

ELAINE APARECIDA BONACIM

**DINÂMICA DO SISTEMA HIDROGEOLÓGICO CÂRSTICO  
NA ÁREA DE TRANQUEIRA – REGIÃO  
METROPOLITANA DE CURITIBA**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná.

Orientador Principal:  
Prof. Dr. Ernani Francisco da Rosa Filho

Co-orientadores:  
Prof. Dr. Paulo Cesar Soares  
Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt

CURITIBA  
1996

**ELAINE APARECIDA BONACIM**

**DINÂMICA DO SISTEMA HIDROGEOLÓGICO CÁRSTICO NA ÁREA DE  
TRANQUEIRA - REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA**

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no  
Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, pela

Comissão formada pelos professores:

Orientador : Prof. Dr. Ernani Francisco da Rosa Filho

Prof. Dr. Adelbani Braz da Silva

Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

Curitiba, 23 de setembro de 1996

## SUMÁRIO

	Página
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>iv</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE FOTOGRAFIAS.....</b>	<b>vii</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>viii</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>x</b>
<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>xii</b>
<b>CAPÍTULO 1</b>	
<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O TEMA DE TRABALHO.....	01
1.2 ABORDAGEM SISTÊMICA.....	02
1.3 HISTÓRICO.....	06
1.4 LOCALIZAÇÃO E APRESENTAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	08
1.5 OBJETIVOS.....	10
1.6 MÉTODOS EMPREGADOS E ATIVIDADES DESENVOLVIDAS.....	11
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>CARACTERIZAÇÃO FISIOClimática DA ÁREA EM ESTUDO.....</b>	<b>13</b>
2.1 CLIMA.....	13
2.2 VEGETAÇÃO.....	21
2.3 SOLOS.....	28
2.4 HIDROGRAFIA.....	32
2.5 RELEVO.....	36
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA.....</b>	<b>47</b>
3.1 CONDICIONANTES LITOLÓGICAS.....	47
3.2 CONDICIONANTES ESTRUTURAIS.....	53
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	60

3.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	65
3.5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	70

#### **CAPÍTULO 4**

<b>CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA.....</b>	<b>79</b>
4.1 MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS.....	79
4.2 ANÁLISE DOS PERFIS DE RESISTIVIDADE.....	81

#### **CAPÍTULO 5**

<b>CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E GEOTÉCNICA DO SISTEMA HIDROGEOLÓGICO CÁRSTICO NA ÁREA DE TRANQUEIRA.....</b>	<b>89</b>
5.1 DESCRIÇÃO INTERNA DO SISTEMA.....	101
5.1.1 POROSIDADE.....	101
5.1.2 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E PERMEABILIDADE.....	105
5.2 DESCRIÇÃO EXTERNA DO SISTEMA.....	113
5.2.1 BALANÇO HÍDRICO.....	113
- PRECIPITAÇÃO.....	114
- EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	116
- ESCOAMENTO.....	116
5.2.2 ESTIMATIVA DE RECARGA DO AQUÍFERO CÁRSTICO NA ÁREA DE TRAN- QUEIRA.....	122
- ANÁLISE DO HIDROGRAMA DO RIO BARIGUI.....	123
5.2.3 ESTIMATIVA DO VOLUME PARCIAL ARMAZENADO NO AQUÍFERO.....	129
- ANÁLISE DO HIDROGRAMA DA SURGÊNCIA 2 (TIMBU).....	132
5.3 ESTIMATIVA DA VAZÃO PERMISSÍVEL PARA O AQUÍFERO CÁRSTICO NA ÁREA DE TRANQUEIRA.....	133
5.4 PERTURBAÇÕES GEOTÉCNICAS REGISTRADAS NA ÁREA DE TRAN- QUEIRA.....	134

#### **CAPÍTULO 6**

<b>CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA DA ÁREA EM ESTUDO.....</b>	<b>141</b>
---	------------

6.1 TÉCNICAS DE AMOSTRAGEM EMPREGADAS.....	141
6.2 ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS, FÍSICOS E QUÍMICOS..	142
6.2.1 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS.....	142
- POTENCIAL HIDROGENIÔNICO (pH).....	142
- CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	143
6.2.2 PARÂMETROS FÍSICOS.....	144
- COR.....	144
- TURBIDEZ.....	144
6.2.3 PARÂMETROS QUÍMICOS.....	145
- BALANÇO IÔNICO.....	145
- DUREZA TOTAL.....	146
- ÍNDICE DE SATURAÇÃO.....	147
- COMPOSIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA.....	149
<b>CAPÍTULO 7</b>	
<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>152</b>
<b>CAPÍTULO 8</b>	
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>155</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> - Entradas e Saídas de um sistema hidrogeológico cárstico. Adaptado de Kresic (1992) e Behrens <i>et al.</i> (1992).....	04
<b>Figura 1.2</b> - Mapa de localização da área em estudo.....	09
<b>Figura 2.1</b> - Isoietas trimestrais na região em estudo. A e B (IAPAR, 1978). C,D,E e F (IAP, 1995).....	15
<b>Figura 2.2</b> - Isoietas anuais na região em estudo. A (IAPAR, 1978). B (ITCF, 1987). C (IAP, 1995).....	16
<b>Figura 2.3</b> - Histograma de precipitação pluviométrica anual - Período 1975-1994 (estações Colombo e Juruqui).....	17
<b>Figura 2.4</b> - Histogramas de precipitação pluviométrica mensal para as estações Colombo (1975-1985) e Juruqui (1986-1994) - Período janeiro-junho.....	18
<b>Figura 2.5</b> - Histogramas de precipitação pluviométrica mensal para as estações Colombo (1975-1985) e Juruqui (1986-1994) - Período julho-dezembro.....	19
<b>Figura 2.6</b> - Isotermas anuais na região em estudo. A (IAPAR, 1978). B (ITCF, 1987).....	22
<b>Figura 2.7</b> - Histograma de temperatura média mensal - Estação Fazenda Experimental da Faculdade de Agronomia (Período 1986-1994).....	23
<b>Figura 2.8</b> - Histograma de evaporação anual - Estação Fazenda Experimental da Faculdade de Agronomia (Período 1986-1994).....	23
<b>Figura 2.9</b> - Histograma mostrando a diferença hídrica anual entre a precipitação pluviométrica (Estação Juruqui) e a evaporação (Estação F.E.F.A.) para a região em estudo (Período 1986-1994).....	24
<b>Figura 2.10</b> - Distribuição da água de chuvas em decorrência da presença de vegetação. Adaptado de Coelho Neto (1994).....	25
<b>Figura 2.11</b> - Resumo esquemático dos principais processos hidroquímicos nos solos de zonas de recarga. Adaptado de Freeze & Cherry (1979).....	29
<b>Figura 2.12</b> - Bacia hidrográfica do rio Barigui na área em estudo.....	34
<b>Figura 2.13</b> - Bacia hidrográfica do rio Barigui . Adaptado de SUREHMA (1986).....	35
<b>Figura 2.14</b> - Bloco-diagrama representando o modelado do relevo na região em estudo. Os quartzitos, e, em parte os metadolomitos e filitos, caracterizam as zonas mais elevadas do relevo; os metadolomitos e, em parte, os filitos as zonas mais deprimidas; e os diques básicos configuram cristas quando seccionam as zonas deprimidas e vales quando cortam os quartzitos. Adaptado de Bigarella & Salamuni (1958a).....	38
<b>Figura 2.15</b> - Mapa de formas cársticas com os principais direções estruturais da área em estudo. Formas cársticas adaptadas de Silva (1992). Legenda segundo UNESCO (1983).....	41
<b>Figura 2.16</b> - Modelo conceitual de formas de relevo geradas em pedreiras de rochas carbonáticas (Gagen & Gunn, 1987).....	43
<b>Figura 2.17</b> - Modelo conceitual do desenvolvimento de feições antropogênicas tipo dolinas sobre as margens de pedreiras abandonadas de rochas carbonáticas (Gunn & Gagen, 1987).....	44
<b>Figura 3.1</b> - Taxas experimentais de dissolução em rochas carbonáticas. A e B. Solubilidades de amostras de rochas carbonáticas em água em equilíbrio com a pressão parcial do CO <sub>2</sub> atmosférico <i>versus</i> o conteúdo de CaCO <sub>3</sub> e MgCO <sub>3</sub> (Gerstenhauer & Pfeffer <i>apud</i> Ford & Williams, 1989). C. Taxa de dissolução carbonática a 22 % de saturação comparada com a textura petrográfica de rochas carbonáticas. Modificado de Rauch & White (1977).....	52
<b>Figura 3.2</b> - Influência dos principais sistemas de fraturamentos na localização dos processos de carstificação, recarga, circulação e armazenamento de água nos aquíferos cársticos (Milanovic,1981).....	54
<b>Figura 3.3</b> - Principais tipos de fraturas desenvolvidas durante as deformações tectônicas. A . Fraturamentos (Hobbs <i>et al.</i> , 1976). B. Dobramentos (Stearns & Friedman, 1970).....	56

