaçadas de extinção (São Paulo, 2000b). O tombamento abrange apenas uma porção da Serra do Japi, mas as áreas de proteção ambiental envolvem tanto o conjunto de serras quanto toda a área dos municípios de Jundiá e Cabreúva (Figura 3.7). Adjacente a essas APAs, mas fora do limite da bacia, existe ainda a APA de Cajamar, envolvendo o município homônimo.

No interior da Área Natural Tombada, foi criada a Reserva Biológica Municipal da Serra do Japi, cuja administração é responsabilidade da Prefeitura Municipal de Jundiá. A Reserva Biológica é uma unidade de conservação de proteção integral, onde não são permitidos consumo, coleta, dano ou destruição dos recursos naturais (Jesus e Cavalheiro, 2004).

Nas áreas de proteção ambiental, ao contrário dos parques e reservas biológicas, os proprietários continuam sendo donos da terra, estando, porém, sujeitos às normas de uso e ocupação do solo (Instituto Serra do Japi, 1998). As restrições legais ao uso do solo obedecem ao zoneamento ambiental definido no decreto de criação das APAs (São Paulo, 1998) que, no caso de Jundiá e Cabreúva, visam proteger a área de mata contínua que ocupa as serras (Zona de Conservação da Vida Silvestre) e as bacias de captação representadas pelas nascentes do rio Capivari, parte da bacia do rio Jundiá-Mirim e as bacias do Ribeirão Cabreúva e Piraí (Zona de Conservação Hídrica) (Figura 3.8). A Zona de Restrição Moderada inclui as áreas com ocupação urbana e industrial já instalada e outras áreas reservadas para o mesmo fim.

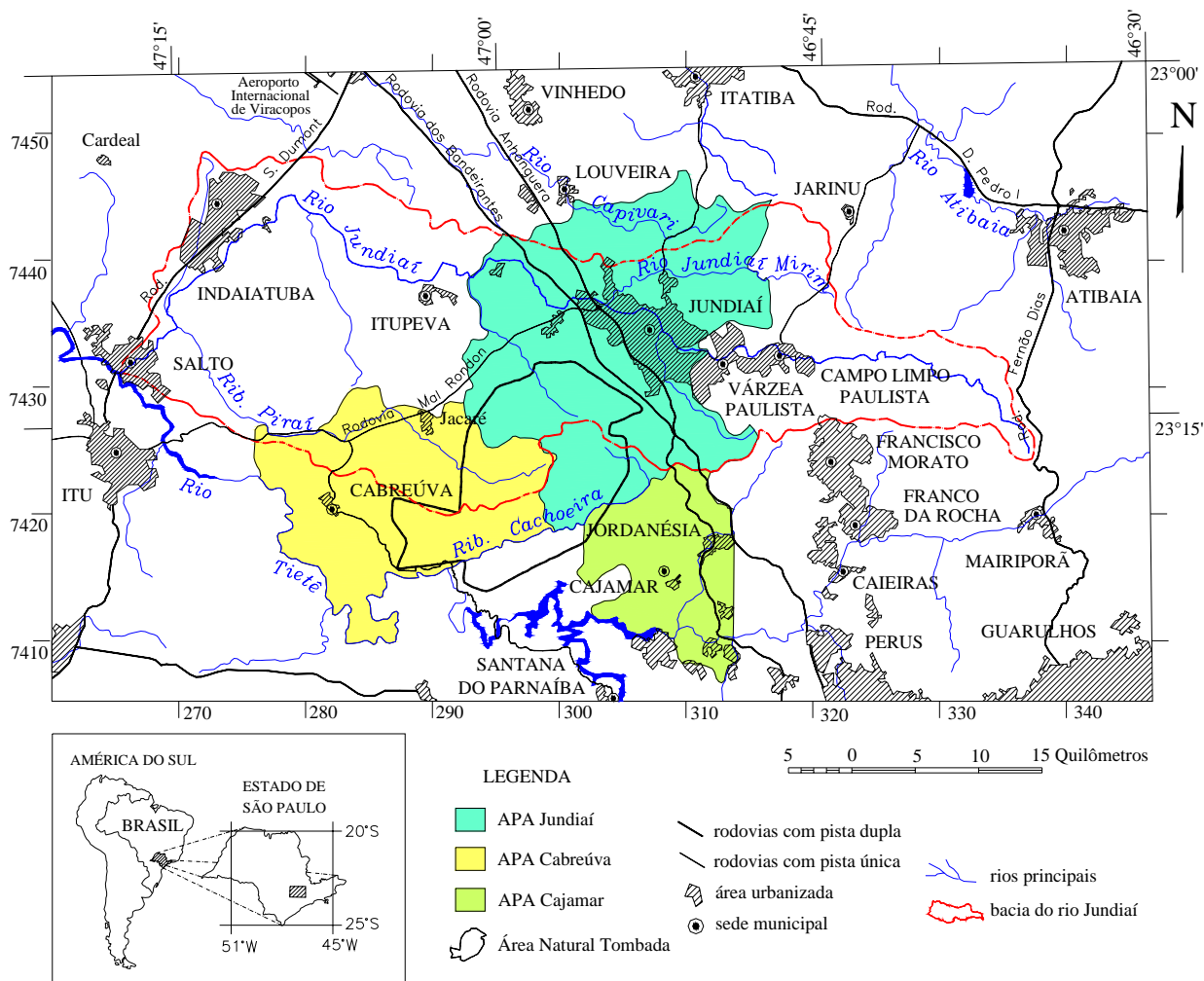


Figura 3.7: Áreas de proteção ambiental da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (baseado em São Paulo, 2000b).

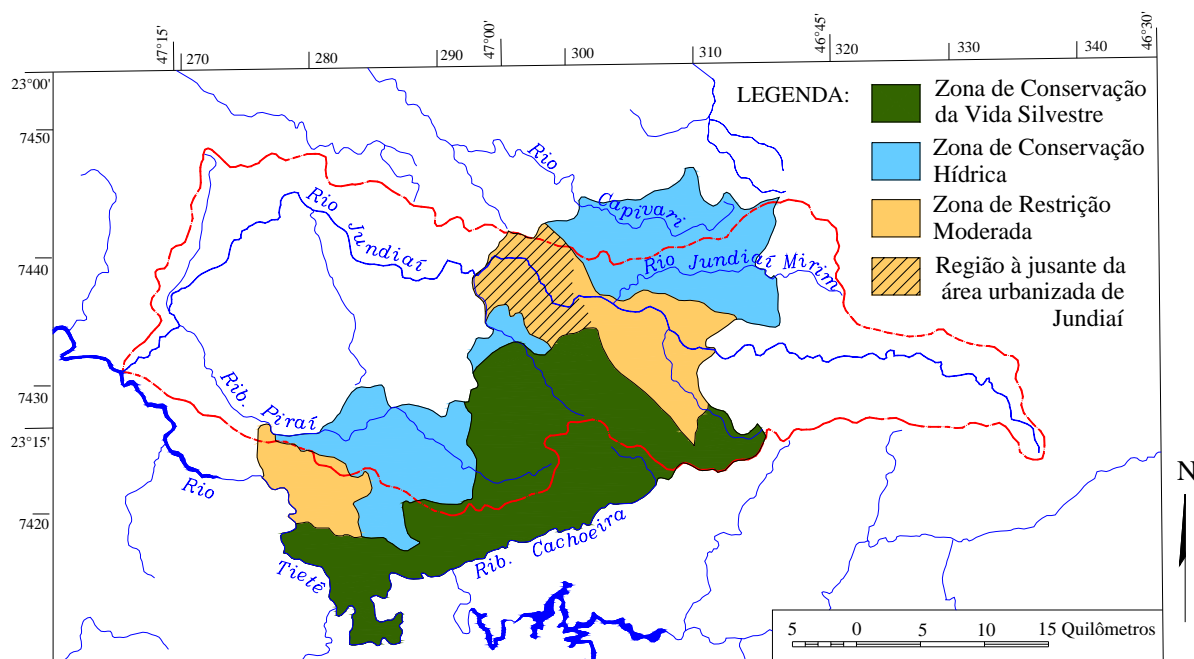


Figura 3.8: Zoneamento da Área de Proteção Ambiental de Jundiá e Cabreúva (baseado em São Paulo, 1998).

Algumas atividades mineiras existem na bacia desde o século XVII, mas ficaram bastante restritas com a implantação dos dispositivos legais de proteção ambiental. Os bens minerais explorados atualmente são: areia e brita para construção civil, areia para fins industriais e argila para cerâmica vermelha. Os empreendimentos mineiros são constituídos por micro ou pequenas empresas que muitas vezes atuam sem licença do órgão competente, o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM).

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A maior parte da bacia do rio Jundiá está assentada sobre o Embasamento Cristalino ou Embasamento Pré-Cambriano (Figura 3.9). No extremo oeste da área ocorrem rochas sedimentares paleozóicas que formam as camadas basais da Bacia Sedimentar do Paraná nesta região e, compondo corpos descontínuos, existem ainda depósitos sedimentares cenozóicos inconsolidados. A distribuição das unidades litoestratigráficas em escala 1:100.000 pode ser consultada no mapa geológico (apêndice A) e sua descrição sucinta é apresentada a seguir. Os números entre colchetes indicam a codificação das unidades no mapa geológico.

3.3.1 Embasamento Cristalino

A sistematização estratigráfica das unidades pré-cambrianas do Sudeste Brasileiro apresenta muitas dificuldades. Apesar dos inúmeros trabalhos realizados, ainda existem divergências quanto à evolução geológica regional. Contudo, há certa concordância de uma origem vinculada a colisões e interações entre placas continentais ao longo do Arqueano e Proterozóico, formando cinturões de faixas móveis em torno de núcleos cratônicos mais antigos (Almeida et al., 2000; Hasui et al., 1989 e 1993).

Tais discussões fogem do escopo deste trabalho e, portanto, tenta-se aqui simplificar a complicada nomenclatura estratigráfica, separando as unidades em grupos de litotipos com características similares e que teriam o mesmo comportamento hidrogeológico. Embora tenham sido adotadas diferentes subdivisões litoestratigráficas nos diversos mapas e trabalhos publicados, percebe-se que as características litotípicas identificadas pelos autores não variam de forma significativa; o que muda é sua interpretação genética e evolutiva.

Assim, apresenta-se o Embasamento Cristalino da área dividido em três conjuntos principais: um com predomínio de rochas granito-gnáissicas de médio a alto grau metamórfico representado pelo Complexo Amparo, outro com predomínio de metassedimentos e metavulcânicas de baixo a médio grau metamórfico pertencentes ao Domínio São Roque e o último envolvendo todas as rochas ígneas intrusivas (Figura 3.9 e apêndice A). Estes conjuntos são separados por zonas de cisalhamento de abrangência regional e constituem unidades distintas quanto à evolução tectono-metamórfica.

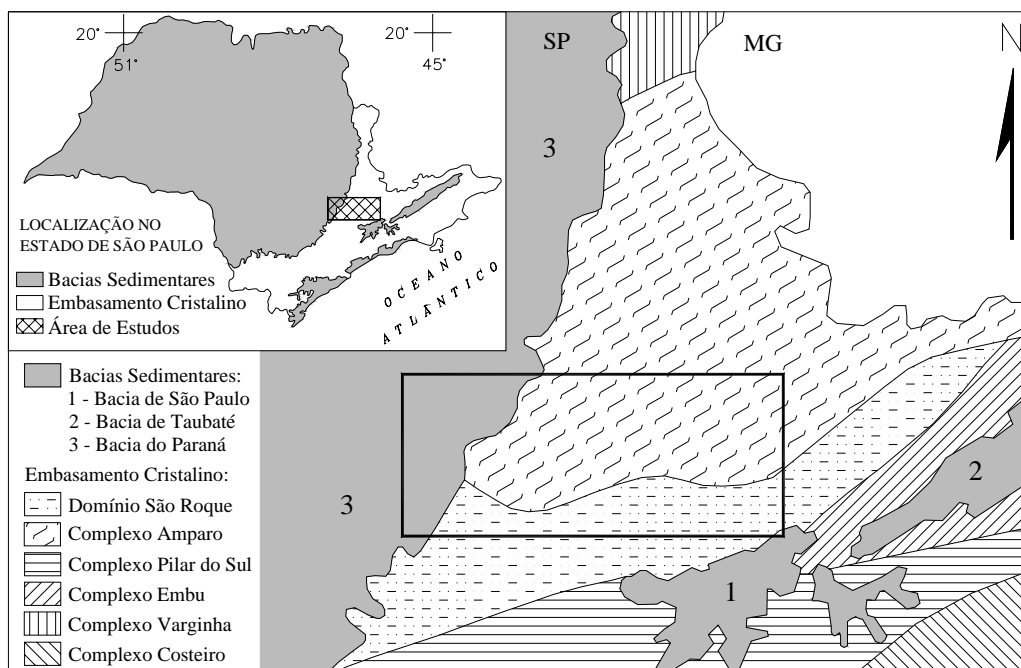


Figura 3.9: Localização da área de estudos no contexto geológico regional (adaptado de Hasui et al., 1981).

3.3.1.1 Complexo Amparo

Existem muitas discussões relativas à origem e extensão do Complexo Amparo. Alguns autores individualizam os conjuntos Amparo e Itapira como unidades distintas, sendo a primeira orto e a segunda, paraderivada (Ebert, 1968; Santoro, 1985; Batista et al., 1986 e 1987; Hackspacher et al., 1989 e 1996); enquanto outros definem o Grupo Itapira como uma variação faciológica do Grupo Amparo (Wernick e Penalva, 1973). Há ainda os que consideram o Complexo Amparo e o Grupo Itapira como uma única unidade (Hasui et al., 1981; Schobbenhaus et al., 1984), envolvendo uma seqüência de rochas metamórficas com contatos gradacionais que às vezes permite a individualização de alguns corpos de litotipos distintos. Neste trabalho é adotada a última definição.

No mapa geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500.000 (Bistrichi et al., 1981), o Complexo Amparo aparece delimitado ao sul pelas falhas de Itu, Jundiuvira e Camanducaia, ao norte pela Falha de Jacutinga e ao oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Figura 3.9). Na área de interesse, ele é constituído principalmente por gnaisses com biotita, hornblenda e granada, com grau variado de migmatização e intercalações não individualizadas de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas [30a]. Alguns corpos de metatonalitos e metaquartzodioritos [30b] ocorrem nas proximidades das serras de Atibaia e da Pedra Vermelha. Comumente, os anfibolitos formam pequenas lentes não mapeáveis nesta escala, intercalados em quase todos os litotipos, mas corpos maiores se destacam junto à borda norte da Serra do Japi [30c]. Intercalações de xistos também são encontradas generalizadamente em meio aos gnaisses em contatos gradacionais, mas alguns corpos mais abrangentes são individualizados, como é o caso da faixa adjacente ao lado norte da Falha de Jundiuvira, a partir da cidade de Jundiá em direção ao leste, composta por uma seqüência de xistos com intercalações quartzíticas freqüentemente migmatizada e feldspatizada [31]. Na Serra do Japi ocorrem quartzitos puros [32a], quartzitos feldspáticos, micáceos e granatíferos com intercalações de xistos, rochas calciossilicáticas, quartzitos conglomeráticos, gonditos e anfibolitos [32b]. Em todos os litotipos é comum a presença de veios e bolsões graníticos, pegmatíticos (Batista et al., 1986) e quartzíticos muito fraturados, de dimensões variáveis e discordantes ou concordantes com a rocha encaixante (Oliveira et al, 1985).

Na região de Atibaia, Bistrichi et al. (1981) individualizam o Complexo Paraíba do Sul ao leste da Falha de Camanducaia (Figura 3.9). Esta unidade envolve rochas gnáissicas, migmatíticas e corpos não individualizados de granulitos, leptinitos e intercalações subordinadas de xistos feldspáticos, quartzitos, mármore dolomíticos e rochas calciossilicáticas. No entanto, Oliveira et al. (1985) não consideram o Complexo Paraíba do Sul nesta região, estando todas as rochas pré-cambrianas da Folha Atibaia incluídas no Complexo Amparo. Estes autores relatam que as rochas gnáissicas gradam para migmatitos de oeste para leste, exibindo estruturas cada vez mais evoluídas e não permitindo a individualização de outra unidade litoestratigráfica, mas apenas de alguns bolsões migmatíticos [33].

No mapa geológico da Folha São Paulo em escala 1:250.000 elaborado pela CPRM (Sachs, 1999), a área aqui considerada como pertencente ao Complexo Amparo está inserida no Complexo Piracaia, mas mantém constituição semelhante ao primeiro.

3.3.1.2 Domínio São Roque

O Domínio São Roque é delimitado ao norte pela Falha de Itu e pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira e ao sul pela Zona de Cisalhamento Taxaquara; ao oeste está encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e se estende para leste até a Falha de Sertãozinho (Figura 3.9). É composto por seqüências metassedimentares e metavulcânicas formadas em uma bacia muito antiga que sofreu inversão com dobramentos e metamorfismo de baixo a médio grau metamórfico.

Embora em menor proporção, a delimitação e subdivisão deste conjunto de rochas também diferem entre os autores. As transições entre metapelitos e metapsamitos com intercalações de metavulcânicas, todas afetadas por dobras e falhas, dificultam a definição do empilhamento litoestratigráfico, que tem sido apresentado de forma diferente em diversos trabalhos (Hasui et al., 1969; Hasui et al., 1976a; Bistrichi, 1982; Coutinho et al., 1982; Carneiro, 1983; Bergmann, 1988 e 1991; Hackspacher et al., 1996; dentre outros).

As rochas que anteriormente eram consideradas como pertencentes ao Grupo São Roque foram separadas em duas unidades (Juliani et al., 1986; Juliani e Beljavskis, 1995): uma basal, denominada Grupo Serra do Itaberaba, composta por uma seqüência metavulcanossedimentar, e outra superior, metassedimentar, que constitui o Grupo São Roque propriamente dito.

3.3.1.2.1 Grupo Serra do Itaberaba

As rochas incluídas no Grupo Serra do Itaberaba predominam na porção sul-sudeste da área de estudos e aparecem intercaladas com os metassedimentos do Grupo São Roque (apêndice A).

Juliani e Beljavskis (1995) subdividem este grupo em outras três unidades: uma metavulcanossedimentar basal chamada Formação Morro da Pedra Preta; outra superior, composta essencialmente por rochas clastoquímicas e denominada Formação Nhanguçu; além de uma terceira, quartzítica, cronocorrelata às anteriores e denominada Formação Pirucaia. A título de simplificação, esta denominação não é adotada no mapa geológico aqui apresentado.

A unidade basal é constituída por metabasitos [29a]; micaxistos [29b e 29c] e diversos tipos de filitos com intercalações de metarenitos, quartzitos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas [29d]. A unidade superior, essencialmente clastoquímica, é composta por

xistos porfiroblásticos e *metacherts* [27], com intercalações de quartzitos puros e arcoseanos [28].

3.3.1.2 Grupo São Roque

Na área de estudos, o Grupo São Roque predomina em toda a porção ao sul da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, muitas vezes intercalado com rochas do Grupo Serra do Itaberaba. Inclui quartzitos [21]; filitos [22]; metarenitos [23]; metarritmitos [24]; rochas calciossilicáticas [25] e metavulcânicas [26]. As unidades litoestratigráficas individualizadas no mapa geológico (apêndice A) correspondem, normalmente, a associações de dois ou mais litotipos inter-relacionados (Carneiro, 1983). Embora sejam predominantes nas unidades individualizadas, os litotipos comumente exibem intercalações de camadas, leitos e lentes com espessura e distribuição variadas de metaconglomerados e metamicroconglomerados, metarenitos, metarcósios, metassiltitos, metargilitos, rochas calciossilicáticas e metabásicas, mármore, anfíbolitos, xistos com lentes alongadas de quartzitos e metagrauvas. Os veios de quartzo, resultado de remobilização de sílica durante o metamorfismo, também são muito comuns nesta unidade (Hasui et al., 1969).

3.3.1.3 Intrusivas Granitóides

As intrusões granitóides compõem grande parte do Embasamento Cristalino do Estado de São Paulo. A dimensão dos corpos é variada, ocorrendo desde corpos métricos encaixados nos gnaisses e migmatitos até maciços de centenas de quilômetros de extensão (Oliveira et al., 1985). Nas bordas dos corpos graníticos, são muito comuns intrusões pegmatíticas e aplíticas penetrando nas encaixantes de forma discordante ou concordante com a foliação (Hasui et al., 1978b). O magmatismo da região é classificado como calcioalcalino, evoluindo para termos mais alcalinos nas intrusões tardias (Vlach, 1993; Ebert et al., 1996; Artur, 1988).

O principal corpo granítico presente na área é o Complexo Granitóide Itu [6] (Pascholati, 1990; Galembeck, 1997), também chamado Maciço Granítico de Itu ou simplesmente Granito Itu. Existem ainda os granitos Cachoeira [7], Terra Nova [8], Atibaia [9], Bragança Paulista [10] (pertencente ao Complexo Socorro), granitos do Complexo Morungaba [11], Mairiporã [12], Cantareira [13], Pedra Vermelha [14], Vargem Grande/Francisco Morato [15], Vila dos Remédios [16], Barroca-Funda [17], Mato Dentro

[18], além de pequenos corpos de intrusões graníticas indiferenciadas [19]. Restrita a uma ocorrência na região de Atibaia, há ainda uma suíte charnoquítica [20].

Dentre os diversos tipos de granitos, predominam os porfiróides; a composição varia de granítica a granodiorítica e podem ser sintectônicos a pós-tectônicos (Hasui et al., 1978c; Janasi e Ulbrich, 1991). Possuem colorações brancas, róseas e cinzentas, variam de finos a grossos, são equigranulares ou porfiríticos e podem apresentar foliação pronunciada e feições migmatíticas (Oliveira et al., 1985). Descrições petrográficas mais detalhadas podem ser consultadas no mapa geológico (apêndice A).

3.3.2 Rochas Sedimentares Paleozóicas

As rochas sedimentares paleozóicas presentes na porção oeste da área pertencem ao Grupo Itararé (Milani et al., 1994) ou Subgrupo Itararé (Rocha-Campos, 1967) ou ainda Formação Itararé (Almeida e Melo, 1981). Elas constituem as camadas basais de uma unidade maior designada Supergrupo Tubarão ou Grupo Tubarão. Assim como para o Embasamento Cristalino, ainda não existe um consenso quanto à classificação estratigráfica destas unidades. Neste trabalho, adota-se a denominação Grupo Itararé (Milani et al., 1994), que tem sido a mais usada atualmente.

O Grupo Itararé se sobrepõe à Formação Furnas, pertencente ao Grupo Paraná, do topo do Devoniano, ou jaz diretamente sobre o Embasamento Cristalino. Na porção superior, esta unidade está em contato com a Formação Tatuí ao longo de uma superfície de discordância erosiva (Soares e Landim, 1973).

As camadas do Grupo Itararé foram depositadas sob a ação de geleiras durante a glaciação permo-carbonífera, bem como por ingressões marinhas (Soares e Landim, 1973). São paleoambientes que geram associações de fácies bastante complexas, com predomínio de fácies detríticas que se sucedem vertical e horizontalmente de forma muito rápida (Almeida e Melo, 1981).

Os litotipos predominantes na área são arenitos quartzosos, feldspáticos e arcoseanos, imaturos e mal selecionados, com intercalações de siltitos; folhelhos; argilitos; diamictitos e, ocasionalmente, níveis de carvão [5a]. Na porção sudoeste, predominam arenitos com intercalações de argilitos e ritmitos [5b]; siltitos com seixos pingados [5c]; argilitos e ritmitos argilosos com grânulos, seixos e blocos [5d] e associações de argilitos com diamictitos [5e].

Os arenitos são maciços ou mostram estratificação plano-paralela a cruzada. Os corpos de diamictito têm formas e dimensões variadas, possuem clastos de diferentes litotipos e matriz heterogênea, que varia de arenosa a argilosa. Os ritmitos são formados por alternância de arenitos finos, siltitos e folhelhos, com fina laminação.

A espessura total do Grupo Itararé pode chegar a 1.000 metros nas porções centrais da Bacia do Paraná, mas diminui em direção às bordas da bacia. Nas proximidades de Itu, a espessura do Grupo Itararé fica em torno dos 300 metros e diminui rapidamente para leste, conferindo à unidade uma forma de cunha (Oda, 1998).

Depósitos correlatos se situam, de forma isolada, ao leste da cidade de Jundiaí, já nos domínios do Embasamento Cristalino. Estes pequenos corpos sedimentares encravados em rochas pré-cambrianas são descritos por vários pesquisadores (Almeida, 1952 e 1964; Martin et al., 1959; Fuck, 1975 e 1977; Neves, 1999; Souza, 2000 e Souza et al., 2000) desde meados do século passado em trabalhos de cunho acadêmico e econômico.

Sua importância econômica deve-se ao fato de constituírem jazidas de argila, denominadas “taguás” pelos mineradores. Por muitos anos, estes depósitos foram explorados para a indústria cerâmica e para a fabricação de agregados leves. Hoje, porém, as minerações estão paralisadas em função das restrições da legislação ambiental e do Plano Diretor do Município ou funcionam na ilegalidade. O fator problemático, em termos ambientais, está na localização das jazidas em uma área de proteção de mananciais, à montante da represa de abastecimento da cidade de Jundiaí.

No âmbito acadêmico, as discussões giram em torno de sua origem tectônica ou atectônica. Martin et al. (1959) correlacionam tais depósitos ao Grupo Itararé e os consideram formados em um “vale pré-glacial” escavado pelo gelo; enquanto Almeida (1964) levanta a hipótese da existência de um “acidente tectônico”, com base na declividade da “Superfície Itaguá” nas imediações.

Para Neves (1999), a ocorrência destes depósitos glaciais embutidos em rochas pré-cambrianas está ligada à tectônica distensiva da fase de abertura do Oceano Atlântico. Os corpos estão extremamente fraturados na direção NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Falhas normais com a mesma orientação também ocorrem, colocando lado a lado rochas paleozóicas e pré-cambrianas por meio de abatimento de blocos tectônicos. As seqüências do Grupo Itararé que se estendiam para leste, além dos limites atuais da Bacia do Paraná, foram removidas pela erosão, mas os blocos abatidos ficaram preservados.

Fernandes e Amaral (2002) descrevem falhas e processos correlatos na região de Campinas, ao noroeste de Jundiaí, e sugerem que este evento seja contemporâneo à

colocação de diques e *sills* de diabásio no Cretáceo Superior, período marcado por tectônica distensiva relacionada à fragmentação do Gondwana (Macedo, 1990; Milani et al., 1994).

3.3.3 Depósitos Sedimentares Cenozóicos

Não existem muitos trabalhos que estudam os sedimentos cenozóicos da região de Jundiaí. Eles foram, por muito tempo, ignorados nos mapeamentos geológicos ou simplesmente considerados como solos e terraços. Não existe consenso em relação à sua origem, tampouco uma nomenclatura litoestratigráfica formal para se referir a estas e a outras camadas correlatas, mapeadas na região Sudeste. Neste trabalho, adota-se a denominação de Depósitos Terciários para aqueles correlacionados às bacias terciárias do Sudeste do Brasil (Neves, 1999; Neves et al. 2003) e Depósitos Quaternários para aqueles cuja origem está ligada aos processos morfogenéticos atuais e pré-atuais. Estes são divididos em Depósitos Colúviais e/ou Elúviais, Depósitos de Terraços e Depósitos Alúviais.

3.3.3.1 Depósitos Terciários

Os Depósitos Terciários [4] aparecem como pequenas ocorrências espalhadas nas proximidades de Jundiaí e Atibaia, estendendo-se para norte, até Bragança Paulista e Piracaia. Sua gênese e idade já foram fontes de várias controvérsias. Alguns autores (Penalva, 1971; Ponçano, 1981; Ab'Saber, 1992) relacionam a gênese destas camadas a mudanças climáticas e a formação de terraços. Outros, como Hasui et al. (1976b e 1978a), Fulfaro et al. (1985), Bistrichi (2001) e Neves (1999), consideram eventos tectônicos como os responsáveis pela sua formação e preservação, correlacionando-os com os mesmos processos que deram origem às bacias do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro de Riccomini (1989).

Muitas vezes, os restos destes depósitos estão encobertos por colúvios. As camadas ocupam topos e/ou encostas de morros, onde ficaram preservadas devido à presença de níveis conglomeráticos basais, mais resistentes à erosão, ou em pequenos grábens limitados por falhas normais que causaram basculamento e/ou abatimento de blocos do Embasamento Cristalino (Neves, 1999; Neves et al., 2003).

A erosão e transporte deste material fazem com que, muitas vezes, eles sejam confundidos com o resultado de seu retrabalhamento, que em alguns locais compõem as coberturas coluviais. A presença de crosta laterítica é um fator importante na distinção entre estas unidades, pois, enquanto nos Depósitos Terciários a crosta laterítica ocorre *in situ*, nos colúvios há fragmentos da mesma.

Analisando a faciologia destas seqüências, Neves et al. (no prelo) as interpreta como pertencentes a um antigo sistema de leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi. Datações nas proximidades de Atibaia (Bistrichi, 2001) colocam a origem da seqüência basal destes depósitos entre o Eoceno Superior e o Oligoceno Inferior (entre 43 Ma e 29 Ma) e a seqüência superior no Mioceno Superior (em torno de 15 Ma).

3.3.3.2 Depósitos Quaternários

Os Depósitos Quaternários são originados por processos de intemperismo e transporte de curta a média distância, com ou sem atuação de correntes de água canalizada. Constituem coberturas coluviais de encosta e aluviões depositados ao longo dos canais de drenagem.

3.3.3.2.1 Depósitos Coluviais e/ou Eluviais

Os depósitos aqui considerados como coluviais e/ou eluviais [3] são compostos por coberturas inconsolidadas que recobrem todos os litotipos descritos anteriormente. Eles se concentram nas áreas de relevo suave e raramente ocorrem nos terrenos mais acidentados. São compostos por material argilo-arenoso com grânulos de quartzo milimétricos a centimétricos dispersos aleatoriamente, apresentando uma típica coloração avermelhada.

O contato entre estas coberturas e as formações subjacentes é marcado pela presença de um ou mais níveis detríticos de granulação mais grossa, denominados *stone-lines* ou linhas de pedras. O material que compõe as linhas de pedras é constituído principalmente por fragmentos de quartzo e quartzito, bem como por fragmentos de rochas alteradas e de crostas lateríticas (Ab'Saber, 1966; Galhego e Espíndola, 1980). As dimensões dos fragmentos são muito variadas, podendo chegar a matacões. Estruturas primárias são pouco perceptíveis e normalmente os grãos estão dispostos de forma desordenada sem qualquer evidência de estratificação (Bigarella et al., 1994), mas ocasionalmente pode ocorrer granocrescência ou granodecrescência ascendente (Neves,

1999). Algumas linhas de pedra constituem tênues concentrações de grânulos e pequenos seixos, enquanto outras ultrapassam 1,5 metros de espessura, compondo verdadeiras cascalheiras. Elas aparecem soterradas a profundidades variáveis, podendo estar em contato direto com o substrato rochoso, recobrando superfícies erosivas, ou também podem ocorrer próximas à superfície do terreno ou em meio à cobertura detrítica superposta, formando um ou mais níveis recorrentes.

Depósitos semelhantes recobrem extensas áreas do Brasil e são estudados por vários geomorfólogos e profissionais de áreas afins desde o final do século passado. Sua origem também é controversa, bem como a correlação entre as amplas ocorrências.

Alguns autores consideram as linhas de pedras como sendo de origem autóctone, vinculada a alternâncias climáticas (Ab'Saber, 1962, 1966 e 1992; Bigarella et al., 1965 e 1994). Segundo esta teoria, a rarefação da vegetação ocasionada por um clima seco acentua a atuação da morfogênese mecânica. O escoamento superficial remove os clásticos finos do elúvio (material residual *in situ* originado do intemperismo das rochas), formando um depósito residual na superfície com a acumulação dos grãos mais grossos. Desenvolve-se, então, um “pavimento detrítico” composto por fragmentos da rocha subjacente ou por seixos retrabalhados. Uma umidificação posterior do clima provocaria a desagregação das elevações, fornecendo o material coluvial que recobre o paleopavimento detrítico.

Para Thomas (1994), as linhas de pedras não são necessariamente oriundas de mudanças climáticas. A acumulação pode ocorrer quando o intemperismo penetra na rocha e os clastos maiores e mais resistentes permanecem concentrados em uma camada. Três mecanismos seriam necessários para explicar este fenômeno: bioturbação ou pedoturbação, compactação e *creeping* do solo, os quais podem atuar simultaneamente ou dominar em diferentes partes da encosta. Quando o intemperismo ataca a rocha e o material mais fino é transportado por dissolução e lavagem superficial ou por infiltração do lençol freático, o saprólito entra em colapso, enquanto a bioturbação modifica o solo. Em terrenos mais inclinados, as linhas de pedras poderiam se originar a partir de veios de quartzo ou outros fragmentos resistentes do embasamento por meio de *creeping* do solo e movimentos de massa nas encostas. Estas feições são muito comuns na África, onde McFarlane e Pollard (1989 apud Thomas, 1994) consideram-nas como resultado de uma frente de dissolução entre o saprólito e a cobertura superficial (Figura 3.10).

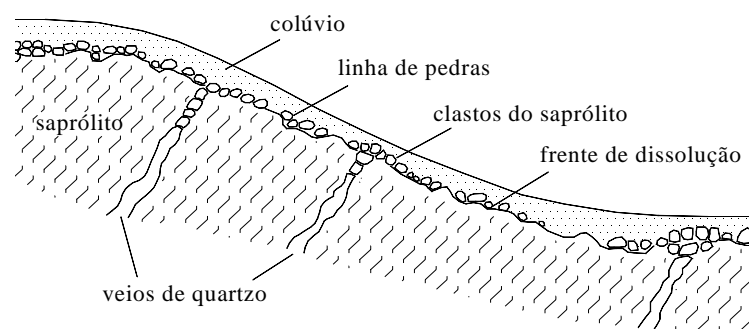


Figura 3.10: Esquema de evolução da frente de intemperismo no Malawi, África (McFarlane e Pollard, 1989 apud Thomas, 1994).

No presente trabalho, considera-se que tanto processos intempéricos autóctones quanto processos alóctones de transporte em curtas distâncias atuaram na formação destas coberturas, motivo pelo qual são aqui denominadas Depósitos Colúvio-Eluviais [3].

A origem dos mesmos está situada no Holoceno Inferior ou no limite entre o Holoceno e o Pleistoceno, ou seja, em torno de 10.000 anos (Ab'Saber, 1962; Pentead, 1969; Modenesi, 1974). Fernandes (1997) data fragmentos de carvão encontrados em depósitos de fluxos gravitacionais de encosta na região de Campinas, possivelmente correlatos aos aqui denominados Depósitos Coluviais, e obtém idades entre 6.400 e 8.000 anos AP. Da mesma forma, Melo (1995) obtém idades de 6.500 a 8.500 anos AP para depósitos colúvio-eluviais da Depressão Periférica.

Existem algumas referências quanto à boa permeabilidade destes materiais. Para Ab'Saber (1966), tais coberturas permitem rápida drenagem das águas pluviais, atenuando a ação dos processos erosivos. Galhego e Espíndola (1980) destacam que, apesar de freqüentemente constituírem um obstáculo à agricultura, as linhas de pedras favorecem uma drenagem mais efetiva, melhorando a produtividade do solo para alguns tipos de cultura.

3.3.3.2 Depósitos de Terraços

Os Depósitos de Terraços [2] são constituídos por sedimentos aluviais pré-atuais depositados em um sistema de drenagem semelhante ao atual. Os únicos corpos individualizados (Oliveira et al., 1985) ocorrem ao longo do rio Atibaia, mas existem outros menores, não mapeáveis na escala de apresentação do mapa geológico (apêndice A).

Estes depósitos compõem patamares elevados a alguns metros acima das planícies aluviais recentes e sua constituição é idêntica à dos Depósitos Aluviais, ou seja, são cascalhos, areias e argilas formados por corrente canalizada. Eles podem ser facilmente confundidos com os Depósitos Terciários ou com os Depósitos Colúvio-Eluviais,

distinguindo-se dos primeiros pela ausência de outras fácies associadas e dos segundos pela presença de estruturas sedimentares formadas por fluxo canalizado, além da melhor seleção e arredondamento dos grãos.

3.3.3.2.3 Depósitos Aluviais

Os Depósitos Aluviais ocupam as planícies aluviais ao longo dos canais de drenagem. São compostos por areias inconsolidadas de granulação variada, argilas e cascalheiras fluviais [1] (Bistrichi et al., 1981).

Na bacia do rio Jundiaí, as maiores acumulações ocorrem devido à presença de uma soleira local representada pelo Maciço Granítico de Itu (Hasui et al., 1969) e são fortemente controladas por estruturas geológicas (Neves, 1999). A borda leste do Granito Itu é considerada uma importante feição morfotectônica, cuja elevação funciona como barragem à deposição aluvial da bacia do rio Jundiaí nas porções à montante da cidade de Itupeva (Neves et al., 2003).

3.4 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRUTURAL

A evolução tectônica do Sudeste do Brasil é bastante complexa, resultado da superposição de esforços tectônicos desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Neste longo intervalo de tempo, estruturas geológicas se formaram sob diferentes condições de temperatura e pressão e sob diferentes regimes de esforços.

Os itens a seguir abordam os eventos tectônicos e as estruturas geológicas geradas sob regimes de esforços anteriores ao atual, isto é, na vigência da Paleotectônica, além dos processos mais recentes, ligados à atuação da Neotectônica.

3.4.1 Paleotectônica e Estruturas Regionais

Todas as unidades pré-cambrianas da região mostram feições estruturais decorrentes de tectônica de cavalgamento e de tectônica transcorrente, as quais evoluem de condições dúcteis para condições rúpteis.

Durante a tectônica de cavalgamento, as rochas, hoje exumadas, encontravam-se em níveis crustais mais profundos, em estado dúctil, e sobre elas foram geradas foliações e dobras associadas a cavalgamentos e a zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

A foliação é a estrutura planar da fase dúctil mais marcante nas rochas metamórficas da região. O termo, se considerado sem conceituação genética, envolve também a xistosidade, a clivagem de fratura e a foliação de crenulação ou clivagem de crenulação (Cavalcante et al., 1979). Tais estruturas são formadas por um sistema de superfícies planares ou onduladas, paralelas a subparalelas e bastante próximas umas das outras. Os planos são mais conspícuos e mais próximos uns dos outros nos litotipos xistosos, nos filitos e nos milonitos. A foliação pode ser paralela ou inclinada em relação ao bandamento composicional, sendo que o paralelismo é muito comum ao longo das zonas de cisalhamento. Nestas zonas, a deformação dá origem aos milonitos e a foliação é referida como foliação milonítica.

Na Folha Jundiáí, a direção da foliação está em torno de NW-SE com mergulho para SW (Batista et al., 1986) e, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, os planos sofrem inflexões e tendem a se tornar subverticais e paralelos à zona (Hasui et al., 1977). Ao sul desta zona, a foliação predominante tem direção NE, inflectindo para NNE e E-W em torno de corpos granitóides e junto às falhas.

O bandamento composicional e a foliação são comumente afetados por dobras de tipos e dimensões variadas, que podem ser observadas desde escalas submilimétricas a escalas quilométricas. As dobras já foram minuciosamente descritas em termos de fases de dobramento, acompanhadas de metamorfismo e migmatização. Porém, alguns autores têm adotado modelos de deformação progressiva, que consideram que as diferentes foliações e dobras são geradas progressivamente dentro de um mesmo evento deformacional (Oliveira et al., 1985; Morales et al., 1985; Hasui, 1983). Para Hasui et al. (1988), tais feições são originadas de um processo de cisalhamento simples eminentemente dúctil ligado a um evento de transporte horizontal de massas com dobramentos superimpostos de direções NE-SW e NW-SE. Este conjunto de rochas dobradas teria sido posteriormente retrabalhado por zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

Nas zonas de cisalhamento dúctil ocorre deformação não-coaxial em condições plásticas, que gera cominuição, foliação milonítica e acomodações ao longo de faixas de espessuras submilimétricas a quilométricas. O fluxo dúctil ocorre em profundidades maiores do que 10 ou 15 km, onde as temperaturas estão acima de 250 ou 350°C.

O processo deformacional nas zonas de cisalhamento varia em intensidade, sendo que os produtos gerados passam gradualmente da rocha intacta para milonitos (Hasui et al., 1978b; Batista et al., 1987). No interior destas zonas, há recorrências de faixas mais intensamente deformadas, compondo duas ou mais descontinuidades próximas.

Nas faixas mais deformadas, as rochas se tornam ricas em feldspato e quartzo e apresentam foliação penetrativa com lineação mineral. A coloração é variada, resultante da diferente composição do material original. Os milonitos são rochas bandadas com porfiroblastos de fragmentos de rocha e de feldspato. As rochas mais deformadas se tornam finamente laminadas e adquirem coloração cinza-escura a negra, com textura fina e foliação bastante desenvolvida. Nestas faixas são comuns intercalações centimétricas a decimétricas de rochas esverdeadas de natureza metabásica intensamente deformadas.

As zonas de falhas ou zonas de cisalhamento rúptil são geradas em profundidades e temperaturas inferiores àquelas citadas para as zonas de cisalhamento dúctil. Na deformação rúptil, há fragmentação ou cataclase das rochas ao longo de uma superfície estriada (espelho de falha) ou de várias superfícies que, juntas, formam uma zona de falha. Ao longo delas, ocorrem falhas transcorrentes, inversas e normais e sua separação como consequência de eventos tectônicos distintos ou como produtos de uma única movimentação é ainda um assunto controverso (Hasui et al., 1989).

A espessura destas zonas pode ultrapassar os 1.000 metros e são mais largas quando desenvolvidas em litotipos mais competentes, como granitos e quartzitos. No caso das rochas de baixa competência, como os xistos e filitos, os efeitos da deformação são mais sutis (Batista et al., 1987), pois os esforços tendem a acomodar os planos por meio de escorregamento microscópicos e de microdobramentos (Hasui et al., 1969; Hasui et al., 1977).

As zonas de cisalhamento dúctil e as zonas de falhas são responsáveis pela compartimentação do Embasamento Cristalino em diversos blocos tectônicos, que colocam lado a lado rochas com diferentes características tectono-metamórficas. Tal é o caso da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, na área ora estudada (Figura 3.11). Junto a ela, atravessando a bacia do rio Jundiá em sua porção oeste, estão as falhas de Itu, do Pirai, do Cururu e de Cachoeira, que se ramificam a partir da Zona de Cisalhamento Jundiuvira (Hasui et al., 1978b).

De papel não menos importante na compartimentação tectônica regional e local, existem ainda as zonas de cisalhamento Valinhos e Campinas (Cavalcante et al., 1979; Fernandes, 1997; Vlach, 1985), orientadas na direção NNE-SSW com mergulhos elevados para NW e, subordinadamente, para SE. Estas zonas de falhas, identificadas na região de Campinas, se estendem para sul até atingir a área de estudos (Capítulo 4).

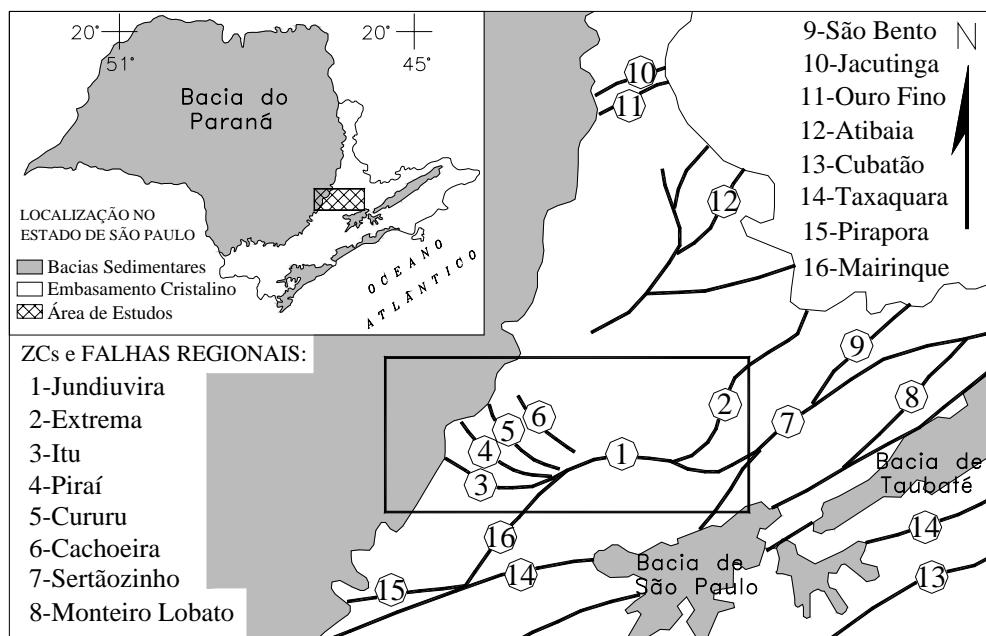


Figura 3.11: Zonas de cisalhamento e zonas de falha regionais (adaptado de Hasui et al., 1981).

Na porção nordeste da área, Oliveira et al. (1985) definem uma zona de falha de direção NE-SW, considerando-a um prolongamento da Falha de Extrema (Figura 3.11). Já no mapa de Bistrichi et al. (1981), este seria o prolongamento da Falha de Camanducaia.

Existem interpretações distintas na literatura quanto ao sentido de movimentação destas falhas. Hasui et al. (1978b) consideram as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira como transcorrentes sinistrais e a zona de cisalhamento de Jundiuvira como transcorrente dextral, movimentos estes inferidos pelo deslocamento de massas rochosas. No entanto, Neves (1999) reconhece movimentação transcorrente dextral ao longo da Falha do Piraí, permitindo uma interpretação de leques imbricados do tipo “rabo de cavalo” com terminação na Zona de Cisalhamento Jundiuvira.

Para Vlach (1993), a zona de cisalhamento de Valinhos teve movimentação dextral no início de sua formação e, posteriormente, sofreu movimentação sinistral quando da intrusão dos granitóides mais jovens. Cavalcante et al. (1979) descrevem esta zona de cisalhamento como uma feição cataclástica que teve movimentação de caráter misto, transcorrente e inverso. Fontes termiais associadas à Zona de Cisalhamento Valinhos, nas proximidades da cidade homônima e em seu prolongamento para NNE, são registradas no trabalho de Hasui et al. (1989), denotando a influência desta estrutura na percolação da água subterrânea em profundidades relativamente altas.

Após a formação destas estruturas antigas, que definem o arcabouço geológico-estrutural regional, os eventos geológicos mais relevantes são aqueles vinculados à Reativação Sul-Atlantiana (Schobbenhaus et al., 1984) ou Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969). Tais fenômenos levaram à deformação e ruptura do Gondwana, ao desenvolvimento de margem continental passiva e à abertura do Oceano Atlântico.

As principais estruturas ligadas a estes eventos são falhas normais originadas a partir do Mesozóico Superior, que se destacam nas imagens de sensores remotos como lineamentos orientados segundo as direções NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE (Hasui et al., 1982). As juntas associadas a estas falhas formam sistemas subverticais e favorecem o entalhamento do relevo. Dentre elas, destacam-se as de direção NE-SW, que condicionam o relevo regional (Fulfaro et al., 1985; Bistrichi, 2001; Ribeiro, 2003) e têm importância fundamental no arranjo morfoestrutural da área de estudos.

O final do Cretáceo é marcado por ampla discordância regional, reconhecida na Bacia de Santos e correlacionável, na área continental, à formação da Superfície Sul-Americana ou Superfície do Japi (Almeida, 1976). A deformação da Superfície do Japi, que caracteriza os topos aplainados da Serra do Japi, iniciou-se no Paleoceno (Almeida e Carneiro, 1998), correspondendo às falhas que originaram o relevo das serras litorâneas.

O soerguimento litosférico da margem continental passiva e a subsidência da Bacia de Santos têm sido reconhecidos como importantes processos tectônicos do Cenozóico (Macedo, 1990; Asmus e Ferrari, 1978). A evolução da paisagem regional, o afeiçoamento das serras litorâneas e a deposição de pequenas bacias continentais ao longo do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil são conseqüências destes eventos (Riccomini, 1989 e 1995; Melo et al., 1993; Melo, 1995; Salvador e Riccomini, 1995, dentre outros). A região de Jundiaí, inserida no mesmo contexto tectônico, também foi afetada. Os processos que geraram as bacias continentais do sistema *rift* propagaram-se para o interior e formaram depósitos esparsos nas áreas adjacentes, como os Depósitos Terciários de Jundiaí. Estes depósitos foram posteriormente deformados, erodidos e retrabalhados, mas estes processos já ocorrem sob influência da Neotectônica.

3.4.2 Neotectônica

Os movimentos neotectônicos são aqueles relacionados ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional. Portanto, a idade de início dos movimentos neotectônicos é diferente de acordo com a área considerada (Pavlidis, 1989;

Wallace, 1986; Stewart e Hancock, 1994). No Brasil, as manifestações neotectônicas ocorrem a partir dos meados do Terciário, quando cessa o regime distensivo relacionado à separação continental e se instalam os processos de migração e rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Hasui, 1990).

Alguns autores identificam vários eventos neotectônicos ao longo do Terciário, com alternância entre transcorrência dextral e sinistral (Saadi, 1993; Riccomini, 1995; Fernandes e Amaral, 2002). Tal alternância estaria relacionada às taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini, 1989). A deriva desta última para oeste acarretaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excede a de subducção e transcorrência sinistral na situação oposta.

Outros autores reconhecem uma evolução progressiva sob um único regime transcorrente dextral a partir do Mioceno Médio (Hasui, 1990; Hasui e Costa, 1996; Costa et al., 1998). Nesta linha de pensamento, os movimentos neotectônicos, impostos sobre anisotropias preexistentes, gerariam feições transpressivas, transtensivas ou direcionais dependendo da relação angular entre os eixos de tensão e as feições estruturais antigas.

Para Brown e Reilinger (1986), a dificuldade na definição dos eventos cenozóicos regionais se justifica pela complexidade da tectônica intraplaca. Ela é governada em grande parte por reativações, isto é, os movimentos atuais são guiados por heterogeneidades crustais antigas, geralmente por zonas de cisalhamento pré-cambrianas (Hasui et al., 1978a; Riccomini et al., 1989; Saadi, 1993).

Na região de Jundiaí, a deformação dos depósitos sedimentares cenozóicos e a compartimentação morfoestrutural na área são considerados produtos de um evento neotectônico transcorrente dextral (Neves, 1999; Neves et al., 2003). Este evento deu origem a falhas normais de direção NW-SE, falhas inversas NE-SW e transcorrentes dextrais E-W e NW-SE, que controlam a paisagem local e impõem toda a conformação da bacia do rio Jundiaí e de seu entorno. Além do relevo, estas estruturas também controlam a formação, deformação e preservação de coberturas sedimentares cenozóicas por meio de basculamento e abatimento de blocos. A reativação de estruturas antigas é atestada pelo alinhamento das escarpas de falha segundo os traços das zonas de cisalhamento e de falhas regionais.

Vários autores (Almeida, 1976; Asmus e Ferrari, 1978; Macedo, 1990; Mito, 1993) mencionam a existência de manifestações sísmicas no Sudeste do Brasil. Embora

fracas, elas indicam que os movimentos tectônicos encontram-se atuantes até os dias de hoje.

3.5 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A maior parte da bacia do rio Jundiaí está inserida na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico (Almeida, 1964), sustentada pelo Embasamento Cristalino, e uma pequena faixa no lado oeste faz parte da Depressão Periférica, já nos domínios da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 3.12a). O Planalto Atlântico se subdivide, na área, em duas zonas geomorfológicas: o Planalto de Jundiaí e a Serrania de São Roque (Ponçano et al., 1981).

O Planalto de Jundiaí corresponde a uma extensa área com relevos de morros e morrotes de topos nivelados entre 820 e 870 metros de altitude, com alguns espigões a 900 - 1.100 metros. O nível de base corresponde ao rio Jundiaí, situado pouco abaixo dos 600 metros próximo à sua foz, em Salto. Ross e Moroz (1997) consideram o Planalto de Jundiaí como uma unidade mais abrangente, separada nos níveis altimétricos: alto (acima de 900 m) e médio (de 800 a 900m). Neste planalto predominam formas de relevo denudacionais, constituídas por colinas e morros e por morros altos de topos aguçados. A Serrania de São Roque é parte de um sistema montanhoso com topos nivelados entre 1.200 e 1.250 metros, onde os vales apresentam altitudes de 700 a 800 metros.

O relevo mais acidentado do Planalto Atlântico contrasta claramente com o relevo colinoso da Depressão Periférica, presente apenas no extremo oeste da bacia. Na subdivisão da Depressão Periférica Paulista de Almeida (1964), esta é a Zona do Médio Tietê, onde os topos das colinas estão subnivelados em altitudes pouco acima de 600 metros.

No estudo morfotectônico das bacias dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí, Pires Neto (1996) apresenta um mapa geomorfológico em escala de maior detalhe (Figura 3.12b), onde a bacia do rio Jundiaí aparece com vários tipos de relevos do Planalto Atlântico, onde ocorrem morrotes dissecados, morrotes, morrotes e colinas e colinas médias, além dos relevos de morrotes de cimeira, escarpas, morros e montanhas da Serra do Japi. Na área da Depressão Periférica, estão presentes morros e morrotes com matacões, colinas com matacões, colinas médias e amplas; morrotes de cimeira e escarpas são sustentados principalmente pelo Granito Itu e por ocorrências locais de gnaisses.

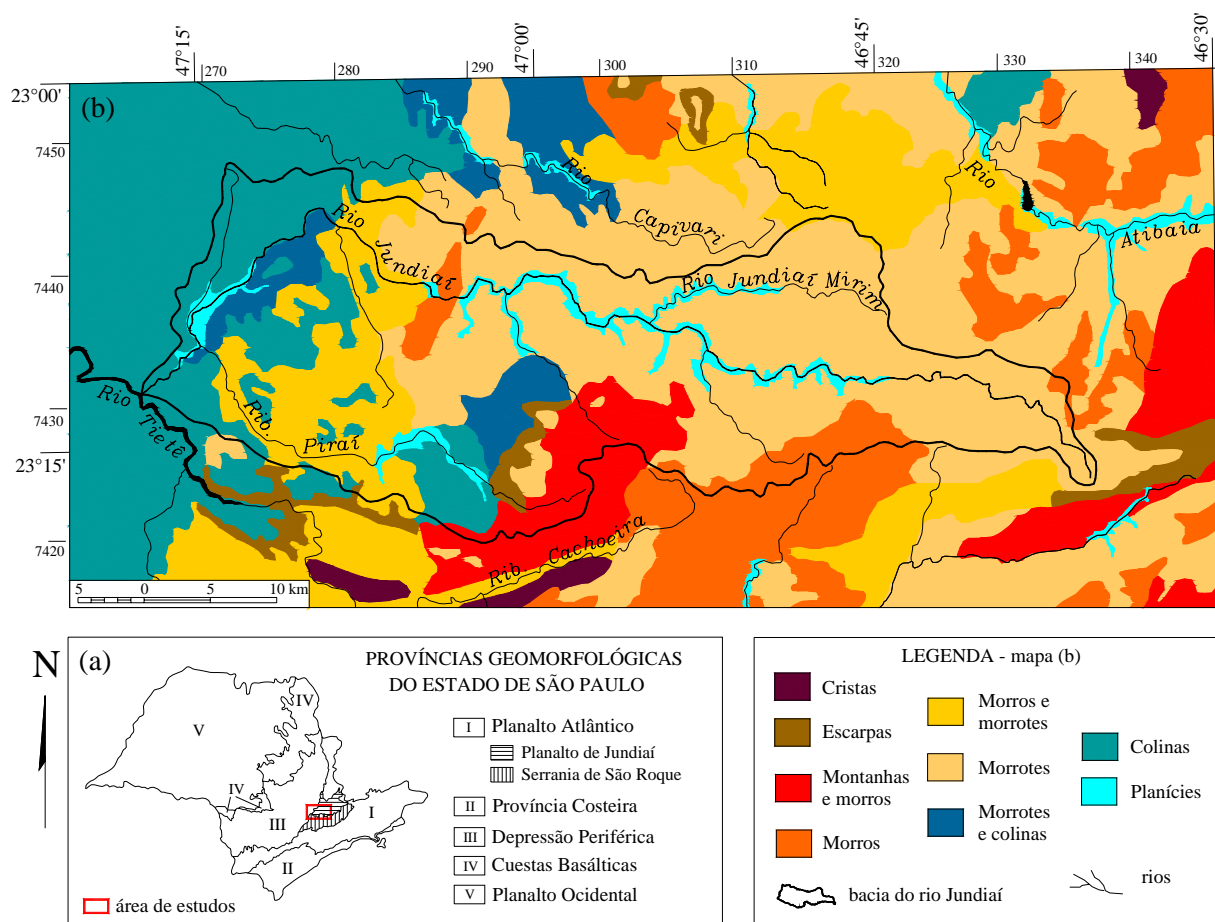


Figura 3.12: (a) Situação da área na compartimentação geomorfológica do estado de São Paulo (Almeida, 1964) e (b) no mapa geomorfológico de Pires Neto (1996, modificado).

Um importante tema referente à geomorfologia regional diz respeito às superfícies de aplainamento, que caracterizam a estruturação de todo o Planalto Atlântico. Estas superfícies mais ou menos aplainadas têm sido interpretadas como paleoplanos ou antigos peneplanos soerguidos. Nas interpretações quanto à formação destas superfícies, existem duas linhas analíticas: uma delas se baseia nos conceitos da geomorfologia climática como eventos fundamentais da geomorfogênese, enquanto a outra considera as relações entre feições geológicas, eventos tectônicos e formas de relevo.

A superfície mais antiga, que Almeida (1964) denomina “Superfície do Itaguá”, é observada hoje sob a forma de remanescentes fósseis, encontrando-se em exumação em algumas localidades. Na área de estudo, ela aparece abaixo dos sedimentos glaciais, no contato entre estes e os gnaisses do Embasamento. Entretanto, a superfície mais importante e mais facilmente identificável, tanto na morfologia da área como de todo o Planalto Atlântico, é uma superfície pós-cretácica de abrangência regional situada a 1.100 - 1.300 metros de altitude. Moraes Rego (1932 apud Ab’Saber, 1954) a define um “Peneplano

Eocênico” e, posteriormente, Martonne (1943) a denomina “Superfície das Cristas Médias”, atribuindo-lhe idade paleogênica. Martonne (1943) caracteriza também uma superfície mais elevada, a “Superfície dos Altos Campos” (1.800 a 2.000 metros) e outra mais recente, neogênica, que Ab’Saber (1969) considera a mais recente fase de pediplanação interplanáltica. A influência de movimentos tectônicos para explicar o desnivelamento destas superfícies é aventada por Freitas (1951).

King (1956) denomina “Superfície Sul-Americana” a uma vasta peneplanação produzida entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio. Este peneplano teria sido soerguido e, posteriormente, reduzido a um planalto dissecado pela erosão policíclica. O ciclo de erosão “Velhas” teria sucedido o Sul-Americano, moldando nova superfície até o Terciário Superior.

A Superfície Sul-Americana também é conhecida como “Superfície do Japi”, por ser facilmente reconhecível na serra homônima. A denominação se deve a Almeida (1964), que a define como uma vasta superfície de erosão pós-cretácica. Para Almeida (1976), a fragmentação desta superfície ocorre no Oligoceno, mas Almeida e Carneiro (1998) colocam sua origem no Cretáceo Superior e sua deformação no Paleoceno. Tais eventos relacionam-se geneticamente à formação de bacias continentais terciárias como a Bacia de São Paulo, de Taubaté e de Resende, bem como à acentuação do relevo das serras marginais.

Na região de Jundiaí, Ab’Saber (1992) define, abaixo da Superfície do Japi, uma superfície de aplainamento de caráter intermontano, entre a face norte da Serra do Japi e a face sul da Serra do Jardim. Os restos subnivelados desta superfície, de posição intermediária no relevo regional, são denominados “Superfície de São Roque - Jundiaí”.

Embora haja certas discordâncias, existe consenso de que o término da sedimentação cretácea na Bacia do Paraná completa a configuração de uma vasta superfície mais ou menos aplainada, que provavelmente se estendeu até o Terciário Inferior. Porém, Ponçano e Almeida (1993) destacam que até o momento nada se pode concluir sobre os planaltos que se dispõem ao longo dos principais cursos d’água, interpretados como pediplanos ou peneplanos dissecados. Dada a situação destes planaltos, entre a superfície mais antiga e os terraços fluviais quaternários, é possível que eles representem eventos erosivos associados às fases de aridez e glaciação que teriam afetado a região no final do Terciário e início do Quaternário.

Toda a bacia do rio Jundiaí é controlada pela compartimentação morfotectônica e pelas estruturas geológicas antigas que vêm sofrendo reativações, inclusive decorrentes da

Neotectônica. Neves et al. (2003) separam cinco compartimentos morfoestruturais (Figura 3.13), dos quais se destaca o compartimento da Serra do Japi e Serra dos Cristais (Compartimento 1), em posição topográfica elevada em relação aos demais. Outros dois compartimentos, que também constituem altos topográficos, correspondem à área de ocorrência do Granito Itu (Compartimento 2) e às elevações da Serra do Jardim (Compartimento 3). Os compartimentos mais abatidos são aqueles onde se concentram as coberturas sedimentares cenozóicas dispersas em corpos descontínuos (Compartimento 4) e as planícies aluviais (Compartimento 5). Os compartimentos são delimitados por escarpas de falhas, que coincidem com importantes zonas de cisalhamento ou zonas de falhas pré-cambrianas.

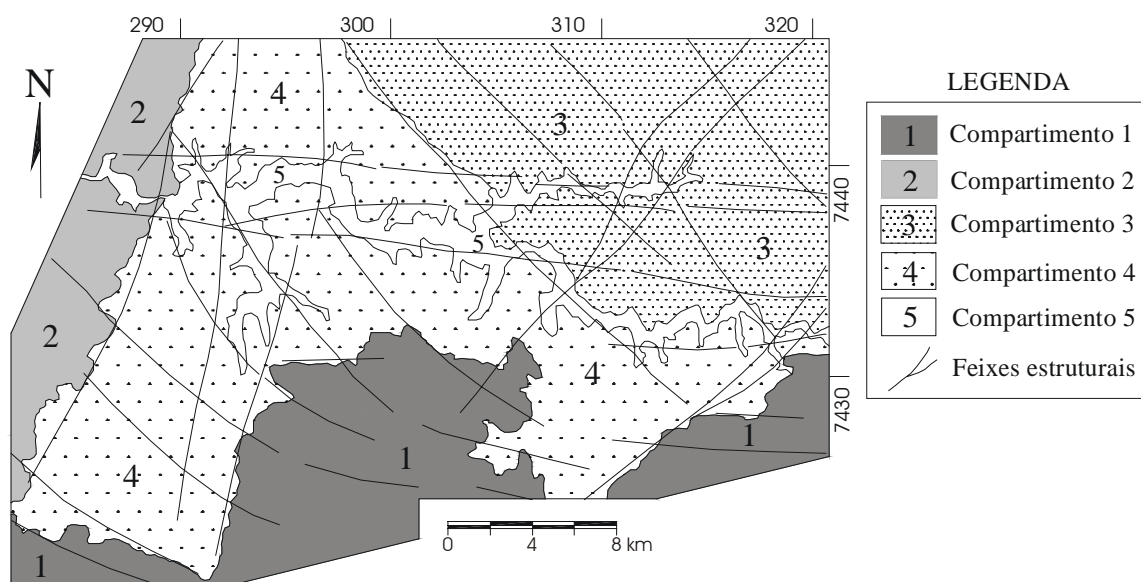


Figura 3.13: Compartimentação morfotectônica da região de Jundiáí (Neves et al., 2003).

3.6 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

Os sistemas aquíferos do Estado de São Paulo podem ser divididos em dois grandes grupos, de acordo com a forma de armazenamento e percolação da água subterrânea: os aquíferos fraturados e os aquíferos de porosidade granular (Figura 3.14). Os aquíferos fraturados abrangem o Embasamento Cristalino, os basaltos da Formação Serra Geral e os diabásios associados, cobrindo uma área com cerca de 90.000 km² (São Paulo, 1984). Os sistemas aquíferos de porosidade granular ocorrem nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e em sedimentos cenozóicos de ocorrência mais restrita.

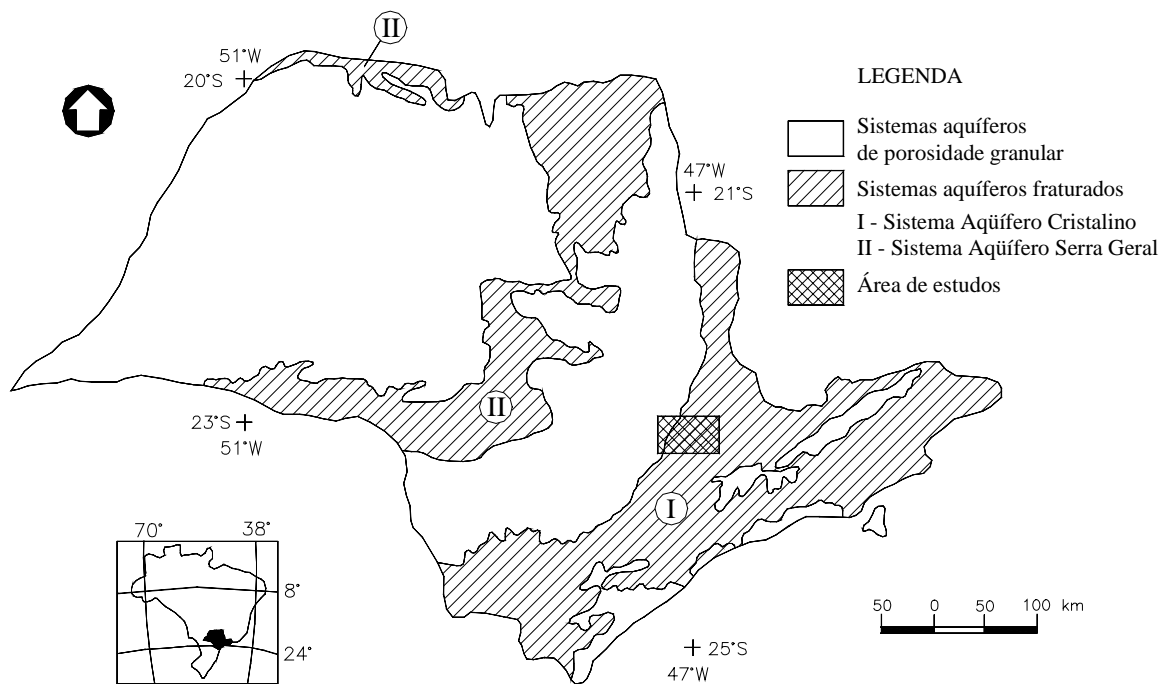


Figura 3.14: Sistemas aquíferos do Estado de São Paulo (baseado em São Paulo, 1984).

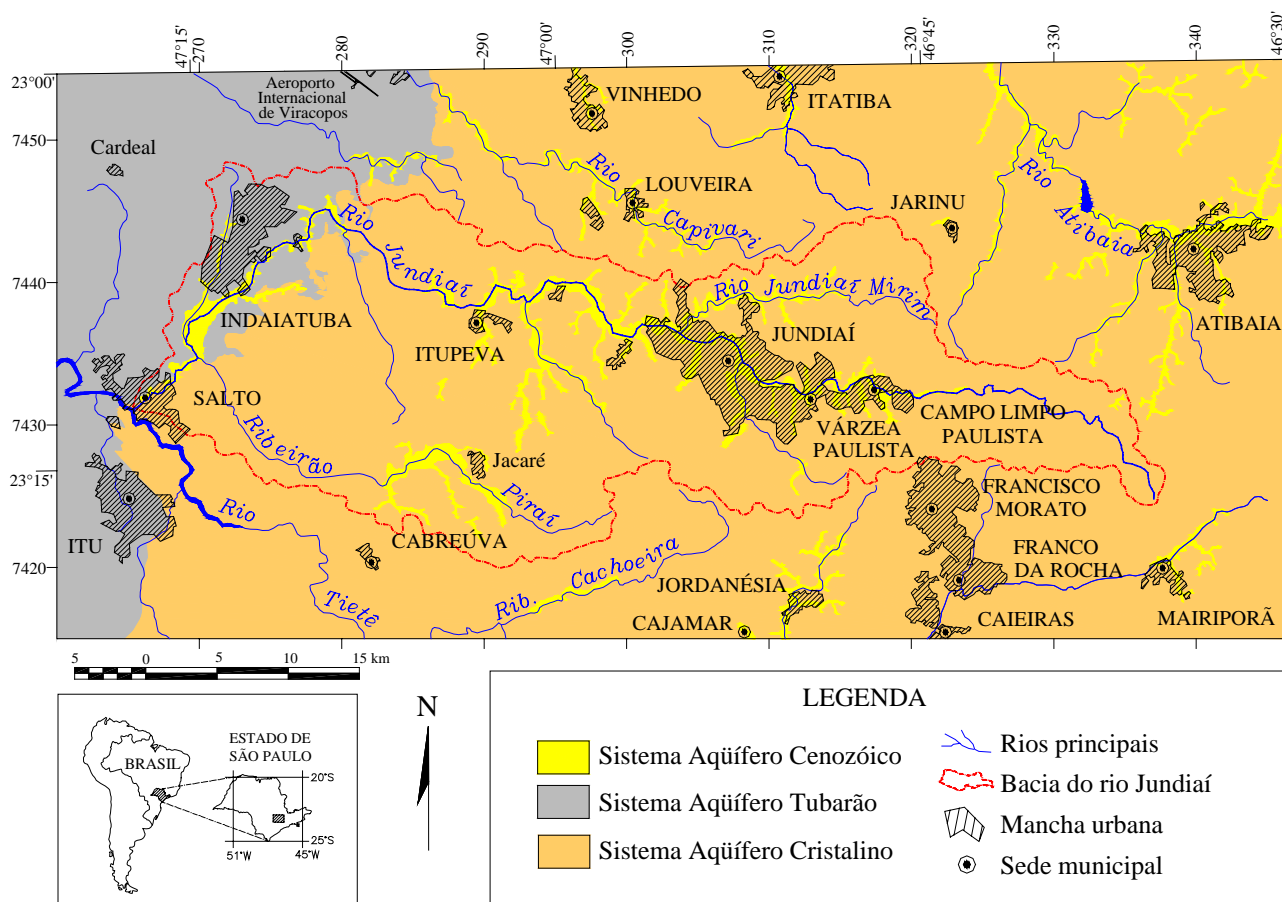


Figura 3.15: Distribuição dos aquíferos na bacia do rio Jundiaí e áreas adjacentes.

Na bacia do rio Jundiá, predomina o Sistema Aquífero Cristalino e apenas em uma pequena faixa no lado oeste ocorre o Sistema Aquífero Tubarão (Figura 3.15). O Sistema Aquífero Cenozóico ocorre distribuído ao longo das drenagens principais.

3.6.1 Sistema Aquífero Cristalino

O Sistema Aquífero Cristalino envolve as rochas do Embasamento Cristalino ou Embasamento Pré-Cambriano, cuja produtividade está condicionada à ocorrência de descontinuidades como falhas e juntas e, em certos casos, contatos litológicos. É classificado como livre a semiconfinado, descontínuo e heterogêneo. A transmissividade é bastante variável, de 0,1 a 100 m²/dia. A rocha alterada ou manto de intemperismo pode constituir aquíferos de porosidade granular que, segundo Lopes (1994), são responsáveis pela maior parte do escoamento básico da bacia. O comportamento do aquífero fraturado ainda não é muito bem compreendido, o que resulta em muitos poços improdutivos ou com baixa produtividade.

A extrema variabilidade dos parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos fraturados constitui seu aspecto mais marcante (Capítulo 5). A condutividade hidráulica, por exemplo, varia algumas ordens de grandeza dentro de um mesmo litotipo e em curtas distâncias. A escassez de dados sobre a distribuição e extensão das estruturas geológicas e a falta de análise estrutural antes da perfuração resultam em poços com condições extremas de produtividade, ou seja, a vazão de um poço tanto pode ser nula quanto pode chegar a mais de 50 m³/h (São Paulo, 1972), dependendo de sua localização em relação às estruturas geológicas.

Na região de Atibaia, as vazões são inferiores a 10 m³/h em 90% dos poços, predominando valores que variam de 0,3 a 5,0 m³/h (Cavalcante, 1990; Cavalcante e Rebouças, 1992). Os poços localizados sobre lineamentos de fraturas possuem vazão média de 7,9 m³/h, com mínima de 3,2 m³/h e máxima de 18 m³/h, e capacidade específica média de 0,21 m³/h/m. Cavalcante (1990) relata não encontrar correlação direta entre vazão e profundidade dos poços e chama atenção para a importância do manto de intemperismo como uma zona aquífera explorável, cujas espessuras variam de 20 a 40 metros, podendo alcançar os 60 metros. Segundo este autor, o manto de intemperismo funciona como zona de recarga para o aquífero fraturado, fato constatado pelo aumento da concentração iônica das águas dos poços escavados, situados no manto de intemperismo, para as águas dos poços tubulares profundos, que exploram o meio fraturado.

Quanto às características químicas, as águas do Sistema Aquífero Cristalino no Estado de São Paulo são consideradas bicarbonatadas cálcicas em sua maioria (33%), seguidas pelas bicarbonatadas cálcicas-sódicas (24%) e pelas bicarbonatadas sódicas (11%) (Campos, 1993). As temperaturas variam de 16,00 a 21,30° C, os teores salinos são inferiores a 250 mg/L e o pH varia de 5,61 a 8,96.

Na região de Jundiaí, as águas subterrâneas são classificadas como fortemente bicarbonatadas, em geral mistas ou com um pequeno predomínio de cálcio (Bertachini, 1987). São pouco mineralizadas, com resíduo seco inferior a 300 mg/L. Cavalcante et al. (1991) determina valores de pH entre 4,5 e 6,0 para as águas extraídas dos poços escavados e 5,5 a 8,0 para as dos poços tubulares profundos em Atibaia.

Para avaliar a produtividade dos poços, o procedimento mais comum adotado na maior parte dos trabalhos tem sido o de correlacionar os poços mais produtivos com a proximidade dos lineamentos geológicos. Outros fatores utilizados nesta correlação são a declividade das encostas e a densidade e comprimento dos lineamentos.

Bertachini (1987, 1988) tenta relacionar a produtividade dos poços tubulares profundos da região de Jundiaí ao modelo de deformação de Riedel. Os poços mais produtivos estariam associados às fraturas de tração, tanto da fase dúctil como da fase rúptil; às fraturas com elevada frequência de ocorrência, tais como R1 e Y, e às fraturas abertas por alívio de tensão. A direção relacionada aos maiores valores de capacidade específica média seria a N45°E, direção das fraturas de tração da fase de deformação “Dn” e das fraturas e falhas de rejeito direcional sintéticas ao falhamento transcorrente que atravessa a área. Além destas estruturas, Bertachini (1987) considera ainda outras direções estruturais capazes de fornecer boas produtividades: seriam os lineamentos de fratura de direção N85°W, N50°W a N30°W, N10°W a N10°E e N65°E.

Na porção nordeste do Estado de São Paulo, Del Rey (1991) constata que os poços localizados próximos a fraturas de direção N10°-40°E e N60°-80°E apresentam, em média, vazão três vezes maior e capacidade específica duas vezes maior do que os demais. Estas estruturas teriam se originado por um tensor com eixo compressivo (σ_1) sub-horizontal de direção N80°E, eixo distensivo (σ_3) sub-horizontal de direção N10°W e eixo intermediário (σ_2) subvertical. Para este autor, o arranjo estrutural encontrado, similar ao das Bacias de Resende e Itaquaquecetuba, pode estar relacionado à atuação da Neotectônica.

Fernandes (1997) e Fernandes e Rudolph (2001) estudam a produtividade de poços tubulares profundos na região de Campinas, analisando seu posicionamento em relação aos

lineamentos estruturais e aos “domínios tectônicos”. Tais domínios são definidos de acordo com o evento tectônico rúptil considerado como o mais atuante em determinadas áreas. Os lineamentos relacionados às maiores produções são os de direção NW-SE, NNE-SSW e, subordinadamente, E-W. Cada um destes conjuntos estaria associado a um evento tectônico diferente, que gera fraturas de tração paralelas à direção do esforço compressivo (σ_1) e perpendicular ao esforço distensivo (σ_3).

Neves et al. (2002) apresentam um estudo em escala local na micro-bacia do Córrego da Cachoeira, município de Vinhedo, situado junto ao limite norte da área aqui estudada. Os autores vinculam os poços mais produtivos à presença de estruturas de direção N-S que ocorrem associadas às coberturas sedimentares cenozóicas.

3.6.2 Sistema Aquífero Tubarão

O Sistema Aquífero Tubarão, também conhecido como Aquífero Itararé, compreende as rochas sedimentares paleozóicas do Grupo Itararé. A heterogeneidade vertical e horizontal desta unidade estratigráfica confere baixa permeabilidade e potencialidade limitada ao aquífero (Stevaux et al., 1987; Diogo et al., 1984). É um aquífero de porosidade granular, comportamento livre a semiconfinado, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico. Os valores de transmissividade variam de 0,3 a 40 m²/dia. Mesmo onde há considerável espessura de arenitos, existe grande variação da capacidade específica dos poços, o que se deve à pequena dimensão e à falta de conectividade dos corpos arenosos (Vidal, 2002). Vidal (2002) aponta as bordas da Bacia do Paraná como a principal área de recarga do Sistema Aquífero Tubarão, a partir de onde o fluxo se direciona para oeste e para os principais rios da região: o Tietê e o Capivari.

3.6.3 Sistema Aquífero Cenozóico

O Sistema Aquífero Cenozóico é formado pelos depósitos aluviais quaternários distribuídos ao longo dos canais de drenagem. São bastante limitados e de importância localizada, porosidade granular, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico, com espessura média de 30 metros e transmissividade de 2 a 50 m²/dia (Lopes, 1994).

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA

Este capítulo se refere ao estudo das estruturas geológicas rúpteis e do resultado de sua atuação na compartimentação morfoestrutural da área. Para tanto, são utilizados dois enfoques: a descrição estrutural regional, a partir de informações em escala de mapa, e o estudo estrutural local, a partir de dados primários coletados em campo, em escala de afloramento. A partir da análise destes dados, são definidos os domínios estruturais e a compartimentação morfoestrutural da área.

4.1 ANÁLISE ESTRUTURAL REGIONAL

A análise macroestrutural é feita a partir da observação indireta de estruturas geológicas em escala de mapa. O estudo utiliza inferências quanto ao controle estrutural sobre a morfologia no terreno, que se manifesta como escarpas alinhadas, variações bruscas de declividade, anomalias na rede de drenagem, dentre outros.

4.1.1 Topografia e Hipsometria

O mapa de curvas de nível é uma importante ferramenta para o estudo das feições morfoestruturais. Na bacia do rio Jundiá (Figura 4.1), a forte estruturação do relevo se reflete no alinhamento de escarpas e de canais de drenagem, além dos contrastes na textura de relevo e nos intervalos de altitude. No mapa hipsométrico (Figura 4.2), há patamares topográficos com altitudes que variam entre 520 e 600 metros, nos vales dos rios, até 1.200 metros no topo da Serra do Japi, alcançando 1.300 e 1.400 metros nas Serras de Atibaia e da Pedra Vermelha, respectivamente.

Um destacado contraste textural ocorre entre os relevos da Depressão Periférica, no extremo oeste da área, e do Planalto Atlântico, que ocupa o restante dela. Embora o limite entre estas províncias não possa ser traçado ao longo de uma linha bem definida, percebe-se que a delimitação se faz ao longo da direção NNE-SSW, que coincide, grosso modo, com os contatos entre as rochas sedimentares da Bacia do Paraná e as rochas cristalinas do Embasamento Pré-Cambriano.

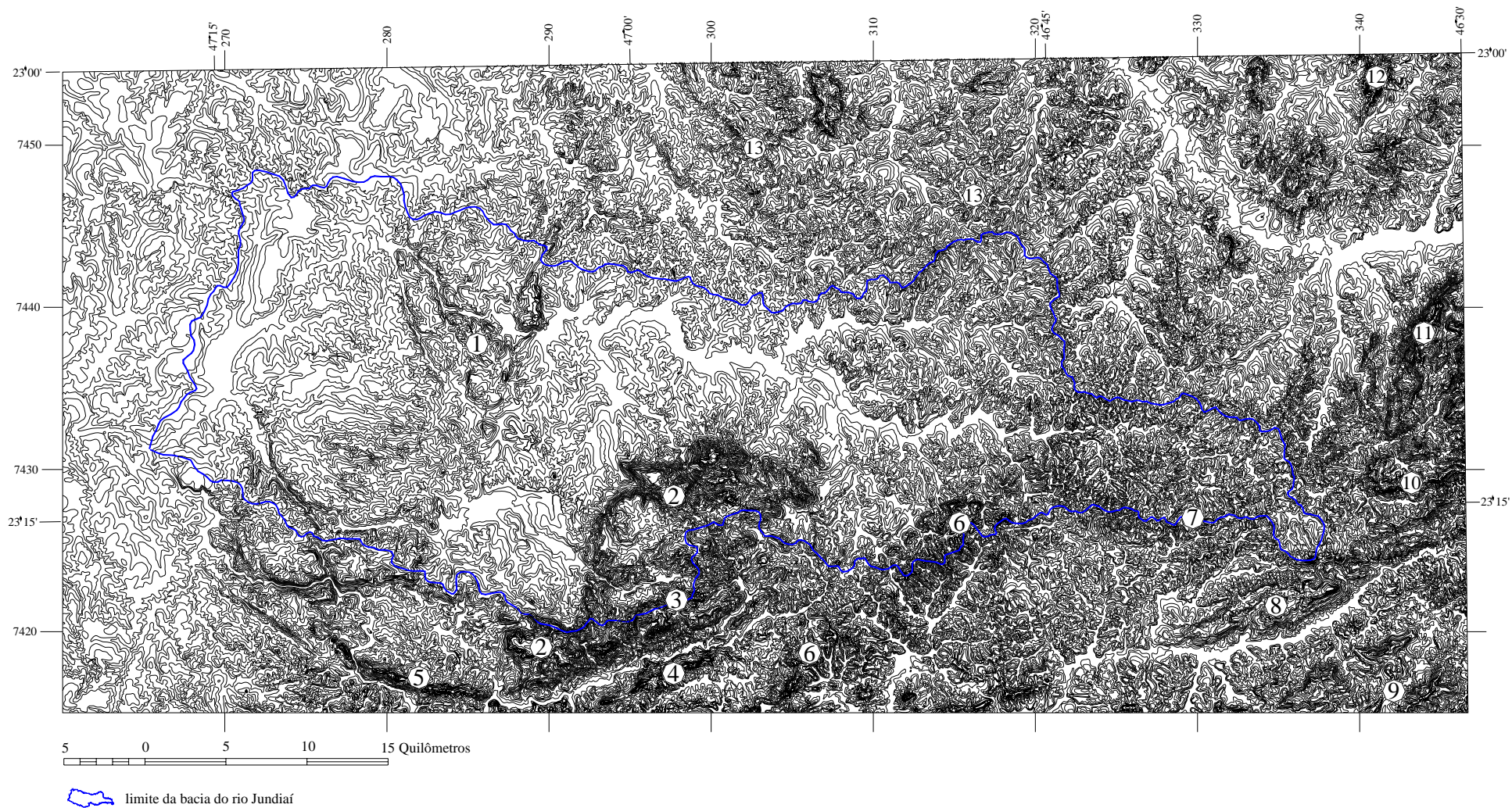


Figura 4.1: Mapa topográfico da área (curvas de nível com equidistância de 20 metros)

- | | |
|--------------------------|--|
| 1 = Maciço Granítico Itu | 8 = Serra dos Freitas |
| 2 = Serra do Japi | 9 = Serra da Cantareira |
| 3 = Serra do Guaxinduva | 10 = Serra da Pedra Vermelha |
| 4 = Serra da Sapoca | 11 = Serra de Atibaia ou de Itapetininga |
| 5 = Serra do Guaxatuba | 12 = Serra da Bocaina |
| 6 = Serra dos Cristais | 13 = Serra do Jardim |
| 7 = Serra do Botujuru | |

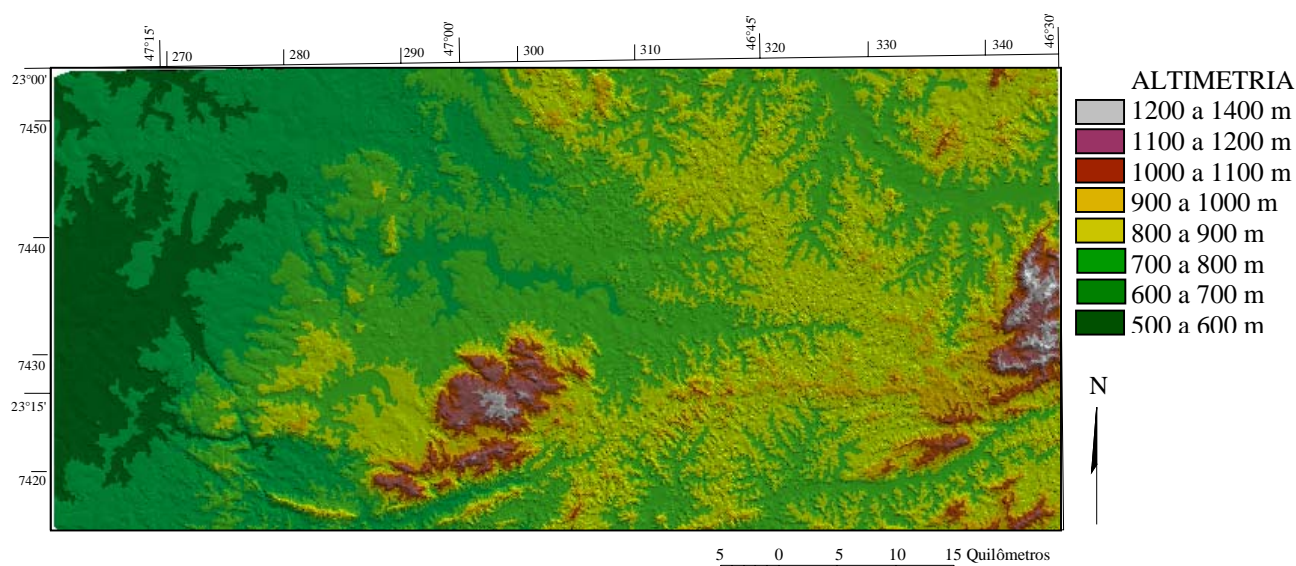


Figura 4.2: Mapa hipsométrico da área de estudos.

Como descrito no Capítulo 3 (Figura 3.13), a Depressão Periférica apresenta relevo de colinas com declividades baixas e raros morrotes com declividades médias. Próximo aos contatos com o Embasamento Cristalino, a planície aluvial do rio Jundiáí torna-se alongada na direção NNE-SSW (Figura 4.1), assim como os topos das colinas aplainadas.

No Planalto Atlântico, o relevo é mais heterogêneo. A maior parte das planícies aluviais acompanha importantes direções estruturais. Muitas escarpas também ocorrem alinhadas e algumas delas colocam lado a lado terrenos de relevo contrastante, refletindo a compartimentação morfoestrutural. O relevo de morrotes presente na porção central da área, onde se encaixa o médio curso do rio Jundiáí, constitui um compartimento abatido em relação às feições do entorno. Contornando esta área central, elevam-se os morros do Maciço Granítico de Itu; o relevo montanhoso das Serras do Japi, do Guaxinduva, do Guaxatuba, da Sapoca e dos Cristais e as pequenas elevações da Serra do Jardim. Morros com serras restritas pertencentes à Serra da Bocaina, Serra de Atibaia e Serra da Pedra Vermelha ocorrem no canto nordeste e, na porção sudeste, elevam-se as serras alongadas do Botujuru, dos Freitas e da Cantareira.

As zonas de cisalhamento antigas se manifestam como notáveis alinhamentos de escarpas e de canais de drenagem, principalmente ao longo das falhas do Piraí, do Cururu e de Cachoeira e da Zona de Cisalhamento Jundiuvira. A borda leste do Granito Itu compõe escarpas alinhadas na direção NNE-SSW, delimitando o compartimento central abatido. As escarpas da Serra do Japi, além de refletir o mesmo alinhamento NNE-SSW, também se orientam segundo o prolongamento das falhas NW-SE citadas acima e de alinhamentos subordinados de direção E-W. Os alinhamentos E-W, apesar de menos frequentes, são

feições importantes que controlam o direcionamento do rio Jundiá-Mirim, de parte do rio Atibaia, das cabeceiras do rio Jundiá, além de vários segmentos menores de drenagem.

4.1.2 Rede de Drenagem

O mapa da rede de drenagem mostra áreas com densidade de drenagem variada, podendo ser classificada de forma relativa como baixa, média e alta (Figura 4.3). A densidade baixa aparece nas áreas onde ocorrem Depósitos Aluviais e Depósitos Colúvio-Eluviais e em alguns topos de serras aplainadas. Densidade média ocorre nas áreas de afloramento do Grupo Itararé, na Bacia do Paraná, de rochas granitóides e ao longo do compartimento central descrito no item anterior. No restante da área, a densidade da drenagem pode ser considerada alta.

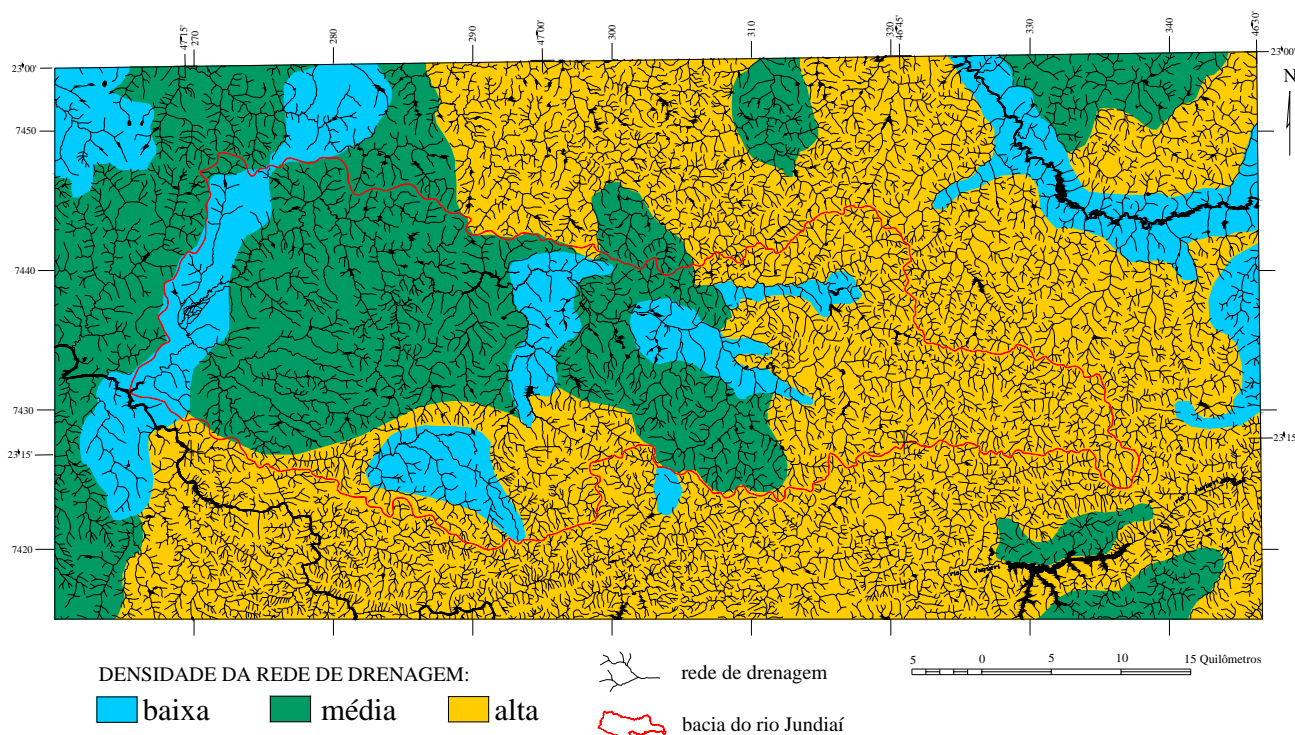


Figura 4.3: Mapa da rede de drenagem mostrando áreas com densidade de drenagem baixa, média e alta e padrões de drenagem dendrítico tendendo a retangular e paralelo.

Dependendo da porção analisada e da escala de observação, são encontrados padrões de drenagem dendrítico tendendo a paralelo e retangular, controlados pelas zonas de falhas e zonas de cisalhamento dúctil.

4.1.3 Lineamentos

Os mapas apresentados a seguir foram traçados a partir da imagem de radar em escala 1:250.000, de fotografias aéreas em escala 1:60.000 e do mapa da rede de drenagem em escala 1:100.000. Os resultados obtidos são ligeiramente distintos.

4.1.3.1 Escala 1:250.000

No mapa de lineamentos em escala 1:250.000, nota-se o desenvolvimento de dois sistemas mais frequentes: um NNE-SSW e outro NW-SE (Figura 4.4). A densidade de lineamentos varia de forma semelhante à densidade da rede de drenagem. O lado oeste onde aflora o Grupo Itararé, a porção central da área de estudos e as planícies aluviais mais abrangentes se destacam na imagem de radar por sua textura mais “lisa”, com baixa densidade de lineamentos. O restante da área, ao contrário, exibe densidade de lineamentos extremamente alta.

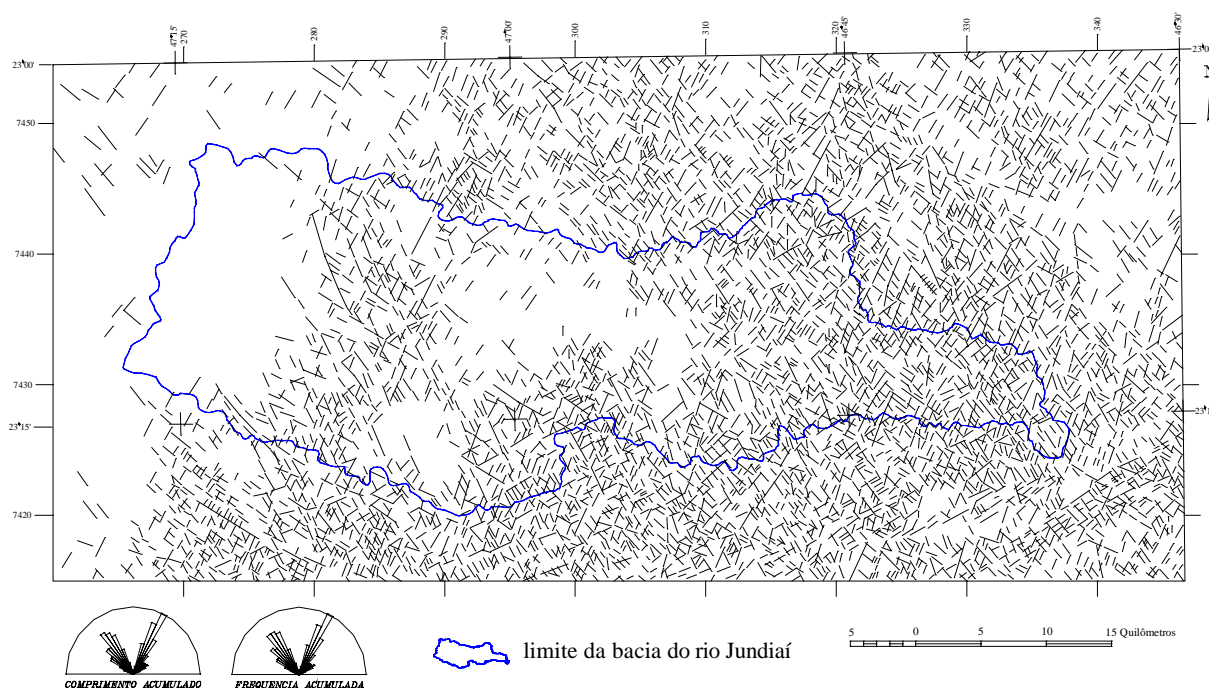
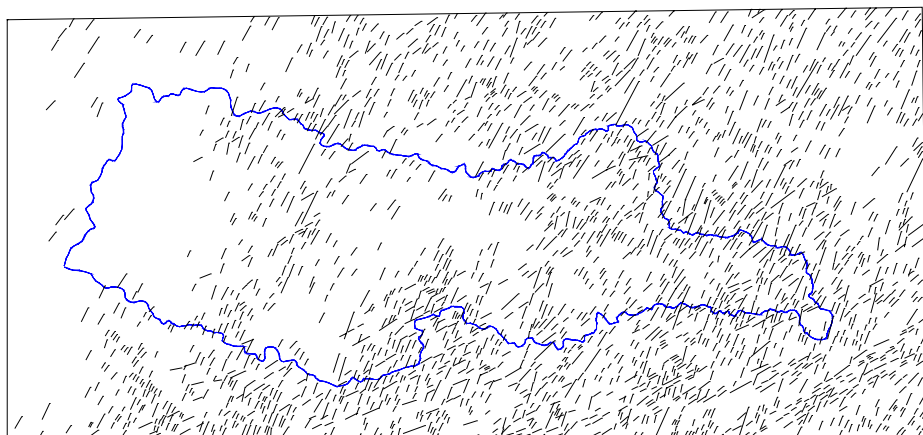
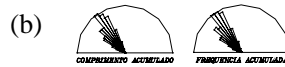
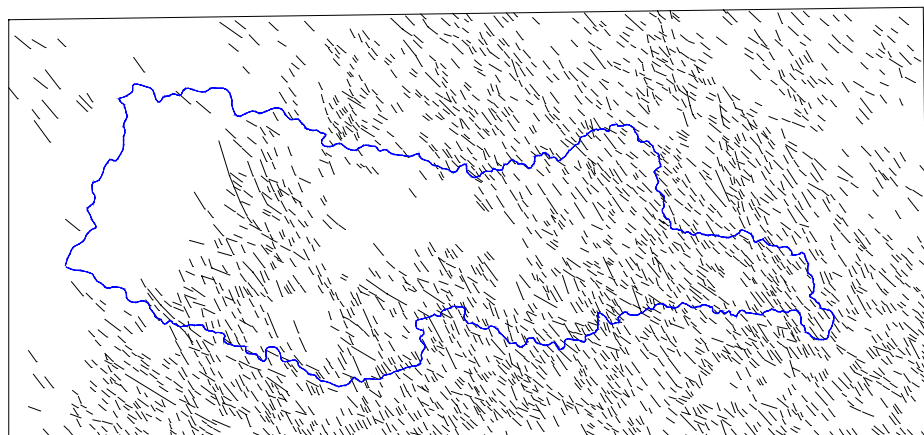


Figura 4.4: Lineamentos traçados a partir da imagem de radar em escala 1:250.000.

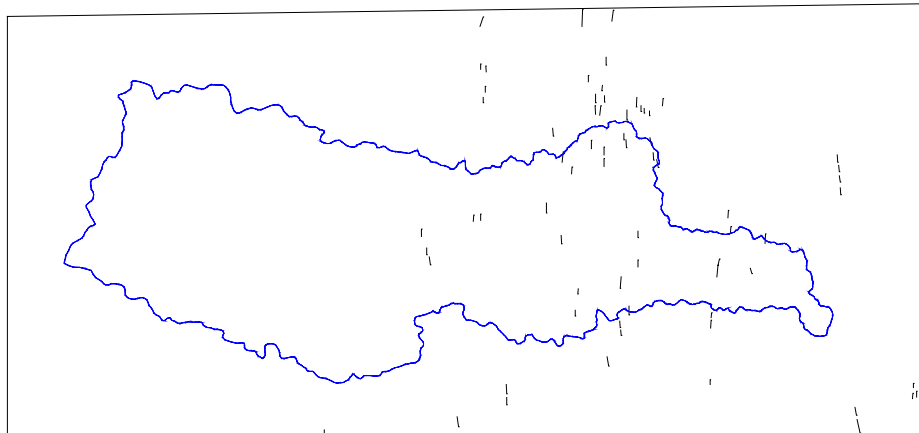
Para facilitar a definição dos feixes estruturais, os lineamentos são apresentados em conjuntos separados. As figuras 4.5 (a) e (b) mostram, respectivamente, os sistemas cujas direções se situam nos quadrantes NE-SW e NW-SE. Também ocorrem, de forma esparsa, algumas feições de direção N-S na porção centro-oriental da área (Figura 4.5c).



5 0 5 10 15 Quilômetros



5 0 5 10 15 Quilômetros



5 0 5 10 15 Quilômetros

Figura 4.5: (a) Sistemas do quadrante NE-SW, (b) sistemas do quadrante NW-SE e (c) sistema N-S (em azul, o limite da bacia do rio Jundiá).

Estes sistemas se subdividem em dois subsistemas. No quadrante NE-SW, a subdivisão é bastante clara: existe um subsistema NE-SW, propriamente dito, e outro NNE-SSW. Na Figura 4.6 são destacadas, em vermelho, as áreas onde estes subsistemas predominam e onde formam apenas lineamentos isolados.

O subsistema NE-SW (Figura 4.6a) se concentra na porção sul da área de estudos, coincidindo com a direção da Zona de Cisalhamento Jundiuvira. Em direção ao norte, tende a formar alinhamentos isolados ou simplesmente traços dispersos; já nos domínios da Bacia do Paraná ele não ocorre. O subsistema NNE-SSW (Figura 4.6b) é amplamente distribuído pela área, inclusive adentrando de forma esparsa na Bacia do Paraná. Forma feições amendoadas e sigmoidais e apresenta espaçamento bem menor do que o subsistema anterior. É importante destacar o forte controle estrutural que estas feições exercem na delimitação da bacia hidrográfica do rio Jundiá. O subsistema NE-SW delinea parte do contorno na porção sudeste e o NNE-SSW é bem marcado no extremo oeste da bacia.

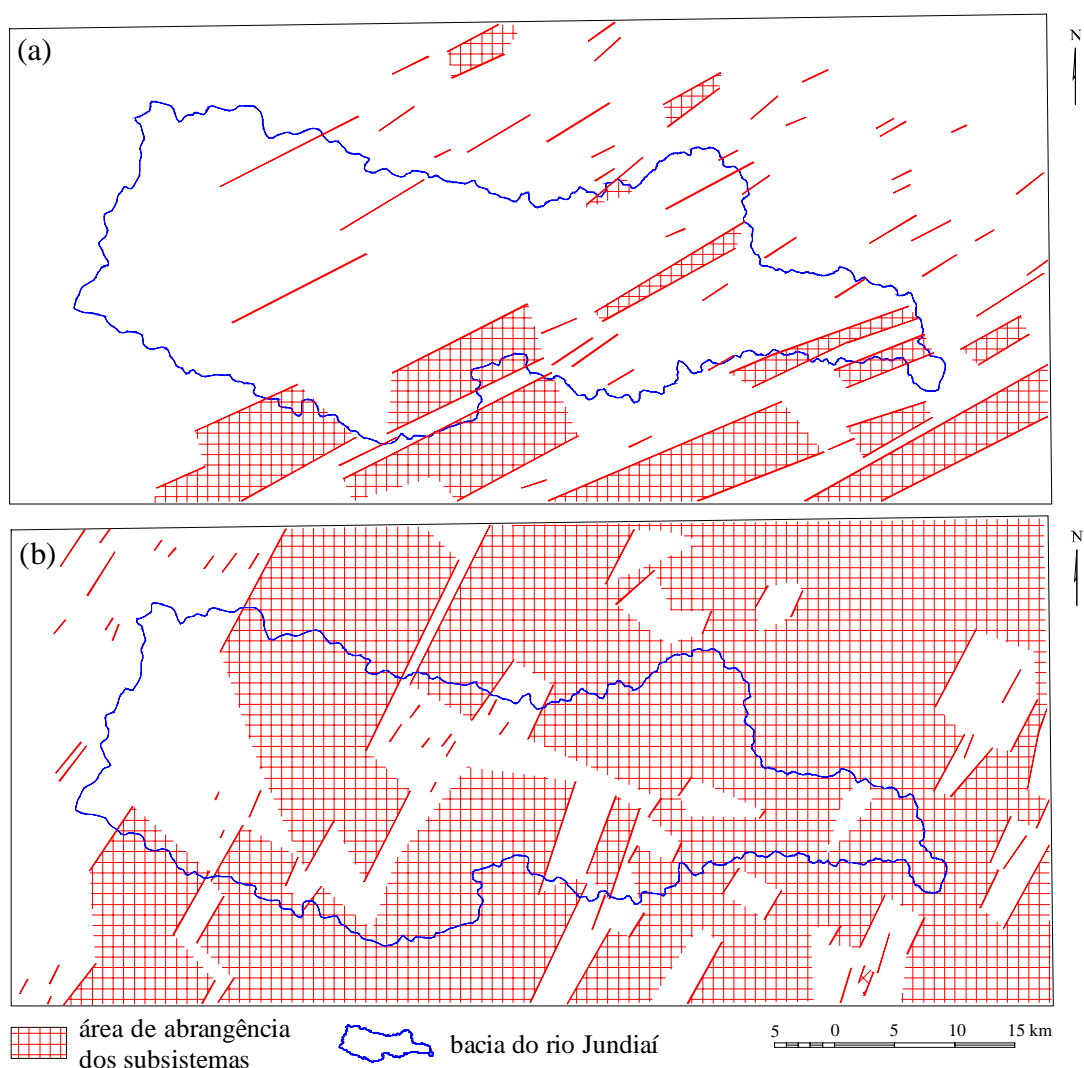


Figura 4.6: Ocorrência dos subsistemas (a) NE-SW e (b) NNE-SSW.

A subdivisão dos subsistemas no quadrante NW-SE não é tão nítida, mas também é possível definir dois subsistemas: um NNW-SSE e outro NW-SE tendendo a WNW-ESE.

O subsistema NW-SE a WNW-ESE (Figura 4.7a), apesar de abranger quase toda a área, não ocorre de forma concentrada, mas compõe alinhamentos esparsos que adentram na Bacia Sedimentar do Paraná. As maiores concentrações em área ocorrem na Serra do Jardim e ao longo das falhas de Itu, do Piraí, de Cururu e de Cachoeira, onde ocorrem inflexões de NW-SE para WNW-ESE. O controle que estas feições exercem no contorno da bacia do rio Jundiá em sua borda sudoeste e ao longo de vários trechos na borda norte é notável.

O subsistema NNW-SSE (Figura 4.7b) é bastante proeminente na área de ocorrência do Granito Itu, na Serra do Japi, Serra do Jardim e em outras áreas serranas, exceto no canto nordeste. Este subsistema não ocorre nos domínios da Bacia do Paraná.