<b>Figura 3.4</b> - Corte vertical de uma pedreira de calcário evidenciando o alargamento de fraturas próximo à superfície e o seu fechamento em profundidade (Williams, 1983).....	57
<b>Figura 3.5</b> - Bloco-diagrama com as feições geológicas que influenciam o desenvolvimento das zonas preferenciais de carstificação. Adaptado de Lattman & Parizek (1964).....	58
<b>Figura 3.6</b> - Zonas de fraturas e carstificação localizadas nas cristas dos anticlinais em rochas carbonáticas. Adaptado de Davis & DeWiest (1966) por Freeze & Cherry (1979).....	59
<b>Figura 3.7</b> - Distribuição das principais unidades geológicas do leste paranaense. Adaptado de Reis Neto & Soares (1987).....	61
<b>Figura 3.8</b> - Distribuição das faixas carbonáticas proterozóicas. Modificado de Campanha <i>et al.</i> (1987).....	62
<b>Figura 3.9</b> - Classificação química das rochas carbonáticas das faixas NW, Central e SE, segundo o diagrama de Martinet & Sougy (1961). Os dados químicos foram retirados de Mineropar (1987).....	63
<b>Figura 3.10</b> - Seção geológica na direção N10W com os principais conjuntos litológicos da Formação Capiru na área em estudo. Localização na figura 3.11. Adaptado de Fiori (1990).....	66
<b>Figura 3.11</b> - Localização da seção geológica (A-B) da figura 3.10. Adaptado de Fiori (1994).....	67
<b>Figura 3.12</b> - Mapa geológico-estrutural do sítio de Tranqueira. Adaptado de Santos & Schott (1982) e Nadalin (1996).....	72
<b>Figura 3.13</b> - A. Mapa de traços de fratura em fotografias aéreas. B. Diagrama de roseta das direções de traços de fratura.....	78
<b>Figura 3.14</b> - Figura esquemática representando a falha transcorrente da Lancinha (FL) e as estruturas a ela associadas. Adaptado de Soares (1987).....	76
<b>Figura 4.1</b> - Mapa de localização das sondagens elétricas verticais e dos caminhamentos elétricos realizados na área de Tranqueira.....	79
<b>Figura 4.2</b> - Representação esquemática da distribuição do conjunto eletródico. Adaptado de Vieira <i>et al.</i> (1991).....	80
<b>Figura 4.3</b> - Perfis elétricos de resistividade aparente em calcários (1), calcários carstificados (2) e calcários carstificados saturados de água (3) (Arandjetovic, 1976 <i>apud</i> Milanovic, 1981). Situação A. Calcário compacto não carstificado. B. Calcário carstificado com redução da carstificação com o aumento da profundidade. C. Calcário carstificado parcialmente saturado de água. D. Calcário intensamente carstificado parcialmente saturado de água.....	82
<b>Figura 4.4</b> - Perfil de resistividade elétrica típico de zonas carbonáticas. A profundidade do corpo rochoso investigado aumenta com o espaçamento eletródico AB/2 (Astier, 1984 <i>apud</i> Ford & Williams, 1989).....	83
<b>Figura 4.5</b> - Representação esquemática de diagramas elétricos e dos modelos gráficos interpretativos de camadas referentes às sondagens elétricas verticais (SEV) de 1 a 10. Adaptado de GEA (1994).....	84
<b>Figura 4.6</b> - Representação esquemática de diagramas elétricos e dos modelos gráficos interpretativos de camadas referentes às sondagens elétricas verticais (SEV) de 11 a 20. Adaptado de GEA (1994).....	85
<b>Figura 4.7</b> - Perfis de resistividade aparente dos caminhamentos elétricos na área estudada. Adaptado de GEA (1994).....	87
<b>Figura 4.8</b> - A e B. Perfis litológicos interpretados associados com diagramas elétricos de resistividade aparente para a área de Tranqueira. Localização das sondagens elétricas verticais na figura 4.3 e dos poços tubulares na figura 5.4.....	88
<b>Figura 5.1</b> - Bloco-diagrama com as zonas de fluxo vertical e horizontal (Paloc, 1977).....	89
<b>Figura 5.2</b> - Perfil esquemático de um sistema hidrogeológico cárstico. Adaptado de Bonacci (1987).....	90
<b>Figura 5.3</b> - Gráficos de precipitação (Estação Juruqui) e variação do nível freático em poços cacimba na área de Tranqueira. Localização dos poços na figura 5.4.....	92
<b>Figura 5.4</b> - Localização dos poços cacimba e poços tubulares perfurados na área de Tranqueira.....	91