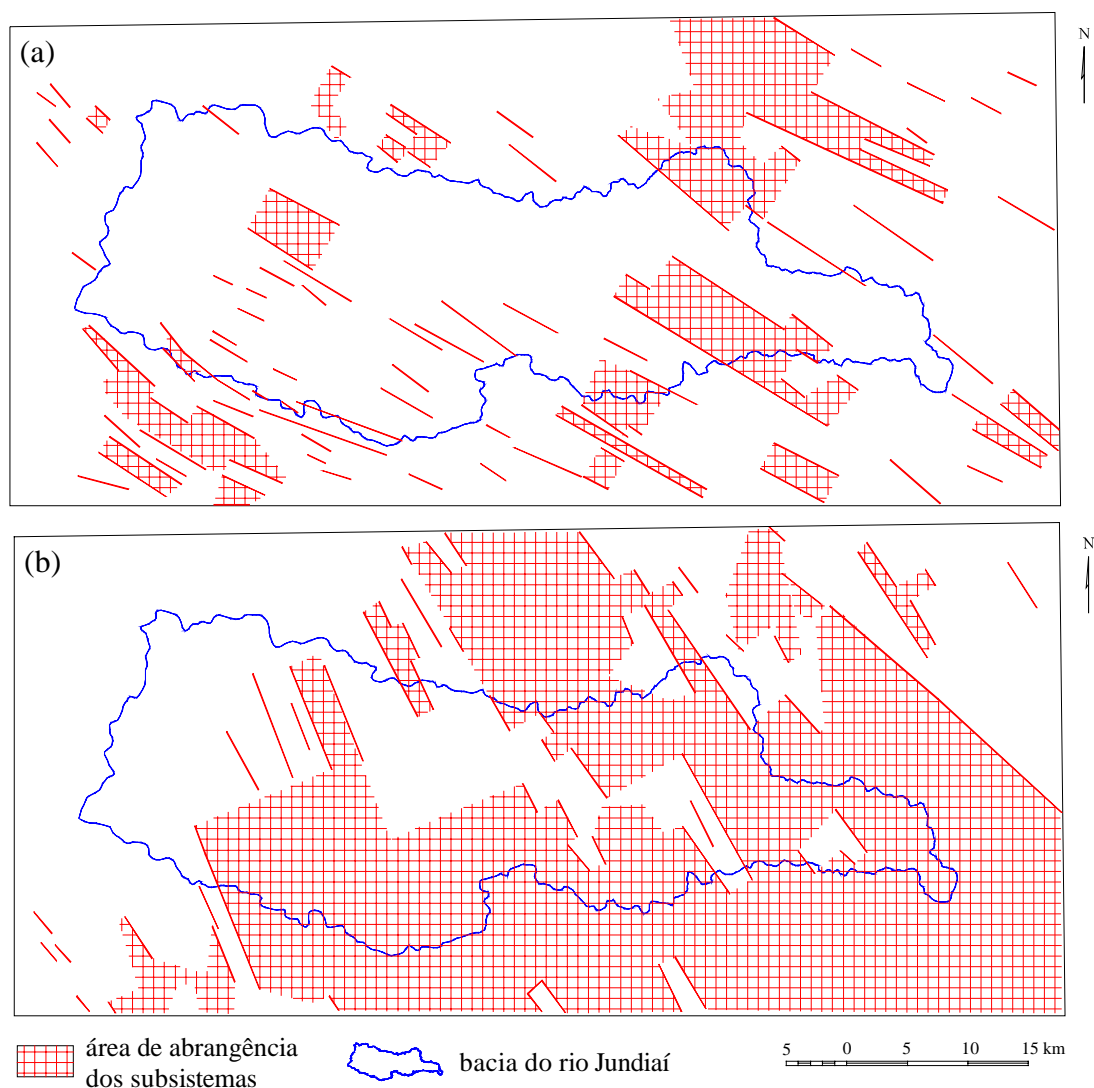


Figura 4.7: Ocorrência dos subsistemas (a) NW-SE a WNW-ESE e (b) NNW-SSE.

4.1.3.2 Escala 1:60.000

O mapa de lineamentos obtido a partir das fotografias aéreas em escala 1:60.000 mostra maior dispersão de direções (Figura 4.8), mas ainda existem maiores freqüências de direções NE-SW e NW-SE, bem como N-S e E-W, que não aparecem no mapa anterior.

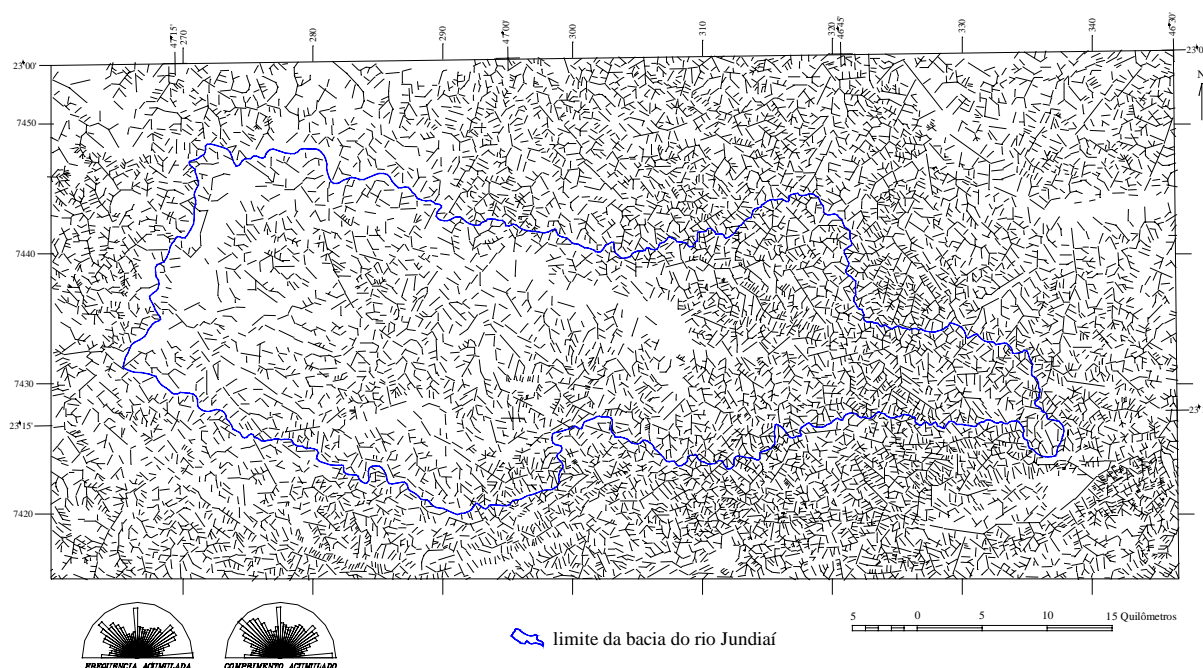


Figura 4.8: Lineamentos traçados a partir de fotografias aéreas em escala 1:60.000.

A densidade de lineamentos é bastante variável, mas segue o mesmo padrão da densidade da rede de drenagem. As planícies aluviais, as áreas de ocorrência de Depósitos Colúvio-Eluviais, de granitos e a borda da Bacia do Paraná apresentam baixa densidade de lineamentos. A área de afloramento do Grupo Itararé, na Bacia do Paraná, ao contrário da imagem de radar, mostra uma densidade de lineamentos considerável, mas que ainda se mantém abaixo da densidade de lineamentos no restante da área.

4.1.3.3 Lineamentos de drenagem

Os lineamentos de drenagem foram traçados a partir do mapa da rede de drenagem. A tendência mais forte de orientação dos canais retilíneos segue as direções N-S e E-W, seguidas pela direção NW-SE e, por último, NE-SW (Figura 4.9).

As frequências de orientações são distintas daquelas observadas nos lineamentos extraídos da imagem de radar e das fotografias aéreas. Isto acontece porque a rede de drenagem constitui o elemento morfológico que mais rapidamente responde às mudanças no regime tectônico (Centamore et al., 1996). Assim, este padrão de orientação reflete o rearranjo da rede de drenagem ao longo das estruturas neoformadas.

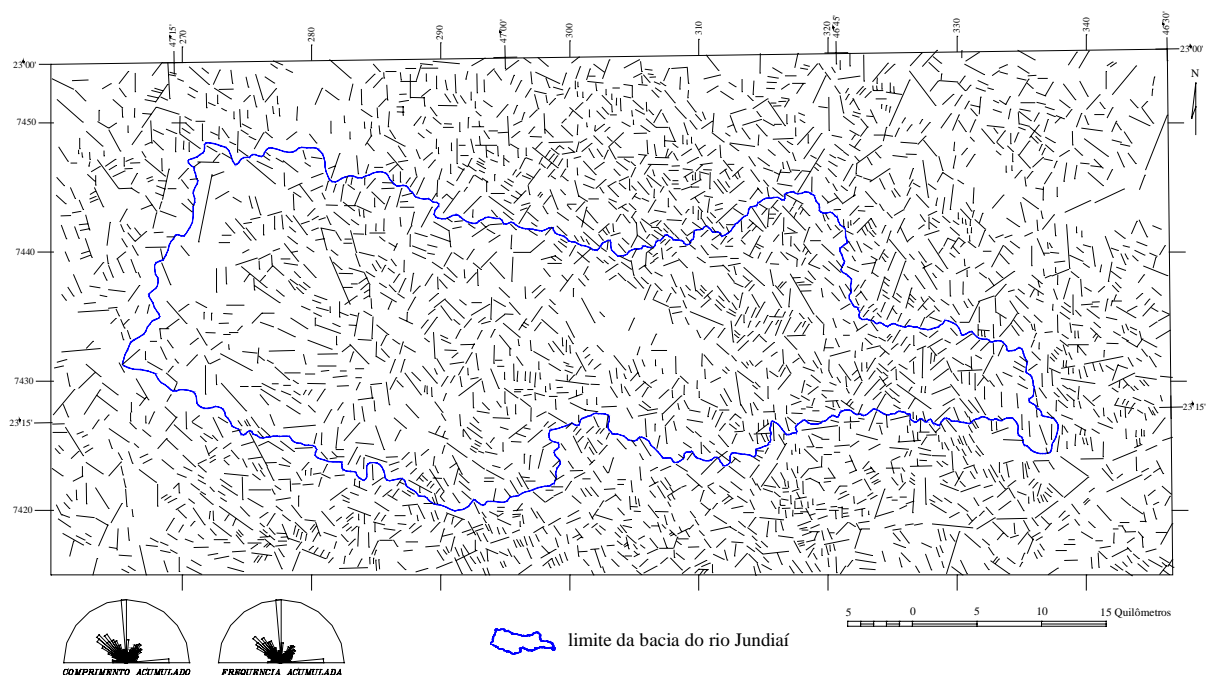


Figura 4.9: Lineamentos de drenagem.

4.1.4 Estruturas Regionais

As zonas de cisalhamento e as zonas de falhas regionais (Figura 4.10) constituem importantes feições tectônicas que se manifestam em todos os mapas anteriormente apresentados, controlando o relevo e a drenagem. Algumas destas feições já haviam sido mapeadas (ver Capítulo 3), mas outras não constam em trabalhos anteriores. Tal é o caso do prolongamento das zonas de cisalhamento Campinas e Valinhos e dos feixes estruturais de direção NW-SE presentes na Serra do Jardim.

Muitos contatos entre unidades litoestratigráficas ocorrem ao longo destas estruturas, como pode ser observado no mapa geológico (apêndice A). Elas são responsáveis pela movimentação de grandes massas rochosas em tempos pré-cambrianos. A Zona de Cisalhamento Jundiuvira e a Falha de Itu, por exemplo, colocam em contato os gnaisses e migmatitos do Complexo Amparo com os metassedimentos do Domínio São

Roque, conjuntos cujas evoluções tectono-metamórficas são completamente distintas. As falhas do Piraí, do Cururu e de Cachoeira segmentam os quartzitos da Serra do Japi, colocando-os em contato com granitos e gnaisses. Da mesma forma atuam estruturas de direção NNE-SSW e N-S presentes no flanco oeste da Serra do Japi, subparalelas à Zona de Cisalhamento Valinhos. A Zona de Cisalhamento Valinhos, por sua vez, controla a borda leste do Granito Itu. A Falha de Extrema, presente na porção leste da área, delimita corpos migmatíticos. Os feixes estruturais que controlam o relevo da Serra do Jardim controlam também alguns contatos entre granitos e gnaisses, mas o mais marcante ali é a delimitação dos depósitos paleozóicos e cenozóicos ao longo das estruturas NNE-SSW.

Estas estruturas se originaram em estado dúctil e ao longo delas houve formação de milonitos com planos de foliação milonítica subverticais (Capítulo 3). No decorrer do tempo geológico, as condições se tornaram cada vez mais rúpteis e estas zonas de fraqueza passaram a atuar como zonas de falha. Nas zonas de falha há formação de uma rede de fraturas, com desenvolvimento de rochas da série cataclástica.

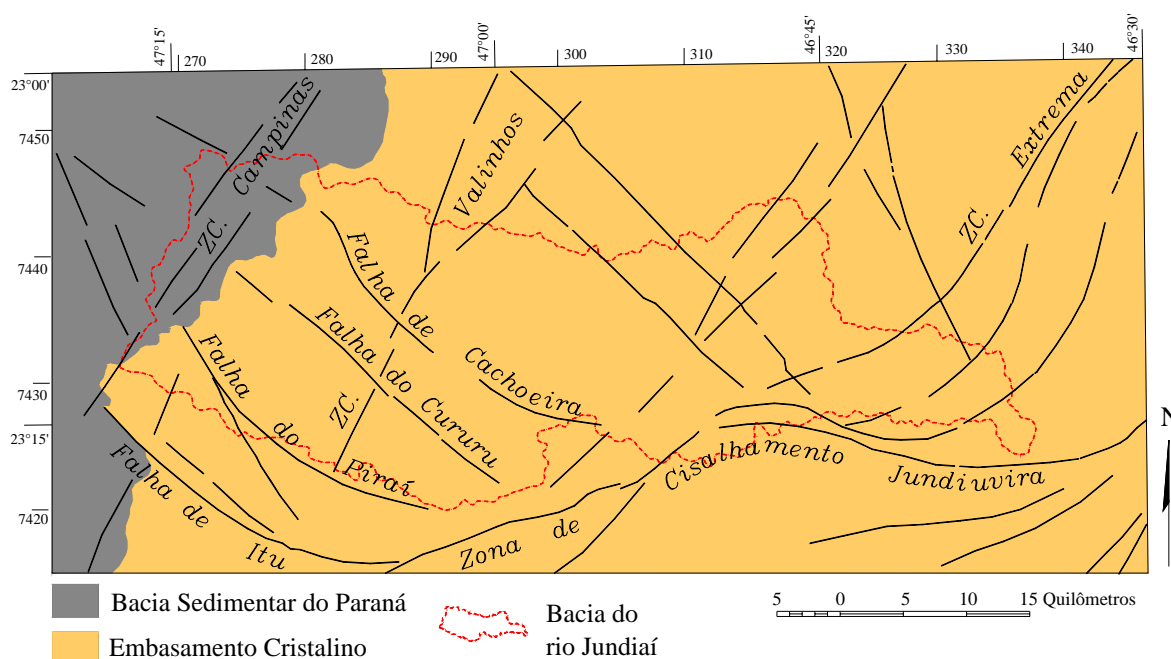


Figura 4.10: Zonas de cisalhamento, zonas de falhas e principais feixes de lineamentos de abrangência regional presentes na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

4.2 ANÁLISE MESOSCÓPICA

A análise mesoscópica envolve a descrição das estruturas geológicas em escala de afloramento. As estruturas geológicas enfocadas neste item são aquelas consideradas mais

importantes sob o ponto de vista hidrogeológico: os contatos litológicos, as foliações, as juntas e as falhas. As foliações ocorrem apenas nos litotipos do Embasamento Cristalino, mas as juntas e as falhas estão presentes em todas as unidades.

Para as estruturas que ocorrem em pequeno número, apresenta-se apenas a projeção ciclográfica e, para as estruturas com grande número de medidas, apresenta-se a projeção polar ou tanto a polar quanto a ciclográfica. Nos estereogramas, o número de medidas está indicado com a letra “N” e, no caso das falhas, os pontos pretos indicam o posicionamento das estrias. Todos os estereogramas correspondem à projeção no hemisfério inferior.

4.2.1 Foliação

A foliação é a estrutura mais comum observada nas rochas cristalinas da área. Existem dois conjuntos principais (Figura 4.11): um com baixo a médio ângulo de mergulho, de presença generalizada, e outro de alto ângulo, que corresponde à foliação milonítica normalmente encontrada nas zonas de cisalhamento. A direção principal da foliação de baixo ângulo é NW-SE com mergulho para SW e a foliação subvertical está orientada principalmente na direção WNW-ESE, inflectindo para NW-SE.

Os planos de foliação são bastante próximos entre si nos metassedimentos do Domínio São Roque, dando à rocha um aspecto foliado típico e distinto dos litotipos do Complexo Amparo. Nos xistos do Complexo Amparo, embora menos intensa, a foliação ainda é bem marcada, mas nos gnaisses e quartzitos, ela se manifesta na orientação de grãos minerais e compõe superfícies planares mais espaçadas.

A foliação nos granitos ocorre sob a forma de orientação dos cristais de feldspato e de grãos de quartzo alongados, mas, nas zonas de cisalhamento, a foliação milonítica altera totalmente a estrutura original da rocha. Nestes locais também são encontradas camadas compostas por quartzo hidrotermal e camadas xistosas paralelas a subparalelas à direção do cisalhamento. Nos quartzitos, as faixas afetadas por tal deformação se alteram de forma tão intensa que a rocha se transforma em camadas arenosas intercaladas no quartzito intacto.

Nas zonas de cisalhamento, a foliação e o bandamento composicional são paralelos a subparalelos entre si. Às vezes são observadas duas foliações, a foliação milonítica, subvertical, e uma foliação anterior mais tênue, com mergulho variável. Nestas zonas, há remobilização de quartzo, formando veios, bolsões e até camadas bastante contínuas, paralelas ao bandamento composicional.

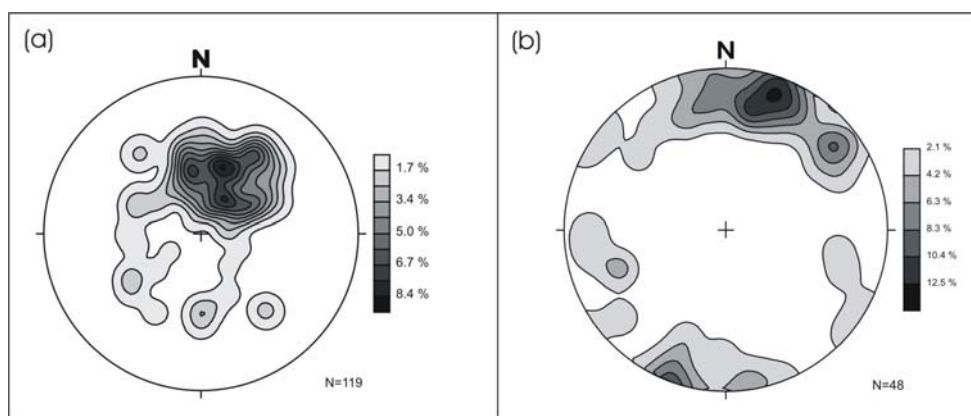


Figura 4.11: Foliação de baixo a médio ângulo (a) e foliação de alto ângulo, geralmente milonítica (b) presentes nas rochas do Embasamento Cristalino.

4.2.2 Juntas

As juntas são abundantes, principalmente nos litotipos do Embasamento Cristalino e do Grupo Itararé. Embora em menor número, elas também ocorrem nas coberturas cenozóicas. Em todos os litotipos predominam juntas com alto ângulo de mergulho. Nas rochas do Embasamento Cristalino, juntas de baixo ângulo, sub-horizontais, também ocorrem, mas são raras e desaparecem no tratamento estatístico. Elas são consideradas juntas de alívio de tensão, cuja presença é mais comum próximo ao topo da rocha sã.

O padrão de juntas do Embasamento Cristalino é formado por duas famílias principais: a mais importante tem direção NE-SW, sendo seguida por outra NW-SE (Figura 4.12a). Subordinadamente ocorrem ainda as famílias E-W e NNW-SSE.

No Grupo Itararé, o padrão juntas é similar, com uma família NE-SW mais freqüente e outra NW-SE de menor freqüência (Figura 4.12b). A família NNW-SSE também ocorre nestas rochas, bem como a família E-W com variação para ENE-WSW. Os depósitos paleozóicos correlatos ao Grupo Itararé que ocorrem encravados em rochas pré-cambrianas ao leste da cidade de Jundiáí são afetados por grande número de juntas. No entanto, estes pertencem a outro domínio estrutural, pois neles há predomínio de famílias diferentes das que aparecem nos depósitos da Bacia do Paraná (ver item 4.3).

Referências à presença de juntas em depósitos colúvio-eluviais não são comuns na literatura geológica regional, mas o fato é que elas estão presentes e mostram padrão bem definido, seja como estruturas reliquiares em depósitos de alteração *in situ*, seja como estruturas neofornadas em depósitos de encosta. Estes materiais, apesar de não litificados, são bastante compactos e preservam as estruturas, que muitas vezes são passíveis de análise. Às vezes elas se manifestam como ravinas em afloramentos expostos ao

intemperismo, ocasionando a formação de voçorocas alinhadas segundo a direção estrutural mais importante localmente.

Nos Depósitos Terciários, existem três famílias de juntas: a mais freqüente tem direção NNE-SSW, a outra é NNW-SSE e a terceira varia de WNW-ESE a ENE-WSW (Figura 4.12c). Nos Depósitos Colúvio-Eluviais, a família NW-SE é a mais importante, seguida por outra NNW-SSE a NNE-SSW, além da família E-W (Figura 4.12d).

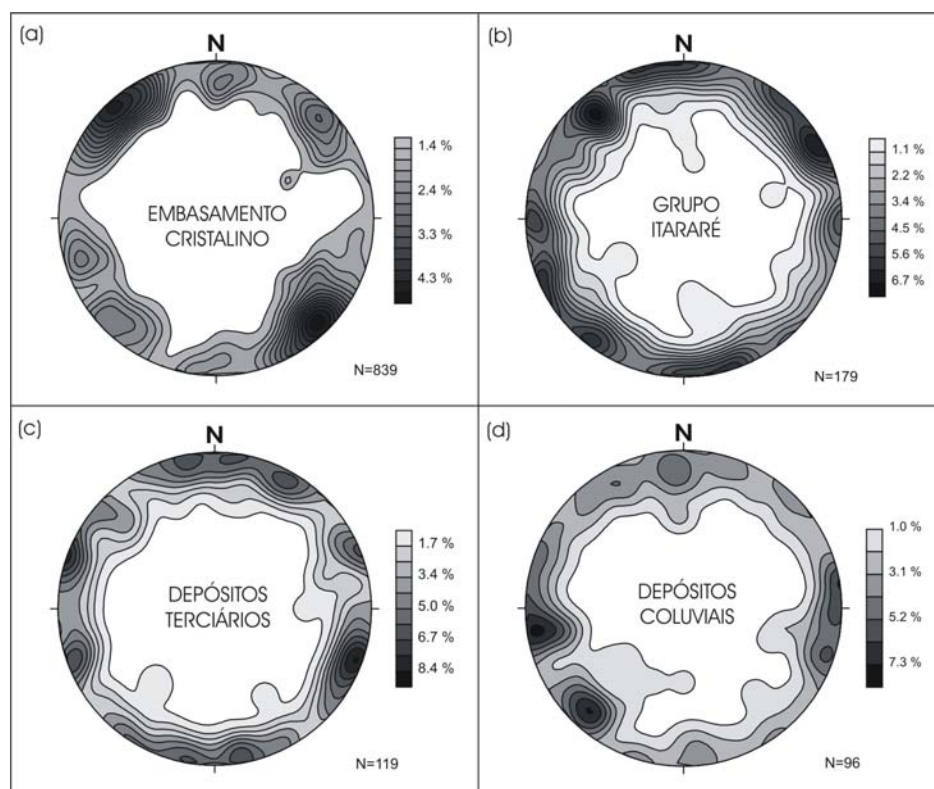
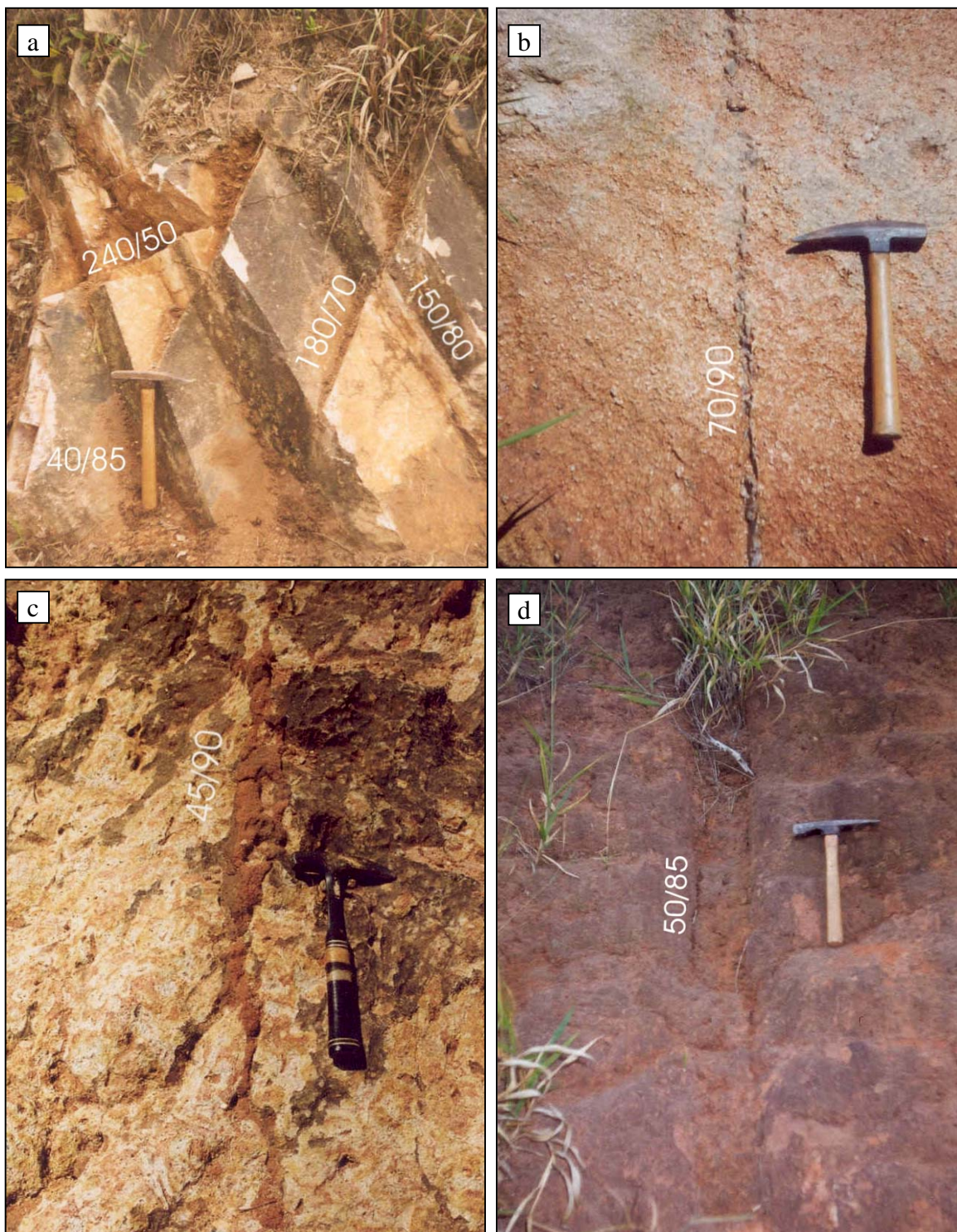


Figura 4.12: Estereogramas das juntas (a) do Embasamento Cristalino, (b) do Grupo Itararé, (c) dos Depósitos Terciários e (d) dos Depósitos Colúvio-Eluviais.

A maior parte das juntas aflorantes apresenta abertura submilimétrica e não possui material de preenchimento (foto 4.1a). O preenchimento, quando ocorre, constitui-se de quartzo remobilizado, principalmente em rochas granitóides, como ocorre no Granito Itu, próximo à Falha da Fonte (foto 4.1b). Também há preenchimento por veios aplíticos e por material alterado para argilo-minerais em juntas abertas no Embasamento Cristalino. No Grupo Itararé são encontradas juntas preenchidas por minerais carbonáticos aciculares, de crescimento perpendicular à direção das juntas NE-SW. As juntas dos depósitos cenozóicos, quando abertas, podem estar preenchidas por material remobilizado das porções superiores do perfil de alteração (fotos 4.1 c e d).



Fotos 4.1: Exemplos de juntas encontradas na área de estudos. (a) Juntas em quartzitos do Complexo Amparo, na Serra do Japi; (b) Junta preenchida com quartzo remobilizado no Granito Itu, Estrada Indaiatuba-Itupeva; (c) Junta em Depósitos Terciários na Rodovia dos Bandeirantes, saída para a Rodovia Anhangüera; (d) Junta em Depósitos Colúvio-Eluviais na Rodovia Santos Dumont, próximo à saída para o Aeroporto Internacional de Viracopos.

4.2.3 Falhas

Mais da metade das falhas medidas no Embasamento Cristalino são do tipo normal (54%) e o segundo tipo predominante é de falhas transcorrentes dexas (30%) (Figura 4.13). De forma subordinada, foram encontradas falhas transcorrentes sinistras (11%), além de um pequeno número de falhas inversas (menos de 5%). As fotos 4.2 ilustram alguns exemplos dos tipos de falhas encontradas na área de estudos.

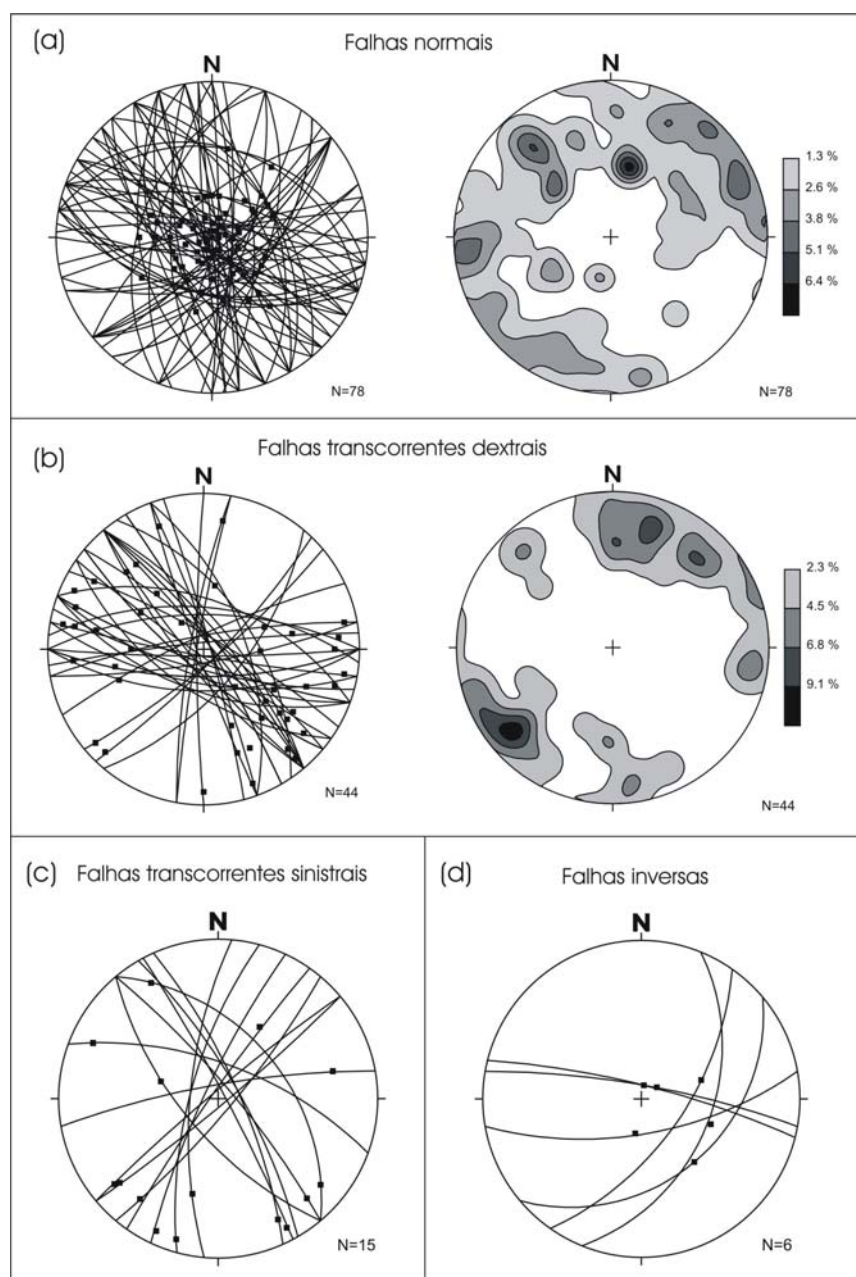


Figura 4.13: Estereogramas das falhas (a) normais, (b) transcorrentes dexas, (c) transcorrentes sinistras e (d) inversas que afetam as rochas do Embasamento Cristalino na área de estudos.

As falhas normais presentes no Embasamento Cristalino (Figura 4.13a) possuem grande dispersão de orientações, mas na projeção polar nota-se maior frequência da direção WNW-ESE, com médio ângulo de mergulho para SSW. Outro conjunto bastante freqüente tem direção NE-SW, com médio a alto ângulo de mergulho para SE. Vale destacar ainda a ocorrência de considerável número de falhas normais de alto ângulo com direções variando de NNW-SSE a NW-SE. As falhas transcorrentes dexas encontradas no Embasamento Cristalino (Figura 4.13b) pertencem a um importante conjunto de direção NW-SE e, subordinadamente, a outro conjunto que varia de WNW-ESE a E-W. Nota-se ainda a existência de direções NNE-SSW e NE-SW. Dentre as falhas transcorrentes sinistras ocorre um conjunto NE-SW tendendo a NNE-SSW e outro NW-SE (Figura 4.13c). As poucas falhas inversas encontradas têm direção variando de NE-SW a NNE-SSW e em torno de E-W (Figura 4.13d).

No Grupo Itararé, embora tenha sido encontrado um grande número de juntas, o mesmo não aconteceu com as falhas. Foram medidas nove falhas normais, cujas direções variam em torno de E-W e NW-SE, e apenas duas falhas transcorrentes dexas de direção aproximadamente E-W (Figura 4.14).

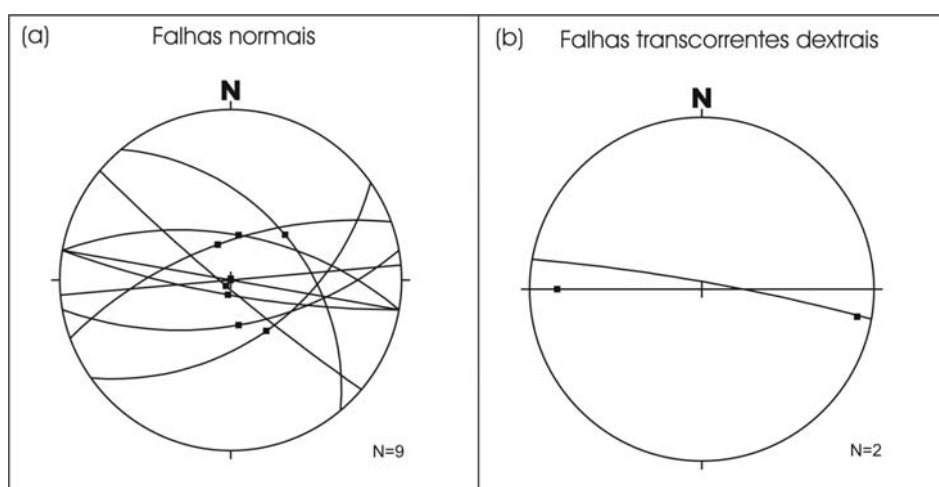


Figura 4.14: Estereogramas das falhas medidas no Grupo Itararé.

As falhas nos depósitos cenozóicos são mais raras ou mais difíceis de serem identificadas. Normalmente não há estrias nos depósitos sedimentares de granulação grossa e as falhas podem ser observadas apenas se houver deslocamento de camadas ou de diferentes níveis de alteração. As falhas identificadas correspondem, na maioria das vezes, ao deslocamento de camadas conglomeráticas ou da linha de pedras e, mais raramente, de camadas argilosas (foto 4.2e).

Os estereogramas das falhas normais encontradas nos Depósitos Terciários mostram concentrações em torno da direção NE-SW, E-W e outra variando de NNW-SSE a N-S (Figura 4.15a). A tendência se repete nos Depósitos Colúvio-Eluviais, onde ocorrem dois conjuntos distintos: um NE-SW e outro que varia de NNW-SSE a N-S (Figura 4.15b).

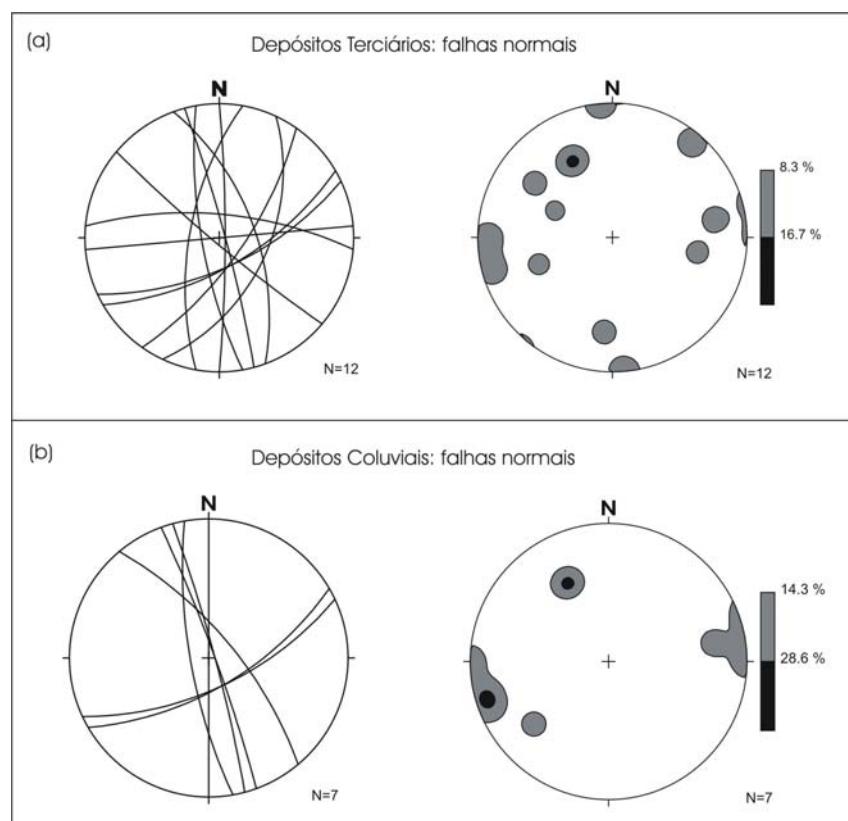
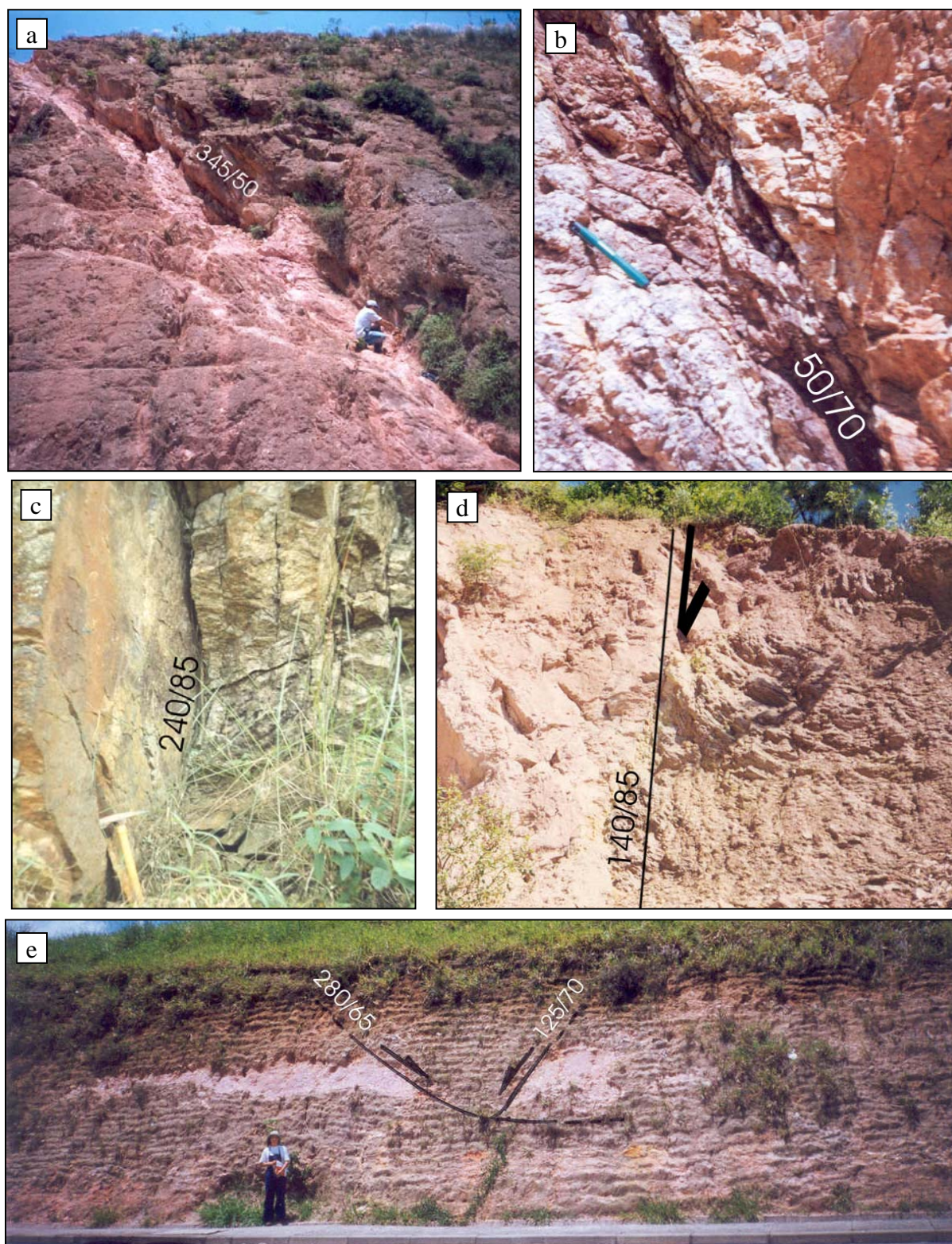


Figura 4.15: Estereogramas das falhas que afetam os Depósitos Cenozóicos, incluindo (a) os Depósitos Terciários e (b) os Depósitos Colúvio-Eluviais.

4.2.4 Contatos Litológicos

Grande parte dos contatos litológicos observados na área ocorre ao longo de falhas, atestando a forte herança tectônica. Além dos contatos por falha, há também contatos gradacionais, muito comuns entre os gnaisses do Complexo Amparo e as camadas e lentes de xistos, quartzitos e de outros litotipos que ocorrem intercalados. Entre gnaisses e migmatitos também há contatos gradacionais, já que estes constituem o resultado de processos de anatexia que afetaram as rochas em diferentes níveis de intensidade (Oliveira et al., 1985; Batista et al., 1986). Nos metassedimentos do Domínio São Roque, os contatos gradacionais são quase regra, exceto no caso das intercalações metabásicas (Batista et al., 1987; Juliani e Beljavskis, 1995 dentre outros).



Fotos 4.2: Algumas falhas encontradas na área de estudos. (a) Falha inversa em gnaiss do Complexo Amparo, na Z.C. Valinhos, próximo a Itupeva; (b) falha normal em granito do Complexo Amparo, na Rod. Marechal Rondon, próximo ao Bairro Jacaré; (c) falha normal com componente dextral em quartzito da Serra do Japi, próximo ao Mirante do topo da serra; (d) falha no contato entre gnaiss do Embasamento e folhelho do Grupo Itararé, afetado por dobra de arrasto; (e) falhas normais interceptando lente de argilito intercalada em arenitos dos Depósitos Terciários na Rodovia Anhangüera, próximo ao trevo de acesso a Jundiaí.

O contato entre as rochas do Grupo Itararé e o Embasamento Cristalino pode ser observado em vários pontos nas ocorrências a leste de Jundiáí. O contato basal do pacote sedimentar com o embasamento se faz por meio de uma superfície erosiva denominada “Superfície do Itaguá” (Capítulo 3), ao longo da qual os diamictitos englobam fragmentos do embasamento sotoposto. Contatos por falha também estão presentes, como pode ser observado nos afloramentos de quase 20 metros de altura de uma cava de mina abandonada no Bairro Caxambu, às margens do rio Jundiáí-Mirim (foto 4.2d). Nestes locais, o folhelho aparece com o acamamento sedimentar verticalizado e afetado por dobras de arrasto, ao lado do Embasamento Pré-Cambriano.

O contato entre os Depósitos Terciários e as rochas pré-cambrianas ocorre ao longo de camadas de conglomerados basais e também ao longo de falhas, geralmente do tipo normal. Tais falhas promovem basculamento de blocos tectônicos e também afetam o acamamento sedimentar (foto 4.2e), conferindo mergulhos de até 30 graus a camadas originalmente horizontais.

Um tipo de contato muito importante para a percolação da água subterrânea é o que ocorre entre o manto de intemperismo e a rocha sã e entre as coberturas sedimentares e as rochas do embasamento. Estes contatos funcionam como barreiras ao fluxo subterrâneo, motivo pelo qual é muito comum se observar surgência de água ao longo dos mesmos.

4.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Um domínio estrutural compreende uma região com características estruturais similares, a qual é distinguida pela presença ou pelo predomínio de conjuntos estruturais que não ocorrem ou que ocorrem de forma diferente na região adjacente. De acordo com este critério, as estruturas geológicas apresentadas anteriormente são agora separadas de acordo com cinco domínios estruturais individualizados na área de estudos (Figura 4.16).

Os estereogramas das foliações, juntas e falhas são apresentados para cada domínio estrutural e, dentro de cada domínio, para os diferentes litotipos. Para efeito de comparação das diferenças estruturais entre os domínios, os estereogramas também estão plotados conjuntamente no mapa da Figura 4.17.

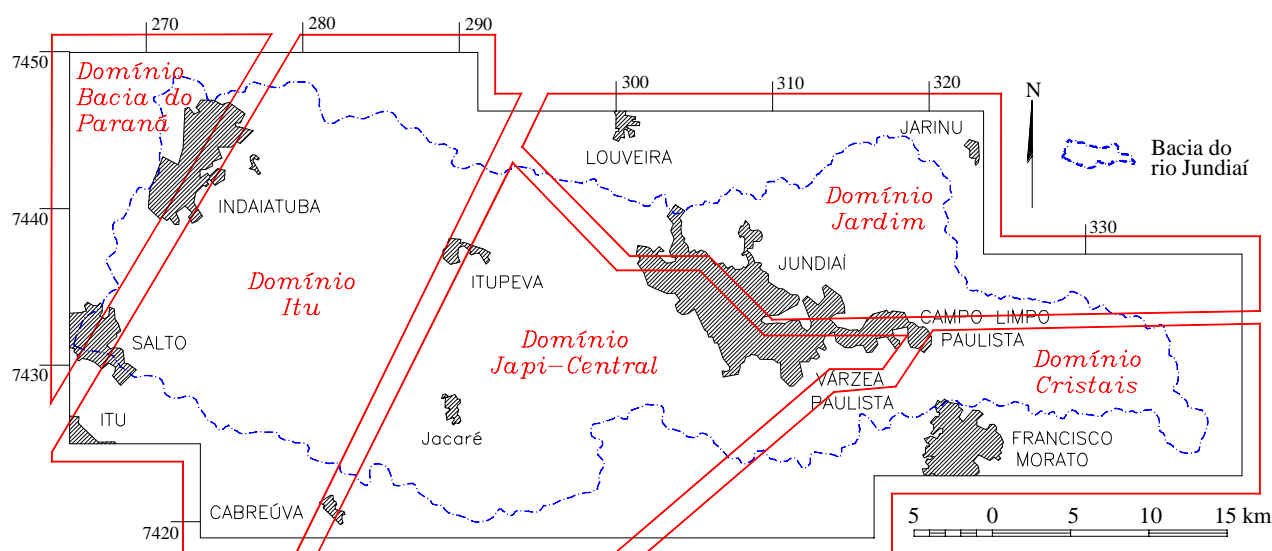


Figura 4.16: Localização dos domínios estruturais.

4.3.1 Domínio Japi-Central

O domínio denominado Japi-Central abrange desde a porção sul da Serra do Japi até a porção central do vale do rio Jundiá. Ao oeste, é delimitado pelas bordas do Maciço Granítico de Itu e ao leste, pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira. Envolve tanto a área serrana quanto o vale central adjacente às escarpas das serras. Embora a Serra do Japi e a área central pertençam a compartimentos topográficos e morfoestruturais distintos (ver item 4.5), elas são consideradas como pertencentes a um único domínio estrutural, já que as estruturas medidas em campo compõem conjuntos semelhantes em toda esta região.

No Domínio Japi-Central, as rochas cristalinas predominantes são os granitos e gnaisses do Complexo Amparo e, ao sul, há uma estreita faixa com metassedimentos do Grupo São Roque. Comparativamente aos domínios vizinhos, este se destaca por apresentar as maiores ocorrências de Depósitos Cenozóicos concentrados na “área central” adjacente à região serrana e em um patamar topográfico inferior.

As atitudes da foliação no domínio Japi-Central são semelhantes àquelas descritas anteriormente para a área toda: dois conjuntos de direção NW-SE, um com médio e outro com alto ângulo de mergulho (Figura 4.18).

As juntas no Embasamento Cristalino formam duas famílias principais: a mais proeminente de direção NE-SW e outra NW-SE, além de dois grupos menos frequentes, um NNW-SSE e outro ENE-WSW (Figura 4.19a). Nos Depósitos Terciários (Figura 4.19b), as juntas predominantes têm direções NNE-SSW e WNW-ESE tendendo a E-W, seguidas por outra NNW-SSE. Os Depósitos Colúvio-Eluviais (Figura 4.19c) mostram a



predominância das famílias NNE-SSW e NNW-SSE, seguidas por duas famílias menos frequentes: E-W e NE-SW.

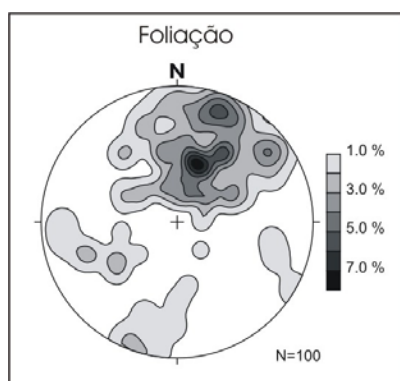


Figura 4.18: Foliação presente nas rochas do Embasamento Cristalino pertencentes ao Domínio Japi-Central.

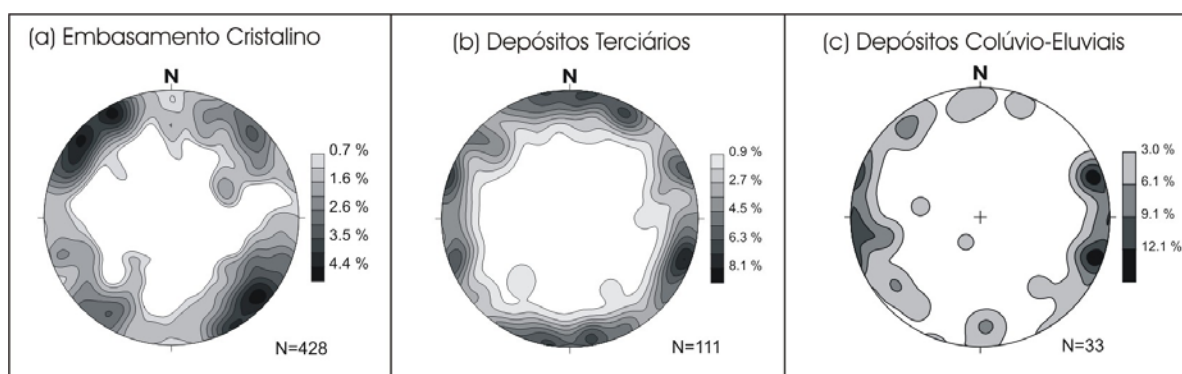


Figura 4.19: Estereogramas das juntas presentes (a) no Embasamento Cristalino, (b) nos Depósitos Terciários e (c) nos Depósitos Colúvio-Eluviais que ocorrem no Domínio Japi-Central.

Quanto às falhas, predominam as do tipo normal em todos os conjuntos litológicos. No caso do Embasamento Cristalino, há grande dispersão de direções, mas o estereograma de projeção polar mostra predomínio da direção WNW-ESSE a E-W (Figura 4.20a). As falhas transcorrentes dexas predominantes também estão orientadas na direção WNW-ESSE com tendências a E-W, e um pequeno conjunto NW-SE também ocorre (Figura 4.20b). As falhas transcorrentes sinistras estão agrupadas em dois conjuntos: um NE-SW e outro NW-SE (Figura 4.20c). Das três falhas inversas encontradas, duas têm direção aproximadamente E-W e a outra, NE-SW (Figura 4.20d). Nos Depósitos Terciários, as falhas normais, apesar de dispersas, podem ser agrupadas em um conjunto que tende a E-W e outro tendendo a N-S (Figura 4.20e). As falhas normais nos Depósitos Colúvio-Eluviais também mostram direções próximas a N-S, além de um grupo NE-SW (Figura 4.20f).