<b>Figura 5.5</b> - Representação das principais unidades geológicas e hídricas da Região Metropolitana de Curitiba. Adaptado de Lisboa & Bonacim (1995).....	94
<b>Figura 5.6</b> - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural elaborado pelos geólogos A. A. Lisboa e M. A. Fontana (Lisboa & Bonacim, 1995).....	96
<b>Figura 5.7</b> - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural resultante da compartimentação do sistema hidrogeológico cárstico (JICA, 1995).....	96
<b>Figura 5.8</b> - Isopiezas virtuais traçadas em duas porções da área de Tranqueira com indicação das principais direções de fluxo virtual durante o período estudado. A. Época de estiagem. B. Época chuvosa.....	98
<b>Figura 5.9</b> - Gráficos de precipitação (Estação Juruqui) e variação do nível estático dos poços 18, 11, 17 e 16 na área em estudo.....	99
<b>Figura 5.10</b> - Gráficos de precipitação (Estação Juruqui) e variação do nível estático dos poços 21, 20, 15 e 13 na área em estudo.....	100
<b>Figura 5.11</b> - Hidrograma da surgência 2 com indicação dos coeficientes de recessão ( $\alpha$ ) para o período de recessão a partir de março de 1995.....	103
<b>Figura 5.12</b> - Gráfico mostrando o excedente hídrico disponível para infiltração e escoamento, resultante da diferença entre a precipitação e a evaporação para o período analisado na área de Tranqueira.....	104
<b>Figura 5.13</b> - Ilustração esquemática das fases de evolução da permeabilidade secundária. Adaptado de Veni (1987).....	107
<b>Figura 5.14</b> - Ilustração esquemática da distribuição da água subterrânea em rochas carbonáticas com permeabilidade secundária. Adaptado de Walker (1956) e Davis & De Wiest (1966) por Freeze & Cherry (1979).....	108
<b>Figura 5.15</b> - Representação esquemática de zonas de alta permeabilidade em vales com planície aluvial (a) e sem a presença de drenagem (b) (Parizek, 1976).....	109
<b>Figura 5.16</b> - Principais zonas de alta permeabilidade inferidas na área de Tranqueira e localização do perfil da figura 5.17.....	110
<b>Figura 5.17</b> - Perfil esquemático (A-B) na área de Tranqueira, com ênfase para as zonas de alta permeabilidade. Localização do perfil na figura 5.16.....	111
<b>Figura 5.18</b> - Gráfico de consistência para os dados pluviométricos da estação Juruqui pelo método da dupla massa.....	115
<b>Figura 5.19</b> - Localização das réguas linimétricas no rio Barigui.....	117
<b>Figura 5.20</b> - Curvas-chave e equações matemáticas dos postos fluviométricos 1, 2 e 3. Adaptado de ENGEMIN (1995a).....	119
<b>Figura 5.21</b> - Precipitação no período analisado e Hidrograma da porção do rio Barigui na área em estudo.....	120
<b>Figura 5.22</b> - Hidrograma do rio Barigui com os coeficientes de recessão e os componentes de fluxo $d$ (escoamento superficial direto), $i$ (escoamento hipodérmico) e $s$ (escoamento subterrâneo) para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995.....	124
<b>Figura 5.23</b> - Coeficientes de recessão $\alpha$ ( $\text{dia}^{-1}$ ) para as bacias hidrográficas do Rio Ribeira do Iguape (0,012) e do Rio Iguazu (0,022 e 0,026). Adaptado de CEPAR (1990).....	125
<b>Figura 5.24</b> - Hidrograma do Rio Pasaúna com os coeficientes de recessão para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995.....	126
<b>Figura 5.25</b> - Decomposição da curva de recessão (Sanjulian et al, 1986). O termo $q_0$ corresponde a diferença entre $Q_0$ e a vazão do fluxo de base prolongada até a ordenada ( $Q_{ro}$ ), e $t$ (geralmente expresso em dias) representa o tempo transcorrido entre o início da recessão ( $t_0$ ) e o começo do fluxo de base ( $t_i$ ).....	131
<b>Figura 5.26</b> - Representação esquemática da migração do material de cobertura para o interior de cavidades no substrato carbonático. Adaptado de Nakazawa <i>et al</i> (1987).....	136
<b>Figura 5.27</b> - Ilustração esquemática do desabamento de teto de cavernas em massas carbonáticas carstificadas. Adaptado de Mylroie (1987).....	135
<b>Figura 5.28</b> - Preenchimento de cavidades no substrato carbonático por materiais inconsolidados provocado pelo bombeamento de poços tubulares. Adaptado de Newton (1984).....	137
<b>Figura 6.1</b> - Localização dos pontos de amostragem para determinação dos parâmetros físico-químicos, químicos e físicos.....	142
<b>Figura 6.2</b> - Classificação química das águas do aquífero cárstico no diagrama de Piper.....	151

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 3.1</b> - Classificação de rochas carbonáticas.....	48
<b>Tabela 3.2</b> - Composição química de dolomitos.....	49
<b>Tabela 5.1</b> - Espessura, profundidade e altitude dos condutos cársticos na área de Tranqueira .....	93
<b>Tabela 5.2</b> - Valores extremos dos níveis piezométricos (N.P.) observados em poços tubulares no aquífero cárstico durante o período de Fev/95 a Out/95.....	97
<b>Tabela 5.3</b> - Valores de permeabilidade (k) e condutividade hidráulica (K) para várias massas rochosas e depósitos inconsolidados.....	105
<b>Tabela 5.4</b> - Vazões médias (m <sup>3</sup> /h) e vazões específicas (m <sup>3</sup> /h/m) apresentadas por poços perfurados na área de Tranqueira.....	112
<b>Tabela 5.5</b> - Dados pluviométricos mensais da estação Juruqui.....	114
<b>Tabela 5.6</b> - Dados pluviométricos mensais das estações Passaúna de Santa Felicidade (1) e Barragem Sanepar - Passaúna (2).....	115
<b>Tabela 5.7</b> - Dados de evaporação mensal da estação da F.E.F.A.....	116
<b>Tabela 5.8</b> - Vazões médias do Rio Barigui obtidas no posto fluviométrico 3.....	123
<b>Tabela 5.9</b> - Vazões médias do Rio Passaúna obtidas no posto fluviométrico da Estação Montante Aterro Sanitário.....	126
<b>Tabela 5.10</b> - Elementos do balanço hídrico e suas relações.....	128
<b>Tabela 5.13</b> - Classificação de nascentes cársticas em função das características da vazão.....	133
<b>Tabela 6.1</b> - Valores de pH e de condutividade elétrica corrigida para águas do aquífero cárstico em estudo .....	143
<b>Tabela 6.2</b> - Valores de cor (unidades de cor) e de turbidez (unidades nefelométricas de turbidez) para as águas subterrâneas da área em estudo.....	144
<b>Tabela 6.3</b> - Valores referentes ao erro de balanço iônico (EBI) e de dureza total (DT) para amostras de água do aquífero cárstico estudado.....	146
<b>Tabela 6.4</b> - Classificação das águas segundo dureza.....	147
<b>Tabela 6.5</b> - Valores de índices de saturação em calcita e dolomita para amostras de água de surgências e poços tubulares na área em estudo.....	148
<b>Tabela 6.6</b> - Índices de saturação em calcita e dolomita, temperatura e pH para Ressurgência Santana no sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira do Iguape.....	149
<b>Tabela 6.7</b> - Resultados de análises químicas obtidas neste estudo.....	150

## LISTA DE FOTOGRAFIAS

<b>Foto 2.1</b> - Ausência da zona de transição entre o solo e a rocha observada em uma pedreira de metadolomito situada a 1,2 km da rodovia estadual PR092, a nordeste da localidade de Tranqueira (fig. 2.15).....	31
<b>Foto 2.2</b> - Zonas deprimidas em relação às cristas quartzíticas e filíticas devido a presença de metadolomitos carstificados. Estas zonas estão situadas próximo à Granja Venda Velha, a leste da localidade de Tranqueira.....	37
<b>Foto 2.3</b> - Vales assimétricos com fundo chato e encostas convexas, retilíneas, e côncavas dependendo da litologia.....	37
<b>Foto 2.4</b> - A e B. Dolinas preenchidas com água observadas nas zonas deprimidas do terreno na área em estudo. A. Dolina situada próxima à Granja Venda Velha. B. Dolina localizada próximo ao portão de entrada da Chácara São Francisco.....	39
<b>Foto 2.5</b> - Metadolomitos expostos ao longo das dos vales na área de Tranqueira.....	42
<b>Foto 2.6</b> - Entalhamento de lapiás na superfície exposta das rochas carbonáticas na área estudada.....	42
<b>Foto 2.7</b> - Ocorrências de formas antropogênicas de relevo geradas por pedreira de metadolomito. A. Blocos de desabamento (1), cone de detritos (2) e torre (3). B. Juntas abertas (4). Pedreira localizada a 1,2 km da rodovia estadual PR092, a nordeste da localidade de Tranqueira (fig. 2.15).....	46
<b>Foto 3.1</b> - Principais padrões de fraturamento observados na área em estudo. A. N10E-20°E. B. N30-50°E e N40-50°W. C. N40-50°W.....	77

## RESUMO

Neste trabalho, foram aplicadas técnicas de análise geológica, geofísica, hidrológica, hidrogeológica e hidroquímica, com o objetivo de caracterizar o mecanismo de funcionamento do sistema hidrogeológico cárstico desenvolvido nos metacarbonatos proterozóicos da Formação Capiuru (Grupo Açungui). A área de estudo, denominada Tranqueira, situa-se a aproximadamente 25 km ao norte da cidade de Curitiba, abrangendo os municípios de Almirante Tamandaré e Colombo (Região Metropolitana de Curitiba, Estado do Paraná).