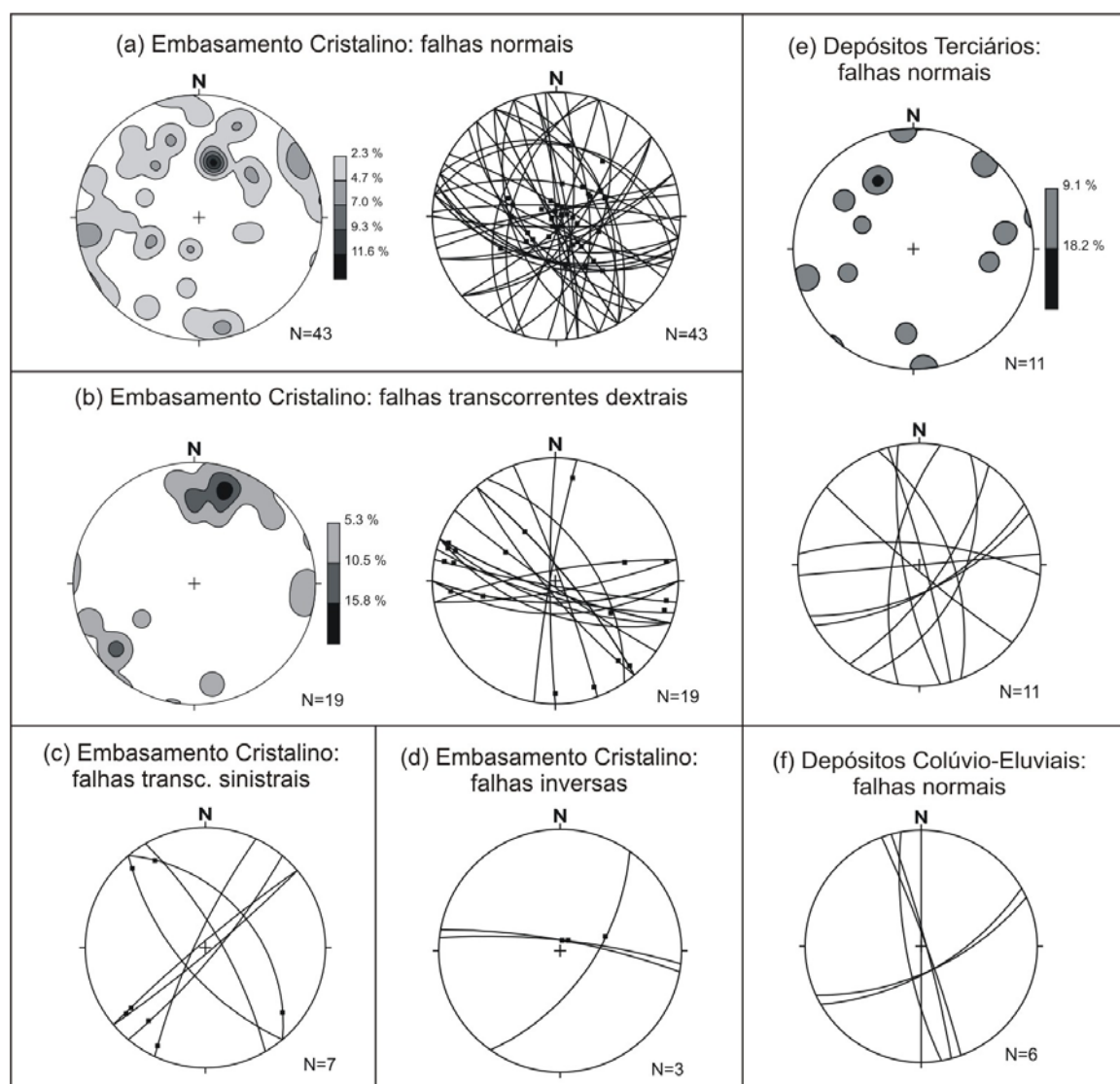


Figura 4.20: Estereogramas das falhas medidas no Domínio Japi-Central. Nas rochas do Embasamento Cristalino ocorrem (a) falhas normais, (b) falhas transcorrentes dextrais, (c) falhas transcorrentes sinistras e (d) falhas inversas. Falhas normais também ocorrem (e) nos Depósitos Terciários e (f) nos Depósitos Colúvio-Eluviais.

4.3.2 Domínio Cristais

O Domínio Cristais é delimitado ao oeste pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira, desde sua porção orientada a NE-SW até onde há inflexão para E-W nos interflúvios que delimitam a bacia do rio Jundiáí. A partir daí, o domínio se estende para leste, delimitado sempre ao longo da direção E-W.

Ali ocorrem rochas do Embasamento Cristalino pertencentes ao Complexo Amparo e ao Domínio São Roque. As coberturas sedimentares constituem ocorrências restritas sob a forma de Depósitos Colúvio-Eluviais em algumas encostas e Depósitos Aluviais ao longo

das drenagens principais. A delimitação destes depósitos acompanha a orientação de estruturas geológicas, principalmente de direções NE-SW e E-W.

Estruturas geológicas foram encontradas apenas nas rochas pré-cambrianas. A foliação apresenta alto ângulo de mergulho e tem direção predominante E-W e subordinada NE-SW (Figura 4.21a). Trata-se de uma foliação milonítica, geralmente orientada ao longo das zonas de cisalhamento. As juntas estão agrupadas em três famílias principais (Figura 4.21b): a mais freqüente tem direção E-W e alto ângulo de mergulho, seguida por uma família NNW-SSE também de alto ângulo e por outra de mesma direção, mas com médio ângulo de mergulho. Quanto às falhas, predominam as transcorrentes dextrais de direção E-W (Figura 4.21c).

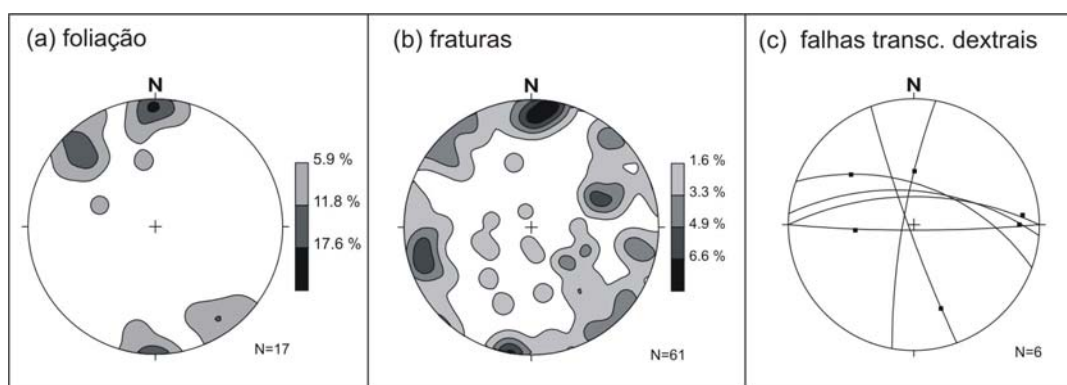


Figura 4.21: Estereogramas (a) da foliação, (b) das juntas e (c) das falhas transcorrentes dextrais medidas nas rochas do Embasamento Cristalino do Domínio Cristais.

4.3.3 Domínio Jardim

O Domínio Jardim ocorre na porção nordeste da área, onde existem as suaves elevações da serra homônima. Seus limites ocorrem, em parte, ao longo do vale do rio Jundiaí e é orientado por estruturas de direções NW-SE e E-W.

Predominam rochas cristalinas do Complexo Amparo, mas um registro muito importante em termos de evolução tectônica constitui as rochas paleozóicas correlatas ao Grupo Itararé. Estes corpos compõem blocos abatidos pela ação de falhas, encravados no Embasamento Pré-Cambriano. Depósitos Colúvio-Eluviais recobrem encostas de declividade baixa ao longo da margem sul do rio Jundiaí-Mirim e Depósitos Aluviais ocorrem ao longo dos canais de drenagem, sempre orientados a NW-SE, NE-SW e E-W.

A orientação da foliação no Domínio Jardim é bastante distinta daquelas que ocorrem nos outros domínios estruturais. Aqui ela tende a ser de médio a baixo ângulo, com mergulho para S e SW e direções predominantes NW-SE e E-W (Figura 4.22).

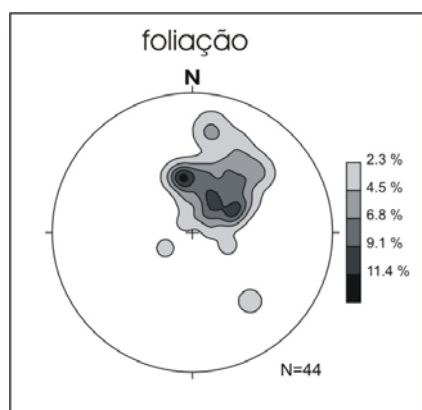


Figura 4.22: Foliação presente nas rochas do Embasamento Cristalino pertencentes ao Domínio Jardim.

As juntas do Embasamento Cristalino são divididas em três famílias principais, todas com alto ângulo de mergulho (Figura 4.23a): a mais importante tem direção NE-SW e outras duas se orientam a NW-SE e E-W, além de um conjunto NNW-SSE menos freqüente. No Grupo Itararé (Figura 4.23b), as juntas são abundantes, predominando uma família muito marcante de direção NE-SW e mergulho subvertical; a família subordinada tem direção NW-SE e também é de alto ângulo de mergulho. Existe ainda uma pequena concentração de juntas de direção N-S. Ocorrências pontuais de Depósitos Terciários neste domínio (Figura 4.23c) apresentam juntas com direção predominantemente NW-SE, assim como os Depósitos Colúvio-Eluviais. Nestes (Figura 4.23d), além da família NW-SE, há também uma família tendendo a E-W e uma terceira menos importante de direção NNW-SSE tendendo a N-S.

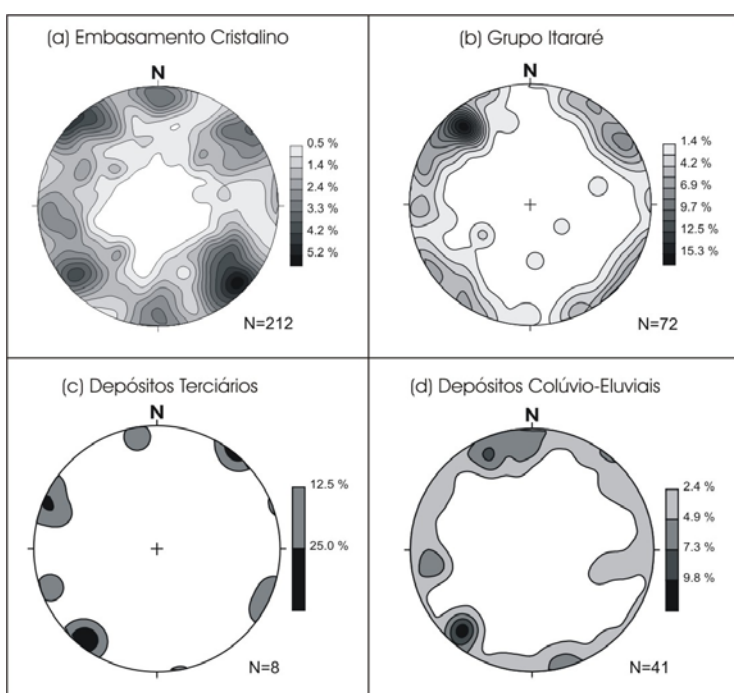


Figura 4.23: Juntas medidas (a) nas rochas do Embasamento Cristalino, (b) no Grupo Itararé, (c) nos Depósitos Terciários e (d) nos Depósitos Colúvio-Eluviais do Domínio Jardim.

No Embasamento Cristalino predominam falhas normais NW-SE (Figura 4.24a), mas ainda ocorre um conjunto NE-SW e outro NNW-SSE. Falhas transcorrentes dextrais direcionadas a NW-SE também estão presentes (Figura 4.24b). As falhas predominantes no Grupo Itararé são do tipo normal e têm direção NE-SW (Figura 4.24c), mas também foram encontradas algumas falhas normais NW-SE e outras tendendo a E-W. Uma falha transcorrente dextral de direção NE-SW também foi registrada (Figura 4.24d).

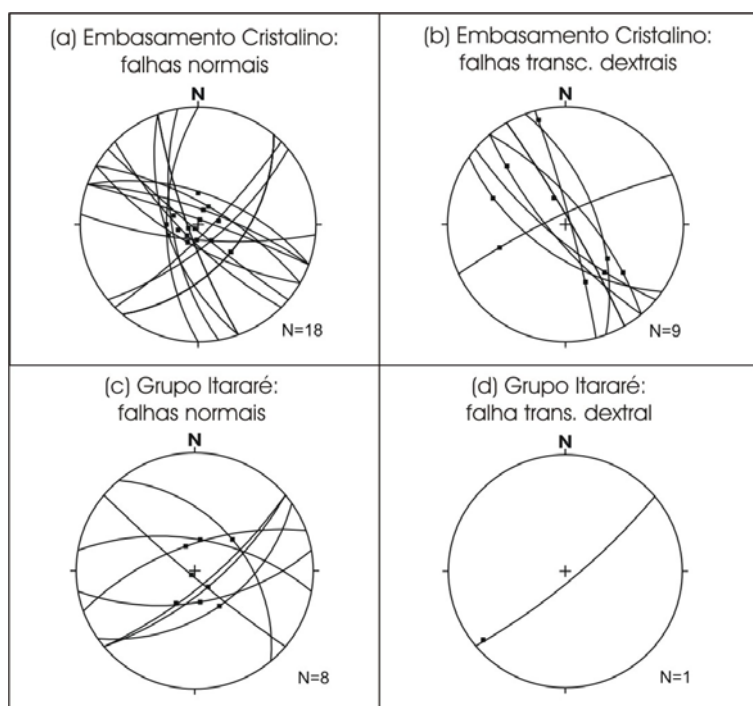


Figura 4.24: Falhas presentes no Domínio Jardim. No Embasamento Cristalino ocorrem (a) falhas normais e (b) transcorrentes dextrais, assim como no Grupo Itararé (c e d).

4.3.4 Domínio Itu

O Domínio Itu é alongado na direção NNE-SSW e delimitado a leste pelas bordas do Maciço Granítico de Itu. Ao oeste acompanha, grosso modo, os limites da Bacia Sedimentar do Paraná. A mesma direção é seguida pelo rio Jundiaí, que atravessa o domínio quase perpendicularmente, mas é reorientado para a direção NNE-SSW por meio de uma anomalia de drenagem quando atinge o limite oeste do domínio.

Predominam rochas do Embasamento Cristalino, que constituem os granitos pertencentes ao Maciço de Itu. Este corpo granítico não é totalmente contínuo; existem “janelas” e reentrâncias de gnaisses e há manchas de Depósitos Colúvio-Eluviais bastante abrangentes, além de Depósitos Aluviais ao longo do rio Jundiaí e do ribeirão Piraí.

A foliação no Domínio Itu não é uma estrutura tão comum quanto nos demais domínios que abrangem rochas cristalinas, pois os granitos mostram planos de foliação bem marcados somente se afetados pelas zonas de cisalhamento. Das poucas medidas de foliação obtidas, nota-se a orientação segundo as direções WNW-ESE e NW-SE (Figura 4.25a). Já as juntas são abundantes e mostram famílias de alta frequência orientadas nas direções E-W, WNW-ESE, NNE-SSW, NE-SW e NW-SE (Figura 4.25b). As falhas normais se agrupam em dois conjuntos principais: um mais freqüente de direção NW-SE e outro N-S (Figura 4.25c). Foram encontradas apenas duas falhas inversas: uma de direção NNE-SSW e outra NE-SW (Figura 4.25d). Falhas transcorrentes também ocorrem: as dextrais apresentam direção predominantemente NW-SE (Figura 4.25e) e as sinistrais, menos comuns, estão orientadas a NNE-SSW e próximo a E-W (Figura 4.25f).

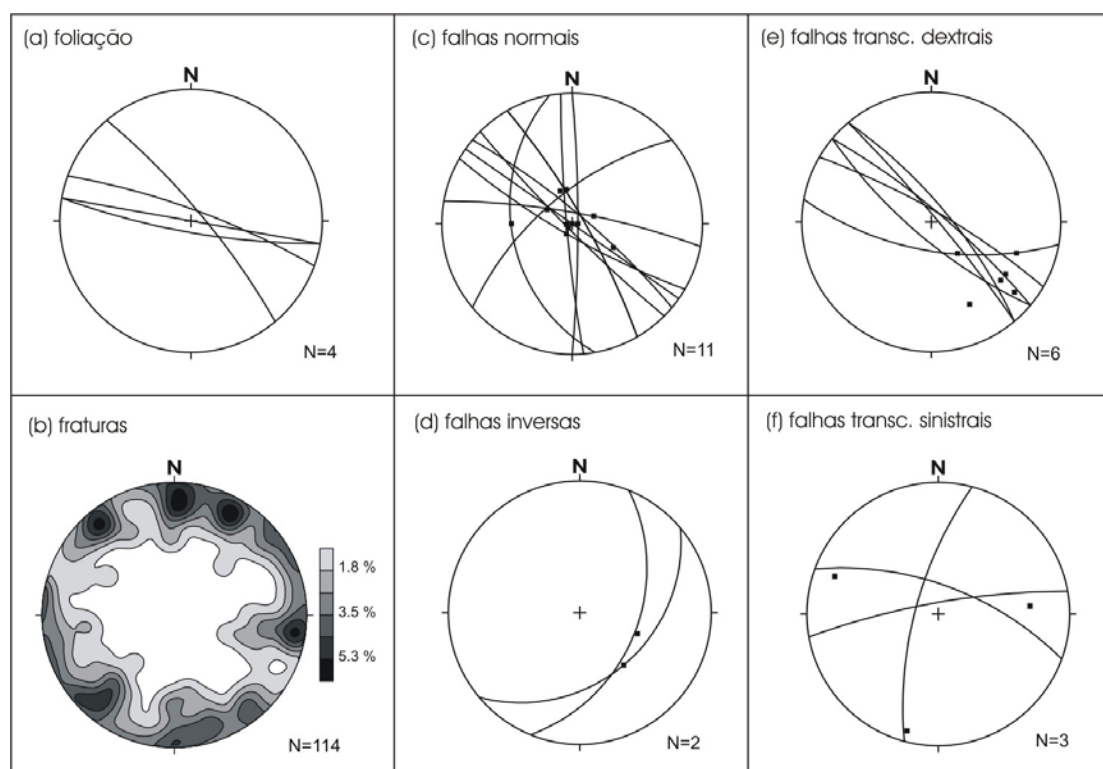


Figura 4.25: Estereogramas (a) da foliação, (b) das juntas, das falhas (c) normais, (d) inversas, (e) transcorrentes dextrais e (f) transcorrentes sinistrais, todas elas medidas nas rochas cristalinas do Domínio Itu.

4.3.5 Domínio Bacia do Paraná

O Domínio da Bacia do Paraná ocorre no canto noroeste da área, envolvendo as rochas sedimentares do Grupo Itararé e os Depósitos Colúvio-Eluviais.

As famílias de juntas do Grupo Itararé neste domínio são diferentes daquelas que afetam as ocorrências correlatas presentes no Domínio Jardim. A família mais freqüente tem direção NNW-SSE e é seguida por três famílias de freqüência similar: uma NW-SE, outra ENE-WSW tendendo a E-W, além de ocorrências de direção NNE-SSW a N-S (Figura 4.26a). Falhas normais e transcorrentes dexas se orientam na direção E-W (figuras 4.26b e c). Nos Depósitos Colúvio-Eluviais predomina uma família de juntas de direção N-S (Figura 4.26d).

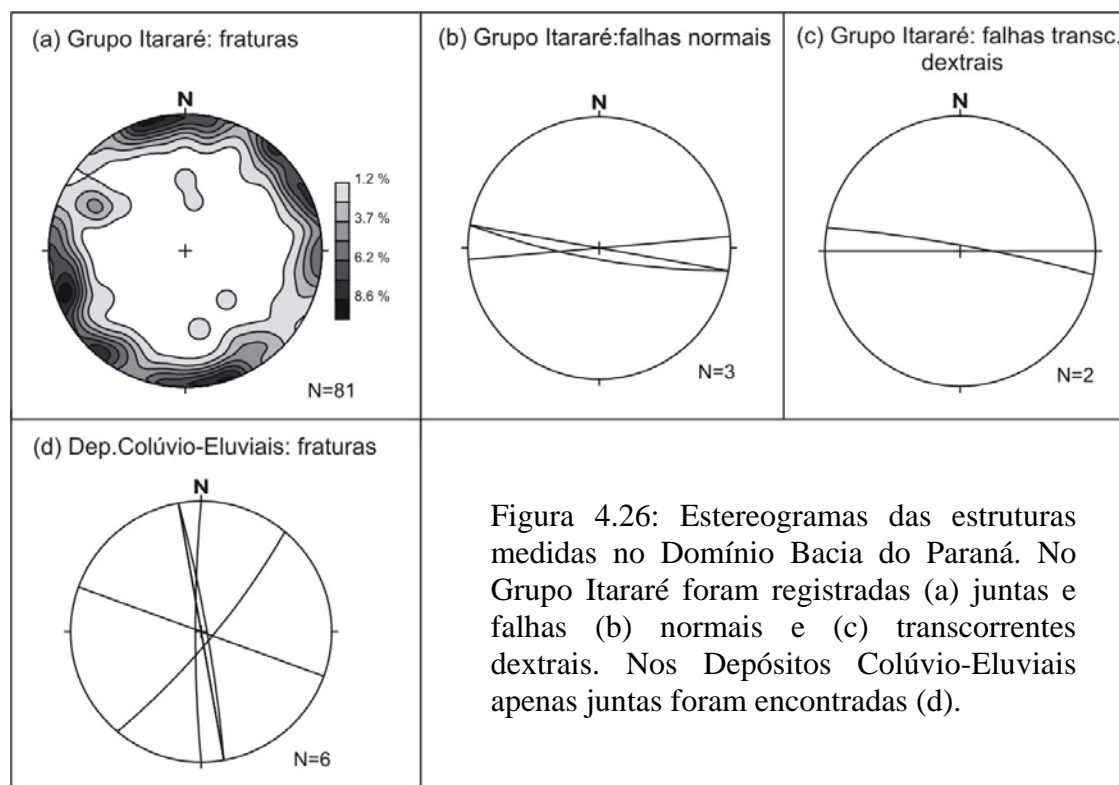


Figura 4.26: Estereogramas das estruturas medidas no Domínio Bacia do Paraná. No Grupo Itararé foram registradas (a) juntas e falhas (b) normais e (c) transcorrentes dexas. Nos Depósitos Colúvio-Eluviais apenas juntas foram encontradas (d).

4.4 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

Os domínios estruturais apresentados anteriormente estão associados à compartimentação morfoestrutural da área, isto é, a existência de estruturas geológicas organizadas daquela forma interfere na compartimentação do relevo. Com base nos dados estruturais, nas formas de relevo, na hipsometria e nos feixes estruturais, além das anomalias de relevo e de drenagem, podem ser definidos seis compartimentos morfoestruturais (Figura 4.27). Parte deles já foi descrita por Neves (1999) e Neves et al. (2003), mas com a ampliação da área de estudos enfocada nestes trabalhos, são feitas aqui algumas modificações e redefinição de compartimentos.

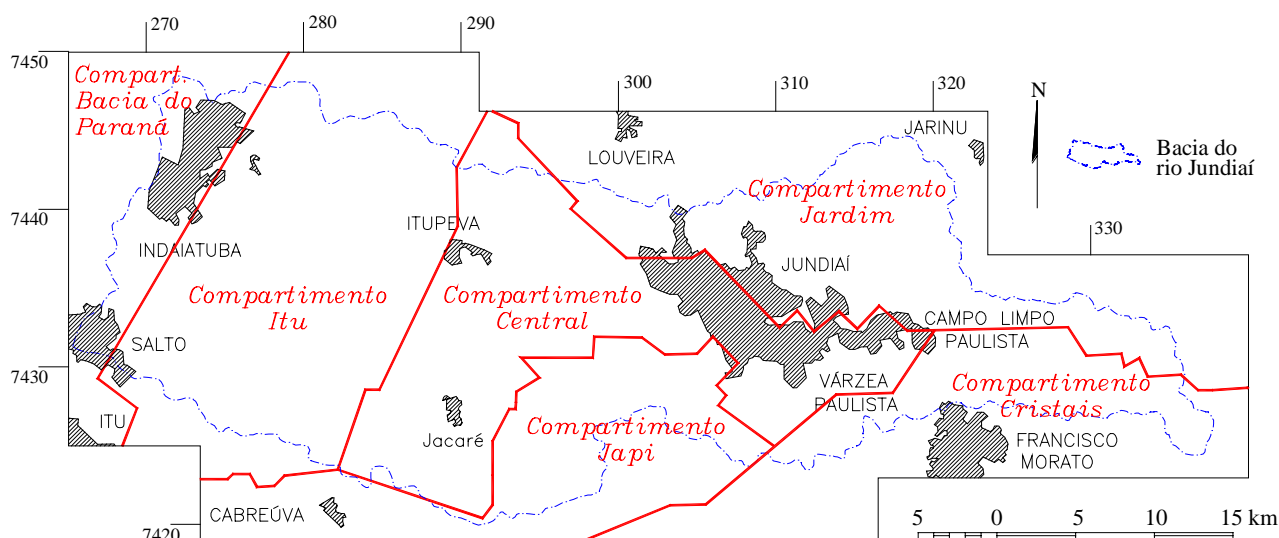
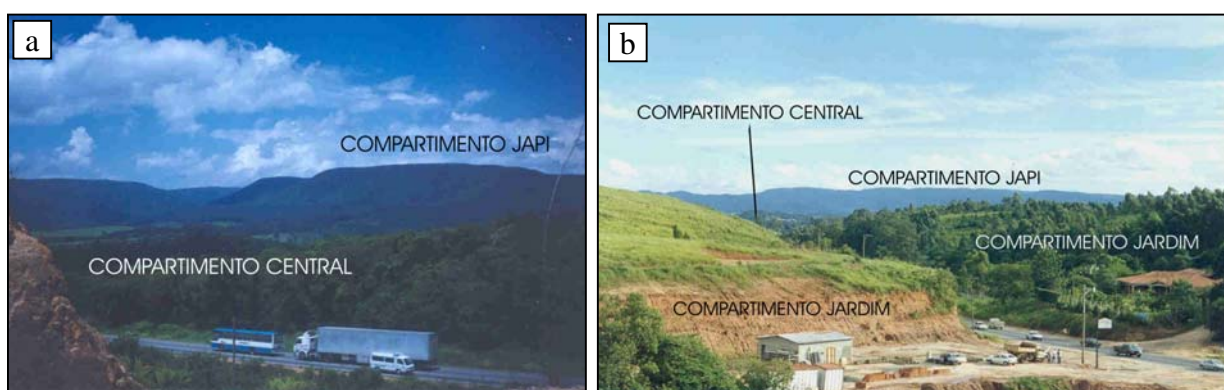


Figura 4.27: Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

4.4.1 Compartimento Japi

O relevo do Compartimento Japi é composto basicamente por serras de topos aplainados, os quais correspondem à Superfície do Japi ou Superfície Sul-Americana (fotos 4.3). Mas também ocorrem topos angulosos, formando cristas alinhadas que acompanham a zona de cisalhamento Jundiuvira e as falhas e juntas associadas. As vertentes são côncavas a retilíneas e as altitudes variam de 900 a 1.200 metros. As escarpas e as drenagens principais são fortemente orientadas na direção NW-SE, com inflexões para E-W, coincidindo com as falhas antigas. Lineamentos de direção NNE-SSW a N-S marcam o limite oeste da Serra do Japi, coincidindo, grosso modo, com a direção da zona de cisalhamento Valinhos.



Fotos 4.3: Superfície do Japi ou Superfície Sul-Americana no Compartimento Japi. Vista para sul (a) a partir da Rodovia dos Bandeirantes, no Compartimento Central e (b) a partir da Estrada Jundiá-Itatiba, no Compartimento Jardim.

4.4.2 Compartimento Cristais

O Compartimento Cristais engloba as elevações da serra homônima e se estende para leste, até a serra do Botujuru. Os topos angulosos destas serras acompanham a direção da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, que atravessa a área inicialmente na direção NE-SW e inflecte para a direção E-W. Estas serras compõem os interflúvios que delimitam a bacia do rio Jundiáí. Lineamentos NE-SW e E-W controlam os limites do compartimento por meio do alinhamento de escarpas. Estes limites também são marcados por alinhamento de confluências e anomalias de drenagem, indicando possíveis capturas. As escarpas estão orientadas principalmente na direção E-W e as altitudes variam de 800 a 1.000 metros.

4.4.3 Compartimento Jardim

O Compartimento Jardim, com altitudes que variam de 700 a 950 metros, coincide com uma feição geomorfológica definida como “formas em ‘meia laranja’” por Ponçano *et al.* (1981). Apresenta topos arredondados, vertentes convexas e escarpas alinhadas segundo a direção NW-SE e, subordinadamente, NE-SW. Os rios Jundiáí e Jundiáí-Mirim seccionam este compartimento na direção E-W, percorrendo trechos orientados a NE-SW e NW-SE consecutivamente, formando vários cotovelos. A sub-bacia do rio Jundiáí-Mirim é fortemente assimétrica, sugerindo basculamento para norte.

4.4.4 Compartimento Central

O Compartimento Central é constituído por morrotes de vertentes convexas e topos arredondados, por vezes aplainados, correspondentes à Superfície de São Roque-Jundiáí. As elevações variam de 700 a 800 metros. Os Depósitos Terciários e os Colúvio-Eluviais mais espessos se distribuem ao longo deste compartimento, como “manchas” delimitadas por importantes direções estruturais. Na porção sudoeste, sub-bacias assimétricas compõem a bacia do ribeirão Piraí, que também apresenta forte assimetria. Esta característica se repete ao longo de todo o compartimento, indicando processos de basculamento de blocos. A tendência mais forte de alinhamento das drenagens é na direção NW-SE, com inflexões para NE-SW, e N-S.

4.4.5 Compartimento Itu

Nesta porção ocorrem morros de topos aplainados com altitudes máximas em torno de 800 metros e, nas planícies aluviais, a altitude fica em torno dos 580 metros. Ao penetrar no maciço, o rio Jundiáí forma um pequeno *canyon* de orientação E-W e logo desvia para NW-SE, seguindo o traçado das falhas antigas que afetam o granito. As encostas são retilíneas a convexas e se alinham na direção NNE-SSW, acompanhando a direção da zona de cisalhamento Valinhos. Os canais de drenagem de segunda ordem são fortemente orientados na mesma direção. Anomalias de drenagem do tipo capturas e cotovelos e alinhamentos de confluências ocorrem ao longo do contato entre o granito e os gnaisses do Compartimento Central.

4.4.6 Compartimento Bacia do Paraná

O Compartimento aqui denominado Bacia do Paraná está situado no extremo oeste da bacia do rio Jundiáí. Ele envolve as rochas paleozóicas do Grupo Itararé, unidade basal da Bacia Sedimentar do Paraná na região. O relevo colinoso ali presente está inserido na Depressão Periférica Paulista, sendo composto por colinas amplas com topos aplainados, alongados na direção NNE-SSW. Na parte norte, as linhas de dissecação são fortemente controladas por feixes de lineamentos de relevo orientados a NW-SE. As altitudes vão de aproximadamente 500 metros na calha do rio Tietê a, no máximo, 600 metros na cidade de Indaiatuba.

4.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os dados apresentados acima, associados às informações existentes na literatura, mostram o importante papel da tectônica no estabelecimento da paisagem atual. Este cenário é influenciado pelas estruturas pré-cambrianas que sofreram reativações em diferentes etapas evolutivas.

As descontinuidades regionais mais antigas, que se destacam nas imagens de sensores remotos como lineamentos de direção NE-SW e NW-SE, correspondem ao alinhamento das escarpas e dos canais de drenagem de maior porte. Estas direções coincidem com as principais famílias de juntas presentes nas rochas pré-cambrianas. Estruturas de mesma direção também controlam os corpos sedimentares paleozóicos e, em

alguns casos, também os cenozóicos; indicando reativações por eventos que atuaram após a formação destas coberturas. Os lineamentos de direção E-W e N-S, ao contrário, são mais difíceis de identificar nas imagens aéreas, pois controlam apenas o início da dissecação das escarpas e os canais de primeira ordem. Estas direções constituem a tendência de orientação das estruturas mesoscópicas rúpteis medidas nos depósitos sedimentares.

Além de reativações das estruturas preexistentes, há também formação de novas discontinuidades. É possível inferir a cronologia relativa de alguns conjuntos estruturais se eles afetam, além das rochas pré-cambrianas, os depósitos paleozóicos e cenozóicos e/ou quando controlam morfoestruturas tal como descrito no item 2.2.1.3 (Capítulo 2). Seguindo-se tais preceitos, pode-se detectar os principais eventos tectônicos da fase rúptil, importantes para a abordagem pretendida neste trabalho.

O cenário existente até o final do Pré-Cambriano está bem estabelecido pelos trabalhos anteriores, que estudaram exhaustivamente a evolução geológica e a formação das zonas de cisalhamento e das falhas regionais. Como herança tectônica destes tempos antigos, estão presentes na área as seguintes estruturas (Figura 4.10):

- a zona de cisalhamento Jundiuvira, definida por feixes de rochas miloníticas, por contatos entre unidades litológicas e pela direção de corpos lenticulares alongados;
- a ramificação da zona de cisalhamento Jundiuvira para as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira, direcionadas a NW-SE, compondo um arranjo do tipo rabo-de-cavalo que corta desde os quartzitos da Serra do Japi até o Granito Itu e mostra efeitos de deformação dúctil, na formação de milonitos, e rúptil, na formação de cataclasitos;
- a zona de cisalhamento Extrema, que delimita corpos graníticos alinhados na direção NE-SW na região de Atibaia e adentra no rumo NE para o estado de Minas Gerais;
- a zona de cisalhamento Valinhos, bem marcada nos limites entre o Granito Itu e os gnaisses do Complexo Amparo, também de direção NE-SW e com faixas miloníticas e cataclásticas associadas aos seus traços;
- a zona de cisalhamento Campinas, composta por outro feixe de direção NE-SW que acompanha, grosso modo, os limites atuais da Bacia Sedimentar do Paraná.

O sentido de movimentação destas zonas, bastante discutido nos trabalhos que enfocam a evolução pré-cambriana do Sudeste do Brasil, foge aos objetivos desta pesquisa. Porém, a presença destas estruturas adquire extrema importância na medida em que constituem zonas de fraqueza que tendem a acomodar a deformação rúptil posterior. A movimentação ao longo destas zonas de fraqueza se dará de acordo com a “partição da

deformação” em planos preexistentes. Assim, as falhas se desenvolvem conforme a combinação entre a direção do plano e a direção dos esforços tectônicos.

Na evolução geológica do Paleozóico, pode-se afirmar que os depósitos sedimentares do Grupo Itararé denotam a influência do clima glacial em sua gênese, mas pouco se pode reconhecer em termos de influência tectônica.

Quando depositadas, as seqüências paleozóicas abrangiam grandes áreas do Gondwana, antes da fragmentação deste mega-continente. A ocorrência de depósitos correlatos ao Grupo Itararé nas proximidades de Jundiáí, dentro da área de abrangência do Embasamento Cristalino, atesta a antiga continuidade destas camadas em direção ao leste. Encravadas em rochas pré-cambrianas sob a forma de pequenos blocos tectônicos, estas rochas foram preservadas da erosão posterior por estarem embutidas em pequenos grábens formados sob o regime distensivo atuante no final do Mesozóico. Os blocos abatidos são controlados por falhas normais de direção NE-SW que se manifestam como grandes lineamentos paralelos às zonas de cisalhamento de Extrema, Valinhos e Campinas, heranças do Pré-Cambriano. Os depósitos paleozóicos de Jundiáí mostram a deformação impressa em um grande número de juntas NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Já nos domínios da Bacia do Paraná, as rochas paleozóicas são afetadas predominantemente por juntas NW-SE, paralelas à estrutura em rabo-de-cavalo formada pelas falhas de Itu, do Pirai, do Cururu e de Cachoeira.

O soerguimento da margem continental atlântica decorrente da separação continental provocou a remoção de um imenso pacote sedimentar, dando à Bacia Sedimentar do Paraná seu atual limite erosivo. Assim é que se encontram exumadas feições como a rocha Moutonné de Salto, que registra as estrias formadas pelo gelo à época da deposição do Grupo Itararé. A influência da zona de cisalhamento Campinas sobre os atuais limites da Bacia Sedimentar do Paraná no lado oeste da área de estudos, bem como sobre os limites da bacia hidrográfica do rio Jundiáí, são certamente reativações mais jovens.

O regime distensivo, que culminou com a fragmentação do Gondwana e a separação continental, possuía um tensor regional composto por σ_1 vertical, σ_2 horizontal de direção NE-SW e σ_3 horizontal de direção NW-SE (Figura 4.28). Sob este arranjo, falhas normais e juntas abertas se formam predominantemente na direção NE-SW e há tendência de abertura das estruturas NE-SW herdadas do Pré-Cambriano.

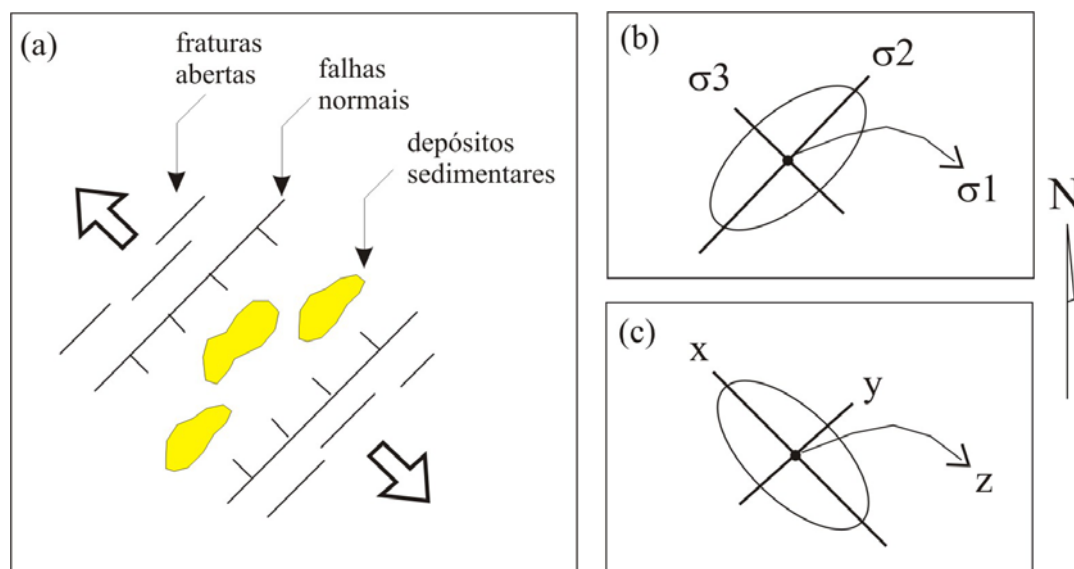


Figura 4.28: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime distensivo com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.

O soerguimento da margem continental atlântica deu origem às serras litorâneas, provocou a modificação do nível de base e desencadeou a formação de várias bacias continentais ao longo do sistema de *rifts* do Sudeste. Os Depósitos Terciários de Jundiáí, geneticamente associados a este evento, correspondem aos restos de um antigo sistema de leques aluviais com área fonte na Serra do Japi. Eles se formaram a partir dos falhamentos que causaram a fragmentação da Superfície do Japi e que definiram a configuração geral da paisagem atual. Depósitos correlatos ocorrem associados a grandes lineamentos de direção NE-SW, que constituem as estruturas pré-cambrianas reativadas. As ocorrências incluem depósitos que se estendem desde Jundiáí até 100 quilômetros em direção ao leste-nordeste, envolvendo os municípios de Bragança Paulista, Piracaia e Bom Jesus dos Perdões (Fulfaro et al., 1985; Neves, 1999; Santos, 1999; Bistrichi, 2001; Ribeiro, 2003 dentre outros), passando pelas bacias do sistema *rift* e alcançando o litoral.

Após a separação continental, o regime distensivo progressivamente cedeu lugar a um regime transcorrente imposto pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, evento que tem sido referido como neotectônico. Algumas divergências são encontradas na literatura quanto às fases de deformação neotectônicas (item 3.4.2, Capítulo 3), mas há certo consenso quanto à existência de uma fase transcorrente dextral, que seria única ou, no mínimo, importante. Neste regime há atuação de um par conjugado de direção E-W (Figura 4.29) que tende a formar, dentre outras estruturas, descontinuidades abertas de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais de direção E-W.

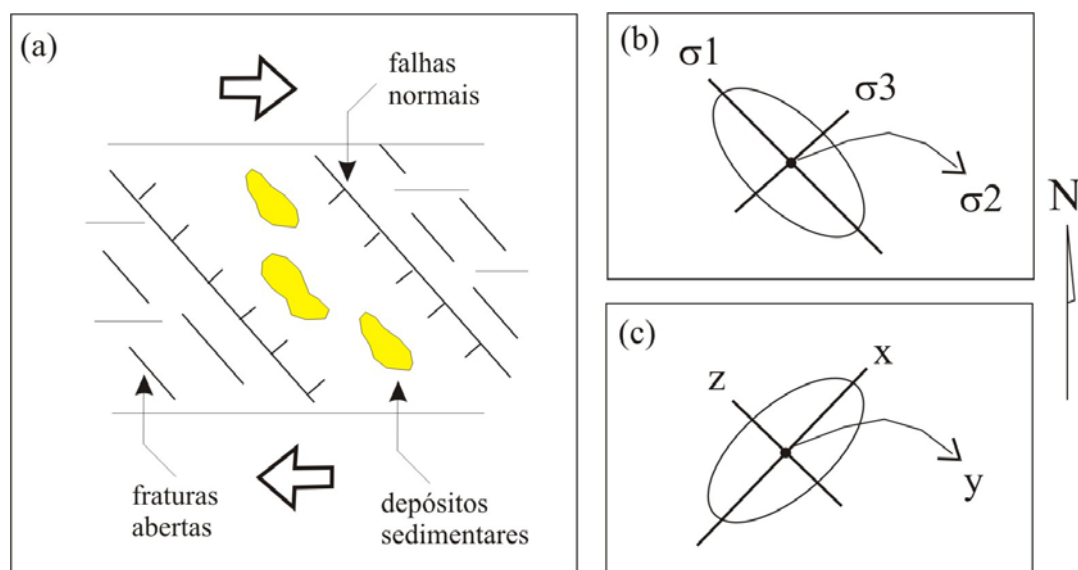


Figura 4.29: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime transcorrente com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.

O quadro morfotectônico da região de Jundiaí apresenta forte influência da Neotectônica (Neves, 1999; Neves et al., 2003). A distribuição das coberturas quaternárias ocorreu ao longo de escarpas assimétricas em blocos basculados, controlados por falhas normais de direção NW-SE. Estas falhas formam alinhamentos de drenagem e de relevo ao longo da Serra do Jardim, controlando o médio vale do rio Jundiaí, as escarpas da Serra do Japi e reativam as falhas de Itu, do Pirai, do Cururu e de Cachoeira. Este arranjo formou blocos abatidos em direção ao vale do rio Jundiaí e em direção a Cabreúva, conjunto balizado pelo traço E-W da zona de cisalhamento Jundiuvira. A direção E-W é marcada não só nesta zona de cisalhamento reativada, mas também na grande quantidade de alinhamentos de canais de drenagem de primeira ordem (Neves, 1999). O reconhecimento, mesmo que em pequeno número, de falhas inversas NE-SW pode indicar a reativação de falhas mais antigas ou de juntas de mesma direção.

É importante destacar que descontinuidades de direção NW-SE, preexistentes ou neoformadas, sob um regime transcorrente dextral tenderão à abertura, principalmente quando associadas a outras de direção E-W. Na área de estudos, muitos Depósitos Aluviais quaternários são formados em pequenos “embaciamentos” controlados por este arranjo estrutural (Figura 4.30), indicando a atuação de movimentos transtrativos.

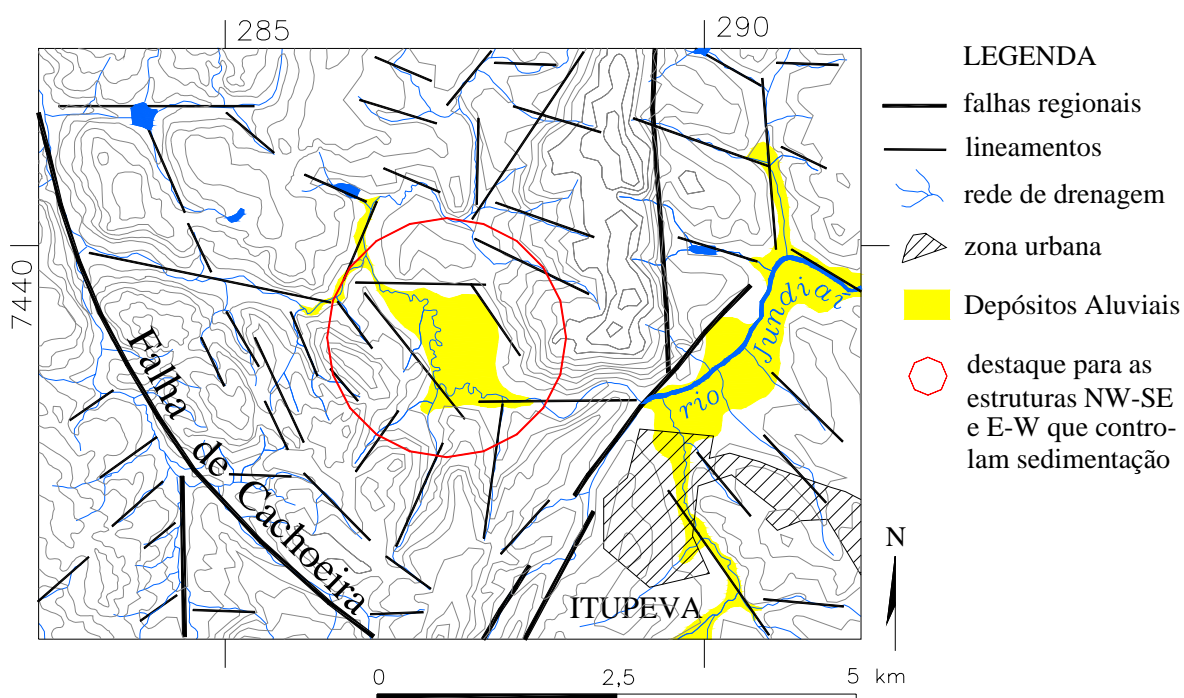


Figura 4.30: Exemplo de “embaciamento” controlado pela associação de estruturas NW-SE e E-W, promovendo a acumulação de depósitos aluviais.

De fato, no presente trabalho foi possível detectar vários casos em que poços com produtividade elevada se situam em locais onde este arranjo estrutural ocorre, indicando a presença de descontinuidades abertas (Capítulo 7). Mas antes de vincular os dados de poços tubulares profundos ao arranjo tectônico-estrutural, apresenta-se, nos próximos capítulos, temas referentes à hidrogeologia de rochas cristalinas e a caracterização hidrogeológica da área.

CAPÍTULO 5 – HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS

Mais da metade da superfície dos continentes é formada por rochas de permeabilidade primária muito baixa, mas que podem adquirir permeabilidade secundária de acordo com o grau de intemperismo e fraturamento. Na literatura internacional, elas têm sido denominadas “rochas fraturadas” (*fractured rocks*) ou “rochas duras” (*hard rocks*).

A classificação hidrogeológica das rochas apresentada por Singhal e Gupta (1999) divide os diferentes litotipos em quatro grupos principais: o grupo das rochas cristalinas, o das rochas vulcânicas, das rochas carbonáticas e das rochas clásticas (Quadro 5.1). Segundo esta classificação, as rochas fraturadas englobam os grupos das rochas cristalinas, vulcânicas e carbonáticas, que se distinguem das rochas clásticas por sua porosidade e permeabilidade primária desprezíveis.

GRUPOS DE ROCHAS	TIPOS DE ROCHA E EXEMPLOS	PRINCIPAIS MEIOS DE OCORRÊNCIA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA
Cristalinas	Rochas ígneas não vulcânicas (granitos, dioritos, gabros etc) e rochas metamórficas (gnaiesses, xistos, filitos etc)	Manto de intemperismo e discontinuidades (juntas, falhas, planos de foliação etc).
Vulcânicas	Rochas vulcânicas (basaltos, andesitos, riolitos etc)	Manto de intemperismo, discontinuidades (juntas, falhas, vesículas) e discontinuidades entre camadas.
Carbonáticas	Rochas carbonáticas (calcários e dolomitos)	Descontinuidades (juntas e falhas) e cavidades de dissolução.
Clásticas	Rochas sedimentares consolidadas (siltitos, arenitos, conglomerados etc.) e sedimentos inconsolidados (cascalho, areia, argila etc.)	Espaços intergranulares e discontinuidades (juntas e falhas).

Quadro 5.1: Classificação hidrogeológica das rochas (Singhal e Gupta, 1999).

No Brasil, o aquífero que ocorre na rocha fraturada tem sido denominado “aquífero fraturado”, “aquífero fissural” ou “aquífero cristalino”. Neste trabalho adota-se o termo aquífero fraturado, tradução direta do termo correspondente na literatura internacional. O termo aquífero cristalino pode causar confusão com o Sistema Aquífero Cristalino, denominação da unidade hidroestratigráfica que ocorre nos terrenos pré-cambrianos da Região Sudeste do Brasil, onde se insere a área de estudos.

Como grande parte da área está situada sobre os terrenos pré-cambrianos do leste paulista, este capítulo visa a caracterização dos aquíferos encontrados em rochas cristalinas, de acordo com a classificação apresentada acima.

5.1 IMPORTÂNCIA DOS AQUÍFEROS EM ROCHAS CRISTALINAS

As rochas cristalinas formam amplos cinturões pré-cambrianos em diferentes partes do mundo, principalmente no Canadá, Norte dos Estados Unidos, países escandinavos, Índia, Sri-Lanka, China, Austrália, Rússia e em vários países africanos (Figura 5.1) (Singhal e Gupta, 1999). No Brasil, sob o ponto de vista hidrogeológico, esses terrenos são importantes em grande parte das regiões Nordeste e Sudeste. Ambas são problemáticas em termos de disponibilidade hídrica; a primeira devido ao clima semi-árido e a segunda pelo uso intenso para abastecimento urbano-industrial.



Figura 5.1: Principais maciços cristalinos do mundo (Singhal e Gupta, 1999).

A atenção voltada para a água subterrânea em rochas fraturadas é relativamente recente. Sua baixa permeabilidade e as dificuldades na perfuração dos poços fizeram com que o potencial desses aquíferos fosse, por muito tempo, menosprezado. Porém, nas últimas décadas, com a necessidade crescente de água para abastecer centros urbanos e áreas rurais, as rochas fraturadas passaram a ser investigadas com mais afinco.

Em vários países em desenvolvimento da Ásia, África e América Latina, tem sido dada grande ênfase ao suprimento de água potável à vasta população que habita terrenos cristalinos. Isto traz a necessidade de desenvolver métodos eficientes e de baixo custo para a exploração e gerenciamento dos aquíferos que ali ocorrem.

O manto de alteração proveniente do intemperismo das rochas cristalinas pode formar um aquífero de baixa produtividade, mas muito importante em países com altos índices de pobreza. As camadas espessas e de grande extensão formam um aquífero potencial e, se existir uma fonte de recarga perene, até mesmo uma camada de 5 a 7 metros de espessura pode ser uma boa fonte para abastecimento de água (Singhal e Gupta, 1999).

Na África Tropical, o aquífero do manto de alteração ocorre amplamente distribuído em áreas com densidade de população rural relativamente alta. Ele fornece pequenas quantidades de água para uso doméstico e para irrigação em pequena escala (Chilton e Foster, 1995). Sua exploração é rasa, obtida com tecnologia simples e de baixo custo, fatores importantes onde a água superficial normalmente é insuficiente em termos de qualidade e quantidade.

No Brasil, as duas áreas de ocorrência de aquíferos em rochas cristalinas: a região Nordeste e a região Sudeste, têm comportamento distinto devido às diferenças climáticas. No Nordeste, o clima semi-árido não favorece o desenvolvimento do manto de intemperismo para compor um aquífero. Por outro lado, ele se desenvolve de forma expressiva no Sudeste, onde é explorado apenas em pequenas propriedades para uso doméstico. O relativo desenvolvimento econômico da região permite a exploração por meio de poços profundos e as quantidades exigidas para abastecimento, principalmente industrial, são bem maiores. Além disso, as possibilidades de contaminação do aquífero presente no manto de intemperismo têm sido um empecilho para o seu aproveitamento.

Além do potencial para abastecimento, as áreas de ocorrência de rochas fraturadas também têm sido alvo de estudos para disposição de resíduos perigosos, tal como o lixo radioativo.

Em resumo, os estudos hidrogeológicos em rochas fraturadas são importantes para:

- Suprimento seguro de água subterrânea para abastecimento público, industrial e para irrigação;
- Controle da migração de poluentes e contaminantes em meio fraturado;
- Estimativas de quantidades de fluidos em fontes geotermiais naturais;
- Desenvolvimento de reservatórios de gás e petróleo;
- Construção de túneis e de cavidades subterrâneas para estocar água, óleo e gás, dentre outros;
- Resolução de problemas geotécnicos, tais como estabilidade de taludes, estabilização de minas subterrâneas e desenvolvimento de sistemas de rebaixamento do nível d'água.

5.2 FORMAS DE OCORRÊNCIA

Nos aquíferos fraturados, principalmente naqueles sob clima úmido, existem duas importantes subzonas aquíferas: a rocha fraturada e o manto de intemperismo. O manto atua como aquífero de porosidade granular e influi nas condições de circulação, armazenamento e infiltração da água subterrânea antes de atingir a rocha fraturada não alterada.

5.2.1 Manto de Intemperismo

Os terrenos pré-cambrianos permaneceram expostos aos processos intempéricos por tempo prolongado, dando origem ao manto de alteração ou manto de intemperismo. Esta camada constitui o regolito, que inclui o solo residual e o saprólito. O saprólito é derivado da alteração e desagregação *in situ* e o solo residual se desenvolve a partir do saprólito subjacente por dissolução e lixiviação, combinados com outros processos químicos, físicos e biológicos.

Na formação do manto de alteração, a precipitação pluviométrica ácida reage com os minerais alcalinos, lixiviando os componentes móveis e solúveis e precipitando os minerais menos móveis (Chilton e Foster, 1995). Formam-se caolinita e óxidos de Fe e Al e, na situação extrema, a dissolução da caolinita também ocorre e apenas o quartzo residual permanece.

Para Lachassagne et al. (2001), a espessura do manto de alteração é um dos fatores mais importantes que mantém a disponibilidade de água subterrânea por longos períodos em terrenos cristalinos. Em seu modelo conceitual (Figura 5.2), o perfil de alteração é formado, da base para o topo, por:

- a) rocha são essencialmente transmissiva e permeável apenas localmente, onde afetada por fraturamento tectônico;
- b) uma zona intermediária, alterada e fissurada, caracterizada por juntas sub-horizontais, cuja gênese é atribuída à descompressão e aos processos de alteração. O número de juntas diminui com o aumento da profundidade;
- c) uma camada alterada superficial, com espessuras que variam de zero até várias dezenas de metros. Sua composição argilo-arenosa confere permeabilidade relativamente baixa, mas significativa capacidade de retenção de água. Quando saturadas, estas camadas armazenam a maior parte da água subterrânea neste contexto hidrogeológico.

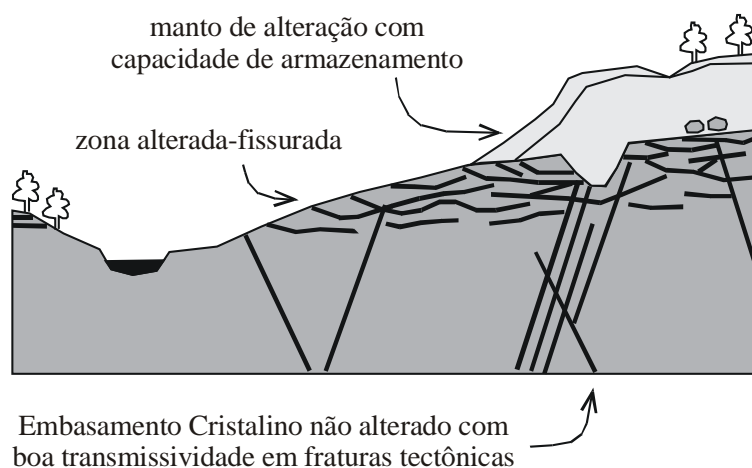


Figura 5.2: Modelo do perfil de alteração e seu controle sobre os aquíferos em rochas cristalinas (Lachassagne et al., 2001).

A espessura da zona intemperizada depende da história geológica da área. Em áreas sujeitas a rápidos e intensos processos erosivos, a rocha sã pode estar na superfície do terreno; por outro lado, em áreas pouco erodidas a rocha alterada pode se estender até 90 metros de profundidade (Davis e Turk, 1964). No entanto, as profundidades mais típicas estão entre 3 e 30 metros. A transição entre o saprólito e a rocha fresca (*saprock*) ocorre ao longo de poucos metros com remanescentes da rocha sã em meio a uma matriz alterada.

A profundidade relativa e o grau de intemperismo também dependem do tamanho dos grãos minerais da rocha cristalina, da intensidade de fraturamento e da proporção de minerais ferro-magnesianos na rocha mãe.

Um perfil de alteração que mostra o regime de fluxo da água subterrânea no embasamento cristalino alterado na África Tropical é proposto por Chilton e Foster (1995) (Figura 5.3). O nível da água em geral segue a topografia da superfície. Em profundidades rasas, nas áreas de interflúvio, o movimento da água decresce verticalmente e em níveis mais profundos há um pequeno movimento lateral em direção às depressões topográficas que formam as áreas de descarga.

O processo de intemperismo passa por numerosos ciclos climáticos e tectônicos, os quais determinam os níveis relativos da superfície do terreno e do lençol freático, controlando a taxa e a profundidade do intemperismo. Esses ciclos também controlam a frequência e a escala do escoamento superficial (*runoff*) e, conseqüentemente, a erosão do solo e a formação de inselbergues (Chilton e Foster, 1995).

Várias hipóteses têm sido propostas sobre a origem dessas superfícies de erosão e alteração. É provável que a subsidência gradual e lenta, resultado de lixiviação e eventual colapso do saprólito, tenha dominado sobre a erosão direta pelo escoamento superficial (McFarlane, 1992). Durante os períodos de clima mais seco e cobertura vegetal esparsa,

ocorre a erosão do solo pelo escoamento superficial. Então há uma redistribuição do material residual sob a forma de coluvionamento nas áreas mais baixas.

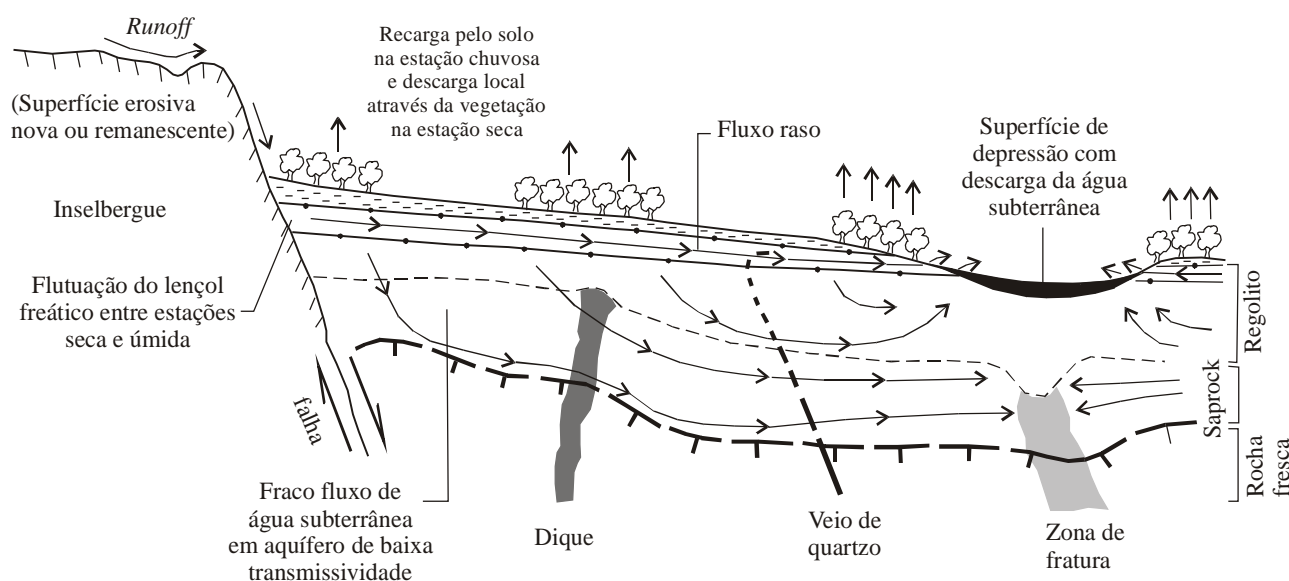


Figura 5.3: Seção generalizada do sistema de fluxo da água subterrânea no aquífero do embasamento cristalino alterado no Malawi (Chilton e Foster, 1995).

A presença de regolito relativamente espesso em regiões úmidas é de grande importância em termos de armazenamento do aquífero. Investigações hidrogeológicas para abastecimento público no Malawi indicam que a parte basal do regolito possivelmente fornece a maior parte da água dos poços mais produtivos (Chilton e Smith-Carington, 1984). Isto acontece porque os depósitos superficiais granulares tendem a ter maior coeficiente de armazenamento do que as rochas do embasamento cristalino (Banks e Robins, 2002).

Um modelo conceitual da variação das características hidráulicas neste sistema aquífero é apresentado por Foster (1984 apud Chilton e Foster, 1995), dando atenção à potencialidade e à sustentabilidade da produtividade dos poços (Figura 5.4). O perfil de alteração estudado por estes autores nas rochas cristalinas do Malawi é bastante similar ao encontrado no Sudeste do Brasil. A porção superior, considerada solo residual, também apresenta uma linha de pedras ou *stone line*, tipicamente encontrada na área de estudos (Capítulo 3). Embora a porosidade efetiva seja maior próximo ao topo do saprólito, a condutividade hidráulica neste tipo de perfil é consideravelmente maior na interface entre o saprólito e o topo da rocha sã (*saprock*). Na rocha sã, a condutividade hidráulica é totalmente dependente da presença de fraturas abertas.

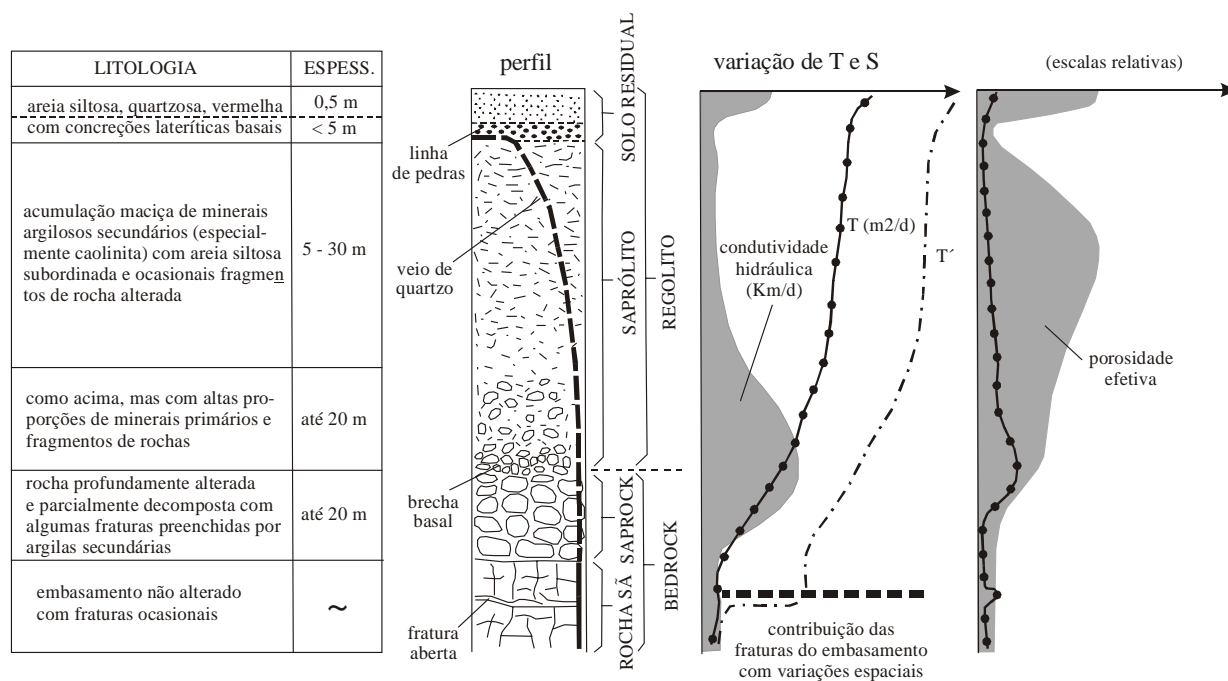


Figura 5.4: Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero no embasamento cristalino alterado na África (Chilton e Smith-Carington, 1984 e Foster, 1984 modificado por Chilton e Foster, 1995).

Banks e Robins (2002) chamam atenção para outro importante papel hidrogeológico do manto de alteração e de outros depósitos superficiais, referente ao potencial para atenuar e retardar poluentes. Como a água subterrânea flui mais lentamente em aquíferos granulares do que em fraturas do embasamento, os depósitos de recobrimento podem proteger o aquífero fraturado da poluição. Por outro lado, alguns depósitos superficiais, como argilas marinhas salinas, podem afetar a qualidade da água.

Outra questão importante: as juntas sub-horizontais que ocorrem nos primeiros metros do embasamento cristalino são frequentemente muito permeáveis. Se a rocha estiver exposta, essas estruturas geralmente são secas; mas quando existe água, ela fica muito vulnerável à poluição. Porém, no embasamento recoberto por espesso depósito superficial, essas juntas são mais facilmente explotáveis e podem contribuir para a produtividade dos poços (Banks e Robins, 2002).

Na região Sudeste do Brasil, acima do manto de intemperismo muitas vezes ocorrem coberturas colúvias compostas por material inconsolidado, que possivelmente se somam ao papel armazenador do manto de alteração *in situ*. Tais coberturas são referidas no presente trabalho como Depósitos Colúvio-Eluviais, em cuja base normalmente se encontram as típicas linhas de pedras. A rocha alterada (ou saprólito), que ocorre sotoposta a estas coberturas, é referida aqui como manto de alteração ou manto de intemperismo. O

termo manto inconsolidado utilizado por alguns autores não é considerado adequado, pois o material de alteração pode ser bastante consolidado em profundidade.

5.2.2 Rocha Fraturada

De maneira geral, os aspectos quantitativos relacionados às águas subterrâneas que ocorrem em rochas fraturadas são ainda pouco conhecidos, particularmente no que se refere à porosidade e à permeabilidade das rochas e às características dos fluxos.

Uma rocha fraturada é heterogênea e anisotrópica por natureza; mas, dependendo da escala de trabalho, o meio fraturado pode ser considerado como um meio contínuo ou como um meio descontínuo (Custodio e Llamas, 1996). Se o fraturamento for muito intenso, a ponto de o meio se comportar hidraulicamente como poroso, pode-se considerá-lo como um “contínuo equivalente” e determinar suas características hidráulicas (Freeze e Cherry, 1979).

Para definir as propriedades hidráulicas do meio fraturado como um meio contínuo, é necessário determinar o Volume Elementar Representativo (VER) ou *Representative Elementary Volume (REV)*. Este constitui o mínimo volume de rocha considerado representativo do meio fraturado (Figura 5.5).

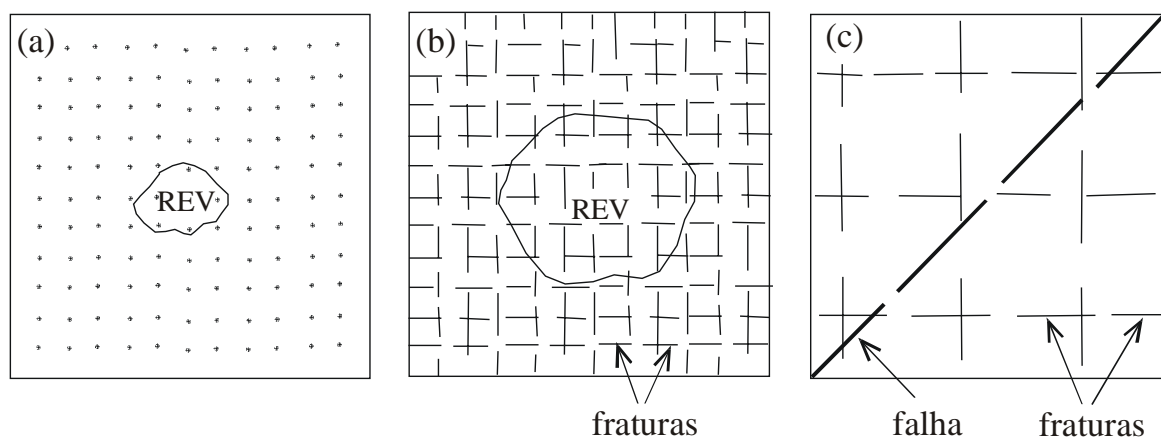


Figura 5.5: Volume Elementar Representativo (VER) ou *Representative Elementary Volume (REV)* em diferentes condições: (a) rocha porosa homogênea, (b) rocha fraturada homogênea e (c) rocha fraturada com grandes descontinuidades onde o VER é muito grande ou não existe (Singhal e Gupta, 1999).

Na abordagem do meio contínuo, para fluxos laminares e lineares, a “Lei de Darcy” torna-se válida e é possível aplicar a chamada “Lei Cúbica” (Snow, 1969). De acordo com esta lei, a condutividade hidráulica do meio (K) é dada por:

$$K = \frac{\rho g N b^3}{12\mu} \quad (5.1)$$

onde:

ρ = densidade da água;

μ = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

N = número de fraturas por unidade de distância (frequência);

b = abertura das fraturas.

A Lei Cúbica mostra que a condutividade hidráulica nos meios fraturados é proporcional ao cubo da abertura da fratura. Já a densidade do fraturamento, ditada pela frequência ou espaçamento, causa variação apenas linear (Figura 5.6).

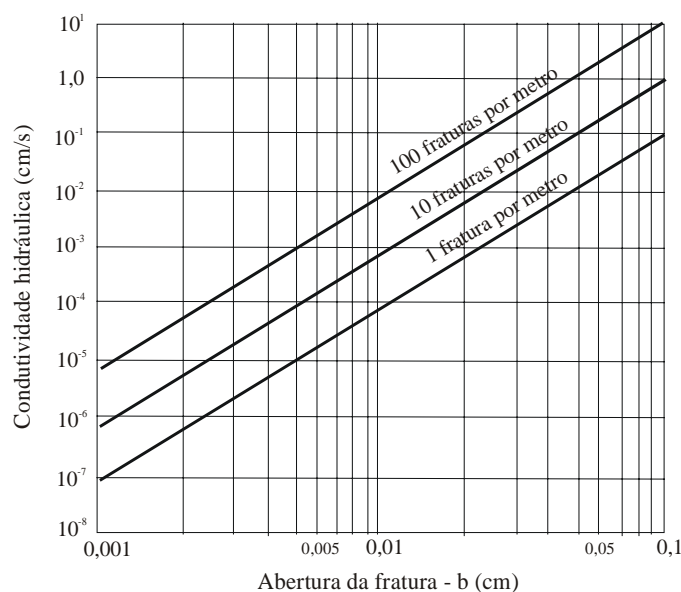


Figura 5.6: Variação da condutividade hidráulica em função da abertura da fratura (b) e do espaçamento ou frequência (Hoek e Bray, 1981 apud Domenico e Schwarz, 1990).

Como a frequência e a abertura das fraturas variam muito, o meio fraturado, mesmo quando considerado homogêneo, se comportará como anisotrópico e apresentará diferentes condutividades hidráulicas em diferentes direções. Mas, se existir uma rede de fraturas suficientemente interconectada, pode-se estabelecer uma superfície potenciométrica virtual, definida pelas intersecções do nível freático em cada fratura e um plano horizontal imaginário (Custodio e Llamas, 1996) (Figura 5.7).

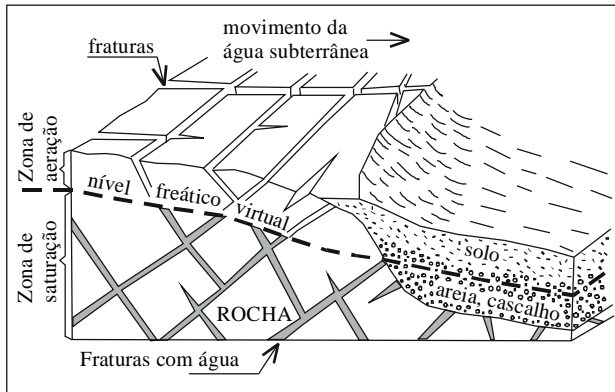


Figura 5.7: Superfície potenciométrica virtual de um aquífero na rocha fraturada (Custodio e Llamas, 1996).

Mas a abordagem do meio contínuo apresenta algumas limitações. Dependendo da escala considerada e das características geológicas do meio, o REV pode se tornar muito grande (Figura 5.5c) e não ser representativo de um meio homogêneo. Neste caso, é necessário utilizar a abordagem do meio descontínuo, considerando-se o fluxo em fraturas individuais.

Em testes desenvolvidos para se determinar a permeabilidade do meio fraturado, onde um poço atravessa um número desconhecido de fraturas abertas, a transmissividade (T) é definida por (Novakowski, 1995):

$$T = \frac{\rho g (2b)^3}{12\mu} \quad (5.2)$$

onde:

ρ = densidade da água;

μ = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

b = somatória das aberturas das fraturas individuais atravessadas pelo poço.

As equações 5.1 e 5.2 foram formuladas para fluxos entre duas placas lisas e paralelas, sem considerar a rugosidade natural. Além disso, se as fraturas apresentarem grande abertura, o fluxo se torna não linear ou turbulento e a Lei de Darcy, na qual as equações se baseiam, não é mais válida. Apesar destas limitações, tem sido demonstrado que a lei cúbica é válida onde o efeito da pressão de fluidos não é importante (Domenico e Schwarz, 1990).

A equação 5.2 mostra que a transmissividade de uma fratura planar é proporcional ao cubo de sua abertura hidráulica efetiva (Snow, 1969), enquanto a distribuição de

aberturas de fraturas é tipicamente log-normal (Long et al., 1982). Então, não é difícil entender porque a maior parte da água de um poço de sucesso tipicamente provém de apenas uma ou duas fraturas altamente produtivas, interconectadas com uma ampla rede de fraturas menores que mantêm a produtividade (Banks et al., 1996).

Assim, a abertura das fraturas é um fator fundamental para a produtividade dos poços em terrenos cristalinos, mas não devem ser descartados os demais fatores que também exercem influência sobre o fluxo da água subterrânea nestas rochas, como será visto adiante (item 5.4).

5.3 CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS

A rocha cristalina não alterada e não fraturada tem menos de 1% de porosidade e a permeabilidade é tão pequena que pode ser considerada desprezível (Davis e Turk, 1964). A porosidade da rocha são geralmente varia entre 0,1% e 1%, enquanto a rocha alterada pode ter até 45% de porosidade. A condutividade hidráulica varia de 10^{-6} a 10^{-3} ms^{-1} , dependendo também da intensidade do intemperismo e do grau de fraturamento. O intemperismo e o grau de fraturamento dependem da profundidade e causam variações na distribuição da capacidade específica (Figura 5.8).

A permeabilidade é determinada pela abertura da fratura, que, por sua vez, é governada pelas propriedades geomecânicas da rocha (Banks e Robins, 2002). De fato, a teoria pode mostrar que uma simples fratura de 1,0 mm de abertura pode transmitir mais água do que 900 fraturas paralelas planares de 0,1 mm de abertura.

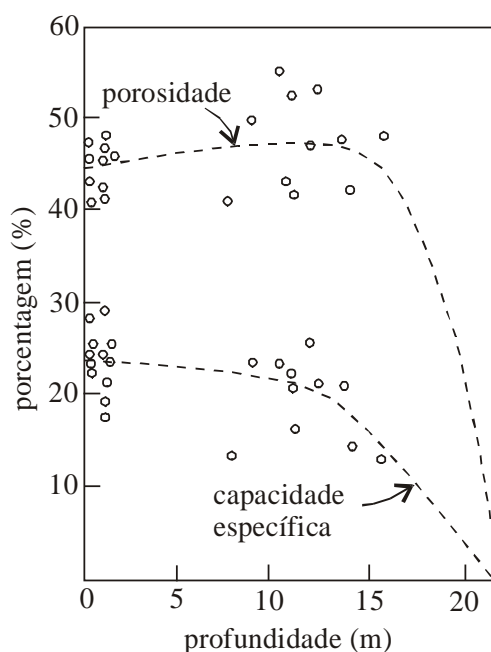


Figura 5.8: Distribuição dos valores de porosidade e capacidade específica em rochas metamórficas estimados em testes de laboratório (Stewart, 1962 apud Davis, 1980).

5.4 PRODUTIVIDADE DOS POÇOS EM ROCHAS CRISTALINAS

Devido à grande heterogeneidade das propriedades hidráulicas das rochas fraturadas, os valores de produtividade de água subterrânea em rochas cristalinas são significativamente variáveis.

Tratamentos estatísticos mostram que a média aritmética da produtividade de poços em aquíferos fraturados é desviada para patamares elevados devido à existência de alguns poços muito produtivos e de uma grande quantidade de poços com baixa produtividade. Isto significa que, estatisticamente, a moda é mais baixa do que a mediana e esta, mais baixa do que a média, ou seja, a distribuição das frequências de produção é assimétrica positiva. Os valores de capacidade específica (Q/s) têm distribuição aproximadamente log-normal (Banks et al., 1994). Neste tipo de distribuição, a mediana, se comparada com a média, tem maior significado para o planejamento da perfuração de poços. Quando existe uma grande quantidade de dados, a distribuição da produtividade tende a ser normalizada, mas a mediana continua sendo um valor representativo.

Banks e Robins (2002) propõem que os riscos na perfuração de um poço no embasamento cristalino sejam previstos por meio da construção de curvas de distribuição da produtividade dos poços existentes em uma área. Como exemplo, mostra-se a Figura 5.9 com a variação da produtividade de granitos, metassedimentos e gnaisses na Noruega. No caso do granito, a vazão mediana é 600 L/h; então, para um poço perfurado aleatoriamente, existe 50% de chance de ocorrer esta vazão. Se o objetivo é uma vazão de 1.200 L/h, o gráfico mostra que 72% dos poços têm vazão inferior a este valor e, portanto, a probabilidade de obtê-la é de apenas 28%. Mas, para uma vazão de 100 L/h existe 90% de probabilidade de sucesso. Os valores de produtividade no gnaiss são mais altos do que nos metassedimentos e, nestes, estão um pouco acima do que nos granitos.

No entanto, os mesmos autores alertam para o fato de que a produtividade fornecida pelos perfuradores é a vazão de curto período e que a verdadeira vazão, sustentável por longos períodos, pode ser consideravelmente menor. Ao mesmo tempo, os poços secos podem não ter sido registrados, induzindo a um valor de produtividade superestimado. É também importante que os poços artificialmente estimulados por explosivos ou por fraturamento hidráulico sejam descartados da análise.

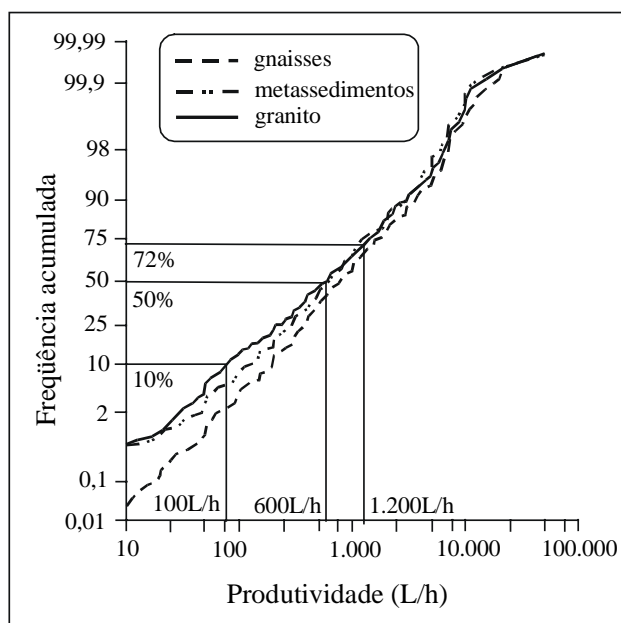


Figura 5.9: Diagrama de frequência acumulada da distribuição de produtividade de poços que exploram gnaisses, metassedimentos e granitos na Noruega (Morland, 1997 apud Banks e Robins, 2002).

5.4.1 Medida da Produtividade

A capacidade específica é o parâmetro considerado mais representativo na análise da produtividade de poços (Costa, 1986; Bertachini, 1987; Menegasse, 1991; Chilton e Foster, 1995; Fernandes, 1997). Ela é definida como a razão entre a vazão extraída de um poço e o rebaixamento provocado no nível d'água e, por isso, é denominada "Q/s".

Para um meio de porosidade primária, a relação entre a capacidade específica de um poço e a transmissividade local é dada pela equação de Theis:

$$\frac{Q}{s} = \frac{T}{264 \log \left(\frac{Tt}{1,87 r_w^2 S} \right) - 65,5} \quad (5.3)$$

onde:

Q = vazão;

s = rebaixamento provocado;

T = transmissividade;

t = duração do bombeamento;

r_w = raio efetivo do poço;

S = coeficiente de armazenamento.

Assim, o valor de Q/s reflete a transmissividade do aquífero, ou seja, quanto maior a transmissividade, menor será o rebaixamento provocado pelo bombeamento. O tempo de bombeamento, o raio do poço e o coeficiente de armazenamento, considerados em logaritmo, exercem influência menor.

A equação de Theis foi desenvolvida para as condições de um poço totalmente penetrante em aquífero confinado, lateralmente infinito, isotrópico e homogêneo. Mas ela também pode ser usada para um meio fraturado considerado um contínuo equivalente (item 5.2.2).

Além das imprecisões provocadas pela heterogeneidade, pela penetração parcial no aquífero, pelo tipo de equipamento e pelo tempo de bombeamento, o valor de Q/s é também susceptível ao fenômeno de perda de carga do poço e, portanto, representam valores pessimistas de ordens de grandeza (Silva, 1984 apud Fernandes, 1997).

Na tentativa de introduzir o efeito da penetração parcial do poço no aquífero, alguns autores dividem o valor de Q/s pela penetração útil, ou seja, pela espessura saturada do aquífero que foi penetrada pelo poço. Porém, Costa (1986) e Fernandes (1997) ressaltam que esta relação pode causar imprecisões ainda maiores.

Bertachini (1987) realiza testes de bombeamento em poços tubulares profundos da região de Jundiaí, obtendo valores de transmissividade entre $1,2 \times 10^{-6}$ e $1,4 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. O gráfico de correlação da transmissividade com a capacidade específica mostra que os valores apresentam ótima correlação (Figura 5.10).

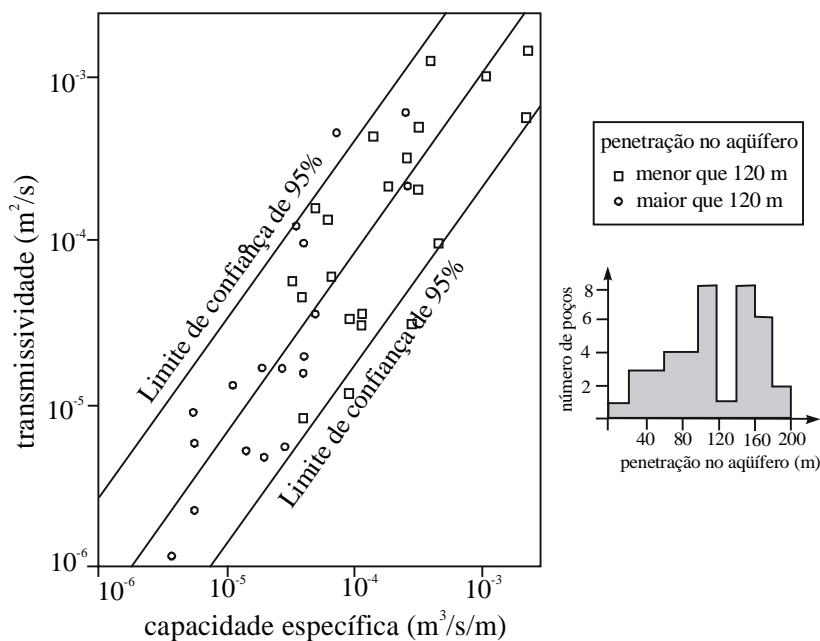


Figura 5.10: Correlação entre a transmissividade e a capacidade específica de poços na região de Jundiaí (Bertachini, 1987).

5.5 FATORES CONTROLADORES

O comportamento hidráulico dos diferentes tipos de rochas cristalinas é muito variável e depende, além das propriedades intrínsecas da rocha, de fatores externos a ela. Vários trabalhos têm sido conduzidos para tentar definir os fatores geológicos, hidrogeológicos e construtivos que interferem nos valores de produtividade.

Muitos pesquisadores tentam encontrar o fator ou a combinação de fatores que influenciam a produtividade dos poços em rochas fraturadas para usar esta informação na locação de poços com maior segurança (LeGrand, 1954; Siddiqui e Parizek, 1971; Yin e Brook, 1992; Briz-Kishore, 1993; Henriksen, 1995; Mabee et al., 1994 dentre outros). A seguir, apresenta-se um resumo dos principais fatores considerados nestes trabalhos como definidores da produtividade potencial dos aquíferos em rochas cristalinas.

5.5.1 Clima

O clima exerce influência sobre a produtividade dos aquíferos em terrenos cristalinos, controlando a profundidade e a natureza do material de intemperismo, além de regular a recarga (Custodio e Llamas, 1996). A intensidade da precipitação altera o nível freático, a quantidade e qualidade da água e causa grandes diferenças nas características dos aquíferos de regiões climáticas distintas como, por exemplo, a região Sudeste do Brasil e o Nordeste semi-árido (Costa, 1980).

Em regiões áridas e semi-áridas, a camada alterada é fina e geralmente não ultrapassa 1 metro de espessura. Em áreas de clima úmido, onde a precipitação anual excede os 1.000 mm, a camada alterada é muito espessa, podendo chegar a 65 ou até 130 metros de espessura. Entretanto, mesmo em áreas onde o clima atual é árido, pode-se encontrar regolito espesso relacionado a paleoclimas, como por exemplo, no Sudão, na Nigéria (UNESCO, 1984) e em algumas partes áridas da Índia (Singhal and Gupta, 1999).

5.5.2 Litotipo

O tipo e a textura da rocha cristalina também influenciam a produtividade dos poços. Estatisticamente, alguns litotipos formam melhores aquíferos do que outros, embora o intervalo de produtividades de poços em um único litotipo seja maior do que a variação

entre diferentes litotipos. Isto é, pode-se encontrar produtividades muito altas e muito baixas em qualquer tipo de rocha cristalina (Banks et al., 1996).

Mas, em situações hidrogeológicas semelhantes, os poços em rochas de granulação grossa e ricas em quartzo, como granitos, pegmatitos e quartzitos, tendem a ser mais produtivos do que em outras rochas cristalinas. Por serem mais competentes, as rochas ácidas desenvolvem e preservam sistemas de juntas mais abertas (Davis e Turk, 1964). Já a produtividade em filitos, xistos e ardósias geralmente é mais baixa, pois essas rochas têm minerais micáceos que se alteram para argilas, tendendo a colmatar as fraturas. Esta deve ser a razão para sua baixa transmissividade se comparadas com granitos e gnaisses (Singhal e Gupta, 1999).

O litotipo também influencia a espessura e a permeabilidade da camada alterada. Rochas ácidas de granulação grossa, como granitos e ortognaisses dão origem a camadas alteradas mais espessas e mais permeáveis. Em rochas básicas, como gabros e basaltos, embora o horizonte alterado possa ser espesso, ele é mais argiloso e, portanto, menos permeável.

5.5.3 Topografia

A influência da topografia sobre a produtividade dos poços, especialmente em poços rasos, onde a contribuição do manto alterado é maior, tem sido destacada por vários autores (LeGrand, 1967; McFarlane et al., 1992; Henriksen, 1995). O trabalho pioneiro, de Parizek e Siddiqui (1969), mostra que os poços perfurados em vales podem ser oito vezes mais produtivos do que os situados em encostas e topos. Henriksen (1995) afirma que áreas planas, mesmo aquelas topograficamente elevadas, podem ser mais produtivas devido à presença de coberturas superficiais mais espessas, além de receberem maiores recargas.

Porém, outros autores (Yin e Brook, 1992; Knopman e Hollyday, 1996) não consideram a topografia um fator importante e afirmam que sua influência na produtividade dos poços ocorre em menos de 10% das variações observadas. Yin e Brook (1992), interpretando dos dados de LeGrand (1967), mostram que a topografia sozinha não pode explicar as variações de produtividade, mas que os traços de fratura teriam uma influência maior. Mas, como as depressões topográficas usualmente seguem traços de fraturas e possuem grandes espessuras de material de alteração, a probabilidade maior de

se obter boas produtividades nos vales é lógica. Além disso, estas depressões são também ocupadas por canais que funcionam como zonas de recarga (Singhal e Gupta, 1999).

5.5.4 Formas de relevo

As formas de relevo ou *landforms* constituem o produto final do intemperismo natural. Suas características dependem das condições climáticas passadas e atuais, dos tipos de rocha, das feições estruturais e do tempo envolvido no intemperismo.

Geneticamente, os *landforms* são divididos em dois grupos: *landforms* erosionais e *landforms* deposicionais. Os *landforms* erosionais são tipicamente associados com terrenos de superfície rochosa resistente erodida e os *landforms* deposicionais são formados por processos deposicionais de rios, geleiras e vento, dentre outros. Os *landforms* deposicionais são tipicamente compostos por sedimentos inconsolidados e podem exercer um importante papel na obtenção de água subterrânea para necessidades locais.

Os *landforms* comumente desenvolvidos em rochas cristalinas são os relevos estruturais ou residuais, inselbergues, pedimentos, pedimentos enterrados, vales erosionais e vales preenchidos (Figura 5.11).

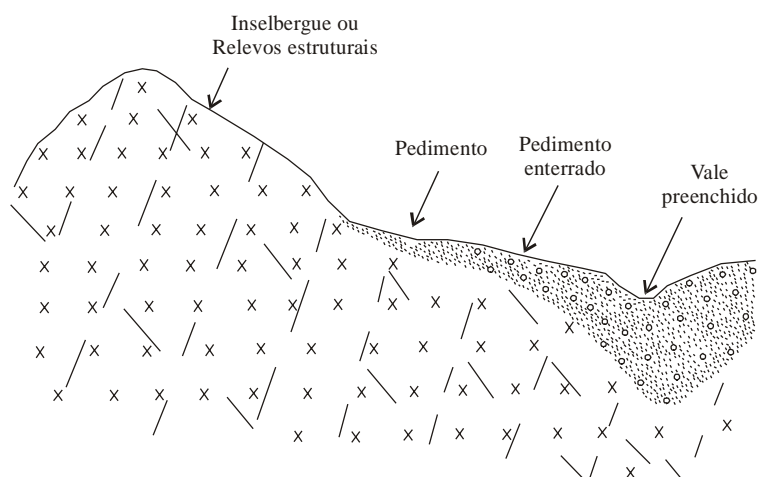


Figura 5.11: Perfil esquemático de *landforms* em um terreno de rocha cristalina (Singhal e Gupta, 1999).

a. Relevos estruturais: A morfologia dos relevos estruturais ou residuais é controlada em grande parte pelas estruturas das rochas e pela litologia. Envolvem processos combinados de tectonismo e denudação. São formados por rochas competentes que atuam como zonas de *run-off*. Infiltração limitada pode ocorrer ao longo de planos de fraqueza como falhas e juntas. A água subterrânea pode aflorar como nascentes ao longo de pequenos vales. A disponibilidade de água subterrânea é geralmente muito pequena nestas áreas.

b. Inselbergues: São pequenos morros residuais que ocorrem isoladamente acima do nível geral da planície erosional. Similarmente aos relevos estruturais, são formados por rochas resistentes. O potencial para água subterrânea também é desprezível devido à pequena área de recarga, declives altos e baixa permeabilidade das rochas.

c. Vales erosionais: Estes ocorrem junto aos relevos estruturais como vales rasos, sujeitos à erosão. São compostos por material inconsolidado com espessura limitada e seu potencial para fornecimento de água também é pequeno.

d. Pedimentos: Constituem superfícies erosivas amplas, planas ou suavemente inclinadas ou planícies de relevo suave, desenvolvidas por processos de denudação. São formadas por rochas cristalinas sotopostas a uma camada de solo de espessura reduzida. Em muitos locais, o pedimento pode ser recoberto por material coluvial. O potencial de água subterrânea nesta unidade é limitado devido à pequena profundidade do material intemperizado e grande flutuação do lençol freático. Poços escavados podem não ter muito sucesso, mas poços tubulares profundos podem fornecer pequenas quantidades de água. Porém, pedimentos desenvolvidos ao longo de lineamentos podem formar boas fontes de água subterrânea.

e. Pedimentos enterrados: São formados quando a superfície inclinada do pedimento é gradualmente recoberta por espesso manto de solo residual e material coluvial. A espessura do recobrimento pode variar de 20 a 100 metros. Os pedimentos enterrados apresentam maiores teores de umidade e vegetação mais densa do que os pedimentos. A flutuação do lençol freático é relativamente menor e a área de recarga é grande. Então, eles formam zonas potenciais para exploração de água subterrânea por poços escavados e tubulares profundos.

f. Vales preenchidos: Constituem um tipo de depósito de canal desenvolvido por processos de pedimentação profunda em um ambiente erosional de rocha dura. São caracterizados por declividades suaves, altos teores de umidade e vegetação densa. Por isso, são os mais importantes *landforms* para exploração de água subterrânea em terrenos de rocha cristalina.

5.5.5 Descontinuidades

As descontinuidades estão diretamente ligadas ao comportamento heterogêneo e anisotrópico dos aquíferos fraturados. Embora as rochas cristalinas ocupem grandes

extensões em área e em profundidade, o controle estrutural não permite que o sistema de fluxo se estenda por grandes distâncias (Singhal e Gupta, 1999). Porém, algumas zonas densamente fraturadas, ou mesmo de rocha totalmente fragmentada, podem se estender por dezenas de quilômetros, formando grandes condutores hidráulicos (Gustafsson e Krásný, 1994).

Descontinuidade é um termo genérico que pode ser utilizado para designar fraturas, planos de acamamento, clivagem, foliação e zonas de cisalhamento. Do ponto de vista genético, as descontinuidades podem ser agrupadas nas seguintes categorias:

- a. Planos de acamamento: é a descontinuidade mais importante da rocha que confere anisotropia e influencia o fluxo da água pela zona vadosa;
- b. Foliação e clivagem: a foliação em rochas metamórficas tem uma profunda influência no movimento da água subterrânea, possuindo quase o mesmo papel do acamamento das rochas sedimentares;
- c. Fraturas: As fraturas são planos ao longo dos quais houve perda parcial ou total da coesão da rocha. Elas se destacam, mais do que as outras descontinuidades, no controle do fluxo da água subterrânea. Banks et al. (1992) separam as fraturas e as zonas de fraturas em três grupos:
 - c₁. Fraturas individuais que formam superfícies relativamente planas, sem cominuição ou formação de brechas;
 - c₂. Zonas de fraturas com mais de uma família ou conjunto de fraturas com espaçamento reduzido, onde há apenas um grau limitado de cominuição e alguma formação de brecha, mas onde os planos de fraturas individuais são ainda reconhecíveis;
 - c₃. Zonas de fraturas com alto grau de cominuição (*crush zones*), onde os planos de fraturas individuais não podem ser distinguidos. Essas zonas tipicamente contêm brecha de falha formada por clastos de tamanhos variados, de maticões a farinha de rocha.

Freqüentemente não há limites nítidos entre esses tipos de fraturas. Uma zona de fratura do tipo “c₁”, por exemplo, pode ser truncada por zonas de fratura do tipo “c₂”, onde a freqüência de fraturas diminui com o aumento da distância da zona fraturada principal. As zonas de fratura dos tipos “c₂” e “c₃” são tipicamente feições que dão origem às anomalias topográficas e geofísicas.

A abertura original das fraturas depende do arranjo de tensões que as gerou. Do ponto de vista genético, as fraturas de tração são mais produtivas do que as de cisalhamento. As fraturas de tração são mais abertas, enquanto as de cisalhamento têm abertura menor e são freqüentemente preenchidas.

O comportamento das fraturas de cisalhamento pode ser complexo, dependente da intensidade da deformação (Banks e Robins, 2002) e da natureza da rocha (Figura 5.12). Além disso, a evolução tectônica com superposição de vários eventos é um importante fator a ser investigado, pois pode haver tanto fechamento quanto abertura de fraturas preexistentes, conforme a mudança no regime de tensões.

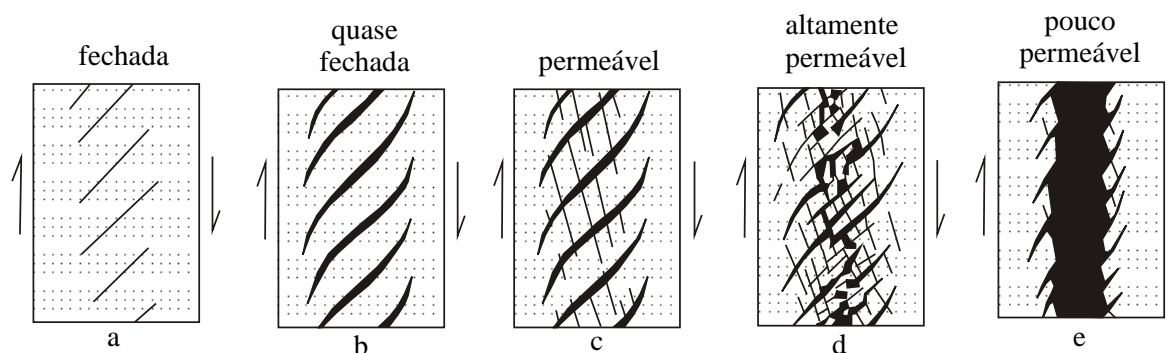


Figura 5.12: Estágios de desenvolvimento de uma zona de fraturas de cisalhamento (Banks e Robins, 2002).

O sucesso na perfuração de poços em aquíferos cristalinos depende de o furo interceptar um número de fraturas suficientemente transmissivas que estejam associadas a um sistema de fraturas fortemente interconectadas (Banks, 1992). Juntas planares sub-horizontais, quando interconectadas por juntas sub-verticais formam uma importante fonte de água para poços rasos (Carruthers et al., 1991). Estas juntas são mais abertas e têm pequeno espaçamento próximo à superfície, mas sua frequência e abertura decrescem em profundidade.

Vários autores têm mostrado, por observações em túneis e em estudos para disposição de lixo nuclear, que uma alta densidade de fraturas pode aumentar consideravelmente a transmissividade do meio. No entanto, estudos para a construção do túnel Hvaler em um granito do sudeste da Noruega (Banks et al., 1992) sugerem que zonas de fratura proeminentes nem sempre são altamente transmissíveis. Neste trabalho, as maiores zonas de fraturas foram localizadas por meio de fotografias aéreas e técnicas sísmicas, supondo-se que seriam as zonas de maior transmissividade. Mas, durante a escavação do túnel, a maior parte dessas estruturas mostrou baixa transmissividade por estarem preenchidas por minerais argilosos secundários. O fluxo da água no túnel dava-se através de uma gama de fraturas menores, não identificáveis nas investigações preliminares.

O fato também foi observado em outros túneis (Nilsen, 1988), podendo-se deduzir que a identificação de zonas de fraturas maiores por geofísica e técnicas de sensoriamento remoto pode nem sempre ser satisfatória para local poços em rochas cristalinas.

5.5.6 Intemperismo

Os processos intempéricos influenciam na produtividade dos aquíferos fraturados dando origem ao manto de intemperismo e alterando a rocha fraturada ao longo das descontinuidades. O manto de intemperismo já foi focado no item 5.2.1; agora será analisada a influência da alteração da rocha ao longo das descontinuidades.

Muitas vezes, na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos, considera-se que as maiores e mais pronunciadas zonas de fratura fornecerão a maior quantidade de água (Banks et al., 1992). Assim, alguns hidrogeólogos assumem que “o maior é o melhor” no que diz respeito à transmissividade da fratura.

Fraturas abertas que não são preenchidas com material de rocha intemperizada ou quebrada, de fato, formam passagens potenciais para o movimento da água subterrânea, mas sua permeabilidade é fortemente reduzida quando preenchidas com material argiloso. A extensão da alteração e o tipo de mineral argiloso que ali se forma dependem do litotipo original e da composição da rocha mãe, bem como da história tectônica da área e da composição da água circulante (Singhal e Gupta, 1999).

Um baixo grau de intemperismo pode destruir a ligação entre os grãos minerais sem provocar alteração para argilominerais, dando origem a uma textura grossa e aumentando a permeabilidade. O avanço do intemperismo, porém, pode resultar em alteração intensa para argilominerais, com substancial decréscimo da permeabilidade (Banks et al., 1992).

A esmectita é particularmente redutora de permeabilidade, pois ela se expande significativamente em contato com água (Banks et al., 1992). Mas a natureza da solução circulante pode causar variações. A smectita é mais estável em soluções alcalinas, tal como a água do mar, rica em magnésio e cálcio. Em terrenos submetidos a precipitações ácidas, a smectita pode ser degradada em caolinita, que tem menor efeito na diminuição da permeabilidade.

A intensidade do fraturamento aumenta em direção ao centro da zona de fratura, onde a rocha pode ser completamente triturada. Muitas vezes, ela se decompõe em fragmentos de granulação extremamente fina, formando uma “farinha” rochosa que se altera para argila e reduz a permeabilidade (Banks e Robins, 2002) (Figura 5.12). Algumas

falhas também estão sujeitas a atividade hidrotermal ou mineralização secundária após sua formação. Os fenômenos de trituração e mineralização secundária são duas razões que explicam porquê nem todas as zonas de fratura são permeáveis.

Mas existe uma grande variedade de minerais secundários originados do intemperismo. Em algumas situações pode ocorrer dissociação dos grãos minerais mais resistentes, tais como o quartzo, transformando-os em material arenoso ou cascalhento. Neste caso, ao contrário dos argilominerais, há um aumento da permeabilidade ao longo da zona de fratura.

5.5.7 Tensão

Existem diferentes linhas de pesquisa que estudam as tensões na crosta terrestre e outras tantas que tentam explicar sua influência sobre o fluxo da água subterrânea.

Larsson (1972) desenvolveu o “modelo hidrotectônico” no qual as fraturas de tração seriam mais abertas e mais transmissivas do que as fraturas de cisalhamento, mais fechadas pela componente normal do tensor (Figura 5.13). As feições tensionais deveriam, então, ser procuradas para exploração de água subterrânea. Seus dados pareciam suportar isto e o modelo foi amplamente utilizado (Gustafsson, 1994; Reddy et al., 1993).

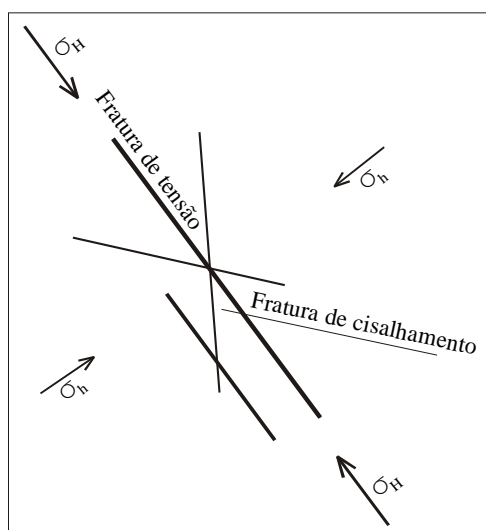


Figura 5.13: Diagrama mostrando as feições estruturais do modelo hidrotectônico de Larsson (1972).

Banks et al. (1996) discordam deste modelo, alertando quanto ao seu caráter bidimensional e à não consideração dos eventos tectônicos. Estes autores analisam vários trabalhos sobre o controle da tensão na permeabilidade das rochas cristalinas (infelizmente, quase todos são relatórios ou publicações de circulação restrita que não puderam ser

obtidos para consulta direta) e concluem que o campo de tensões *in situ* terá importantes implicações nas direções e magnitude do fluxo da água subterrânea em rochas fraturadas. Mas salientam que o comportamento de uma fratura simples sob um tensor não pode ser diretamente extrapolado para inferir o comportamento da massa rochosa fraturada.

De acordo com Banks e Robins (2002), o estado de tensão da crosta é o resultado da combinação de vários fatores, quais sejam:

- Forças gravitacionais decorrentes do peso das rochas sobrejacentes. O peso tende a fechar as fraturas, causando diminuição da permeabilidade com a profundidade.
- Forças tectônicas originadas da movimentação dos continentes, que constituem imensos distúrbios indutores de tensões horizontais na litosfera.
- Tensões topográficas originadas pelo peso das montanhas. Próximo à base de uma montanha, haverá uma tensão paralela ao mergulho da encosta; próximo ao topo poderá haver tensão reduzida ou até descompressão, paralelamente ao mergulho da encosta.

A tensão na rocha em profundidade será governada pela tensão tectônica regional (Stephansson et al., 1986; Klein e Barr, 1986 apud Banks et al., 1996) e pela pressão decorrente do peso das camadas sobrejacentes. Próximo à superfície, o campo de tensões regionais está sujeito a variações locais causadas por anomalias topográficas ou por discontinuidades geológicas (Fairhurst, 1986 apud Banks et al., 1996).

O campo de tensões *in situ* pode ser representado por um elipsóide, que representa um tensor composto por três eixos ortogonais correspondentes às tensões principais $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Conseqüentemente, a deformação ocorrerá de acordo com o elipsóide de deformação, onde $x > y > z$ (Figura 5.14).

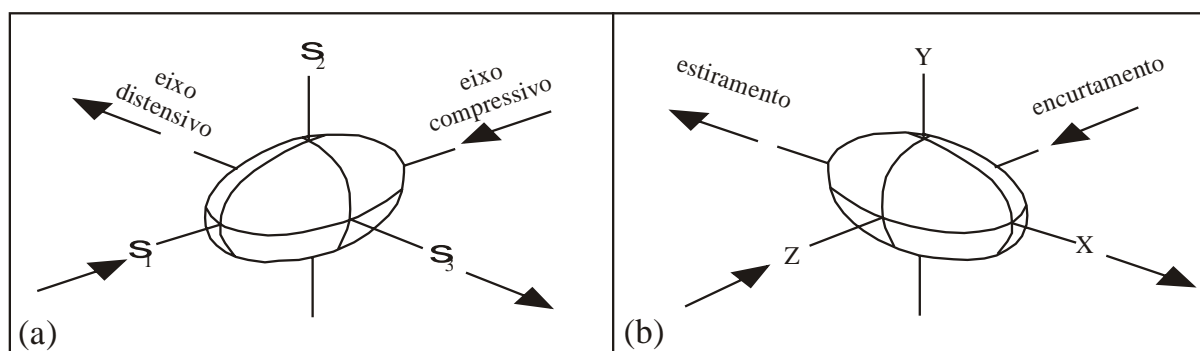


Figura 5.14: (a) Elipsóide de tensões e (b) elipsóide de deformação (baseado em Hasui 1992).