Os aspectos geológico-geomorfológicos indicaram que as faixas rebaixadas no terreno (correspondentes aos metadolomitos carstificados), limitadas por barreiras praticamente impermeáveis (diques de diabásio de direção NW e cristas filíticas e quartzíticas de direção NE), constituem unidades morfoestruturais com alta permeabilidade. Já a análise dos dados estruturais permitiu determinar as direções N30-50°E e N40-60°W como sendo as que apresentam as melhores condições para o desenvolvimento de condutos de dissolução. Estes condutos são os principais responsáveis pelo armazenamento e circulação da água subterrânea no sistema hidrogeológico cárstico estudado.

A partir dos diagramas elétricos e de perfis litológicos de poços tubulares, pode-se inferir que a profundidade média da carstificação, evidenciada pela presença de condutos nos perfis e pela variação da resistividade aparente nos diagramas, apresenta-se em torno de 50 m. A profundidade máxima da carstificação, isto é, o limite inferior do sistema hidrogeológico cárstico investigado, varia em torno de 100 m.

As condições de exploração (vazão permissível e número de poços tubulares) da unidade principal do sistema analisado — o aquífero cárstico —, foram determinadas por meio da aplicação de métodos hidrológicos (balanço hídrico e separação dos componentes do hidrograma do rio Barigui) e métodos hidrogeológicos (teste de bombeamento). De maneira geral, esses métodos analisam quantitativamente as entradas e saídas do sistema, o que possibilita avaliar as recargas profunda e de transição. O valor estimado para a vazão

permissível na área de Tranqueira foi de 630 m<sup>3</sup>/h (0,175 m<sup>3</sup>/s) a partir da recarga de transição, e de 651,6 m<sup>3</sup>/h (0,181 m<sup>3</sup>/s) a partir da vazão média de longo período do rio Barigui. Assim, é adequada a exploração de 6 a 7 poços tubulares na área de Tranqueira, localizados preferencialmente em unidades morfoestruturais distintas, com uma vazão média por poço de 100 m<sup>3</sup>/h (0,028 m<sup>3</sup>/s).

Com relação a caracterização hidroquímica, as águas do aquífero cárstico são classificadas como bicarbonatadas cálcicas, apresentando-se como brandas a medianamente duras. Seus índices de saturação em calcita e dolomita demonstraram que, apesar de apresentarem-se insaturadas (comportamento corrosivo) em alguns pontos e supersaturadas (comportamento incrustante) em outros, encontram-se muito próximas do equilíbrio.

## ABSTRACT

Geological, geophysical, hydrological, hydrogeological techniques and hydrochemical analyses were used to determine the hydrogeological characteristics of the karst system which developed in the Proterozoic metacarbonates of Capiru Formation (Açungui Group). The study area, named Tranqueira, is situated 25 km North of Curitiba, including Almirante Tamandaré and Colombo counties (State of Paraná).

Observed geological and geomorphological characteristics show that the depressed zones corresponding to karstified metadolomites are limited by almost impermeable barriers (diabase dykes and quartzite tops) and form highly permeable morphostructural units. The structural data analysis enabled for the determination of the most probable fracture strikes (N30-50°E; N40-60°W) which formed the dissolution channels. The channels allow for the flow and storage of groundwater in the studied karst hydrogeological system.

The mean depth of karstification was estimated to be 50 m, as interpreted from electrical resistivity soundings and as observed in the lithological well logs. The maximum depth extent is around 100 m.

The karst aquifer exploitation conditions, such as “permissive yield” and number of wells, were determined by applying hydrological techniques (water balance at Tranqueira region and hydrograph component separation at Barigui River), and by hydrogeological techniques such as pumping test. These techniques analyse quantitatively the system inputs and outputs, allowing for the evaluation of deep and transitional recharges. The calculated “permissive yield” of Tranqueira region is 630 m<sup>3</sup>/h (0,175 m<sup>3</sup>/s) according to the transitional recharge values, and 651,6 m<sup>3</sup>/h (0,181 m<sup>3</sup>/s) according to the long-period mean yield of Barigui River. Therefore, six or seven wells with an average yield of 100 m<sup>3</sup>/h (0,028 m<sup>3</sup>/s) each can be exploited at Tranqueira region.

As the number of sampled wells is low and a systematical sampling during a determined period of time was not possible, the evaluations resulting from the hydrogeochemical data are preliminar. With respect to hardness, the water at

Tranqueira region is classified as being soft to medium-hard. In some places the water may be undersaturated (with aggressive behaviour) or supersaturated (with incrusting behaviour), but the calcite and dolomite saturation index show that the water is generally close to the equilibrium point.

## AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento das diversas atividades que permitiram a realização desta dissertação de mestrado só foi possível graças à colaboração (direta ou indireta) de várias pessoas e entidades, às quais a autora gostaria de manifestar seus agradecimentos.

À Companhia de Saneamento do Paraná, pelo apoio financeiro e técnico, através da Gerência de Hidrogeologia e da Gerência de Sistemas de Informação, em especial aos geólogos Marcos Justino Guarda e Jurema Feltrin, ao técnico de campo Pery Pedro da Silva Vaz e ao analista de sistemas Ayrton Luiz Torrecilla Machado.

À Minerais do Paraná pelo empréstimo de fotografias aéreas, ao Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica pelo fornecimento de dados hidrológicos e à hidróloga Maria Emília Schwarz Accioly, coordenadora dos trabalhos hidrológicos e geotécnicos realizados na área em estudo pela empresa Engemin - Engenharia e Geologia Ltda.

Aos colegas do Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, especialmente ao geólogo Gernot Schicker pelo apoio nos trabalhos de campo, ao geólogo João Nogueira Filho pelo auxílio na confecção dos gráficos e aos geólogos Álvaro Amoretti Lisboa e Ana Lizete Rocha pelas discussões sobre o tema de trabalho.

À M.Sc. Renata de Paula Xavier Moro e ao Prof. Dr. Paulo César Giannini do Departamento de Geologia da UFPR, pela revisão do texto.

Ao desenhista Otto Laurentino Rosa do Departamento de Geologia da UFPR, responsável por várias das ilustrações apresentadas neste trabalho, à bibliotecária Eliane Maria Stropparo da biblioteca do Setor de Tecnologia da UFPR, e às bibliotecárias do CEHPAR - Centro de Hidráulica e Hidrologia Professor Parigot de Souza, Maria de Lourdes Machosky e Wally Schick Martins.

Aos meus pais, Maria Angeline Bonacim e Itero Oswaldo Bonacim, pelo incentivo e apoio.