Em seu estudo, Banks et al. (1996) concluem que a tensão *in situ* realmente afeta a condutividade hidráulica de fraturas e de sistemas de fraturas. Contudo, a permeabilidade

de uma massa rochosa fraturada depende também de um sistema de fraturas interconectadas, composto por fraturas de diferentes orientações (Odling, 1993). A influência do campo de tensões pode ser mascarada ou diminuída por outros fatores tais como as propriedades das fraturas preexistentes, sua orientação, conectividade, alteração e mineralização. Mas, dependendo da área, a magnitude absoluta da tensão *in situ* pode ser significativa na determinação da produtividade do poço.

5.5.8 Características construtivas do poço

Uma das questões mais discutidas para a obtenção de boas produtividades em terrenos de rocha fraturada é até que profundidade um poço deve chegar para obter a melhor produção do aquífero. Para Davis e Turk (1964) a permeabilidade intersticial causada pelo intemperismo é importante até por volta de 30 metros de profundidade, uma vez que as discontinuidades se tornam menos abundantes e as aberturas diminuem com o aumento da profundidade.

O projeto e o desenvolvimento dos poços foi, até pouco tempo, negligenciado na busca por bons resultados nas perfurações em rochas cristalinas (Banks, 1992). Atualmente, porém, técnicas como o fraturamento hidráulico (Smith, 1988) e o uso de explosivos e ácidos para desenvolver fraturas podem aumentar consideravelmente a capacidade produtiva do aquífero fraturado. Modernas técnicas de perfuração são agora capazes de construir poços em rocha dura com ângulos bastante deslocados da vertical. Uma cuidadosa escolha da orientação do furo permite maximizar o número de fraturas interceptadas, aumentando as chances de se obter boas produtividades (Banks, 1992).

5.6 MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Localizar poços no embasamento cristalino é uma tarefa bastante difícil, mesmo para os hidrogeólogos mais experientes. Muitas vezes, não existem grandes possibilidades de escolha, se a locação tem que ser feita dentro de uma área ou propriedade restrita. Mas quando existem boas opções de locação, várias técnicas e métodos de investigação podem ser utilizados. Eles devem ser aplicados de acordo com o nível de detalhe exigido para cada etapa do trabalho de investigação. Os custos são crescentes, conforme o nível de detalhe exigido e, normalmente, um método não exclui o outro, devendo ser utilizados de forma complementar.

5.6.1 Análise Estrutural

Os estudos hidrogeológicos em rochas cristalinas exigem a descrição dos sistemas de fraturas. Para Singhal e Gupta (1999), tal caracterização é importante na definição dos padrões de fluxo e da distribuição da permeabilidade. O estudo deve envolver a identificação dos diferentes tipos de fraturas, baseada em sua orientação, frequência, abertura, natureza do preenchimento, continuidade e forma.

5.6.2 Sensoriamento Remoto

A investigação hidrogeológica por meio de sensoriamento remoto se baseia principalmente no estudo de feições lineares do terreno, interpretadas como falhas ou zonas de fraturas. Estas estruturas representam áreas de maior permeabilidade e, portanto, com grande potencial para se obter boas produtividades.

Geralmente, os lineamentos correspondem a descontinuidades como juntas, falhas, zonas de cisalhamento, diques e veios. A grande maioria representa fraturas verticais ou subverticais, ao longo das quais a rocha, em certas situações, pode estar profundamente alterada (Figura 5.15) (Singhal e Gupta, 1999). É importante destacar que nem sempre fraturas individuais são identificadas em fotografias aéreas; normalmente o que se vê são zonas de fraturas com espaçamento reduzido (Mayer e Sharp, 1998).

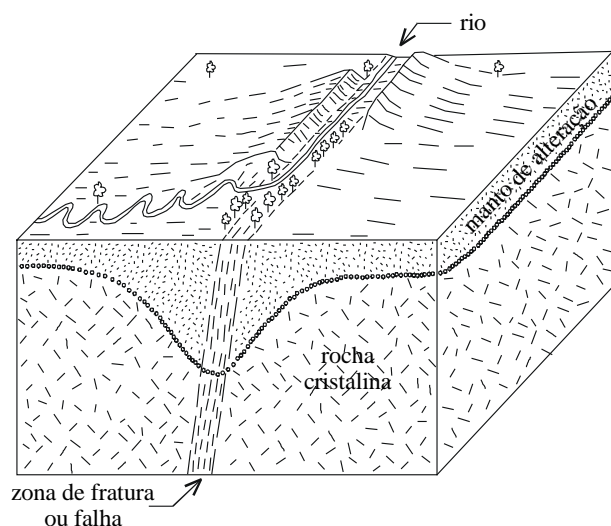


Figura 5.15: Bloco esquemático mostrando a expressão em superfície de uma zona de fratura ou falha do embasamento cristalino. Ocorre alinhamento topográfico, de drenagem e de vegetação e o manto de alteração é mais profundo (Singhal e Gupta, 1999).

A análise de lineamentos se expandiu entre os anos de 1960 e 1970, como uma técnica inovadora para locação de poços (Lattman e Parizek, 1964; Siddiqui e Parizek, 1971). Estes estudos mostraram que a capacidade específica dos poços locados sobre ou

próximos aos lineamentos em rochas carbonáticas é maior do que dos poços perfurados longe dos lineamentos. O método ganhou popularidade, particularmente na área de consultoria, por ser relativamente rápido e barato se comparado com outros tipos de investigação.

Mas nem sempre há consenso quanto ao traçado dos lineamentos. As feições que constituem um lineamento em uma escala podem não constituí-lo em outra. Os lineamentos podem compor uma simples unidade mapeável em escala de detalhe, enquanto em escalas menores, eles podem formar grandes elementos da paisagem, que chegam a dimensões continentais. Tais variações exigem que sejam feitos levantamentos de pequena escala, utilizando imagens de radar ou de satélite, e de grande escala, por meio de fotografias aéreas. Os mapas resultantes devem ser usados de forma complementar nos estudos hidrogeológicos (Singhal e Gupta, 1999).

O caráter subjetivo do traçado de lineamentos tem sido discutido em diversos trabalhos. Isto fica claro quando dois profissionais traçam linhas diferentes em uma mesma imagem de um mesmo terreno (Wise, 1982). Por isso, alguns pesquisadores propõem que se faça “testes de reprodutibilidade”, considerando-se apenas os traços que dois ou mais profissionais interpretaram como um lineamento (Mabee et al., 1994; Sander et al., 1997). Mabee et al. (1994) utilizam estes testes juntamente com dados de campo para definir os “lineamentos correspondentes a traço de fratura”, descartando os demais, que, segundo eles, não têm significado hidrogeológico.

Existem várias maneiras de se estudar a distribuição estatística dos lineamentos para definir a potencialidade dos aquíferos fraturados. Uma delas é considerar o número de lineamentos por unidade de área (Loiselle e Evans, 1995), outra é medir o comprimento total dos lineamentos por unidade de área (Hardcastle, 1995) ou pode-se ainda contar o número de intersecção de lineamentos por unidade de área. Sobre o mapa de lineamentos, são traçadas isolinhas cujos contornos correspondem a zonas com maior densidade de fraturas. Para Mayer e Sharp (1998), a densidade é mais importante do que a própria orientação das fraturas no fluxo regional.

Para definir o potencial hidrogeológico e para a locação de poços, o mapa de lineamentos deve ser considerado juntamente com outros parâmetros do terreno, como os *landforms*. Além disso, métodos geofísicos devem ser empregados para delinear a orientação das descontinuidades em subsuperfície. Além disso, a utilização de sensoriamento remoto não pode ser dissociada dos trabalhos de campo, quando se faz a

caracterização mesoscópica das discontinuidades e se define a que tipo de estrutura geológica elas correspondem.

5.6.3 Sistemas de Informações Geográficas

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) ou *Geographical Information Systems* (GIS) constituem uma poderosa ferramenta no processamento, análise e integração de dados espaciais. Sua utilização tem se tornado indispensável na análise de informações espaciais para a exploração, desenvolvimento e gerenciamento de recursos hídricos. Em estudos hidrogeológicos, há necessidade de se obter informações de dados espaciais com diferentes atributos, freqüentemente envolvendo diversas formas e tipos de dados.

Muitas aplicações de SIG em água subterrânea têm sido conduzidas (Saraf et al., 2000; Saraf e Choudhury, 1998; Lachassagne et al., 2001), envolvendo exploração hidrogeológica, análise da qualidade da água, modelagem hidrogeológica, dentre outros. A interpretação integrada de dados pode ser feita de várias formas. Uma estratégia muito utilizada é a superposição de imagens com dados geofísicos, estruturais e geomorfológicos (*landforms*), ou dados estruturais, litológicos e potenciométricos. Dependendo do problema, várias combinações podem ser feitas. A Figura 5.16 mostra uma possível estruturação de um SIG direcionada ao estudo e/ou gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos.

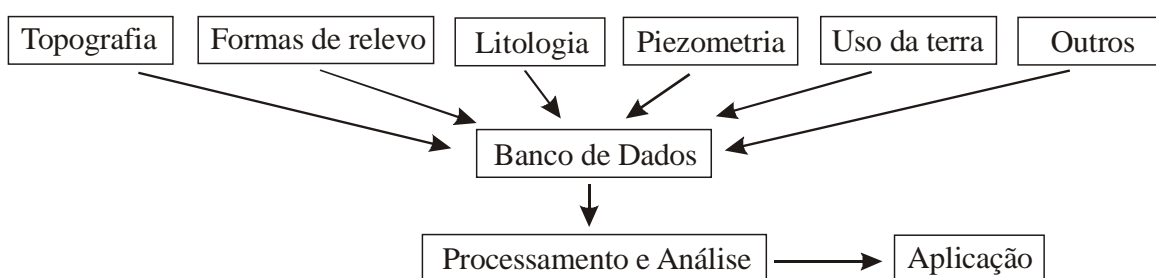


Figura 5.16: Exemplo de integração de dados em um SIG para aplicação em recursos hídricos (Singhal e Gupta, 1999).

5.6.4 Métodos Geofísicos

Vários métodos geofísicos podem ser utilizados na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos. São métodos caros, utilizados em escala de detalhe após a seleção de áreas-alvo pelos métodos anteriores. É essencial que a geofísica não seja aplicada isoladamente, mas integrada com investigações geológicas e hidrogeológicas detalhadas.

Os métodos geofísicos podem estimar a espessura do manto de alteração ou delinear a zona fraturada em subsuperfície. Para estimar a espessura do manto, os métodos mais utilizados são a resistividade elétrica e a sísmica de refração. Para caracterização da fratura são utilizados os métodos de indução eletromagnética, perfilagem VLF, refração sísmica, detecção de anomalias magnéticas, perfis de resistividade e georadar (Banks et al., 1992).

Porém, nenhum destes métodos é capaz de distinguir zonas de fratura preenchidas com água de zonas de fratura preenchidas com argila. Ambos os tipos de preenchimento dão respostas similares nas técnicas elétrica, eletromagnética, sísmica e de campo magnético total. Teoricamente, o método de polarização induzida (IP) *versus* resistividade elétrica poderia distinguir entre zonas preenchidas por água e por argila, mas isso ainda não foi colocado em prática (Banks et al., 1992).

5.7 QUALIDADE DA ÁGUA

Os principais constituintes químicos dos minerais que formam as rochas cristalinas são os óxidos de silício, alumínio, ferro, cálcio, sódio, magnésio e potássio. A degradação dos minerais que contêm silício, alumínio e ferro dá lugar a materiais residuais insolúveis que permanecem *in situ*. A degradação dos minerais com cálcio, magnésio e potássio dá origem a materiais solúveis que são transportados pela água.

Os minerais ferromagnesianos se desintegram mais rapidamente do que os feldspáticos. Dentre estes, os calcio-sódicos se alteram mais facilmente do que os potássicos; por isso, o cálcio e o sódio são mais abundantes nestas águas. A concentração do íon potássio raramente é superior a 10 ppm, ainda que seja um constituinte muito importante das rochas cristalinas. Isto se deve à fixação deste íon nas partículas argilosas.

Em geral, as águas podem ser definidas como bicarbonatadas, calcio-sódicas ou bicarbonatadas calcio-magnesianas (Custodio e Llamas, 1996). Nos climas úmidos, ou mesmo no semi-árido, as águas subterrâneas das rochas cristalinas costumam ter um resíduo seco muito pequeno, freqüentemente inferior a 200 ou 300 ppm.

Quanto à susceptibilidade à poluição, a rocha fraturada não tem a mesma capacidade dos aquíferos de porosidade granular para reter germes patogênicos. Assim, é muito comum a contaminação de poços escavados e pouco profundos em terrenos cristalinos (Davis e De Wiest, 1966). A presença de um manto de alteração espesso pode significar maior proteção para o aquífero constituído pela rocha fraturada subjacente.

CAPÍTULO 6 – HIDROGEOLOGIA DA ÁREA

O estudo hidrogeológico da área teve como base os dados de poços tubulares profundos que exploram o Sistema Aquífero Tubarão e/ou o Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiaí e áreas adjacentes. Existem ainda alguns poços que exploram o Sistema Aquífero Cenozóico. Embora o foco do trabalho seja a bacia do rio Jundiaí, optou-se por envolver todos os poços presentes na área que circunscreve a bacia (Figura 1.1) e, com isso, melhorar a representatividade das amostras. Espera-se que o comportamento dos aquíferos, tanto na bacia quanto nas adjacências não seja diferente, já que as características geológicas são similares.

Neste capítulo, apresenta-se inicialmente o banco de dados compilado e uma avaliação da qualidade dos dados disponíveis. Em seguida, apresenta-se a análise da evolução do número de poços perfurados por ano e do uso da água subterrânea. Os parâmetros hidrogeológicos dos poços são apresentados por meio de Estatística Descritiva, em busca da caracterização dos sistemas aquíferos e, concomitantemente, apresenta-se a potenciometria dos sistemas aquíferos e algumas tentativas de correlação entre a produtividade dos poços e fatores que possivelmente a controlam. Segue um item abordando a variação dos níveis d'água e da produtividade dos poços ao longo do século XX. A influência da localização dos poços em relação às estruturas geológicas é o tema abordado no próximo capítulo.

6.1 BANCO DE DADOS DE POÇOS TUBULARES PROFUNDOS

Um banco de dados confiável, além de ser essencial para a caracterização hidrogeológica de uma área, é a base para o gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos. A inexistência de um banco de dados completo, que seja atualizado constantemente e que esteja disponível para o público é um dos principais empecilhos para o desenvolvimento do conhecimento hidrogeológico e para a gestão dos recursos hídricos no Brasil. Qualquer profissional do setor já deve conhecer a situação dispersa e sem dados consistidos em que se encontram os cadastros de poços no estado de São Paulo e, muito provavelmente, no restante do país.

Nos últimos anos, houve um crescimento expressivo na perfuração de poços tubulares profundos. O órgão gestor no Estado de São Paulo, o Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), não está estruturado para organizar os dados das perfurações já existentes, de acrescentar novos dados e, o que é mais grave, de atuar na fiscalização das obras de captação

(São Paulo, 2003). A enorme quantidade de poços clandestinos e o descontrole quanto à situação dos poços antigos são problemas que crescem a cada dia. Poços desativados, muitas vezes por interferência do cone de rebaixamento em locais muito explorados, comumente são abandonados sem as devidas medidas de proteção à contaminação.

Apesar dos problemas de consistência e integração de informações dos bancos de dados, eles são os únicos disponíveis para a caracterização hidrogeológica e para o conhecimento, ainda que parcial, da situação de exploração de água subterrânea na bacia. O banco de dados utilizado neste trabalho foi compilado a partir dos cadastros do DAEE, do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e da empresa de perfuração “Jundsondas Poços Artesianos”.

Os dados do DAEE são armazenados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIDAS). Apesar de atualmente estar sendo parcialmente disponibilizado no *site* do DAEE (<http://www.dae.sp.gov.br>), o acesso completo ao SIDAS é ainda bastante difícil e só pode ser feito diretamente na central, na cidade de São Paulo. Os dados da CPRM estão organizados em um banco de dados também denominado Sistema de Informações de Águas Subterrâneas, mas cuja sigla é SIAGAS. Os dados do SIAGAS têm abrangência nacional e estão disponibilizados para o público no *site* da CPRM (<http://www.cprm.sp.gov.br>). A fonte dos dados do SIAGAS para o Estado de São Paulo é o DAEE e a Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo (SABESP). Os dados da Jundsondas foram gentilmente fornecidos pela empresa, em fichas do seu cadastro interno.

A integração de informações dos poços em um único banco de dados não é um processo simples e automático, pois cada um possui formato diferente, numeração diferente e há repetições de poços. Por este motivo, foi necessário um trabalho criterioso de consistência de dados para eliminar poços repetidos ou outros que não correspondessem à realidade.

Na compilação dos bancos de dados, foram obtidos 1.045 poços cadastrados. Infelizmente, a maior parte deles não pôde ser incluída no estudo devido a erros ou à ausência de dados essenciais. A ausência de certas variáveis, como dados de produtividade, vazão de exploração ou coordenadas geográficas, impossibilita a avaliação em termos de disponibilidade hídrica ou em qualquer outro tipo de pesquisa. Estes problemas surgem devido à falta de um banco de dados padronizado e de fácil consulta que, por lei, é responsabilidade dos órgãos gestores dos recursos hídricos.

O gráfico da Figura 6.1 mostra a porcentagem de erros e de ausência de dados dos bancos de dados utilizados nesta compilação. Foram consideradas algumas categorias de dados que são fundamentais para o estudo hidrogeológico, tanto no setor técnico-científico quanto no setor de gerenciamento dos recursos hídricos. Cabe destacar que estes são os erros facilmente

identificáveis; erros de digitação menos grosseiros, bem como erros de medida, obviamente não podem ser detectados neste tipo de avaliação.

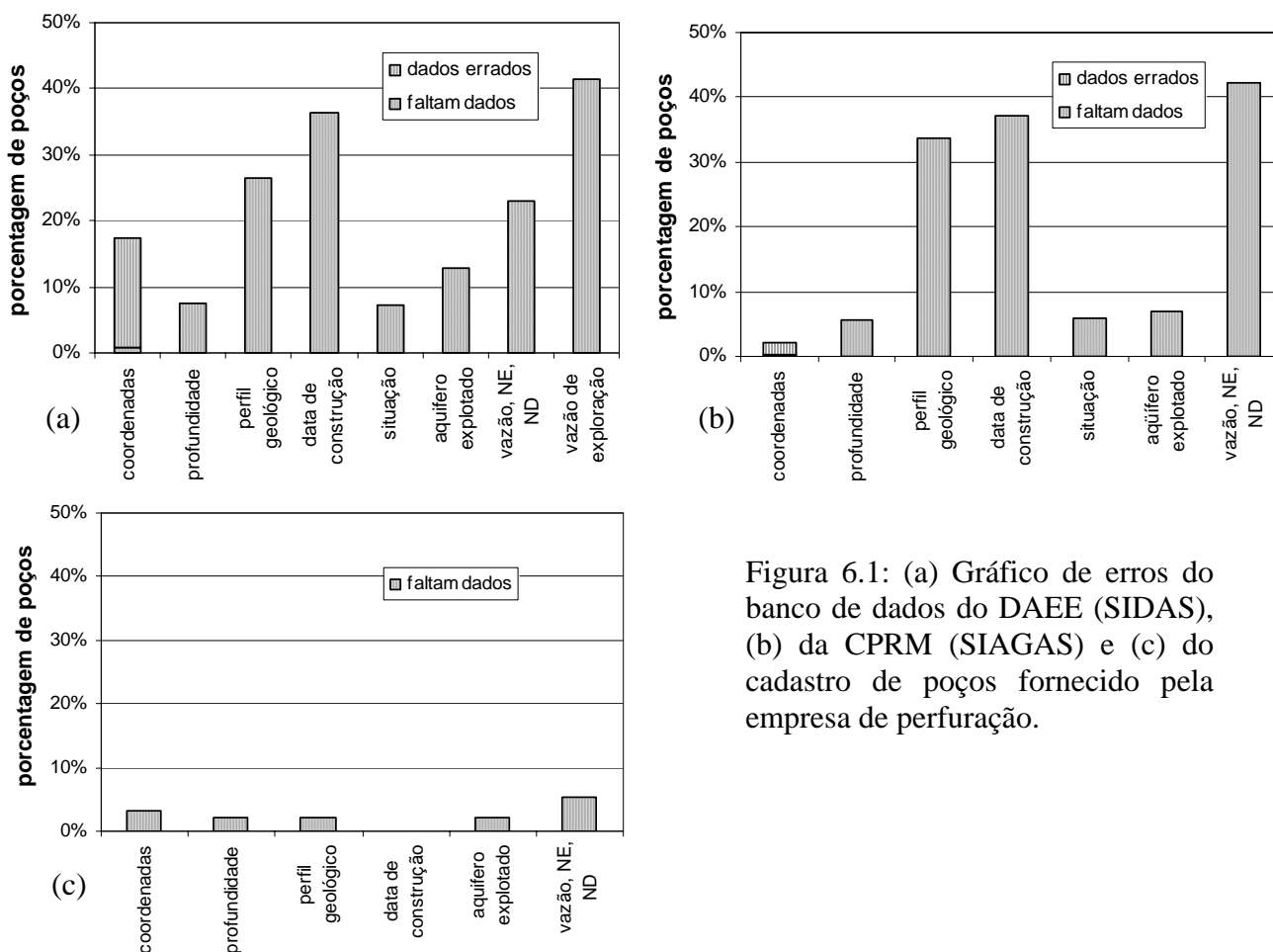


Figura 6.1: (a) Gráfico de erros do banco de dados do DAEE (SIDAS), (b) da CPRM (SIAGAS) e (c) do cadastro de poços fornecido pela empresa de perfuração.

Todos os poços que possuem coordenadas de localização estão plotados no mapa do apêndice B. A numeração original dos poços foi mantida, já que cada novo levantamento ou compilação de dados tem adotado uma numeração diferente, dificultando consultas posteriores.

Alguns dados cadastrais dos poços são apresentados no apêndice C onde constam as seguintes variáveis: número do poço, coordenadas geográficas (UTM), cota da boca do poço (m), vazão (m^3/h), nível estático (m), nível dinâmico (m), profundidade do poço (m), município, endereço, bairro, proprietário, uso da água, situação do poço, data de construção e fonte dos dados.

6.2. EVOLUÇÃO DO NÚMERO DE POÇOS E USO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

De acordo com os dados cadastrais, o início da perfuração de poços na bacia do rio Jundiá data do começo do século XX. O poço mais antigo de que se tem registro foi instalado

em 1928 e, a partir daí, o número de perfurações de poços por ano aumenta lentamente até o início dos anos 70 (Figura 6.2). Durante a década de 70, o número de perfurações cresce exponencialmente até 1980 e, em 1981, sofre uma queda brusca. Ao longo da década de 80 e até o final da década de 90, o número de perfurações por ano se mantém relativamente baixo e segue outro crescimento importante de 1997 até o ano 2000. A partir de 2001 ocorre nova queda.

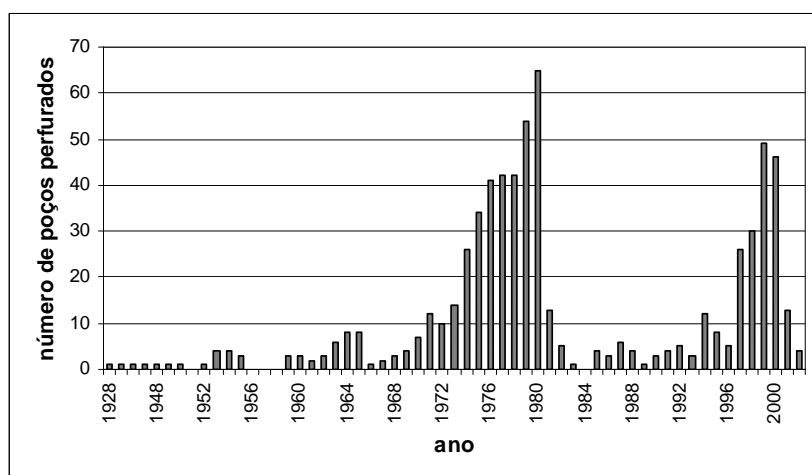


Figura 6.2: Número de poços perfurados por ano na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes de acordo com o banco de dados compilado neste trabalho.

Considerando-se a existência de muitos poços clandestinos e as deficiências dos bancos de dados oficiais, é possível que, na realidade, o número de perfurações por ano tenha evoluído de forma um pouco diferente. No entanto, Oda (1998) mostra resultados semelhantes para a evolução do número de poços por ano na região entre Salto de Pirapora e Itu (Figura 6.3). Naquela área, também se observa um crescimento acentuado do número de perfurações por ano ao longo da década de 70 e uma queda brusca em 1981. Há, porém, uma diferença no crescimento durante a década de 80, onde se nota forte incremento no ano de 1985, o que não ocorre na região de Jundiá.

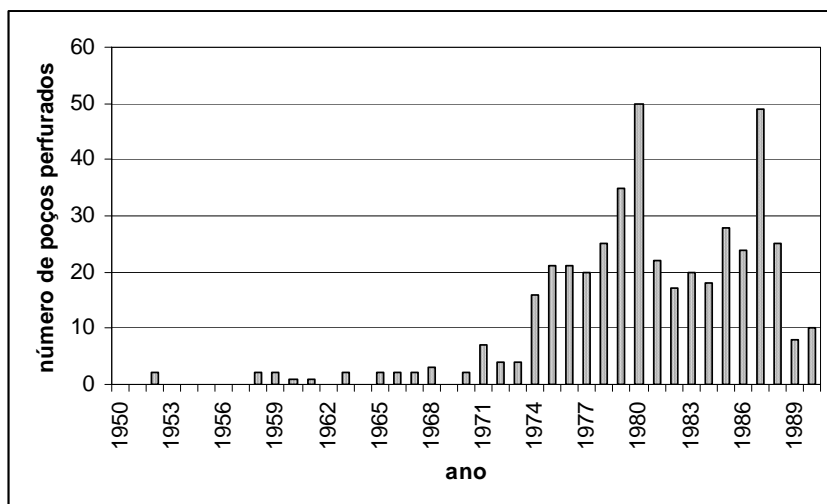


Figura 6.3: Gráfico de evolução do número de poços construídos por ano na região entre Salto de Pirapora e Itu (Oda, 1998).

Por vários motivos, muitos dos poços perfurados não estão ativos atualmente. Os poços têm vida útil limitada e pode haver problemas de obstrução da cavidade, diminuição da produtividade, rebaixamento do nível d'água, dentre outras causas. Em 1996, houve uma checagem da situação de grande parte dos poços cadastrados. O gráfico da Figura 6.4 mostra que 80% destes poços estavam equipados, 11% estavam abandonados, 3% não foram checados e o restante, por algum motivo, não estavam sendo utilizados ou não haviam sido instalados.

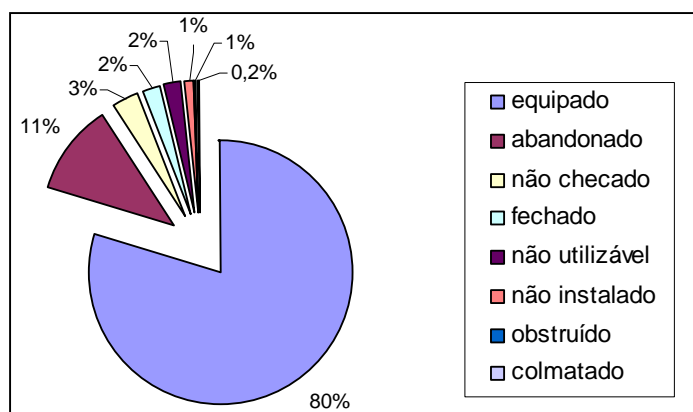


Figura 6.4: Situação dos poços na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes a partir de 1996, de acordo com o banco de dados SIAGAS.

Frente a estes fatos, coloca-se uma questão: os poços abandonados são, necessariamente, os mais antigos ou eles são abandonados por motivos de interferência entre cones de rebaixamento e queda da produtividade? O gráfico da Figura 6.5 mostra que as maiores porcentagens de poços abandonados são aqueles construídos nas décadas de 40, 50, 60 e no ano de 1981, ano seguinte ao forte incremento na perfuração de poços da década de 70.

Com tal variação na exploração dos aquíferos ao longo das décadas, surge o questionamento quanto à variação dos níveis d'água como consequência do rebaixamento provocado pela extração. Este assunto é discutido no último item deste capítulo.

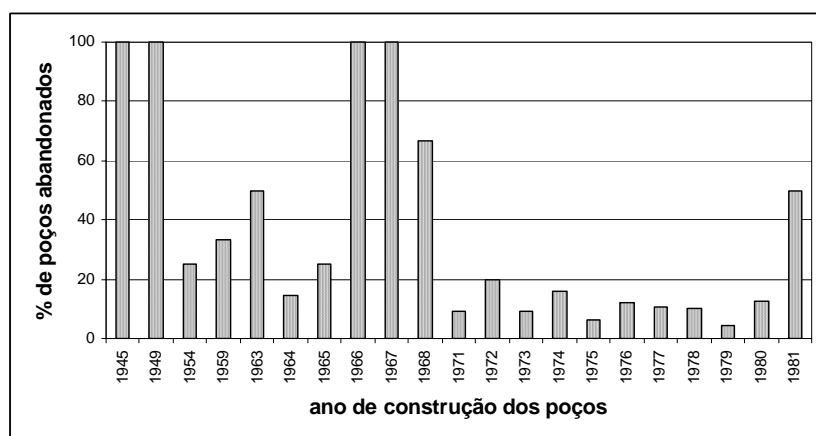


Figura 6.5: Porcentagem de poços abandonados por ano de construção na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes de acordo com o banco de dados compilado.

Dentre os poços cadastrados, 84,4% trazem informações quanto ao uso da água subterrânea na área de estudos (Figura 6.6). A maior parte (39%) se destina ao abastecimento industrial, 18% ao uso doméstico; 9% não estavam sendo utilizados; porcentagens iguais de 8% se destinavam ao abastecimento urbano e a outros usos como, por exemplo, para lazer; 7% eram usados para irrigação; 6% para serviços (como postos de gasolina etc); 4% para pecuária; apenas 1% para usos múltiplos e menos de 1% para mineração e piscicultura.

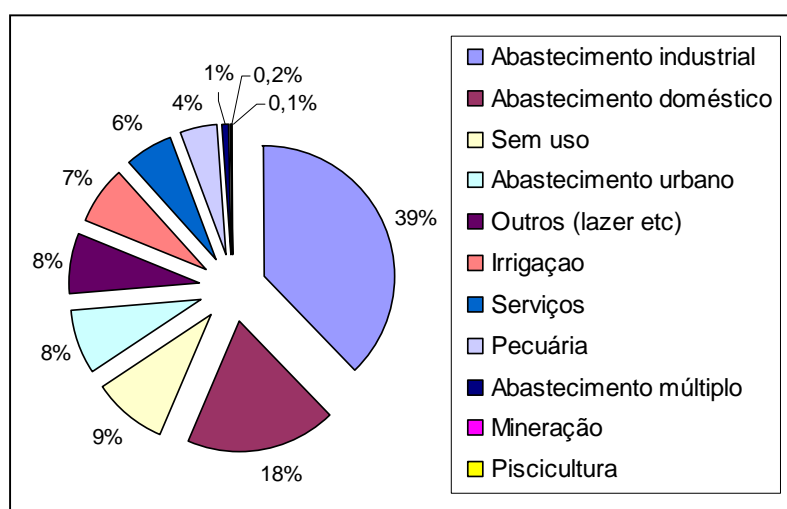


Figura 6.6: Uso da água subterrânea na bacia do rio Jundiaí e áreas adjacentes.

6.3 CARACTERIZAÇÃO DOS SISTEMAS AQÜÍFEROS COM BASE NOS DADOS DE POÇOS TUBULARES PROFUNDOS

Neste item são analisados os dados de capacidade específica, vazão, níveis d'água e profundidade dos poços tubulares profundos que exploram o Sistema Aquífero Cristalino, o Sistema Aquífero Tubarão, ambos os sistemas aquíferos e o Sistema Aquífero Cenozóico na bacia do rio Jundiaí e áreas adjacentes.

6.3.1 Sistema Aquífero Cristalino

No banco de dados compilado existem 899 poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino da área de estudos (apêndice C). Destes, 362 se situam dentro dos limites da bacia do rio Jundiaí e os restantes estão nas adjacências (apêndice B).

Do total de poços cadastrados situados no Cristalino, 47% exploram apenas a rocha fraturada, 1,4% exploram apenas o manto de intemperismo, 7% exploram tanto o manto de intemperismo quanto a rocha sã e o restante (quase 45%) não apresenta tal informação. Muitas vezes faltam perfis geológicos e construtivos nos bancos de dados disponíveis e, portanto, a porcentagem de poços que exploram apenas o manto de alteração pode ser bem maior. A Figura 6.7 mostra alguns perfis geológico-construtivos típicos dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na área de estudos, conforme consta no banco de dados compilado.

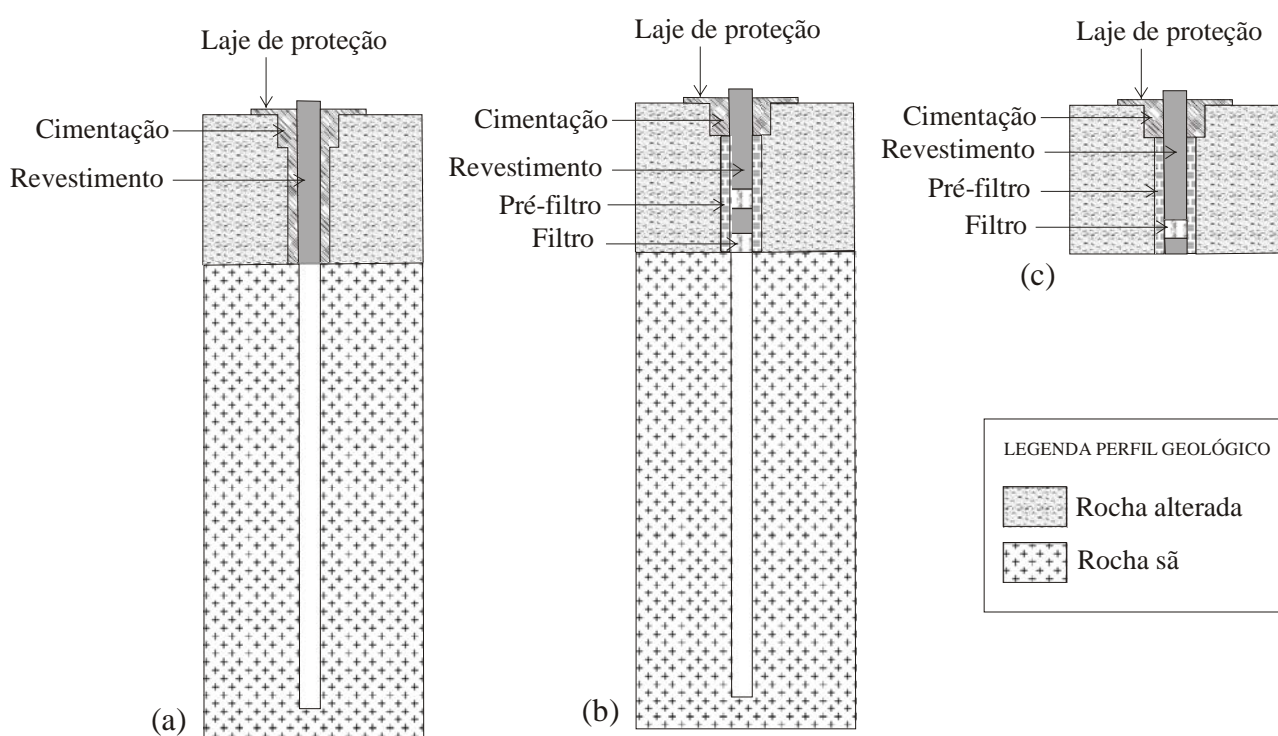


Figura 6.7: Perfis geológico-construtivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram (a) apenas a rocha sã, (b) tanto a rocha sã quanto o manto de intemperismo e (c) apenas o manto de intemperismo do Sistema Aquífero Cristalino na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (sem escalas).

A profundidade dos poços é uma variável que depende muito da escolha do perfurador, das necessidades do cliente e do tipo de uso pretendido. Sabe-se, por exemplo, que muitas vezes há avanço na perfuração de um poço apenas para aumentar o faturamento na obra, independentemente da possibilidade de se obter melhor produtividade em profundidades maiores. Certamente, tais fatores influenciam nos parâmetros estatísticos e na distribuição dos valores aqui apresentados. De qualquer forma, é interessante notar que a distribuição da profundidade dos poços do Sistema Aquífero Cristalino tende a ser do tipo normal (Figura 6.8).

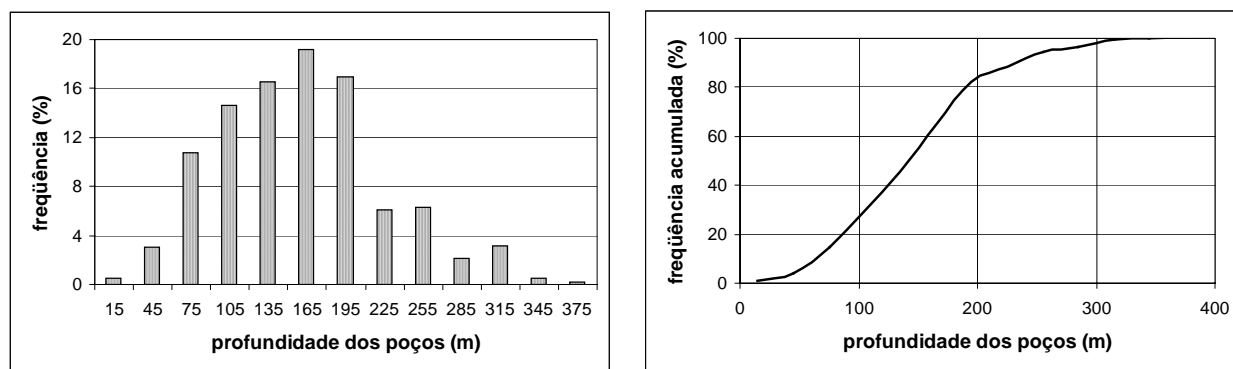


Figura 6.8: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

Os poços que exploram apenas o manto de intemperismo têm profundidade média de 30 metros e mediana de 20 metros; o valor mínimo é 5,4 e o máximo, 68 metros. Já os poços que exploram apenas a rocha sã, ou tanto o manto de intemperismo quanto a rocha sã, têm profundidade média de 156 metros e mediana de 150 metros; o valor mínimo é de 12 e o máximo chega a 370 metros. O desvio padrão está em torno dos 64 metros, com coeficiente de variação de 40,8 %.

A vazão dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino apresenta distribuição exponencial (Figura 6.9), refletindo a grande quantidade de valores baixos e a pequena quantidade de valores altos, como é típico nos aquíferos fraturados. A vazão média é de $7,6 \text{ m}^3/\text{h}$ e a vazão mediana, mais significativa do que a média neste tipo de distribuição, é de $4,8 \text{ m}^3/\text{h}$. O valor mínimo encontrado é $0,03 \text{ m}^3/\text{h}$ e o valor máximo considerado seguro, é $96 \text{ m}^3/\text{h}$. Quatro valores extremamente altos (iguais a 101,9; 130,6; 359,5 e $1246,0 \text{ m}^3/\text{h}$) foram considerados possíveis erros de medida ou erros de digitação e foram excluídos da análise estatística. O desvio padrão é de $9,9 \text{ m}^3/\text{h}$, com coeficiente de variação de 131%. O gráfico de frequência acumulada da vazão mostra que em quase 90% dos poços a vazão de estabilização é menor do que $10 \text{ m}^3/\text{h}$.

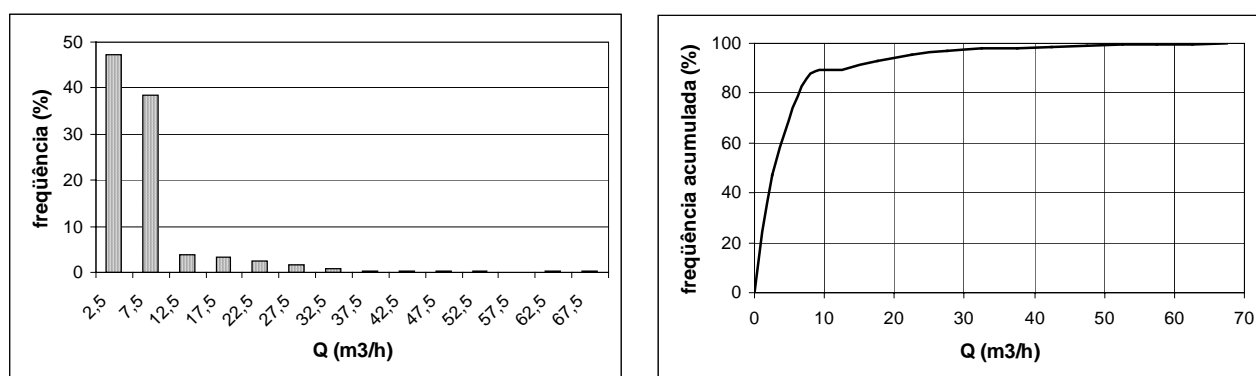


Figura 6.9: Diagramas de frequência e frequência acumulada da vazão dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

A capacidade específica, considerada o parâmetro mais representativo da produtividade do poço (Capítulo 5), apresenta distribuição log-normal (Figura 6.10). Esta distribuição também é consequência da existência de muitos valores baixos e de poucos valores altos. A capacidade específica média é de $0,24 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, mas a mediana é de apenas $0,07 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. O valor mínimo é $0,0002 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e o máximo considerado seguro é $10,6 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Da mesma forma que a vazão, alguns valores muito altos de capacidade específica ($13,5$; $46,3$ e $199,7 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) foram descartados pela possibilidade de constituírem erros de medida. O desvio padrão é de $0,64 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e o coeficiente de variação chega a 264%.

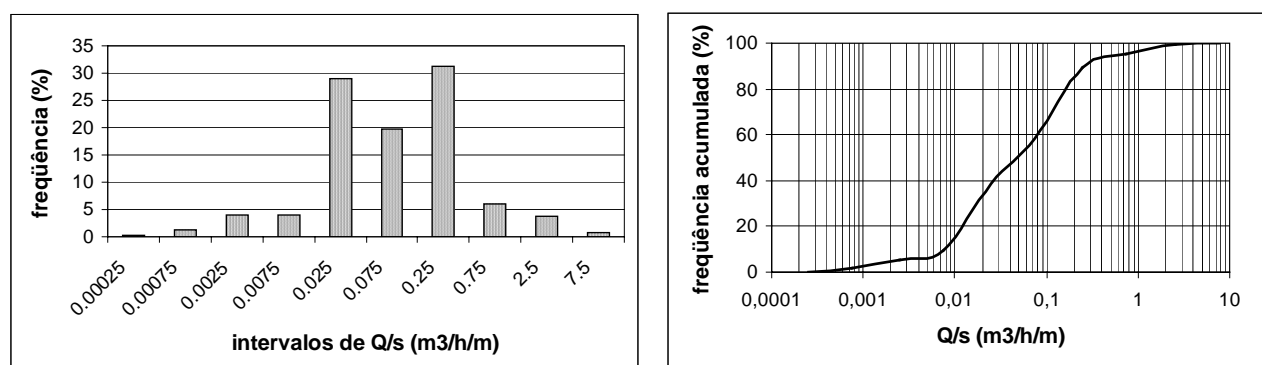


Figura 6.10: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

As distribuições da profundidade dos níveis estático (NE) e dinâmico (ND) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino são distintas, a primeira é exponencial e a segunda é do tipo log-normal (figuras 6.11 e 6.12). A profundidade média do NE é de 14 metros e a mediana é de 10 metros, com valor mínimo de 0,34 e máximo de 123 metros; o desvio padrão é de 13 metros e o coeficiente de variação, é de quase 94 %. Para o nível dinâmico, obteve-se profundidade média de aproximadamente 91 metros, mediana de 82 metros, desvio padrão de 50,3 metros e coeficiente de variação de aproximadamente 56 %.

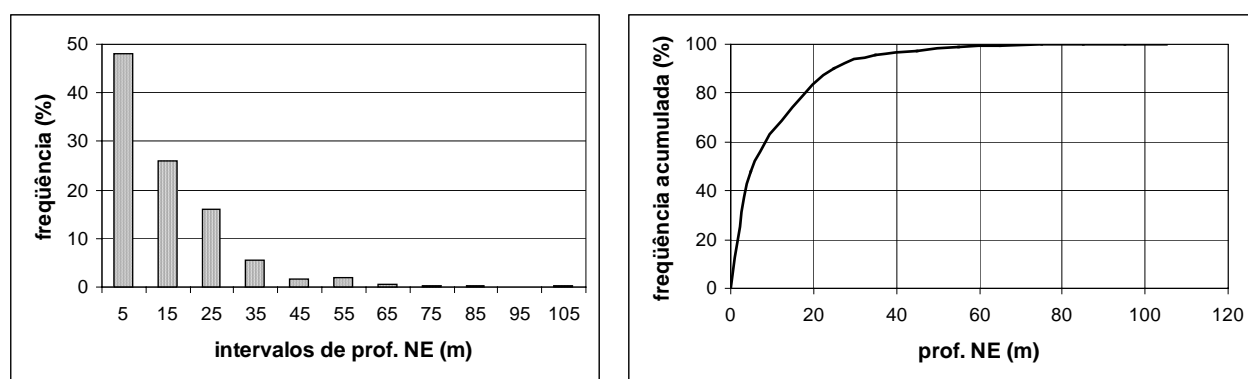


Figura 6.11: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

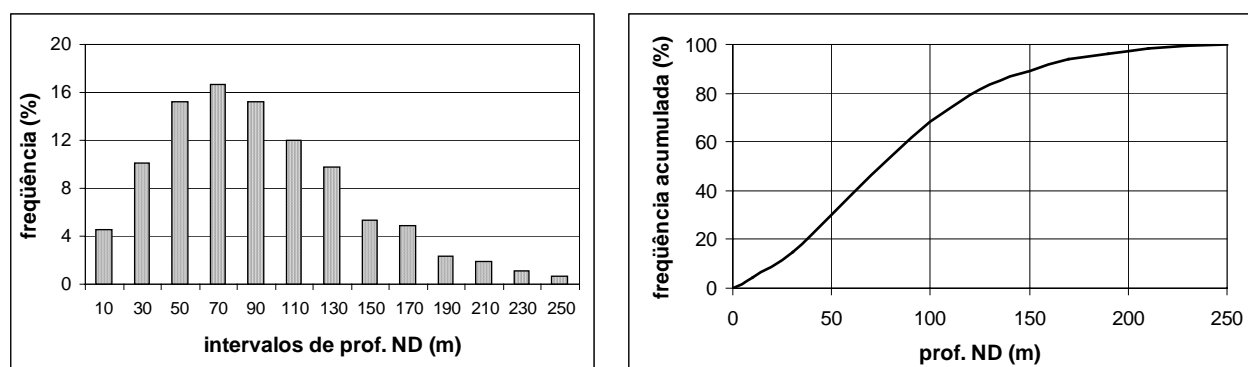


Figura 6.12: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

6.3.1.1 Potenciometria do Sistema Aquífero Cristalino

Na confecção do mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Cristalino (Figura 6.13) foram utilizadas as cotas do NE dos poços revestidos até o topo da rocha sã, ou seja, daqueles que exploram apenas a rocha fraturada. Para minimizar possíveis efeitos de interferência ou de rebaixamento causado por superexploração do aquífero (tema discutido no final deste capítulo), foram considerados apenas os poços construídos na década de 70.

O mapa potenciométrico aqui apresentado é regional, mostrando a tendência geral de escoamento da água subterrânea. Não foi possível, nesta escala de trabalho, observar o comportamento anisotrópico e heterogêneo do aquífero fraturado. Como proposto por Custodio e Llamas (1996) (Figura 5.7, Capítulo 5), considera-se a existência de uma superfície potenciométrica virtual do Sistema Aquífero Cristalino. As linhas de fluxo mostram descarga da água subterrânea a partir dos altos topográficos locais em direção aos canais de drenagem e, considerando-se a bacia do rio Jundiáí como um todo, há um fluxo regional para oeste, rumo à Bacia Sedimentar do Paraná.

Assim, os interflúvios da bacia do rio Jundiáí parecem controlar, além do escoamento superficial, também o escoamento da água subterrânea. Estes altos estruturais compõem as zonas de recarga do Sistema Aquífero Cristalino. Como área de recarga, destaca-se a região da Serra do Japi, que, mais do que um simples alto topográfico, é onde se concentra a maior parte da vegetação da bacia. O papel de algumas estruturas geológicas regionais na configuração do mapa potenciométrico é bastante claro, uma vez que controlam o escoamento da rede de drenagem superficial e, conseqüentemente, as zonas de descarga. Têm destaque a zona de cisalhamento Jundiuvira e as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira, além do lineamento NW-SE da Serra do Jardim.

6.3.1.2 Variação da produtividade com a profundidade no Sistema Aquífero Cristalino

Para testar a variação da produtividade dos poços com o aumento da profundidade no Sistema Aquífero Cristalino, apresenta-se os gráficos da Figura 6.14, que relacionam os valores de capacidade específica e profundidade dos poços. Como constatado por outros autores em outros países (Davis e Turk, 1964; Banks, 1992), há diminuição da produtividade dos poços com o aumento da profundidade em terrenos de rochas cristalinas. Porém, a correlação da capacidade específica com o nível dinâmico dos poços é melhor do que com a profundidade, como pode ser constatado pelo valor do R^2 em ambos os casos. Isto pode ser consequência do fato de a profundidade dos poços nem sempre estar associada a uma melhor produtividade, uma vez que depende mais da escolha do perfurador, das questões contratuais e das possibilidades de o cliente aceitar uma obra mais dispendiosa. O nível dinâmico, no entanto, será tanto mais profundo quanto menor for a capacidade do aquífero fornecer água naquele ponto. Isto pode ser mais um bom argumento para o uso da capacidade específica como parâmetro avaliador da produtividade, uma vez que não há dados de transmissividade.

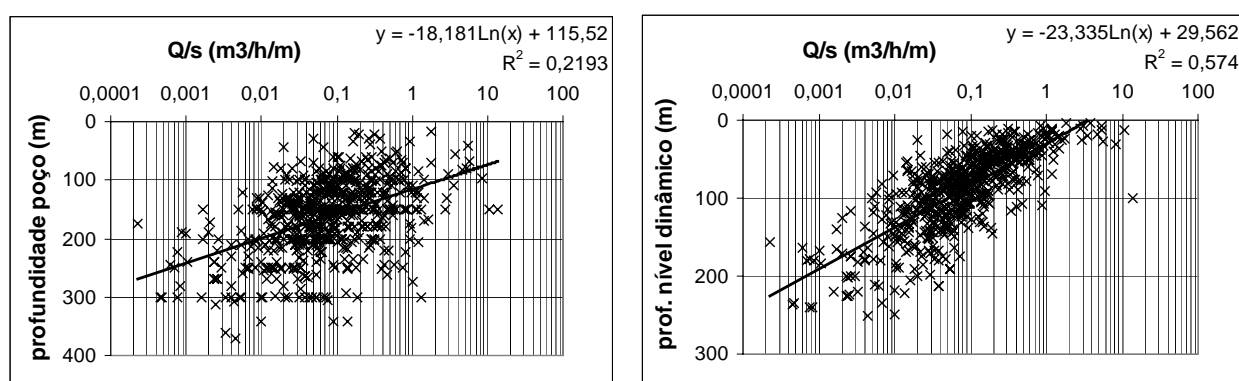


Figura 6.14: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino na área de estudos.

6.3.1.3 Variação da produtividade com o litotipo no Sistema Aquífero Cristalino

Dos 899 poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino, 645 (quase 72%) trazem informações quanto ao litotipo explorado ou tal informação foi obtida a partir da localização dos poços no mapa geológico. Os poços foram separados em quatro grupos: os que exploram apenas gnaisses, apenas granitos, apenas xistos ou apenas metassedimentos. Os poços que exploram mais de um litotipo foram excluídos desta análise.

O gráfico da Figura 6.15 mostra que a distribuição dos valores de capacidade específica nos diferentes litotipos é ligeiramente distinta. A probabilidade de se obter poços com produtividade alta nos xistos é menor do que nos gnaisses e nos granitos. Nos metassedimentos, ao contrário, há maior probabilidade de se obter poços com produtividade elevada em comparação com todos os outros litotipos. Pertencentes ao Domínio São Roque, estes metassedimentos são comumente compostos por rochas carbonáticas e calciossilicáticas, nas quais processos de dissolução devem ser os fatores colaboradores para o aumento da produtividade dos poços.

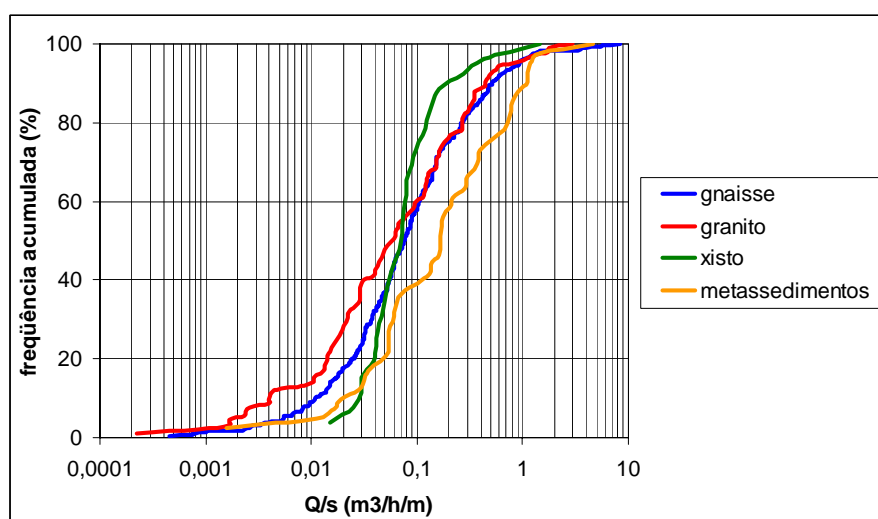


Figura 6.15: Gráfico de frequência acumulada da capacidade específica de poços que exploram os litotipos pertencentes ao Embasamento Pré-Cambriano.

6.3.1.4 Variação da produtividade com a presença de coberturas sedimentares e do manto de alteração no Sistema Aquífero Cristalino

Embora grande parte da bacia do rio Jundiáí esteja situada em terrenos cristalinos, a presença de coberturas sedimentares sobre estas rochas é bastante comum. Elas não são muito espessas, mas recobrem grandes áreas e a possibilidade de atuarem como zona de recarga sugere que, nos locais onde estão presentes, possivelmente os poços seriam mais produtivos. Para testar esta hipótese, foram selecionados os poços que exploram apenas a rocha fraturada e que possuem, na seção geológica, algum tipo de cobertura sedimentar. O gráfico de frequência acumulada (Figura 6.16) mostra que a distribuição da produtividade dos poços situados em locais com cobertura coluvial e com rochas sedimentares do Grupo Itararé é muito parecida com a dos poços sem indicação de cobertura sedimentar. Já os poços com cobertura aluvial mostram distribuição de valores consideravelmente mais elevados. Destaca-se que estes poços são revestidos até o topo da rocha sã e, portanto, está sendo testada a influência da cobertura na recarga e na produtividade do aquífero da rocha fraturada e não a produtividade do aquífero poroso constituído pela cobertura sedimentar.

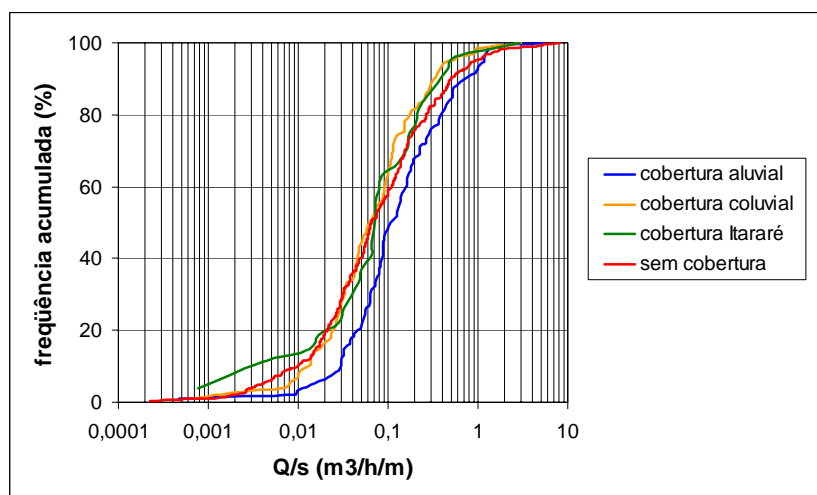


Figura 6.16: Diagrama de frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino com diferentes tipos de cobertura e sem cobertura sedimentar.

Outro dado interessante neste tipo de análise e que corrobora com o resultado apresentado acima, é a relação entre produtividade e profundidade do topo da rocha alterada. Em alguns poços, embora não esteja discriminado na seção geológica qual o tipo de cobertura sedimentar, há informação quanto à profundidade do topo da rocha alterada, que, no caso, não coincide com a superfície do terreno. O gráfico da Figura 6.17 mostra a variação da capacidade específica com a profundidade do topo da rocha alterada. Nota-se uma baixa correlação entre as variáveis, mostrando não haver influência da espessura de cobertura sedimentar diretamente na produtividade dos poços.

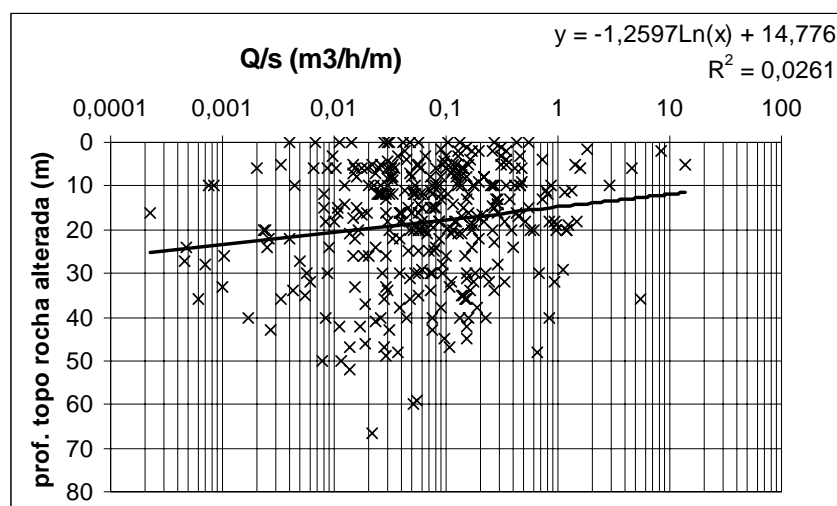


Figura 6.17: Gráfico de correlação entre a produtividade dos poços e a profundidade do topo da rocha alterada dos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

O manto de intemperismo formado a partir da alteração das rochas cristalinas, também tem sido apontado como importante fonte de recarga do Sistema Aquífero Cristalino. Para testar a influência deste fator, foram selecionados os poços com dados relativos à profundidade do topo da rocha sã e do revestimento (Figura 6.18). Normalmente, o revestimento é utilizado na seção do poço onde a rocha é alterada para evitar desmoronamento das paredes ou uma possível

contaminação pelas águas do freático. Assim, considera-se que a variável profundidade do revestimento reflita a profundidade do topo da rocha sã e, conseqüentemente, onde esta variável é maior, maior é a espessura do manto de intemperismo. Embora as variáveis topo da rocha sã e profundidade do revestimento tenham o mesmo significado, elas são apresentadas em gráficos distintos, pois nem todo poço que traz uma informação traz a outra, isto é, as amostras são diferentes. Porém, a correlação é baixa em ambos os casos.

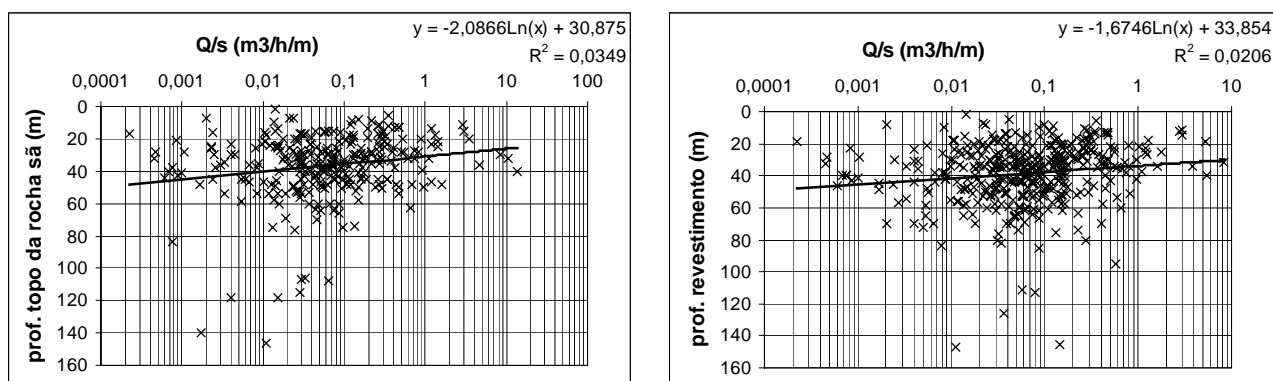


Figura 6.18: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade do topo da rocha sã e do revestimento nos poços que exploram o Sistema Aquífero Cristalino.

Embora a espessura de cobertura sedimentar ou de manto de alteração não exerça influência direta na produtividade dos poços, isto não significa que estas camadas não contenham água em quantidades interessantes para a exploração. O manto de intemperismo tem sido indicado como uma zona potencialmente produtora de água e, de fato, apresenta tendências de produtividades melhores do que a encontrada na rocha fraturada. O gráfico da Figura 6.19 mostra que a distribuição da produtividade nos poços que exploram apenas a rocha fraturada ou tanto a rocha fraturada quanto o manto de alteração tende a ser menor do que a produtividade dos poços que exploram apenas o manto intemperizado.

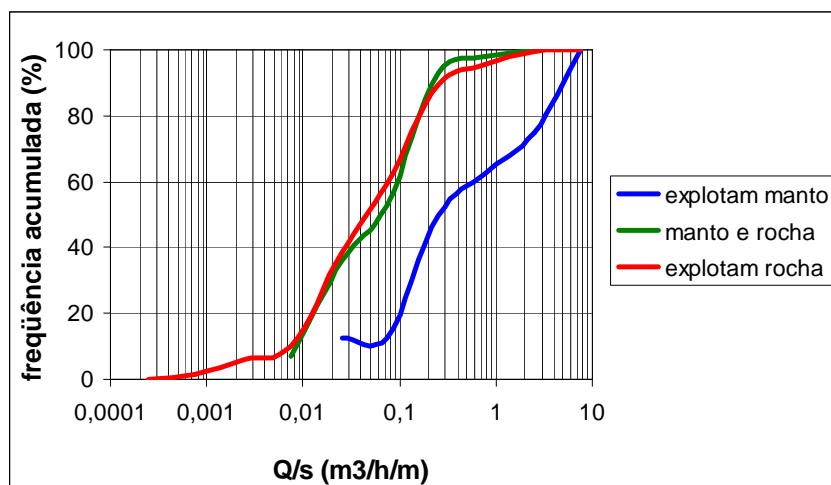


Figura 6.19: Diagrama de frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram apenas o manto de intemperismo, o manto e a rocha sã e apenas a rocha sã no Sistema Aquífero Cristalino.

6.3.2 Sistema Aquífero Tubarão

Apenas uma pequena porção da área de estudos engloba o Sistema Aquífero Tubarão, onde estão cadastrados 67 poços tubulares profundos (apêndices B e C). Dentre estes, 36 (54%) trazem informações quanto ao perfil geológico; a maior parte não atinge o topo do Embasamento Pré-Cambriano, mas 17 deles chegam até o topo da rocha cristalina a profundidades que variam de 52 a 180 metros. Alguns perfis típicos destes poços são ilustrados na Figura 6.20.

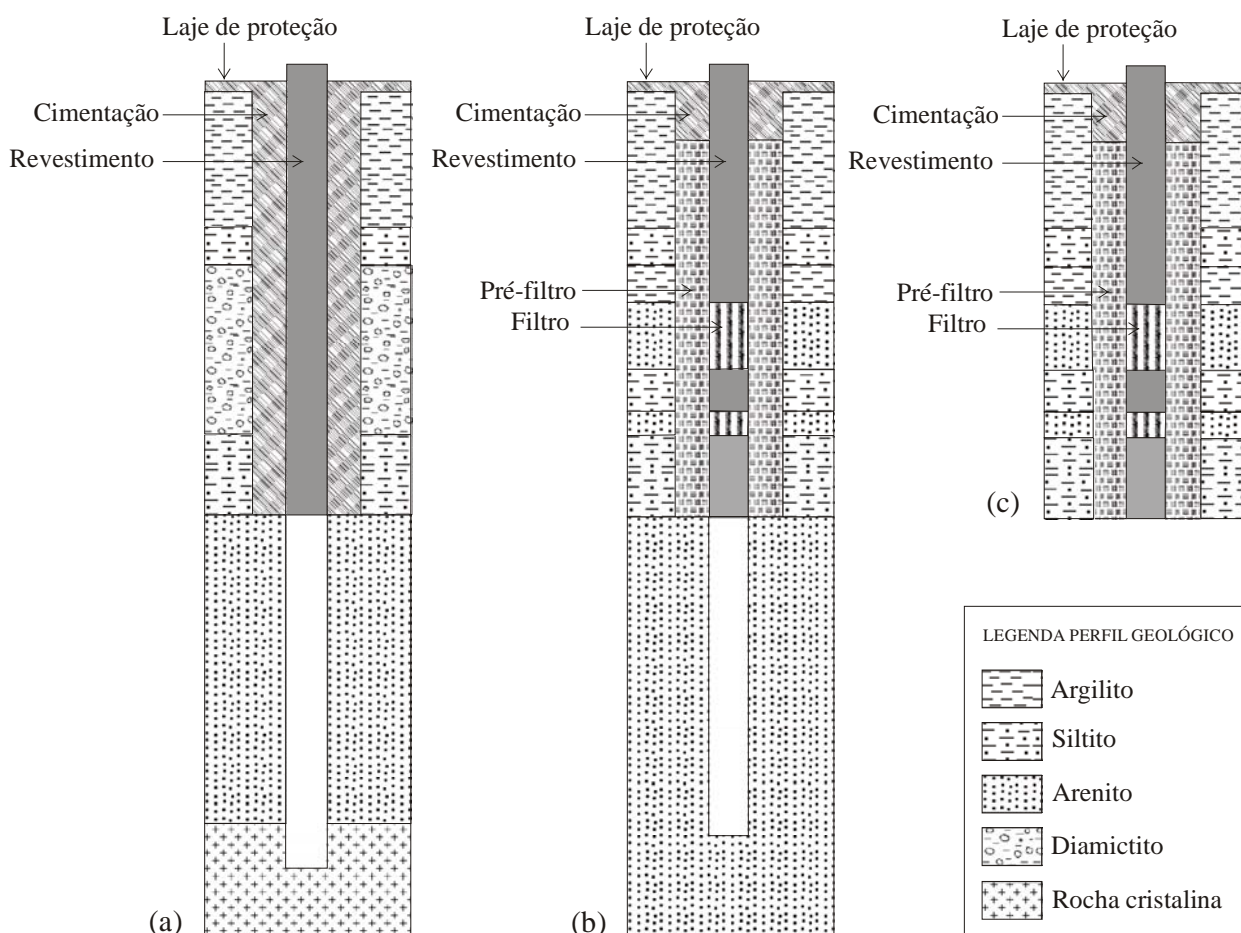


Figura 6.20: Perfis geológico-constructivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (sem escalas).

A profundidade dos poços apresenta uma distribuição que tende a ser log-normal (Figura 6.21). A profundidade média é de aproximadamente 137 e a mediana 125 metros, o valor mínimo é 6 metros e o máximo 331 metros. O desvio padrão é de 76 metros e o coeficiente de variação, 55,5%.

A distribuição dos valores de vazão não mostra um padrão muito bem definido, mas pode-se dizer que tende a ser exponencial (Figura 6.22). O valor médio é de aproximadamente 8 m³/h e a mediana 5,5 m³/h, o valor mínimo registrado é de 0,6 m³/h e o máximo 33 m³/h. O desvio padrão fica em torno dos 8 m³/h e o coeficiente de variação é de 98%.

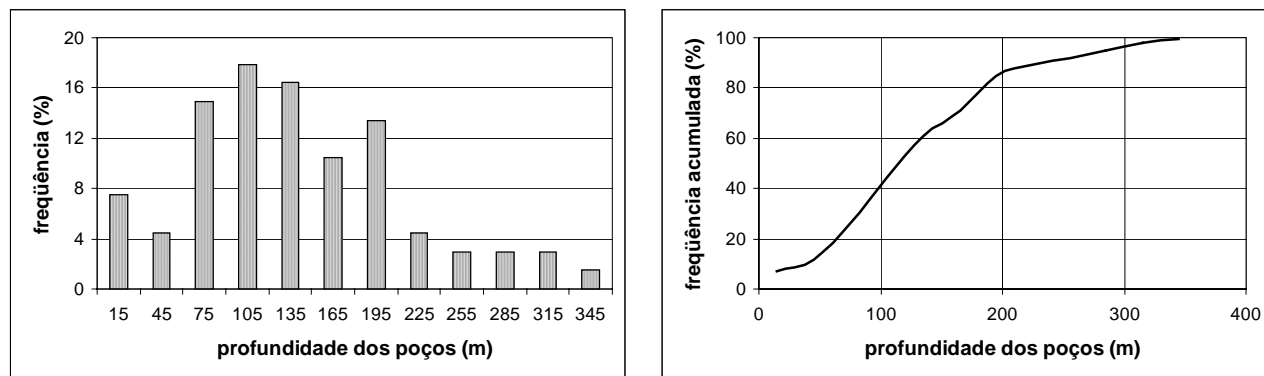


Figura 6.21: Diagramas de freqüência e freqüência acumulada da profundidade dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

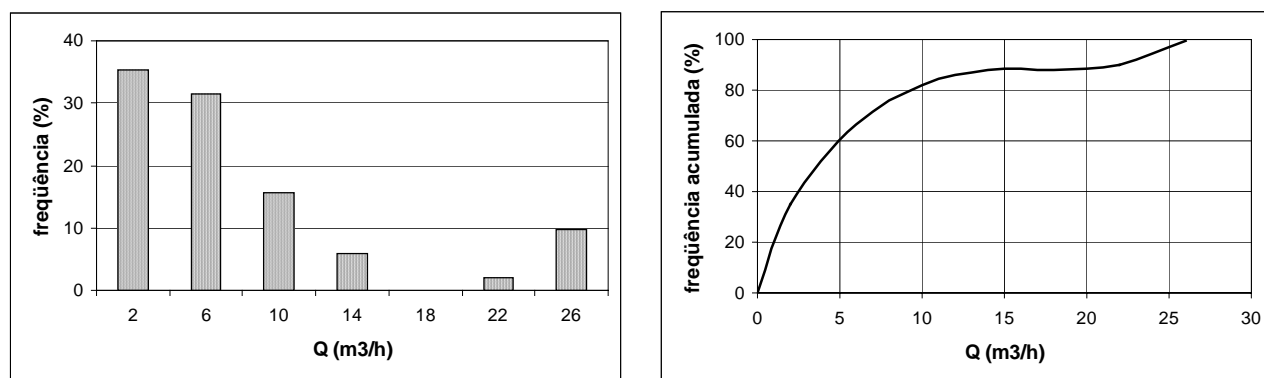


Figura 6.22: Diagramas de freqüência e freqüência acumulada da vazão dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.

A capacidade específica apresenta distribuição que tende a ser do tipo normal (Figura 6.23). O valor médio é de 0,32 m³/h/m e a mediana é de 0,09 m³/h/m, com mínimo de 0,007 e máximo de 4,8 m³/h/m. O desvio padrão é de 0,77 m³/h/m, com coeficiente de variação de aproximadamente 237%.

Da mesma forma que no Sistema Aquífero Cristalino, a distribuição dos valores do nível estático e do nível dinâmico no Sistema Aquífero Tubarão tendem a ser do tipo exponencial e log-normal, respectivamente (figuras 6.24 e 6.25). Porém, como no Tubarão o tamanho da amostra é menor, há algumas anomalias, mas que não chegam a mascarar totalmente a tendência da distribuição.

O nível estático médio é de aproximadamente 23 metros de profundidade e o mediano é de 18 metros; o valor mínimo está próximo a zero e o máximo é de 84,7 metros, com desvio padrão de 19 metros e coeficiente de variação de 85%. O nível dinâmico tem valor médio em torno dos 82 metros e mediano em 72 metros; o valor mínimo é de aproximadamente 6 metros e o máximo de 184 metros, com desvio padrão de 48 metros e coeficiente de variação de 59 %.

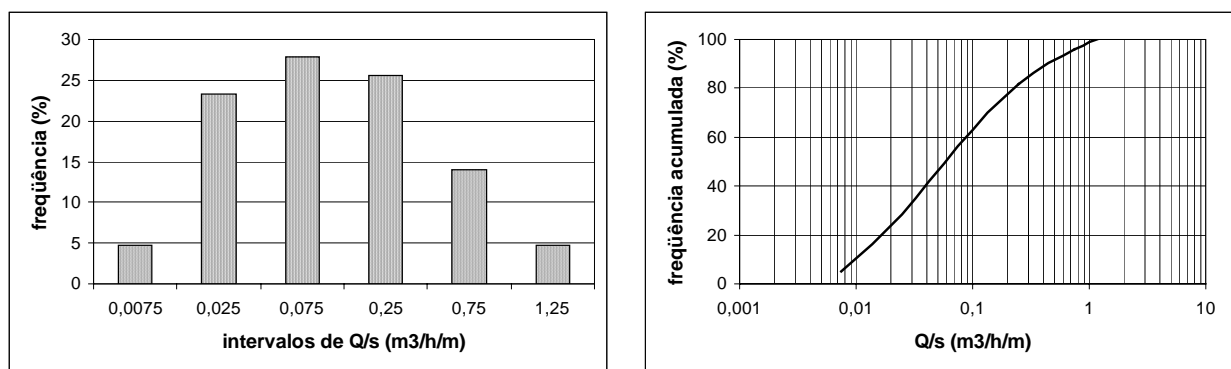


Figura 6.23: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.

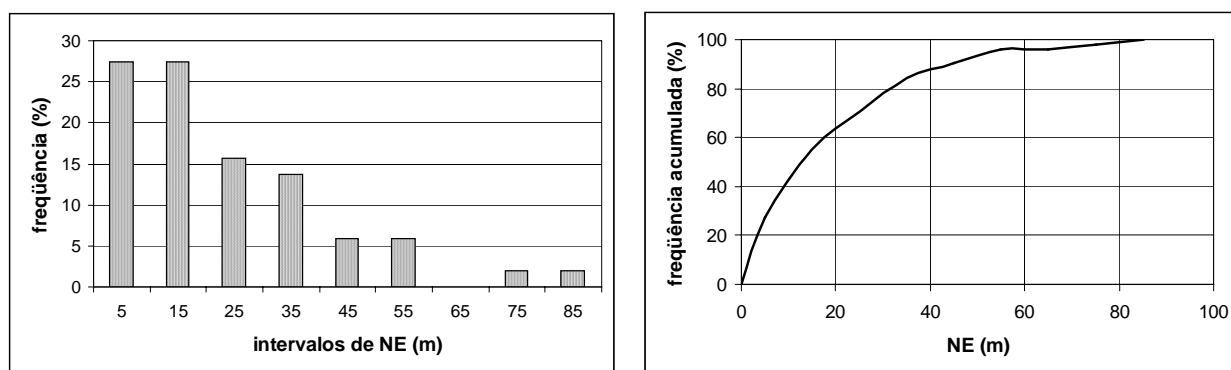


Figura 6.24: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.

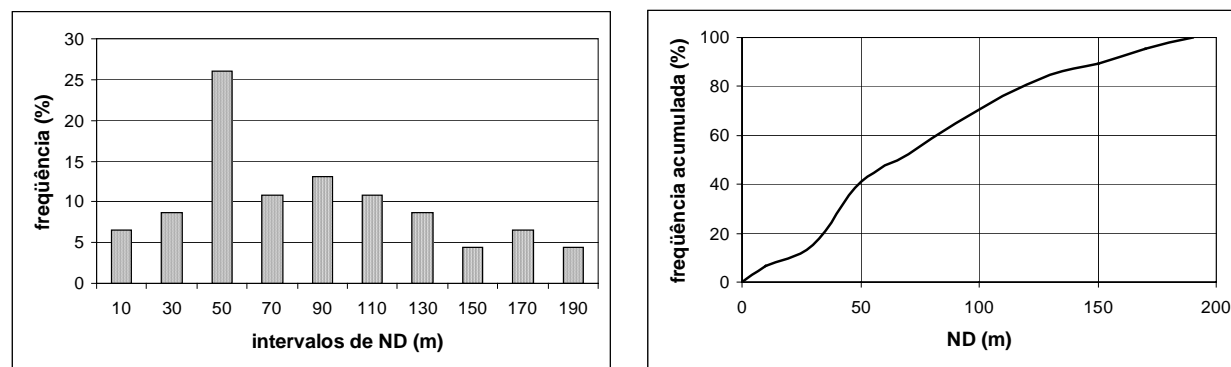


Figura 6.25: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão.

6.3.2.1 Potenciometria do Sistema Aquífero Tubarão

Para a construção do mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Tubarão (Figura 6.26) que ocorre no lado oeste da área de estudos foram consideradas as cotas do NE dos poços com filtro nas camadas do Grupo Itararé. Os poços mistos, que explotam ambos os Sistemas Aquíferos, não foram considerados.

Na porção superior do mapa, há um divisor que direciona o fluxo para o rio Capivari e, no restante da área, o fluxo se dá em direção aos rios Jundiá e Tietê. De forma similar ao Sistema Aquífero Cristalino, o fluxo regional da água subterrânea se direciona para noroeste.

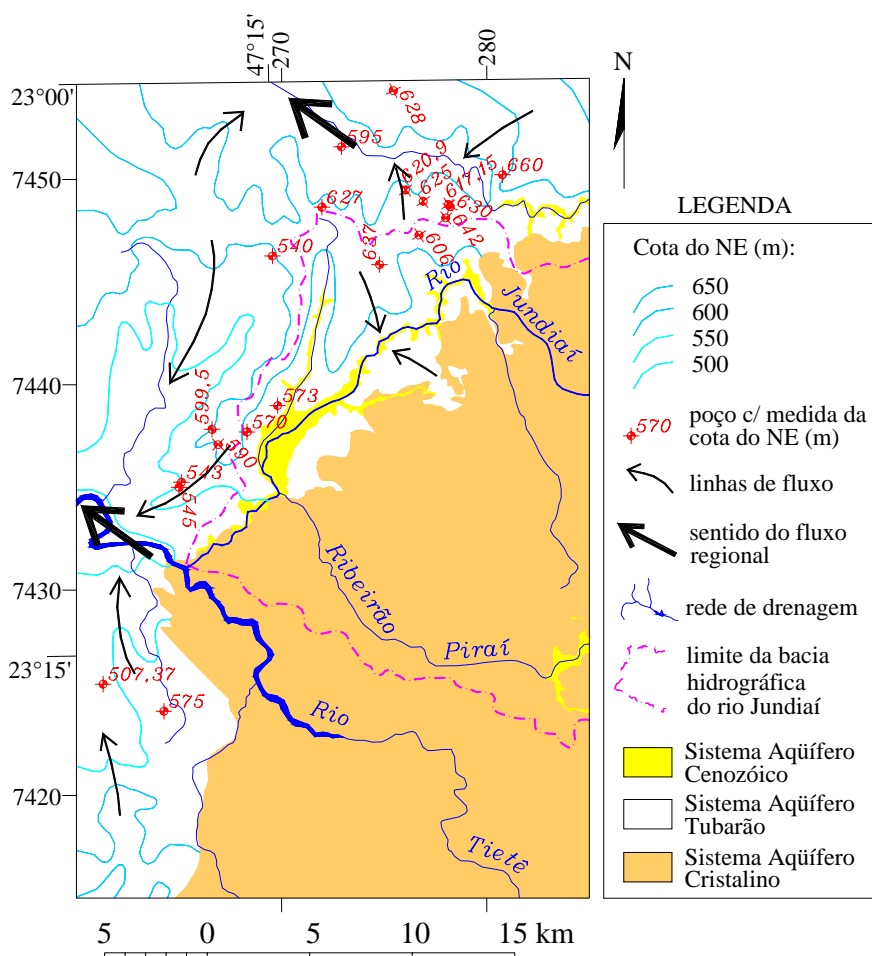


Figura 6.26: Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

6.3.2.2 Geometria do Sistema Aquífero Tubarão

Com base no perfil geológico dos poços que atravessam o Grupo Itararé e chegam ao topo do Embasamento Cristalino, foi possível montar o mapa do topo do Embasamento e o mapa de isoespessura do Sistema Aquífero Tubarão (Figura 6.27). Na interpolação dos dados foi utilizado o método da Mínima Curvatura.

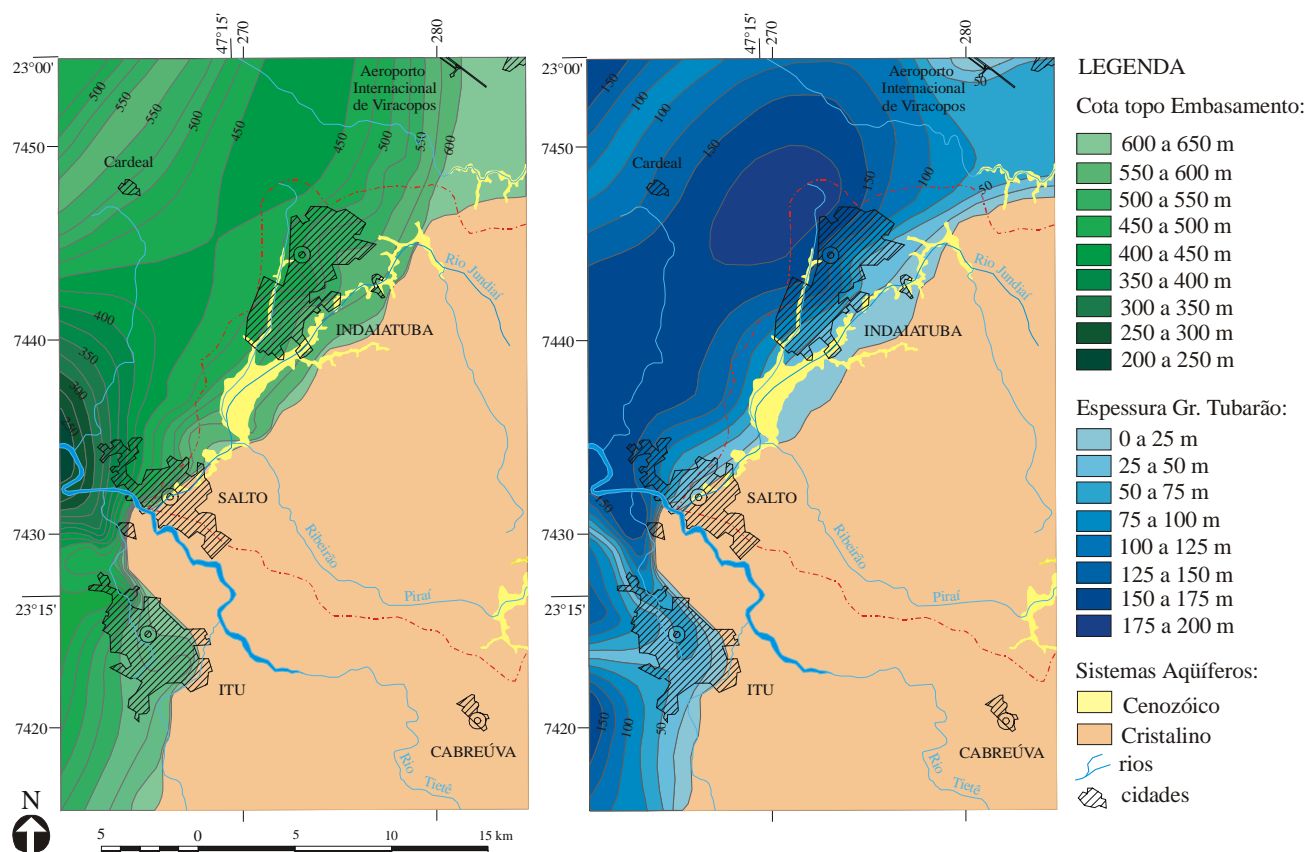


Figura 6.27: Geometria do Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes: (a) cota do topo do Embasamento Cristalino e (b) isoespessura do Grupo Tubarão.

A distribuição espacial dos poços é bastante irregular, já que as perfurações normalmente se concentram nos centros urbanos. A existência de áreas sem informação de subsuperfície dificulta a interpolação dos dados. Assim, a interpretação destes mapas deve ser feita de forma relativa, ou seja, os números apresentados nas escalas de cores (à direita, na Figura 6.27) representam uma tendência de valores. Entretanto, é possível perceber uma depressão no substrato, alongada na direção NNE-SSW e paralela aos limites entre a Bacia do Paraná e o Embasamento Cristalino. A espessura do Grupo Itararé diminui em direção ao Embasamento, ao longo de uma superfície com mergulho de aproximadamente 2° para NW, na região de Indaiatuba, e para W nas proximidades de Ituí. Em uma faixa que passa pelo lado oeste de Indaiatuba e vai até o rio Tietê, ocorrem as maiores espessuras do Sistema Aquífero Tubarão.

6.3.2.3 Variação da produtividade com a profundidade no Sistema Aquífero Tubarão

Os poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão mostram diminuição da produtividade com o aumento da profundidade. Mas, assim como no Sistema Aquífero Cristalino, a correlação entre a produtividade e o nível dinâmico dos poços é maior do que entre a produtividade e a profundidade dos mesmos (Figura 6.28).

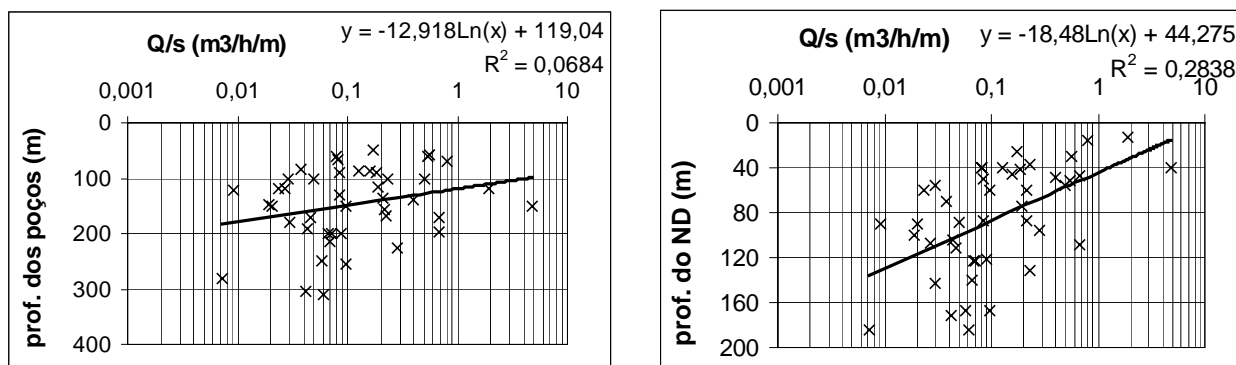


Figura 6.28: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na área de estudos.

6.3.2.4 Variação da produtividade com o litotipo no Sistema Aquífero Tubarão

Os gráficos da Figura 6.29 mostram a correlação entre a produtividade dos poços e a porcentagem dos diferentes litotipos presentes na seção geológica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão. A correlação positiva é alta para as porcentagens de arenito, mostrando forte controle litológico na produtividade dos poços.

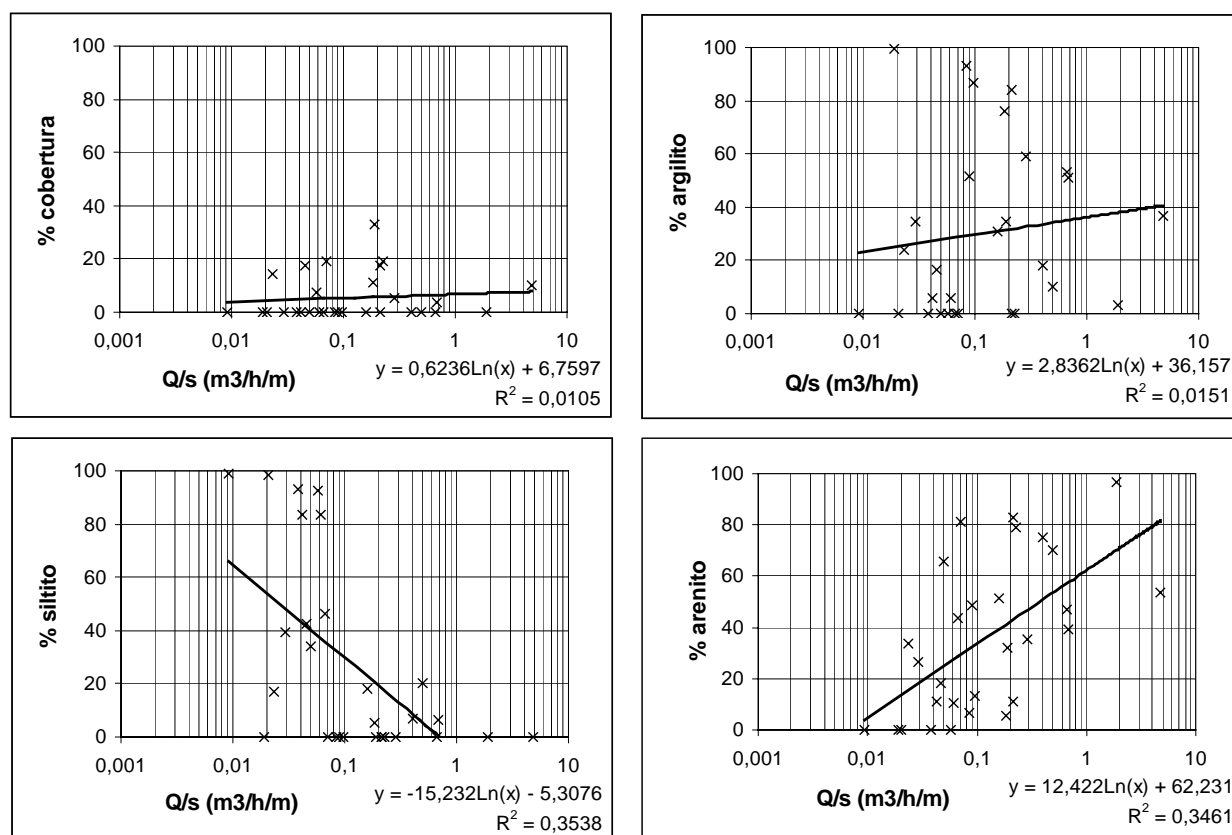


Figura 6.29: Gráfico de correlação entre a capacidade específica e a porcentagem de cobertura, argilito, siltito e arenito na seção geológica dos poços que exploram o Sistema Aquífero Tubarão na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

Além do controle litológico, há também indícios de controle estrutural na percolação da água subterrânea do Sistema Aquífero Tubarão. Próximo ao Aeroporto Internacional de Viracopos, em um corte da rodovia Santos Dumont (SP-79) (Foto 6.1), foram encontradas nascentes em juntas no arenito do Grupo Itararé. De fato, nesta área, situada nos limites da Bacia do Paraná, o papel das juntas e falhas adquire grande importância no arcabouço litológico. Abaixo do pacote de arenito ocorrem diamictitos com matriz argilosa (encobertos por vegetação, na foto) e, no contato entre ambos, também se formam nascentes, mostrando desta vez o controle do contraste litológico na percolação da água.



Fotos 6.1: Afloramento na Rodovia Santos Dumont, próximo ao Aeroporto Internacional de Viracopos. Existem (a) nascentes nas juntas de uma camada de arenito do Grupo Itararé e (b) nascentes no contato entre a camada de arenito e diamictito com matriz argilosa (encobertas pela vegetação).

6.3.3 Poços Mistos

A separação dos poços considerados mistos, ou seja, dos poços que exploram tanto o Sistema Aquífero Cristalino quanto o Sistema Aquífero Tubarão, é dificultada por não constar as profundidades de entrada d'água nos bancos de dados consultados. Contudo, ainda foi possível identificar 40 poços mistos (apêndices B e C), seja por informação presente nos bancos de dados, seja pela análise dos perfis geológico-construtivos. Estes poços possuem uma ou mais

seções com filtro no Grupo Itararé e também grande parte da seção penetrando no Embasamento Cristalino. A Figura 6.30 mostra dois perfis típicos dos poços mistos.

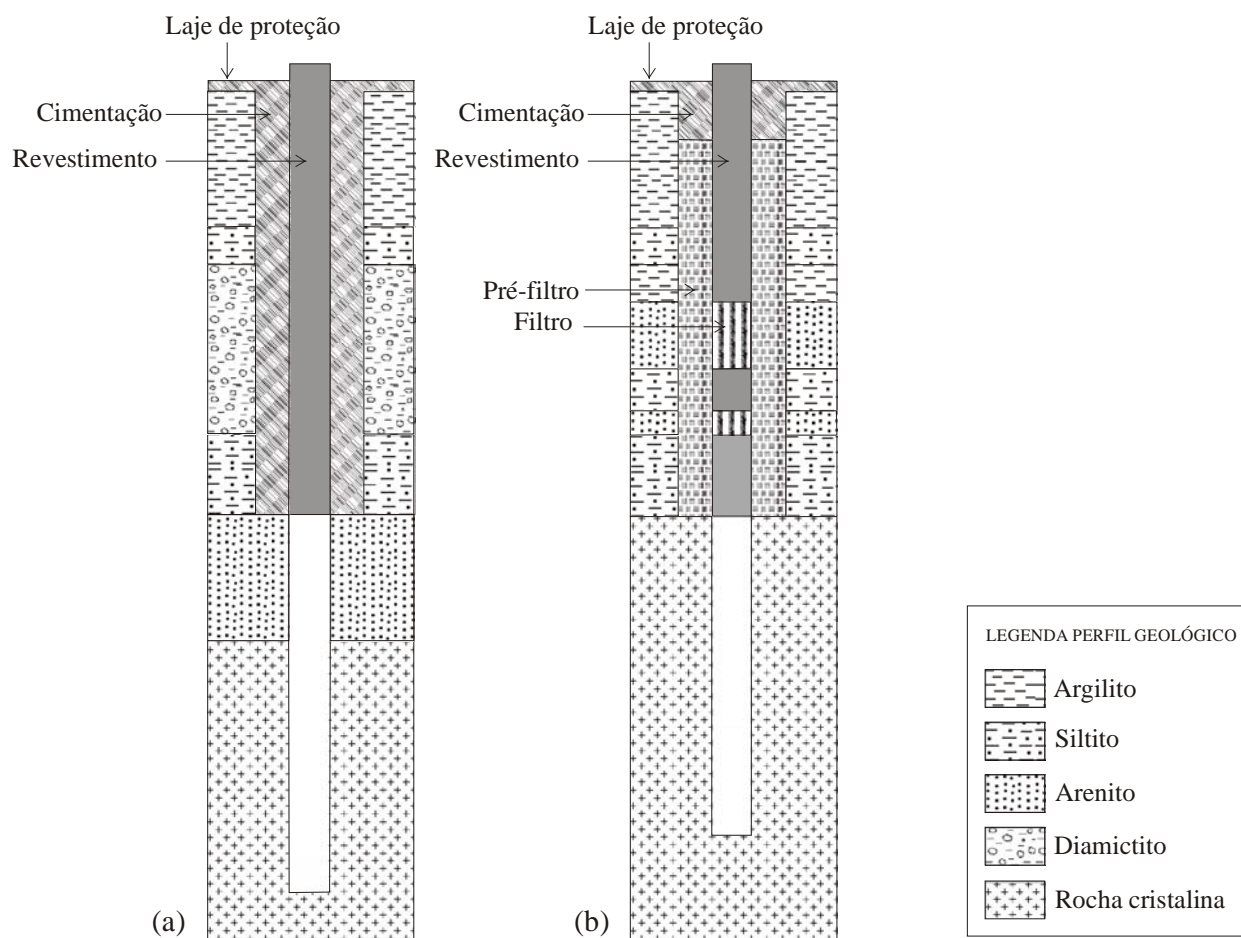


Figura 6.30: Perfis geológico-constructivos típicos dos poços tubulares profundos que exploram os Sistemas Aquíferos Tubarão e Cristalino (poços mistos) na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

Os dados de profundidade dos poços não apresentam um tipo de distribuição definido (Figura 6.31), talvez pelo pequeno tamanho da amostra. A profundidade média é de 172 metros e a mediana é de 170 metros. O valor mínimo encontrado é 43 metros e o máximo 267 metros. O desvio padrão é 59,5 metros, com coeficiente de variação de 34,5%.

A vazão, assim como nos casos anteriores, apresenta distribuição exponencial (Figura 6.32). O valor médio é de aproximadamente $6 \text{ m}^3/\text{h}$ e a mediana é de $3,8 \text{ m}^3/\text{h}$; o desvio padrão é de $7,6 \text{ m}^3/\text{h}$ e o coeficiente de variação é de aproximadamente 120%. Os valores mínimo e máximo são, respectivamente, $0,5$ e $42 \text{ m}^3/\text{h}$.

A distribuição dos valores de capacidade específica também não está muito bem definida, podendo ser normal ou log-normal (Figura 6.33). Mas, com base nos casos apresentados anteriormente, é possível que a distribuição do Q/s nos poços mistos também seja do tipo log-

normal. O valor médio é $0,11 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e a mediana fica em torno dos $0,07 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, o valor mínimo é de aproximadamente $0,009 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e o máximo, $0,68 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. O desvio padrão é $0,16 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e o coeficiente de variação é 146%.

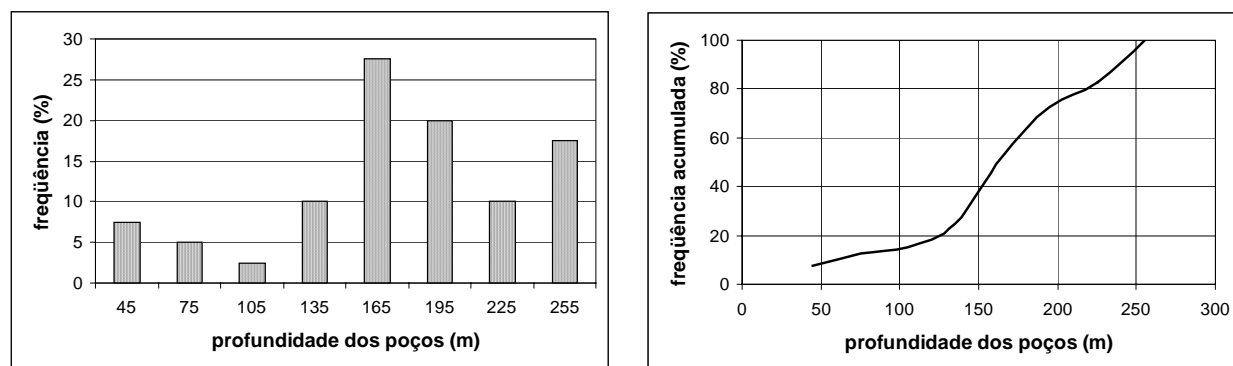


Figura 6.31: Diagramas de frequência e frequência acumulada da profundidade dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

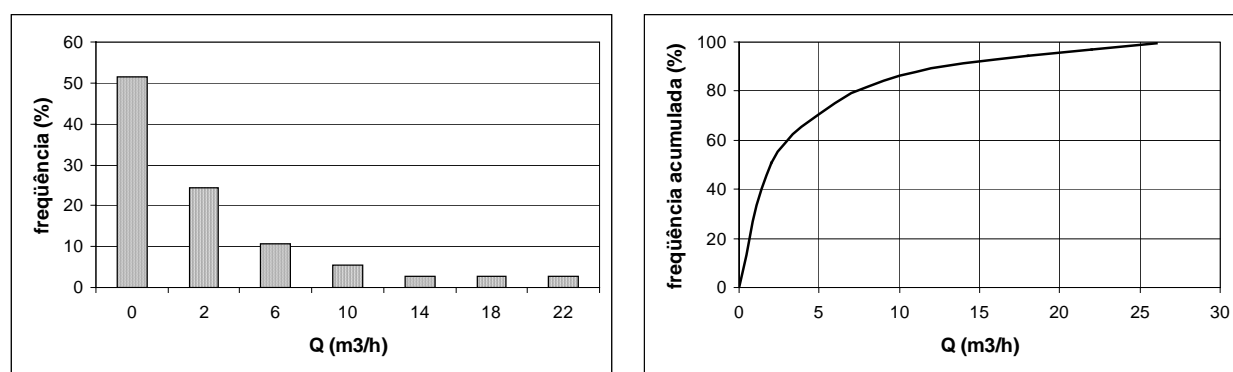


Figura 6.32: Diagramas de frequência e frequência acumulada da vazão dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

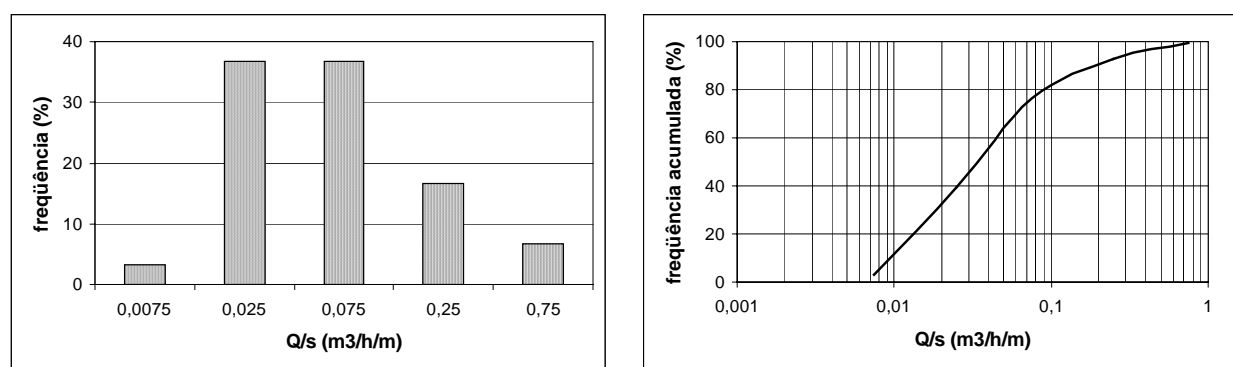


Figura 6.33: Diagramas de frequência e frequência acumulada da capacidade específica dos poços mistos.

Nos poços mistos, o nível estático apresenta distribuição log-normal (Figura 6.34) e o nível dinâmico não apresenta distribuição bem definida (Figura 6.35). O nível estático médio é de 21,6 metros e o mediano é de 19,5 metros (valor mínimo de 2,6 e máximo de 50 metros) com desvio padrão de 12,3 metros e coeficiente de variação de 57%. Já o nível dinâmico médio é de 103 metros e o mediano 98,5 metros (valores mínimo e máximo de 36 e 202 metros, respectivamente); desvio padrão de 43,13 metros e coeficiente de variação de 42%.

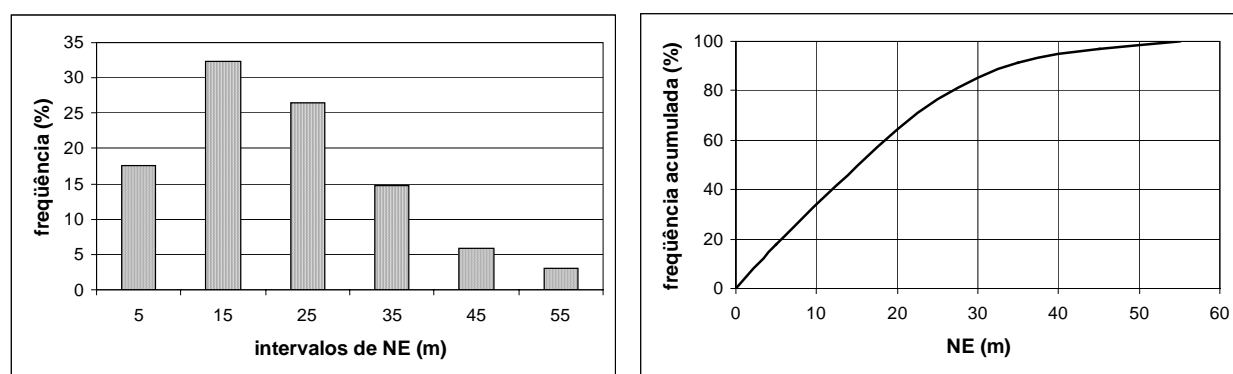


Figura 6.34: Diagramas de freqüência e freqüência acumulada da profundidade do nível estático (NE) dos poços mistos.

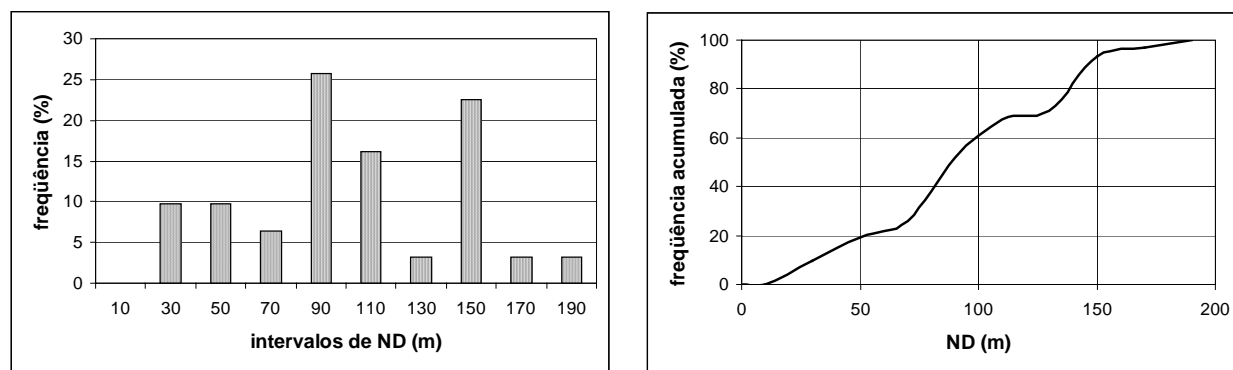


Figura 6.35: Diagramas de freqüência e freqüência acumulada da profundidade do nível dinâmico (ND) dos poços mistos.