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

#### 1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O TEMA DE TRABALHO

O termo *carste* (*karst*) descreve terrenos com hidrologia (superficial e subterrânea) característica e paisagens típicas, resultantes da escultura de rochas que apresentam alta solubilidade e porosidade secundária bem desenvolvida. Esses terrenos são constituídos de calcários, dolomitos, gipso, halita e outros materiais solúveis. As rochas carbonáticas, que ocupam aproximadamente 12% das áreas continentais secas (sem a presença de gelo), com vários quilômetros de espessura e volumes de milhões de quilômetros cúbicos, são as principais rochas dos terrenos cársticos. Desse total, a extensão dos terrenos carbonáticos que efetivamente desenvolvem paisagens cársticas típicas e/ou circulação de água subterrânea é de 7 a 10% (Ford & Williams, 1989).

Nos terrenos cársticos, os processos de dissolução operantes através do tempo sobre as várias rochas solúveis, tanto pela ação da água superficial quanto da água subterrânea, geram feições com características específicas únicas, tais como dolinas, lapiás, sumidouros, depressões fechadas, cavernas e canais. Na realidade, os processos de dissolução iniciam-se durante as chuvas com a circulação das águas de escoamento por sobre a superfície topográfica. Assim, muitas das feições características do modelado cárstico formadas nesse primeiro estágio da circulação superficial da água agem como formas de absorção, introduzindo a água para o interior dos maciços cársticos. A complexidade e a diversidade dessas feições formadas sob condições geológicas e climáticas diversas permitem a existência de mais de um tipo de carste, encontrados em várias latitudes geográficas.

Em consequência do carste ser o produto de diversos processos geológicos, constituindo um fenômeno complexo, o estudo dos recursos hídricos associados a ele exige a aplicação de várias técnicas oriundas da geologia, geofísica, hidrogeologia, geomorfologia, geografia e espeleologia, entre outras. Muitas dessas técnicas, aplicadas com sucesso em outros ambientes geológicos, tiveram de ser

modificadas e ajustadas às condições cársticas. Muitas vezes, também tem sido necessário o desenvolvimento de métodos de investigação novos e específicos (Milanovic, 1981).

Outro aspecto importante dos terrenos cársticos, devido aos mesmos serem apropriados ao desenvolvimento de projetos hídricos, energéticos e de mineração, é a sua extrema fragilidade aos danos ambientais. Frequentemente, esses terrenos respondem às pressões ambientais de uma maneira mais rápida e mais dramática do que outros tipos de terrenos. As pressões ambientais, representadas pelo aumento da população, expansão urbana, e aumento da demanda no limite dos recursos hídricos, geralmente conduzem a uma degradação ambiental. Os danos ambientais causados pelos fenômenos naturais ou induzidos pelo homem nessas áreas podem ter consequências sérias, sendo necessária as devidas precauções técnicas, mesmo que sua ocorrência não seja frequente (Back & Arenas, 1989).

Muitos estudos hidrogeológicos realizados em áreas cársticas sob o ponto de vista sistêmico têm demonstrado que esta visão global é necessária para uma melhor compreensão dos fenômenos cársticos e para sua análise interdisciplinar (Sanchez, 1992). Portanto, a abordagem sistêmica é de extrema importância para a exploração, gerenciamento e conservação dos recursos hídricos subterrâneos de regiões cársticas, bem como para o planejamento do seu uso e da sua ocupação.

## **1.2 ABORDAGEM SISTÊMICA**

Devido ao caráter multidisciplinar das investigações em regiões cársticas e das particularidades apresentadas pelos processos químicos e hidrológicos associados, principalmente em subsuperfície, a abordagem sistêmica parece ser a mais adequada. De acordo com Kresic (1992), esse tipo de abordagem, está extremamente presente, com inúmeras aplicações, em vários campos da pesquisa científica, relacionando-se tanto com as leis da natureza quanto com as da sociedade. Segundo Sanchez (1992), a construção de modelos cársticos consistentes com a teoria geral dos sistemas possibilita a utilização de várias técnicas no entendimento do mecanismo de funcionamento, principalmente, análises de correlação entre as entradas (*inputs*) e saídas (*outputs*) do sistema.

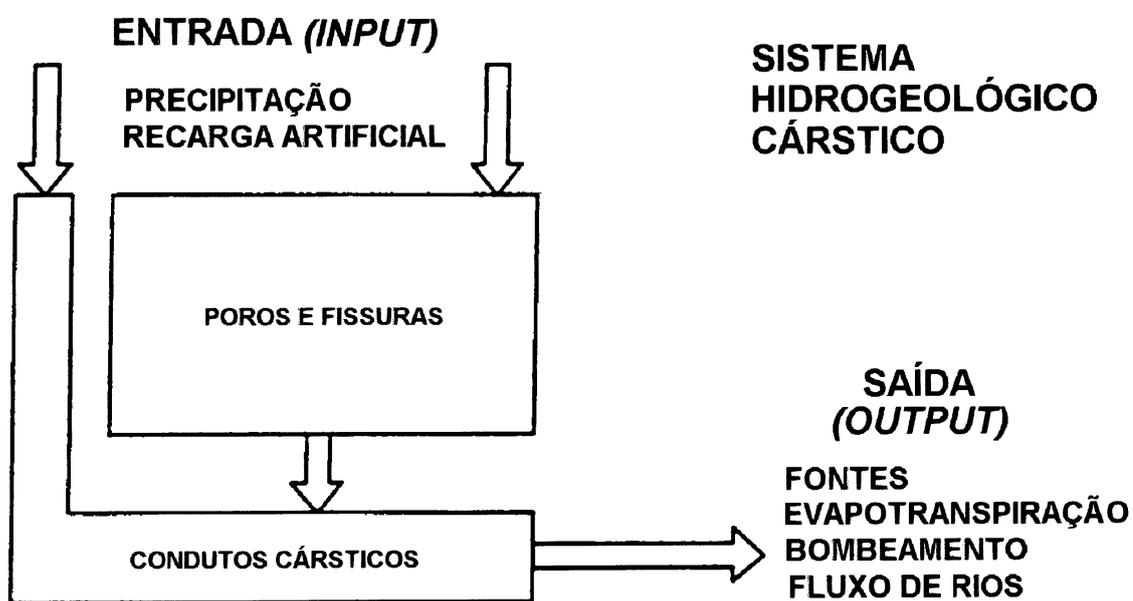
A teoria geral de sistemas evoluiu a partir do final dos anos 20, com base nas proposições de Defay, Bertalanffy (teoria organística) e Weiss (reação sistêmica) para aplicações nas áreas de biologia e termodinâmica (Christofolletti, 1979; Giannini, 1994). Dooge (1973 *apud* Tucci, 1987), revisando os conceitos fundamentais para definir sistema, concluiu que um sistema “é qualquer estrutura, esquema ou procedimento, real ou abstrato, que num dado tempo de referência inter-relaciona-se com uma entrada, causa ou estímulo de energia ou informação, e uma saída, efeito ou resposta de energia ou informação”. Portanto, o termo sistema pode ser compreendido como um grupo de constituintes, mais ou menos interdependentes, com vários tipos de interconexões, que atua como um mecanismo complexo respondendo através de uma saída a uma entrada. O sistema hidrogeológico cárstico é um exemplo típico de um conjunto de constituintes exposto a diferentes influências externas (precipitação, afluência de drenagens superficiais, temperatura do ar, etc.), que muda constantemente de estrutura (Kresic, 1992), e apresenta fluxos de saída em resposta aos fluxos de entrada.