6.3.3.1 Variação da produtividade com a profundidade nos poços mistos

Nos poços mistos também há diminuição da produtividade com o aumento da profundidade dos poços (Figura 6.36). Porém, neste caso, a correlação é um pouco maior entre a produtividade e a profundidade dos poços do que entre a produtividade e o nível dinâmico.

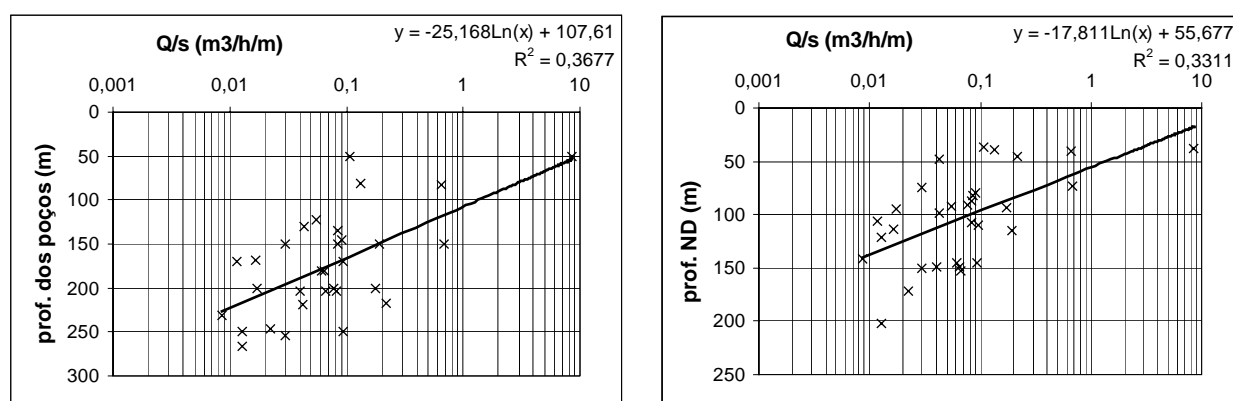


Figura 6.36: Gráficos de correlação da capacidade específica (Q/s) com a profundidade e com o nível dinâmico dos poços mistos situados na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

6.3.3.2 Variação da produtividade com o litotipo nos poços mistos

Da mesma forma que no Sistema Aquífero Tubarão, foi feita uma estimativa da porcentagem de cobertura, argilito, siltito, arenito e, neste caso, também de rochas cristalinas nas seções geológicas dos poços mistos para averiguar se há relação entre a produtividade dos poços e a predominância de algum litotipo no perfil geológico (Figura 6.37).

Os resultados são distintos entre ambos os casos. No caso dos poços mistos, o aumento na porcentagem de arenito não implica em aumento da produtividade dos poços, tampouco o aumento da porcentagem de rocha cristalina no perfil. No entanto, há aumento da produtividade concomitantemente ao aumento da proporção de siltito no perfil geológico.

6.3.4 Sistema Aquífero Cenozóico

No banco de dados compilado constam apenas cinco poços que exploram o Sistema Aquífero Cenozóico (apêndices B e C). Os dados construtivos destes poços e o perfil geológico não são fornecidos pelos bancos de dados consultados; apenas sabe-se que extraem água dos depósitos aluviais, possivelmente de camadas de areia e/ou cascalho. O tamanho da amostra não permite estudar o tipo de distribuição e, portanto, são apresentados apenas alguns parâmetros estatísticos básicos (Quadro 6.1).

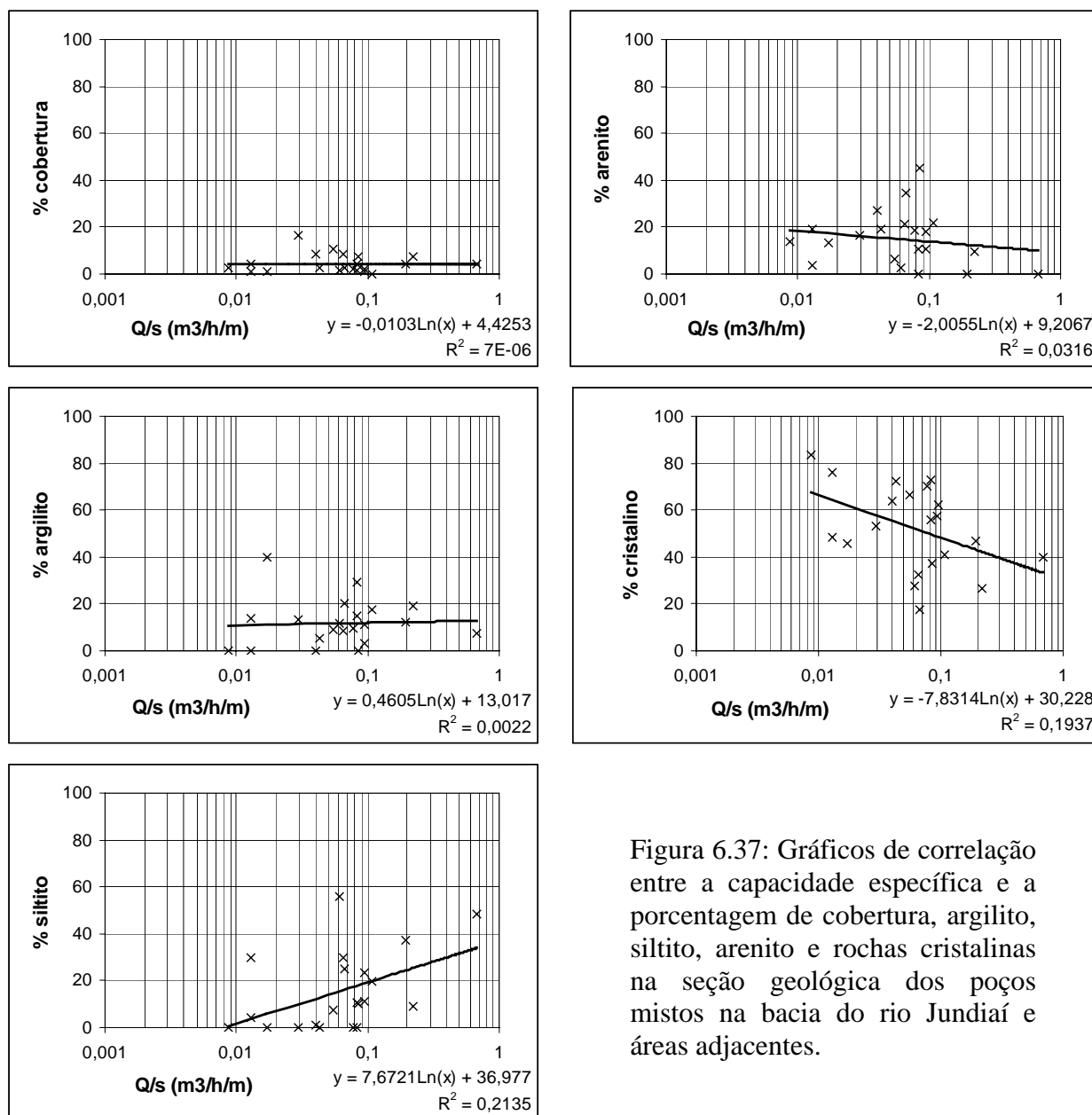


Figura 6.37: Gráficos de correlação entre a capacidade específica e a porcentagem de cobertura, argilito, siltito, arenito e rochas cristalinas na seção geológica dos poços mistos na bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

	PROF. (m)	NE (m)	ND (m)	Q (m ³ /h/m)	Q/s (m ³ /h/m)
média =	25,90	5,92	16,18	9,50	2,06
mediana =	29,50	4,83	17,10	9,55	0,44
moda =	#N/D	#N/D	#N/D	#N/D	#N/D
desv. pad. =	11,98	3,50	2,60	4,66	2,89
coef. var. =	46,26	59,05	16,10	49,08	140,57

Quadro 6.1: Parâmetros estatísticos dos poços que explotam o Sistema Aquífero Cenozóico na bacia do rio Jundiá

6.4 VARIAÇÃO DO NÍVEL ESTÁTICO, NÍVEL DINÂMICO E DA PRODUTIVIDADE DOS AQÜÍFEROS AO LONGO DO TEMPO

A existência de dados de poços tubulares profundos que datam de 1948 até 2002 permite avaliar a variação temporal de alguns parâmetros hidrogeológicos ao longo do século XX. São considerados três intervalos de tempo, definidos a partir da distribuição das datas de construção dos poços apresentada na Figura 6.2. São eles: antes de 1970, de 1970 a 1989 e de 1990 a 2002.

As medidas de nível estático, nível dinâmico e vazão correspondem aos dados do teste de bombeamento executado logo após a construção do poço. Do total de poços cadastrados, 695 (66,5%) apresentam tais parâmetros e, destes, 539 (51,6%) trazem a data de construção. Parte dos resultados descritos a seguir é também apresentada por Neves et al. (2004).

6.4.1 Variação do Nível Estático

O gráfico da Figura 6.38a mostra a variação da mediana da profundidade do NE nos intervalos de tempo. Há uma diferença significativa entre os valores anteriores a 1970 e os valores dos dois períodos seguintes. A mediana da profundidade do NE no período “antes de 1970” é de 5,0 metros, no período “1970-1989” é de 11,5 metros e no período “1990-2002” é de 14,0 metros. Isto é corroborado pelos diagramas de frequência acumulada (Figura 6.38b), onde se observa uma tendência de aumento da profundidade mediana do NE, bastante acentuada entre o primeiro período e os dois posteriores.

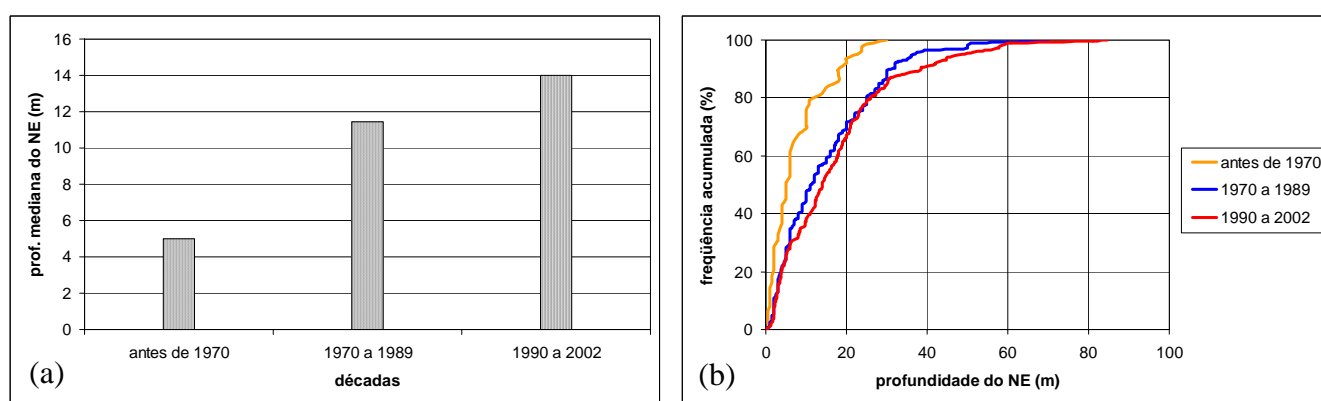


Figura 6.38: (a) Variação da profundidade mediana do NE ao longo dos intervalos de tempo e (b) diagramas de frequência acumulada.

A distribuição irregular de poços dificulta o uso de modelos geoestatísticos mais refinados para analisar a variação espacial dos parâmetros estudados. Mas é possível a

comparação entre superfícies de tendência (Landim, 1998) para verificar as diferenças entre as tendências de distribuição dos dados ao longo do tempo. A Figura 6.39 mostra as superfícies de tendência de grau 1 do NE para cada período.

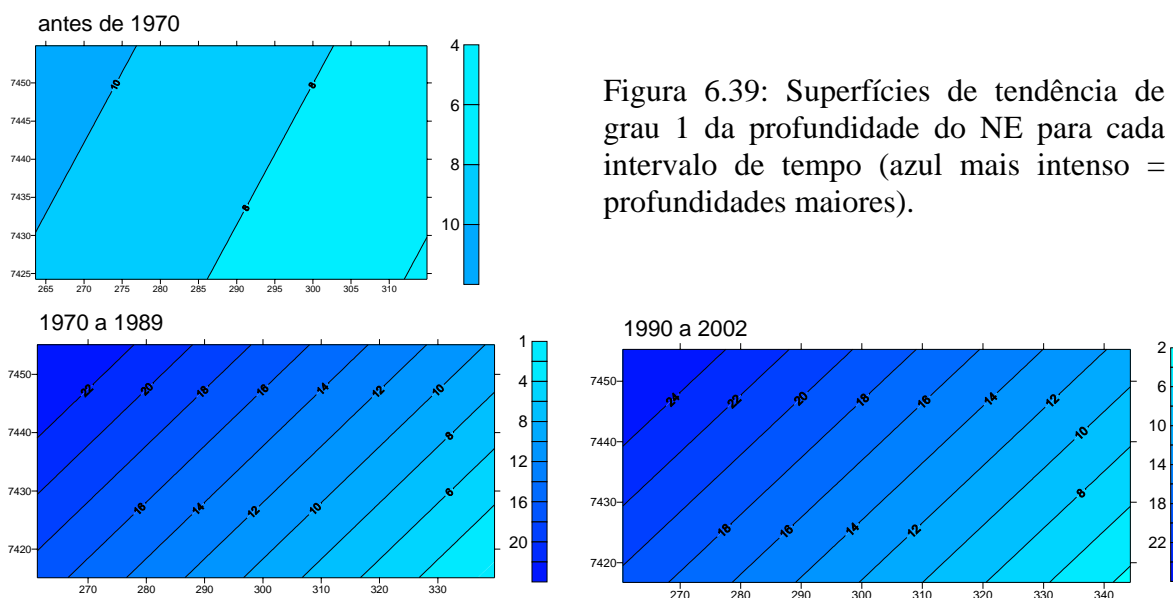


Figura 6.39: Superfícies de tendência de grau 1 da profundidade do NE para cada intervalo de tempo (azul mais intenso = profundidades maiores).

A superfície de tendência do período “antes de 1970” mostra um mergulho suave e variação de apenas 4 a 10 metros de profundidade. No intervalo “1970-1989”, o mergulho da superfície aumenta consideravelmente para NW e a profundidade chega a pouco mais de 22 metros. Esta tendência se acentua no período “1990-2002”, quando a profundidade máxima é maior que 24 metros.

6.4.2 Variação do Nível Dinâmico

Os gráficos da profundidade mediana do ND ao longo do período estudado (Figura 6.40) mostram variações bastante acentuadas. A mediana da profundidade varia de 53,5 metros no período “antes de 1970”, para 79,0 metros no período “1970-1989” e chega a 127,3 metros em “1990-2002”.

As superfícies de tendência de grau 1 do ND são apresentadas na Figura 6.41. Corroborando os resultados anteriores, observa-se uma queda acentuada nos níveis dinâmicos de um período a outro. Porém, o aumento da profundidade do ND é de uma ordem de grandeza muito maior do que o do NE. A superfície de tendência de grau 1 para o período “antes de 1970” varia de 32 a 62 metros; no período de “1970-1989” varia de 71 a 86 metros e no período “1990-2002” aumenta drasticamente para 116 a 132 metros de profundidade.

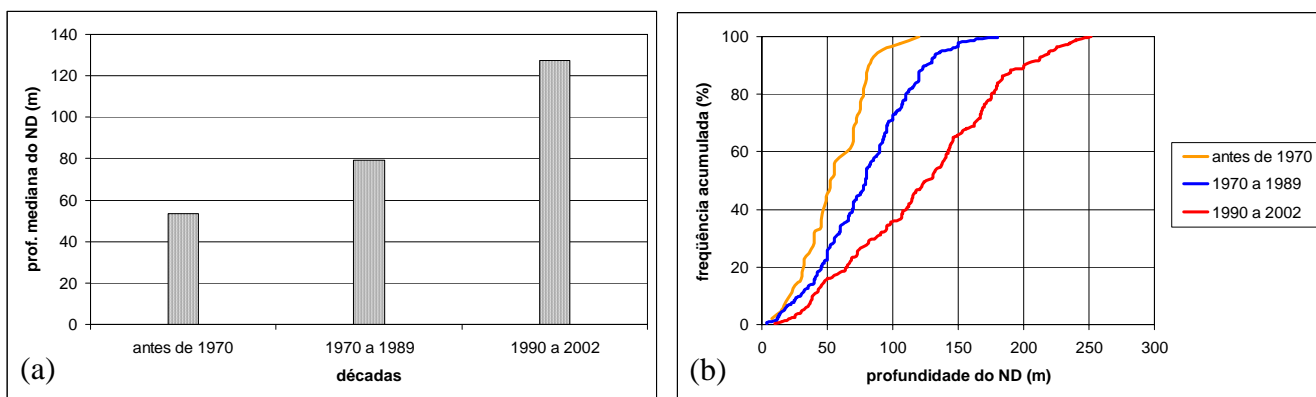


Figura 6.40: (a) Variação da profundidade mediana do ND e (b) diagramas de frequência acumulada.

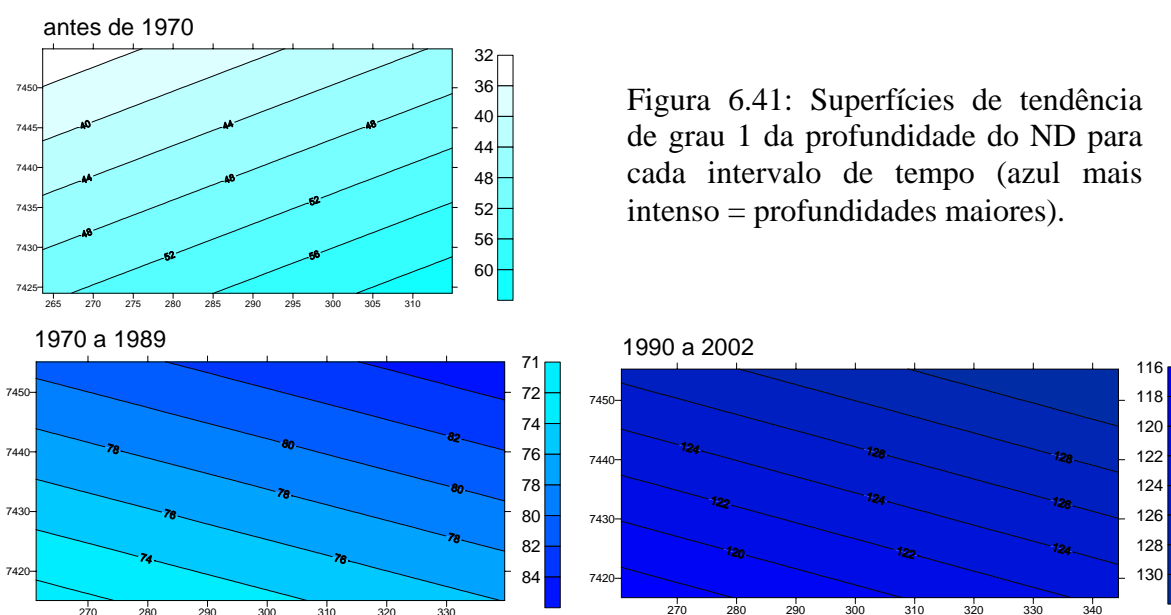


Figura 6.41: Superfícies de tendência de grau 1 da profundidade do ND para cada intervalo de tempo (azul mais intenso = profundidades maiores).

6.4.3 Variação da Vazão

Estão disponíveis 620 medidas da vazão executada nos testes de bombeamento com anotação da data de construção do poço. Os gráficos da Figura 6.42 mostram que a vazão permanece praticamente constante. Levando-se em consideração o tipo de distribuição de dados, a pequena queda observada no gráfico da Figura 6.42a não tem significado estatístico. Isto implica que as vazões utilizadas nos testes de bombeamento são da mesma ordem de grandeza ao longo de todo o período estudado. Considera-se desnecessária a aplicação das superfícies de tendência neste caso, já que as diferenças observadas nos gráficos acima são insignificantes do ponto de vista estatístico.

Apesar de estar ligada ao potencial do aquífero, a vazão é uma variável muito influenciada pelas necessidades do usuário, pois a demanda é que dimensiona a bomba utilizada.

Muitas vezes, existe um bom potencial de produtividade do aquífero e uma bomba pouco potente, sendo que o inverso também ocorre. Por este motivo, é recomendável utilizar o conceito de capacidade específica para avaliar as variações na produtividade.

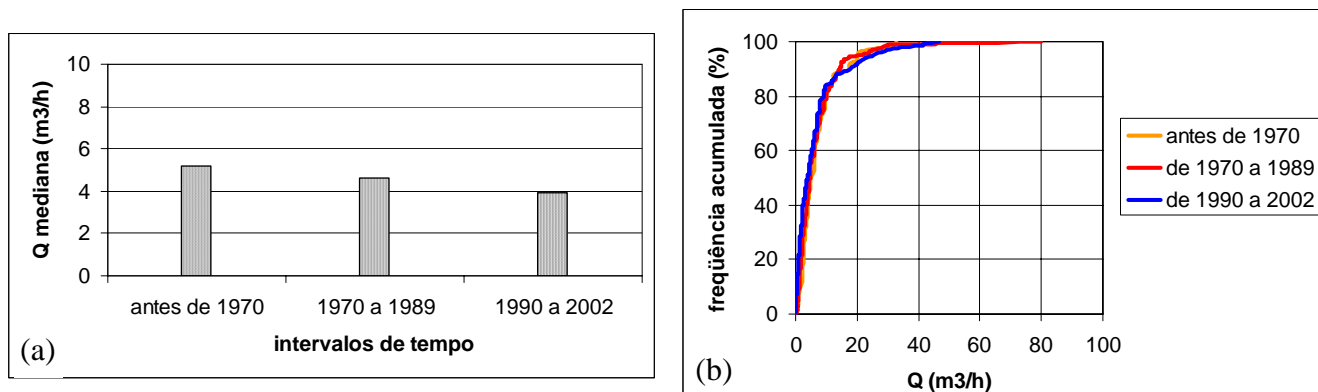


Figura 6.42: (a) Variação das vazões medianas utilizadas nos testes de bombeamento ao longo dos intervalos de tempo e (b) diagramas de frequência acumulada.

6.4.4 Variação da Capacidade Específica

Os gráficos de variação da Q/s ao longo do tempo (Figura 6.43) mostram queda acentuada na produtividade mediana dos poços entre os períodos estudados. A capacidade específica mediana obtida no período “antes de 1970” é de $0,11 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, no período “1970-1989” cai para $0,08 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e no intervalo “1990-2002” chega a $0,04 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Isto já era de se esperar, uma vez que a capacidade específica é calculada a partir da relação entre a vazão extraída do poço e o rebaixamento provocado. Uma vez que ocorre um pequeno aumento da profundidade mediana do NE e um aumento acentuado na profundidade mediana do ND ao longo de cada período, obviamente a capacidade específica mediana também sofrerá uma queda. Destaca-se que a vazão, como mostrado no item anterior, se mantém praticamente constante.

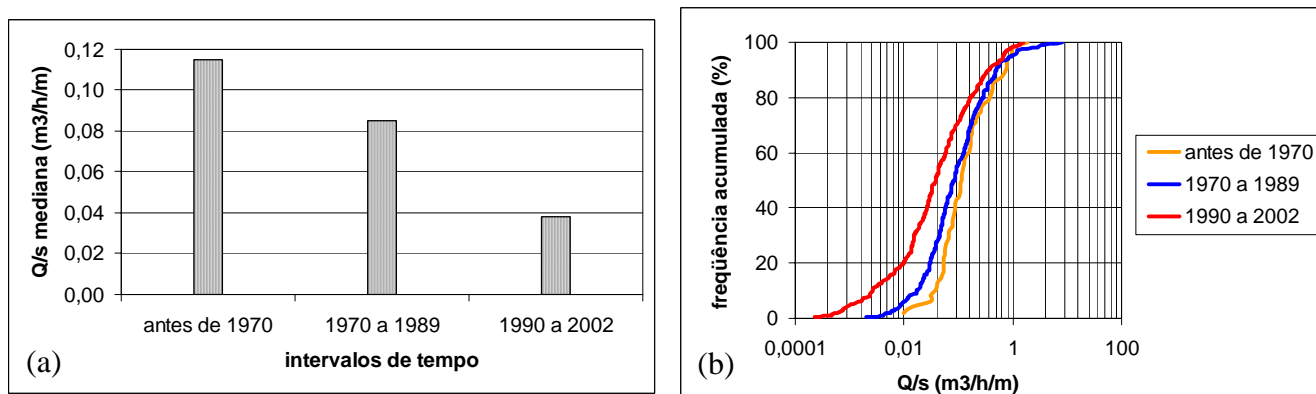


Figura 6.43: (a) Variação da capacidade específica mediana nos três períodos estudados e (b) diagramas de frequência acumulada para os mesmos períodos.

REFERÊNCIAS

- ABAS INFORMA. Agora o consumidor já pode separar uma empresa séria daquela que só faz buraco... *Boletim Informativo da Associação Brasileira de Águas Subterrâneas*, São Paulo, n. 138, p. 12-13, maio 2003a.
- ABAS INFORMA. Qualidade: poço tubular deve ser encarado como obra de engenharia... *Boletim Informativo da Associação Brasileira de Águas Subterrâneas*, São Paulo, n. 145, p. 10-11, dez. 2003b.
- AB'SABER, A.N. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. *Revista das Faculdades Campineiras*, Campinas, n. 1, p. 60 – 67, 1954.
- AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Curitiba, v. 2, p. 2-32, 1962.
- AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 6, n. 11, p. 59-80, 1966.
- AB'SABER, A.N. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 5, n. 9/10, p. 52–54, 1969.
- AB'SABER, A.N. A Serra do Japi, sua origem geomorfológica e a teoria dos refúgios. In: MORELLATO, L.P.C. (Org.). *História Natural da Serra do Japi*. Campinas: Editora Unicamp, 1992. p.12-23.
- ALLABY, A.; ALLABY, M. *The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences*. Oxford: Oxford University Press, 1990. 410 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v.1, n.1, p.53-58, 1952.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto de Geologia e Geografia*, São Paulo, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1969. p. 24-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 48, supl., p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. de; MELO, M.S. A bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. et al., *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo: IPT, 1981. v.1, p.12-45. (Monografias 6).
- ALMEIDA, F.F.M. de; CARNEIRO, C.D.R. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 2, p.135-150, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.

- ARTUR, A.C. *Evolução Policíclica da Infraestrutura da Porção Sul do Estado de Minas Gerais e Regiões Adjacentes do Estado de São Paulo*. 1988. 231 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PETROBRÁS. *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, 1978. p. 75-88 (Projeto REMAC.4).
- AYOADE, J.O. *Introdução à Climatologia para os Trópicos*. Tradução de Maria Juraci Zani dos Santos. 8. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 332 p. Tradução de: Introduction of Climatology for the Tropics.
- BANKS, D. Optimal orientation of water-supply boreholes in fractured aquifers. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 30, n. 6, p. 895-900, 1992.
- BANKS, D.; ROBINS, N. *An Introduction to Groundwater in Crystalline Bedrock*. Norges geologiske undersøkelse. Trondheim: Geological Survey of Norway, 2002. 64 p.
- BANKS, D.; SOLBJORG, M.L.; ROHR-TORP, E. Permeability of fracture-zones in a Precambrian granite. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Avon, Inglaterra, v. 25, n. 4, p.377-388, 1992.
- BANKS, D.; ROHR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. Groundwater resources in hard rock: experiences from the Hvaler study, southeastern Norway. *Applied Hydrogeology*, Hannover, v. 2, n. 2, p.33-42, 1994.
- BANKS, D.; ODLING, N.E.; SKARPHAGEN, H.; ROHR-TORP, E. Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova*, Oxford, v. 8, n. 3, p. 223-235, 1996.
- BATISTA, J.J.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; SOUZA FILHO, E.E. de. *Carta Geológica do Estado de São Paulo (1:50.000): Folha Jundiaí*. Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1986. v.1, 115 p. (Relatório Final).
- BATISTA, J.J.; ARTUR, A.C.; SIMÕES, L.S.A.; CAMPOS, E.G. *Geologia das Folhas Cajamar e Jordanésia (1:25.000)*. Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1987. v.1, 128 p. (Relatório Final).
- BERGMANN, M. *Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo*. 1988. 155f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.
- BERGMANN, M. Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, n. 9, pub. esp., p. 107-109, 1991.
- BERTACHINI, A.C. *Estudo das Características Hidrogeológicas dos Terrenos Cristalinos sob Clima Úmido, na região de Jundiaí, em São Paulo*. 1987. 104 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- BERTACHINI, A.C. Análise dos condicionantes estruturais dos aquíferos fraturados: aplicação à região de Jundiaí (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 5., 1988, São Paulo. *Anais...* São Paulo: ABAS, 1988. p. 12-21.

- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. da. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 16/17, p.117-151, 1965.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais*. Florianópolis: UFSC, 1994. v. 1, 425 p.
- BISTRICHI, C.A. *Geologia do Sinclínório de Pirapora (SP)*. 1982. 92f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.
- BISTRICHI, C.A. *Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da Região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. 2001. 160f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L. et al. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1981. 1 mapa. Escala 1:500.000.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL*: Folha SF-23-Y-C. [s.l.], 1976. 1 mapa, preto e branco, 71 cm x 64 cm. Escala 1:250.000.
- BRIZ-KISHORE, B.H. Assessment of yield characteristics of granitic aquifers in South India. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 31, n. 6, p. 921-928, 1993.
- BROWN, L.D.; REILINGER, R.E. Epeirogenic and intraplate movements. In: WALLACE, R.E. (Ed.). *Active Tectonics (Studies in Geophysics)*. Washington: National Academy Press, 1986. p.30-44.
- BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. *Tectonic Geomorphology*. Malden: Blackwell Science, 2001. 274 p.
- CAMPOS, H.C.N. *Caracterização e cartografia das Províncias Hidrogeoquímicas do Estado de São Paulo*. 1993. 177f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- CARNEIRO, C.D.R. *Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. 1983. 155 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.
- CARNEIRO, C.D.R. *Projeção Estereográfica para Análise de Estruturas*. São Paulo: IPT; UNICAMP; CPRM, 1996. 158 p.
- CARRUTHERS, R.M.; GREENBAUM, D.; PEART, R.J.; HERBERT, R. Geophysical investigations of photolineaments in southeast Zimbabwe. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, London, v. 24, p.437-452, 1991.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A. et al. *Projeto Sapucaí*. Brasília: MME/DNPM, 1979. 299 p. (Relatório Final).
- CAVALCANTE, I.N. *Estudo Hidrogeológico de Terreno Cristalino com Manto de Intemperismo: área piloto de Atibaia (SP)*. 1990. 123f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- CAVALCANTE, I.N.; REBOUÇAS, A.C. Estudo hidrogeológico do Município de Atibaia, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS

- SUBTERRÂNEAS, 7., 1992, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: ABAS, 1992. p.148-53.
- CAVALCANTE, I.N.; SANTIAGO, M.M.F.; REBOUÇAS, A.C. Características hidroquímicas dos aquíferos: manto de intemperismo e fraturado, Atibaia (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., 1991, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBGq, 1991. v. 1, p. 398-401.
- CENTAMORE, E.; CICCACCI, S.; DEL MONTE, M.; FREDI, P.; PALMIERI, E.L. Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (central Italy). *Geomorphology*, Londres, v.16, p. 127-137, 1996.
- CHILTON, P.J.; SMITH-CARINGTON, A.K. Characteristics of the weathered basement aquifer in Malawi in relation to rural water-supplies. *IAHS Publication*, Wallingford, n. 144, p.57-72, 1984.
- CHILTON, P.J.; FOSTER, S.S.D. Hydrological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, New York, v. 3, n. 1, p. 36-49, 1995.
- COSTA, W.D. A hidrogeologia do cristalino à luz da mecânica das rochas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., 1980, Recife. *Anais...* Recife: ABAS, 1980. v. 1, p. 375-383.
- COSTA, W.D. *Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural - área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. 1986. 205f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. et al. Bacias quaternárias do litoral norte do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p.73.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A. et al. Geologia e petrologia da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1982. p.624-640.
- COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 106, p. 571-581, 1994.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. *Hidrología Subterránea*. 2. ed. Barcelona: Omega, 1996. 2v.
- DAVIS, S.N. *Depth-dependent hydrologic characteristics of dense bedrock: the 0 to 500 meter interval*. Arizona: University of Arizona (Final Report to Los Alamos Scientific Laboratory), 1980. p. 62-83.
- DAVIS, S.N.; TURK, L.J. Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 22, p. 6-11, 1964.
- DAVIS, S.N.; DE WIEST, R.J.M. *Hydrogeology*. New York: John Wiley, 1966. 463 p.
- DEL REY, A.C. Fraturamento no Nordeste do Estado de São Paulo e sua associação ao comportamento hidrogeológico regional. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. *Boletim de Resumos...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1991. p.197-198.

- DIOGO, A.; BERTACHINI, A.C.; CAMPOS, H.C.N.S.; SILVA, R.B.G. Estudo preliminar das características hidráulicas e hidroquímicas do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1984, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1984. p. 359-364.
- DOMENICO, P.A.; SCHWARTZ, F.W. *Physical and chemical hydrogeology*. New York: John Wiley, 1990. 824 p.
- EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 40, supl., p. 215-229, 1968.
- EBERT, H.D.; CHEMALE JUNIOR, I.F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, Washington, v. 15, n. 2, p. 688-699, 1996.
- EPA - ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. *Ground Water and Wellhead Protection*. Washington, 1994.
- FERNANDES, A.J. *Tectônica Cenozóica na Porção Média da Bacia do Rio Piracicaba e sua Aplicação à Hidrogeologia*. 1997. 244f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- FERNANDES, A.J.; RUDOLPH, D.L. The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater production capacity of fractured zones: a case study in São Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal*, New York, v. 9, n. 2, p. 151-167. 2001.
- FERNANDES, A.J.; AMARAL, G. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, Columbia, EUA, v. 14, n. 8, p.911-931, 2002.
- FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L. *Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas: aplicações na estabilidade de taludes*. Curitiba: Editora UFPR, 2001. 548 p.
- FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A. *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall, 1979. 604 p.
- FREITAS, R.O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, USP, São Paulo, 120, 1951. (Geologia 6).
- FUCK, G. F. *Estudos mineralógicos e tecnológicos dos depósitos argilosos e Permocarboníferos do Município de Jundiaí (SP)*. 1975. 138 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
- FUCK, G. F. Geologia da ocorrência Permo-Carbonífera do Município de Jundiaí, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1977, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1977. p. 424-38.
- FULFARO, V.J.; OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; SOUZA FILHO, E.E. de. Evolução cenozóica da região de Atibaia, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1985. v. 1, p.315-321.
- GALEMBECK, T.M.B. *O Complexo Múltiplo, Centrado e Plurisserial Itu (SP)*. 1997. 374 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

- GALHEGO, H.R.; ESPÍNDOLA, C.R. Ocorrências de *stone-lines* em solos e mantos de alteração. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.20, n.39/40, p.87-91, 1980.
- GUSTAFSSON, G. Spot satellite data for exploration of fractured aquifers in a semi-arid area in Southeastern Botswana. *Applied Hydrogeology*, Hannover, v. 2, n. 2, p.9-18, 1994.
- GUSTAFSSON, G.; KRÁSNÝ, J. Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology*, Hannover, v. 2, n. 2, p.64-75, 1994.
- HACKSPACHER, P.C.; WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. et al. *Geologia das folhas Cabreúva e Moreiras*. Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1989. 1 mapa. Escala 1:25.000.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. Geologia da Folha Cabreúva (SP), 1:50.000. *Geociências*, São Paulo, v. 15, n. esp., p. 111-131, 1996.
- HARDCASTLE, K.C. Photolineament factor: a new computer-aided method for remotely sensing the degree to which bedrock is fractured. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Bethesda, EUA, v. 61, n. 6, p. 739-747, 1995.
- HASUI, Y. Aspectos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: JORNADA DA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1., 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Pró-minério, 1983. p.227-52.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1990. p.1-31.
- HASUI, Y. Estrutura, Deformação e Tensão. In: HASUI, Y.; MIOTO, J.A. (Coord.). *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo: ABGE/Votorantim, 1992. p. 1-25.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. *Notas de curso...* Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. 20 p.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1969. p. 101-34.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. Considerações sobre a estratigrafia do pré-cambriano na região de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, v.7, p. 107-112, 1976a.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; GIANCURSI, F.D.; GUSSO, L.G.N. Condicionamento Tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1976b. p. 257-68.
- HASUI, Y.; PONÇANO, L.; BISTRICHI, C. A. et al. As grandes falhas do Leste Paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1977, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1977. p. 369-380.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO M.S. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Natal: SBG-Núcleo Nordeste, 1978a. v. 1, p.382-391.
- HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. Geologia e tectônica da Serra do Japi. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, v. 9, p.17-24, 1978b.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Natal: SBG-Núcleo Nordeste, 1978c. v.6, p. 2594-2608.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI C.A. O embasamento pré-cambriano e o eopaleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. et al. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo: IPT, 1981. v. 1, p.12-45. (Monografia 6).
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.de; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. de. *Geologia, Tectônica, Geomorfologia e Sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna*. São Paulo: IPT, 1982. 149 p.
- HASUI, Y.; RODRIGUES, E.P.; OLIVEIRA, M.C.B. et al. *Processo de cisalhamento dúctil: modelo de transformações em rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo*. São Paulo: Pró-Minério; IPT, 1988. (Relatório n. 25908).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; MIOTO, J.A. et al. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1989. 2v. (Relatório n. 27.394).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. A megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro com base em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 7–31, 1993.
- HENRIKSEN, H. Relation between topography and well yield in boreholes in crystalline rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 33, n. 4, p. 635-643, 1995.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, v. 51, p. 2246-2259, 1967.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-III-2 Atibaia*. [s.l.], 1971. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-III-4 Guarulhos*. [s.l.], 1972. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-II-4 Cabreúva*. [s.l.], 1973a. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-II-2 Indaiatuba*. [s.l.], 1973b. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-II-3 Itu*. [s.l.], 1973c. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-II-1 Salto*. [s.l.], 1973d. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-III-3 Santana do Parnaíba*. [s.l.], 1984. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Folha SF-23-Y-C-III-1 Jundiaí*. [s.l.], 1985. 1 mapa, color., 56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO SERRA DO JAPI. *O Patrimônio Natural Serra do Japi: riscos e ações para a preservação*. Jundiaí: Literarte, 1998. 86 p.

- JANASI, V.A.; ULBRICH, H.H.G.J. Late proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, Southeastern Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v.51, p.351-374, 1991.
- JESUS, N.de; CAVALHEIRO, F. Aspectos antrópicos, legais e conservacionistas da Serra do Japi. In: SANTOS, J.E.S. dos; CAVALHEIRO, F.; PIRES, J.S.R. et al. *Faces da Polissemia da Paisagem: ecologia, planejamento e percepção*. São Paulo: RiMa; FAPESP, 2004. p. 813-830.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 16, n. 1/2, p. 33-58, 1995.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 1986. p. 730-747.
- KELLER, E.A.; PINTER, N. *Active Tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18, n.2, p. 147-265, 1956.
- KNOPMAN, D.S.; HOLLYDAY, E.F. Variation in specific capacity in fractured rocks. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 31, n. 1, p.135-145, 1996.
- KOSTENKO, N.P. *Geomorfología Estructural*. México: Unam, 1975. 115 p.
- LACHASSAGNE, P.; WYNS, R.; BERARD, P. et al. Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 39, n. 4, p. 568-581, 2001.
- LANDIM, P.M.B. *Análise Estatística de Dados Geológicos*. São Paulo: Editora Unesp, 1998. 226 p.
- LARSSON, I. Groundwater in granite rocks and tectonic models. *Nordic Hydrology*, London, v. 3, p. 111-129, 1972.
- LATTMAN, L. H.; PARIZEK, R.R. Relationship between fracture traces and the occurrence of groundwater in carbonate rocks. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 2, p. 73-91, 1964.
- LEEDER, M.R.; ALEXANDER, J. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. *Sedimentology*, Oxford, v. 34, p. 217-226, 1987.
- LEGRAND, H.E. Geology and ground water in the Statesville area, North Carolina. *Mineral Resources Bulletin*, Perth, v. 68, p. 68, 1954.
- LEGRAND, H.E. Ground water of the Piedmont and Blue Ridge provinces in the southeastern states. *Circular U.S. Geological Survey*, Washington, n. 538, p. 1-11, 1967.
- LIU, C.C. A Geologia Estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1987, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, 1987. p. 164-188.
- LOISELLE, M.; EVANS, D. Fracture density distributions and well yields in coastal Maine. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 33, n. 2, p. 190-196, 1995.

- LONG, J.C.S.; REMER, J.S.; WILSON, C.R.; WITHERSPOON, P.A. Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. *Water Resources Research*, Washington, v. 18, n.3, p. 645-658, 1982.
- LOPES, M.F.C. *Condições de Ocorrência de Água Subterrânea nas Bacias dos Rios Piracicaba e Capivari*. 1994. 83 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento) – Faculdade de Engenharia Civil, UNICAMP, Campinas, 1994.
- MABEE, S.B.; HARDCASTLE, K.C.; WISE, D.U. A method of collecting and analyzing lineaments for regional-scale fractured-bedrock aquifer studies. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 32, n. 6, p. 884-894, 1994.
- MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (Ed.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 361-376.
- MARTIN, H.; MAU, H.; BJÖRNBERG, A.J.S. Vale Pré-Glacial a Nordeste de Jundiá, SP. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 8, n. 2, p.35-40, 1959.
- MARTONNE, E. de. Os problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523–550, 1943.
- MAYER, J.R.; SHARP, J.M. Fracture control of regional ground-water flow in a carbonate aquifer in a semi-arid region. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 110, n. 2, p. 269-283, 1998.
- McFARLANE, M.J. Groundwater movement and water chemistry associated with weathering profiles of the African surface in parts of Malawi. *Geological Society Special Publication*, Bath, UK, n. 66, p. 101-130, 1992.
- McFARLANE, M.J.; CHILTON, P.J.; LEWIS, M.A. Geomorphological controls on borehole yields: a statistical study in an area of basement rocks in central Malawi. *Geological Society Special Publication*, Bath, UK, n. 66, p. 131-154, 1992.
- MELO, M.S. *A Formação Rio Claro e Depósitos Associados: sedimentação neocenoica na Depressão Periférica Paulista*. 1995. 144f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- MELO, M.S.; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Revista do Instituto de Geociências*, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 27-38, 1993.
- MENEGASSE, L.N. *Estudo Hidrogeológico das Rochas Metassedimentares do Grupo São Roque a NW da Grande São Paulo: critérios para a locação de poços tubulares profundos*. 1991. 104f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. *Geociências*, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 69-82, 1994.
- MIOTO, J.A. *Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil*. 1993. 2v. 276 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.
- MODENESI, M.C. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 4, p. 228-246, 1974.

- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F.; SIMÕES, L.S.A. As estruturas dobradas da região de Atibaia, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1985. v.1, p. 159-168.
- NEVES, M.A. *Evolução Cenozóica da Região de Jundiaí (SP)*. 1999. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- NEVES, M.A.; PEREIRA, S.Y.; MORALES, N. Comportamento do aquífero fissural na micro-bacia do Córrego da Cachoeira, Município de Vinhedo (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis: ABAS, 2002. 1 CD.
- NEVES, M.A.; MORALES, N.; BORGES, M.S.; EBERT, H.D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiaí (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 4, n. 32, p. 167-176, 2003.
- NEVES, M.A.; MORALES, N.; PEREIRA, S.Y.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L. Análise das informações disponíveis sobre poços tubulares profundos e seu uso no diagnóstico da variação temporal do nível d'água e da produtividade dos aquíferos da bacia do rio Jundiaí (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13., 2004, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: ABAS, 2004. 1 CD.
- NEVES, M.A.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Facies analysis of Tertiary alluvial fan deposits in the Jundiaí region, São Paulo, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, Columbia, EUA (no prelo).
- NILSEN, B. Norwegian sub-sea tunnels – a review with emphasis on water leakages. In: SERRANO, J.M. (Ed.). *Proc. International Congress on Tunnels and Water*. Rotterdam: IAHS, 1988. p. 913-918.
- NOVAKOWSKI, K. *Groundwater flow in fractured rocks*. Waterloo: Centre for Ground Water Research, 1995. 46 p.
- 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. 100f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- ODLING, N.E. An investigation into the permeability of a 2D natural fracture pattern. In: BANKS, B.; BANKS, D. *Hydrogeology of Hard Rocks*. Oslo: IAHS, 1993. p. 290-300. (Mem. 24th Congress).
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 87, p. 1463-1469, 1976.
- OLIVEIRA, M.A.F.de; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. *Projeto Atibaia*. Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1985. v. 1, 117 p. (Relatório Final).
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 96, p. 504-515, 1985.
- PASCHOLATI, E.M. *Caracterização Geofísica da Suíte Intrusiva de Itu*. 1990. 135f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, Oxford, v. 1, n. 3, p. 233-235, 1989.

- PARIZEK, R.R.; SIDDIQUI, S.H. *Determining the sustained yields of wells in carbonate and fractured aquifers*. San Francisco: National Water Well Association Convention, 1969.
- PENALVA, F. Sedimentos Neocenozóicos nos Vales dos Rios Jundiáí, Atibaia e Jaguari, Estado de São Paulo. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, n.46, p. 107-38, 1971.
- PENK, W. *Morphological Analysis of Land Forms: a contribution to physical geology*. London: MacMillan, 1953. 429 p.
- PENTEADO, M.M. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos ('stone lines'). *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 9, n. 17, p.15-41, 1969.
- PIRES NETO, A.G. *Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí e Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica*. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1996. 70 p. (Relatório de Pós-Doutoramento).
- PONÇANO, W.L. As coberturas cenozóicas. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. et al. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo: IPT, 1981. v.1, p. 82-96. (Publicação IPT 1184. Monografias 6).
- PONÇANO, W.L.; ALMEIDA, F.F.M. de. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *Cadernos IG/UNICAMP*, Campinas, v. 3, n.1, p.55-90, 1993.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. et al. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:1.000.000. São Paulo: IPT, 1981. v. 1, 94 p. (Publicação IPT, 1183. Monografia 5).
- REDDY, T.V.K.; SRINIVASARAO, Y.; NAYUDU, P.T. An integrated deformation model to locate groundwater potential zones using remote sensing studies in the Niva River basin, Chittoor District, Andhra Pradesh, India. In: BANKS, B.; BANKS, D. *Hydrogeology of Hard Rocks*. Oslo: IAHS, 1993. p. 655-661. (Mem. 24th Congress).
- RIBEIRO, L.F.B. *Morfotectônica da região centro-leste do estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais: termocronologia e paleotensões*. 2003. 204 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RICCOMINI, C. *Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-gonduânicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas*. 1995. 100 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- RICCOMINI, C.; PELLOGLIA, A.U.G.; SALONI, C.J.L. et al. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Science*, Columbia, EUA, v. 2, n.2, p.191-197, 1989.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, 1967. p. 27-70.

- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: FFLCH-USP; IPT; FAPESP, 1997. v.1, 64 p. (Relatório).
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminar. *Geonomos*, Belo Horizonte, v.1, n.1, p.1-15, 1993.
- SACHS, L.L.B. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: integração geológica da folha São Paulo (escala 1:250.000) SF-23-Y-C, Estado de São Paulo*. (Nota Explicativa). São Paulo: CPRM, 1999. 36 p., il., 1 mapa.
- SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, p. 151-164, 1995.
- SANDER, P.; MINOR, T.B.; CHESLEY, M.M. Ground-water exploration based on lineament analysis and reproducibility tests. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 30, n. 5, p. 888-894, 1997.
- SANTORO, E. *Geologia da Folha Cabreúva (SP)*. 1985. 114 f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- SANTOS, M. dos. *Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica*. 1999. 134 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- SÃO PAULO (Estado). Departamento de Águas e Energia Elétrica. *Estudo de Águas Subterrâneas*. São Paulo, 1972.
- SÃO PAULO (Estado). Departamento de Águas e Energia Elétrica. *Caracterização dos Recursos Hídricos no Estado de São Paulo*. São Paulo, 1984. 175 p.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Estado do Meio Ambiente. *Área de Proteção Ambiental (APA) Cabreúva e Jundiaí*. Decreto de Regulamentação. Documentos Ambientais. São Paulo, 1998. 11p.
- SÃO PAULO (Estado). Conselho Estadual de Recursos Hídricos. Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí. *Relatório de Situação dos Recursos Hídricos das Bacias dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí: Relatório Zero*. Piracicaba, 2000a. 1CD.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Estado do Meio Ambiente. *Atlas das Unidades de Conservação Ambiental do Estado de São Paulo*. São Paulo, 2000b. 64 p, 16 mapas.
- SÃO PAULO (Estado). Conselho Estadual de Recursos Hídricos. Comitê Coordenador do Plano Estadual de Recursos Hídricos. Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí. *Plano de Bacia Hidrográfica 2000-2003: síntese do relatório final*. Piracicaba, 2000c.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento. Departamento de Águas e Energia Elétrica. *Legislação de Águas Subterrâneas em São Paulo: avanços e desafios*. Mesa Redonda. São Paulo, 2003. 128 p. (Cadernos de Recursos Hídricos, 1).
- SARAF, A.K.; CHOUDHURY, P.R. Integrated remote sensing and GIS for groundwater exploration and identification of artificial recharge sites. *International Journal of Remote Sensing*, Oxon, Inglaterra, v.19, n.10, p.1825-1841, 1998.

- SARAF, A. K.; GOYAL, V. C.; NEGI, A. S. et al. Remote sensing and GIS techniques for the study of springs in a watershed in Garhwal in the Himalayas, India. *International Journal of Remote Sensing*, Oxon, Inglaterra, v.21, n.12, p. 2353–2361, 2000.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984, 501 p.
- SETZER, J. *Atlas Climático e Ecológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguaí, 1966.
- SIDDIQUI, S.H.; PARIZEK, R.R. Hydrogeologic factors influencing well yields in folded and faulted carbonate rocks in Central Pennsylvania. *Water Resources Research*, Washington, v.7, n. 5, p.1295-1312, 1971.
- SINGHAL, B.B.S.; GUPTA, R.P. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1999. 400 p.
- SMITH, S.A. *Manual of hydraulic fracturing for well stimulation and geologic studies*. Dublin: National Water Well Association, 1988. 66 p.
- SNOW, D.T. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, Washington, v. 5, n.6, p.1273-1289, 1969.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1973. v.1, p. 243-256.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.16, n.32, p.71-104, 1976.
- SOUZA, P.A. de. *Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na Porção Nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil)*. 2000. 199 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.
- SOUZA, P.A.; BATEZELLI, C.V.B.; DI PASQUO, M. et al. Ocorrência de palinomorfos no Subgrupo Itararé (Carbonífero/Permiano da Bacia do Paraná) na região de Jundiá (SP, Brasil). *Revista Universidade de Guarulhos*, Guarulhos, Geociências V, n. especial, p. 28-32, 2000.
- STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E.de; TEIXEIRA, J.A.; LANDIM, P.M.B. Sistemas deposicionais do Sub-Grupo Itararé na bacia hidrográfica do baixo rio Capivari, SP: um modelo para prospecção de água subterrânea. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., 1987, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1987. v.1, p. 355-374.
- STEWART, I.S.; HANCOCK, P.L. What is a fault scarp? *Episodes*, Nottingham, Inglaterra, v.4, n.13, p. 256-263, 1990.
- STEWART, I.S.; HANCOCK, P.L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Ed.). *Continental Deformation*. New York: Pergamon Press, 1994. p. 370-409.
- SUMMERFIELD, M.A. *Global Geomorphology*. New York: Longman Scientific & Technical, 1991. 537 p.
- SUMMERFIELD, M.A (Ed.). *Geomorphology and Global Tectonics*. Chichester, Inglaterra: John Wiley, 2000. 361 p.

- THOMAS, M.F. *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Chichester, Inglaterra: John Wiley, 1994. 460 p.
- UNESCO. *Ground Water in Hard Rocks*. Paris: Unesco, 1984. (Studies and reports in hydrogeology, 33).
- VIDAL, A.C. *Estudo Hidrogeológico do Aquífero Tubarão na Área de Afloramento da Porção Central do Estado de São Paulo*. 2002. 109 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.
- VIEIRA, S. *Introdução à Estatística*. 3. ed. Rio de Janeiro: Campus, 1980. 196 p.
- VLACH, S.R.F. *Geologia, Petrografia e Geocronologia das Regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP*. 1985. 253 f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- VLACH, S.R.F. *Geologia e Petrologia dos granitóides de Morungaba, SP*. 1993. 414 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- WALLACE, R.E. (Ed.). *Active Tectonics*. Washington: National Academy Press, 1986. 266 p. (Studies in Geophysics).
- WERNICK, E.; PENALVA, F. As relações entre os Grupos Amparo e Itapira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 1973. p. 116-117.
- WISE, D.U. Linesmanship and the practice of linear geo-art. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 93, p. 886-888, 1982.
- WONNACOTT, T.H.; WONNACOTT, R.J. *Introductory Statistics*. 5st ed. New York: John Wiley, 1990. 711 p.
- YIN, Z-Y; BROOK, G.A. The topographic approach to locating high-yield wells in crystalline rocks: does it work? *Ground Water*, Westerville, EUA, v.30, n.1, p.96-102, 1992.

APÊNDICE B: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS TUBULARES PROFUNDOS