A caracterização de qualquer sistema independe de sua natureza ou dimensão, pois todos os sistemas são partes de sistemas cada vez maiores e seus componentes são uma sequência de subsistemas, os quais constituem sistemas completos em si mesmos. Sistemas abertos como a maioria dos sistemas naturais apresentam ainda interfaces com outros sistemas através da troca de matéria e energia. Os sistemas abertos dependem dos outros sistemas para sua manutenção, podendo também interferir nestes últimos com o que poduzem (Mendonça, 1984 *apud* Cava, 1992).

A descrição externa de um sistema determina o seu padrão de operação. De acordo com Dooge (1968 *apud* Giannini, 1994), a forma mais usual de abordar esta operação é através das relações (canais ou funções de transferência) entre entradas e saídas de matéria, energia ou informação. Já a descrição interna determina as estruturas organizadas do sistema através de modelos de formas que referem-se tanto à geometria do sistema como à sua constituição (Giannini, 1994).

Kresic (1992), na descrição externa de um sistema hidrogeológico cárstico,

caracteriza as entradas principais do sistema como a infiltração da precipitação, o desaparecimento de drenagens superficiais, drenagem de outros aquíferos vizinhos e recarga artificial; as saídas mais comuns seriam a evapotranspiração, a descarga para as drenagens superficiais ou para outros aquíferos e a descarga de fontes (fig. 1.1).



**Figura 1.1** - Entradas e Saídas de um sistema hidrogeológico cárstico. Adaptado de Kresic (1992) e Behrens *et al.* (1992).

Na descrição interna, a estrutura do sistema está relacionada, frequentemente, ao tipo e grau da porosidade do aquífero. A porosidade primária formada durante a litogênese das rochas solúveis expostas aos processos de carstificação é geralmente muito menos expressiva do que a porosidade secundária. Essa porosidade resulta da ação de forças endógenas (tectônicas) e exógenas (atmosféricas). Assim, nos aquíferos cársticos são encontradas porosidades de blocos rochosos homogêneos, de fissuras e de grandes falhas carstificadas, porosidade de cavernas cársticas ou cavidades em geral e de depósitos clásticos presentes nas discontinuidades referidas anteriormente. Esse autor define ainda os limites do sistema como internos e externos. Os primeiros são caracterizados, por exemplo, por zonas de falha de baixa permeabilidade e

diferenças litológicas (mineralógicas) dos estratos ou unidades estratigráficas, e os últimos seriam exemplificados pelos contatos do aquífero cárstico com outras formações geológicas de baixa permeabilidade a impermeáveis.

Na análise quantitativa dos elementos internos e externos dos sistemas hidrogeológicos cársticos, Kresic (1992) agrupa os métodos de estudo disponíveis em:

- a) Métodos hidrológicos: traçadores, curva de recessão, separação dos componentes do hidrograma e balanço hídrico;
- b) Métodos estocásticos estatísticos: distribuição probabilística, regressão, funções
- c) Kernel, variograma e krigagem, e modelos estocásticos;
- c) Métodos hidrogeológicos: soluções analíticas (teste de bombeamento e teste de permeabilidade) e soluções numéricas, método da diferença finita, método do elemento finito e método do elemento limite;
- d) Outros: modelos de células mistas e modelos combinados (determinístico + estocástico).

No estudo do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira, em função do tipo, número e qualidade dos dados obtidos, aplicaram-se alguns métodos hidrológicos e hidrogeológicos.

Dentre os métodos hidrológicos, a análise da curva de recessão e a separação dos componentes do hidrograma permitiram a determinação das descargas (saídas) do aquífero cárstico, através da análise do hidrograma de descarga de fontes e de rios. Esses fluxos de saída representam a combinação de várias respostas à recarga do aquífero (entrada). Kresic (1992) ressalta que muitas vezes o monitoramento contínuo da descarga de fontes (saída do sistema) é a única forma de identificação quantitativa, pois em aquíferos cársticos os parâmetros hidrogeológicos principais, como os coeficientes de transmissividade e de armazenamento, são praticamente impossíveis de serem definidos pelos métodos clássicos (teste de bombeamento, teste de permeabilidade, etc.). O balanço hídrico, outro método hidrológico aplicado neste estudo, depende principalmente da precisão com que os elementos do ciclo hidrológico podem ser medidos.

O método hidrogeológico utilizado foi o teste de bombeamento (solução

analítica), o qual permitiu a definição das vazões de poços tubulares perfurados no aquífero investigado. Os dados obtidos dos testes de bombeamento não foram empregados para definir as propriedades hidrogeológicas do aquífero investigado, pois esses métodos hidrogeológicos foram desenvolvidos basicamente para meios porosos (aquíferos com porosidade intergranular), a partir da aplicação de equações padrões (Lei de Darcy, equações de Dupuit, de Laplace, de Theis, etc.) de fluxo subterrâneo.

### 1.3 HISTÓRICO

O carste clássico, objeto das primeiras investigações científicas realizadas no final do século XIX, foi definido nas formações calcárias ao norte do Adriático, na península de Istria, no Noroeste da antiga Iugoslávia, próximo à fronteira italiana. O termo empregado para se referir a essa região no período romano era *Carsus* e *Carso*. No entanto, com a anexação desta pequena porção dos Alpes Dináricos pelo império austro-húngaro, o termo foi germanizado para *Karst*. Ambas as expressões provêm do termo indo-europeu *krs* que evoluiu para *kras* e significa pedra dura.

As feições cársticas características anteriormente citadas, comuns aos carstes típicos ou mediterrâneos e que se desenvolvem principalmente em áreas carbonáticas da Europa, são encontradas em outras regiões cársticas do globo, algumas vezes com pequenas variações. Nas regiões cársticas tropicais das Antilhas e da Ásia, também ocorrem outros tipos morfológicos designados de mogotes, cones e *cockpits*.

No Brasil, as regiões cársticas representam, segundo estimativa preliminar de Karmann (1994), aproximadamente 5 a 7 % do total da área do território nacional. Ainda de acordo com esse autor, os exemplos mais extensos e contínuos de terrenos cársticos estão associados às rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção central do país, do Grupo Corumbá no Mato Grosso do Sul e do Grupo Araras no Mato Grosso. Também na região sudeste os terrenos cársticos estão presentes nas sequências carbonáticas do Grupo Açungui e correlatos, tendo porém uma expressão em superfície muito menor do que nas outras áreas referidas.

Os primeiros estudos realizados em terrenos cársticos tratavam da morfologia

cárstica. Posteriormente, em função da relação entre uma série de fenômenos de erosão e dissolução subterrânea e da presença da água em subsuperfície, surgiu a hidrogeologia cárstica. Segundo Lladó (1970), este ramo da hidrogeologia é muito mais amplo do que qualquer outro, pois os fenômenos físico-químicos que se processam durante a circulação subterrânea da água em rochas carbonáticas não são encontrados em águas que circulam por outros tipos rochosos.

Os trabalhos técnico-científicos referentes às regiões cársticas são numerosos na literatura internacional, porém com mais ênfase para aqueles carstes em áreas temperadas do que para os de regiões tropicais e subtropicais. No Brasil, a bibliografia existente sobre terrenos cársticos é relativamente escassa, destacando-se os estudos espeleológicos em áreas carbonáticas dos estados de Minas Gerais, Bahia, São Paulo e Paraná, os trabalhos de viabilidade de barragens nos vales dos rios São Francisco e Ribeira do Iguape, as investigações dos fenômenos de subsidência e colapso associados à evolução de carstes cobertos em Cajamar-SP (Prandini *et al.*, 1987; Nakagawa *et al.*, 1987), os estudos do relevo da região de Pedro Leopoldo e Lagoa Santa - MG (Kohler, 1989), e, mais recentemente, as pesquisas de Karmann (1994) sobre dinâmica e evolução da região cárstica do alto vale do rio Ribeira do Iguape. Mais especificamente na área de hidrogeologia cárstica, ressaltam-se os trabalhos de Silva (1984a) e Guerra (1986), nos terrenos carbonáticos do Grupo Bambuí em Minas Gerais e Bahia, respectivamente.

No Paraná, destacam-se os estudos geológicos realizados principalmente nas décadas de 50 e 60 por J.J. Bigarella e R. Salamuni (Bigarella, 1953; Bigarella & Salamuni, 1958 a e b, entre outros), nas faixas carbonáticas da porção sudeste do Estado. Sob o ponto de vista hidrogeológico, essa região começou a ser investigada pelos geólogos da antiga SUREHMA - Superintendência de Recursos Hídricos e Meio Ambiente, a partir do início dos anos 90 (Costa Souza *et al.*, 1992). Esse grupo de pesquisadores, em especial os geólogos A.A. Lisboa e M.A. Fontana, introduziu o conceito de células morfoestruturais, limitadas por cristas filíticas e quartzíticas de direção NE e diques de diabásio de direção NW (Lisboa, 1992). Cada célula, com padrão geométrico losangular, constitui-se em uma unidade com

características litológicas, estruturais e geomorfológicas similares às demais, mas com comportamento hidráulico independente. A região também foi compartimentada por esses pesquisadores em oito áreas de exploração do aquífero cárstico, as quais são denominadas de: Almirante Tamandaré, Colombo, Rio Branco do Sul, Tranqueira, Cabeceira do Atuba, São Miguel, Várzea do Capivari e Marmeleiro. Posteriormente, GEOTECNICA *et al.* (1992) apresentaram um relatório sobre o aproveitamento do aquífero cárstico ao Norte de Curitiba. Os resultados e modelos oriundos desses estudos foram publicados por Fraga (1994), em uma análise introdutória sobre o carste paranaense e, ainda, auxiliaram as investigações sobre os recursos hídricos no Paraná realizados pela JICA - Japan International Cooperation Agency (1995). Devem ser mencionados ainda os levantamentos de formas cársticas através de análises geomorfológicas, efetuados por Silva (1991) e Luz (1992), o monitoramento de fenômenos de subsidência do terreno em função da exploração do aquífero cárstico da região, realizados por Nadal *et al.* (1995), e a elaboração de cartas temáticas na região do aquífero cárstico coordenada pelo Prof. Mauro Salgado Monastier do DEGEO da UFPR (GEA - Geologia e Engenharia Ambiental Ltda, 1996).

#### **1.4 LOCALIZAÇÃO E APRESENTAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO**

A região em estudo integra os terrenos cársticos que se desenvolvem nas sequências proterozóicas de rochas carbonáticas na porção leste do Estado do Paraná. A área investigada, denominada de Tranqueira, cobre uma superfície aproximada de 33 km<sup>2</sup> e distribui-se pelos municípios de Almirante Tamandaré e Colombo (Região Metropolitana de Curitiba), ao norte da cidade de Curitiba. É limitada pelos paralelos 25°13'00" e 25°17'00" de latitude sul e pelos meridianos 49°15'00" e 49°20'00" de longitude oeste (fig. 1.2).

O acesso principal ao local de estudo é feito pela rodovia estadual PR092 (Rodovia dos Minérios), que liga Curitiba a Cerro Azul e atravessa a porção central da área no sentido norte-sul. Várias estradas secundárias distribuídas ao longo da PR092 formam uma malha viária densa, permitindo o acesso fácil a todas as porções do terreno. A localidade de Tranqueira, nas proximidades da PR092 e da

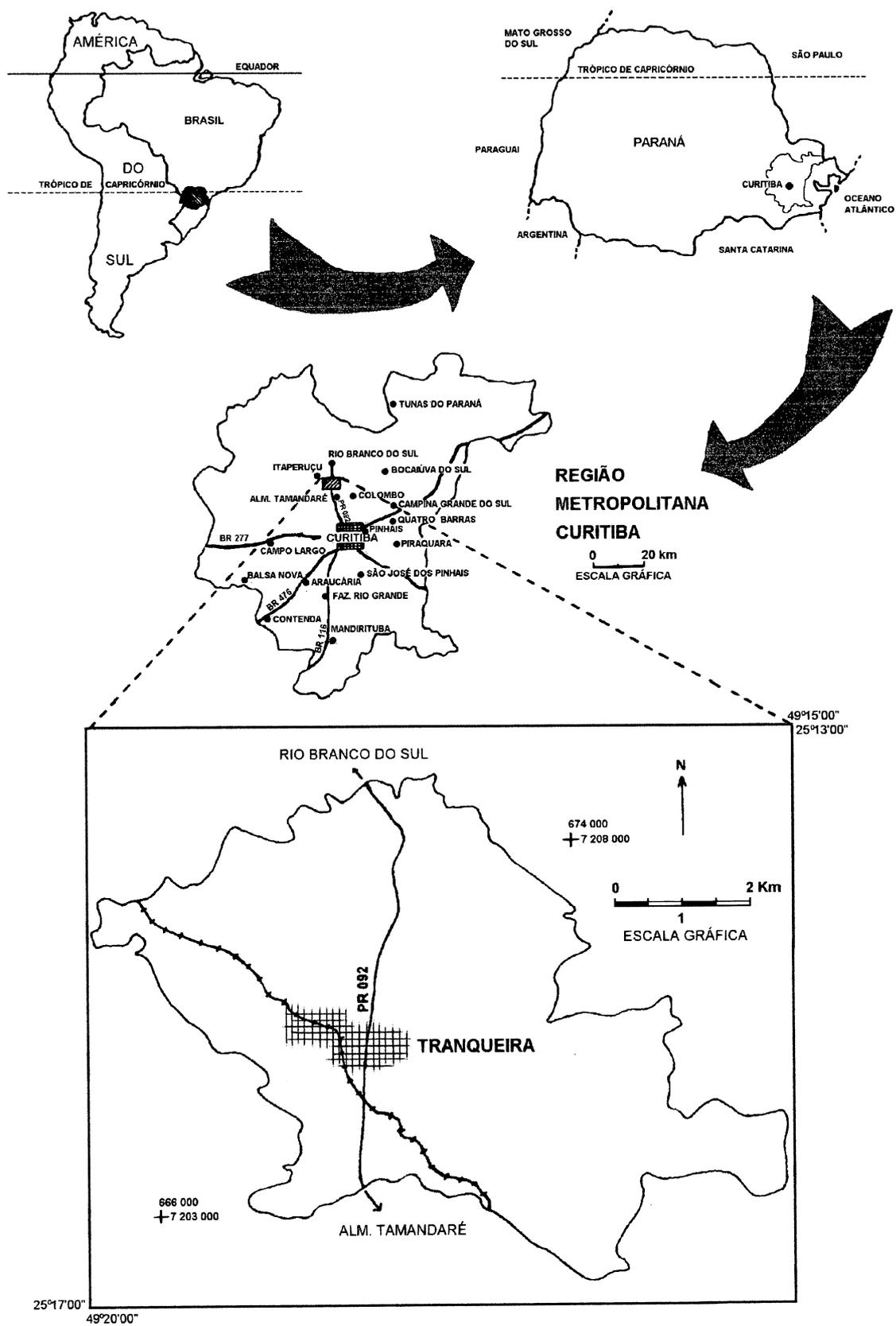


Figura 1.2 - Mapa de localização da área em estudo.

estrada de ferro (trecho Curitiba - Rio Branco do Sul), constitui-se no principal assentamento urbano, distante 25 km de Curitiba.

As atividades econômicas predominantes na região investigada são a mineração e a agricultura. Apesar dessas atividades não estarem ligadas diretamente a um alto adensamento populacional, nos últimos anos tem-se observado um aumento na urbanização da região. Isto ocorre principalmente devido ao adensamento populacional da cidade de Curitiba, que, em função das áreas de proteção de manancial ao sul da cidade e das barreiras geográficas naturais a leste e a oeste, expande-se em direção ao norte.

A consequência direta do crescimento populacional registrado em Curitiba e região metropolitana é o incremento na demanda de água para abastecimento público. Como o sistema de captação de recursos hídricos superficiais encontra-se em vias de exaustão em decorrência do suporte hídrico limitado e da degradação ambiental, a opção viável para descomprimir e complementar o sistema em operação é a intensificação do uso da água subterrânea na região.

A utilização dos recursos hídricos subterrâneos disponíveis na área em questão até a década de 80 era mínima. No entanto, a partir do início dos anos 90, os problemas enfrentados para suprir as demandas atuais e futuras de Curitiba e região metropolitana impulsionaram a exploração do grande volume de água acumulado no sistema hidrogeológico cárstico da região.

## **1.5 OBJETIVOS**

Os objetivos principais deste trabalho foram:

- o estudo do mecanismo de funcionamento do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira, através da análise de sua dinâmica interna e externa;
- a determinação das condições de exploração dos recursos hídricos subterrâneos associados ao sistema investigado, causando o mínimo possível de desequilíbrios no meio ambiente, através da integração de dados litológicos, estruturais, morfoestruturais, geofísicos, hidrologicos, hidroquímicos e hidrodinâmicos obtidos na área estudada;

## **1.6 MÉTODOS EMPREGADOS E ATIVIDADES DESENVOLVIDAS**

Os métodos de análise, as técnicas e meios adotados para o alcance dos objetivos referidos anteriormente estão descritos de maneira mais detalhada nos respectivos capítulos que compõem este trabalho.

De forma resumida, as atividades desenvolvidas podem ser divididas em três fases distintas. A primeira fase visou ao levantamento e seleção do material bibliográfico e cartográfico existente, além da obtenção de dados hidroclimáticos da área. Os trabalhos bibliográficos que propiciaram os fundamentos teóricos desta investigação, referem-se aos estudos geológicos, hidrogeológicos e geomorfológicos de âmbito local e regional, aos meios empregados na análise sistêmica e às técnicas disponíveis para caracterização e quantificação de aquíferos cársticos. As cartas plani-altimétricas em escala 1:10000 e 1:20000, utilizadas na confecção dos mapas temáticos, foram fornecidas pela COMEC - Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba, enquanto que os dados de precipitação pluviométrica, evaporação, insolação total, temperatura, umidade relativa do ar e descargas foram levantados no Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (Banco de dados regional do sistema de informações hidrologicas do DNAEE) e no Instituto Agronômico do Paraná (Banco de dados de informações hidrometeorológicas do IAPAR).

Na segunda fase, foram efetuadas a fotointerpretação e as atividades de campo. A partir de fotografias aéreas em escala 1:70000 e 1:25000 foram traçados os principais elementos de fotointerpretação, resultando em um mapa de lineações e diagrama de roseta de lineações de fratura. As feições cársticas de superfície, como as dolinas, também foram traçadas na fotointerpretação, porém em fotografias aéreas 1 : 8000 . Os elementos morfológicos encontrados auxiliaram na complementação de mapas de feições cársticas disponíveis para a área.

As atividades de campo compreenderam a obtenção de dados geológicos, geofísicos, hidrologicos, hidrogeológicos, hidroquímicos e geotécnicos. No caso dos dados geológicos, foram geradas novas informações litológicas e estruturais, utilizados para complementar os mapas geológico-estruturais da área. As sondagens elétricas verticais e os caminhamentos elétricos, executados pela GEA -

Geologia e Engenharia Ambiental Ltda, forneceram os dados geofísicos cuja interpretação permitiu, entre outros usos, a orientação da locação de poços tubulares perfurados pela SANEPAR - Companhia de Saneamento do Paraná na área de Tranqueira. Os dados hidrológicos resultaram de medidas de vazão e cotas do nível do rio Barigui e da surgência Timbu, obtidas pela ENGEMIN - Engenharia e Geologia Ltda através da técnica do molinete fluviométrico e da instalação de réguas limimétricas em três pontos do rio Barigui e um ponto na surgência Timbu. Ainda nessa fase, com apoio da SANEPAR, inventariaram-se poços cacimba, surgências e poços tubulares e também foi realizado o levantamento dos elementos hidrogeológicos, tais como níveis d'água de poços cacimba, níveis estático e dinâmico, testes de vazão, perfil litológico e entrada d'água de poços tubulares. Com relação aos dados hidroquímicos, foram medidos nos poços cacimba, surgências, rio e poços tubulares as variáveis físico-químicas da água (pH, condutividade elétrica e temperatura), além da amostragem de água para análises químicas em laboratório. Na análise geotécnica, rachaduras em edificações e no terreno em determinados pontos da área, foram acompanhadas pela ENGEMIN.

Por último, na terceira fase, procedeu-se à análise dos dados obtidos nas fases anteriores através da aplicação de métodos e técnicas de estudo disponíveis para sistemas hidrogeológicos cársticos. A integração e interpretação dos resultados permitiu a geração, entre outros produtos, de mapa geológico-estrutural, mapa de feições cársticas, modelos interpretativos de camadas geofísicas, mapa de zonas inferidas de alta permeabilidade, estimativa da vazão permissível, diagramas de classificação de águas, e determinação do comportamento agressivo e da dureza das águas.

## CAPÍTULO 2

### CARACTERIZAÇÃO FISIOClimÁTICA DA ÁREA EM ESTUDO

Os elementos fisioclimáticos influenciam diretamente o funcionamento do sistema hidrogeológico cárstico, controlando a principal entrada (*input*) do sistema, a precipitação. A parcela de água precipitada que efetivamente se infiltra e se transforma na recarga do aquífero cárstico depende do processo de interceptação vegetal e dos solos, que provocam diferentes índices de infiltração e, conseqüentemente, variações no volume armazenado. O poder de dissolução da água circulante pelo sistema, que permite a geração de feições cársticas típicas de superfície e subsuperfície, também é controlado pela presença de vegetação, de solos ácidos e pela temperatura.

#### 2.1 CLIMA

O desenvolvimento dos fenômenos cársticos é condicionado pelo clima, pois, enquanto existir circulação hídrica, que depende diretamente do clima, ocorrerá a dissolução da rocha carbonática.

A importância dos fatores climáticos não se restringe somente em fornecer a água que agirá como solvente no desenvolvimento da carstificação, mas também promover o crescimento da vegetação e a atividade microbiana do solo que adicionarão uma quantidade extra de CO<sub>2</sub> ao sistema (Summerfield, 1994).

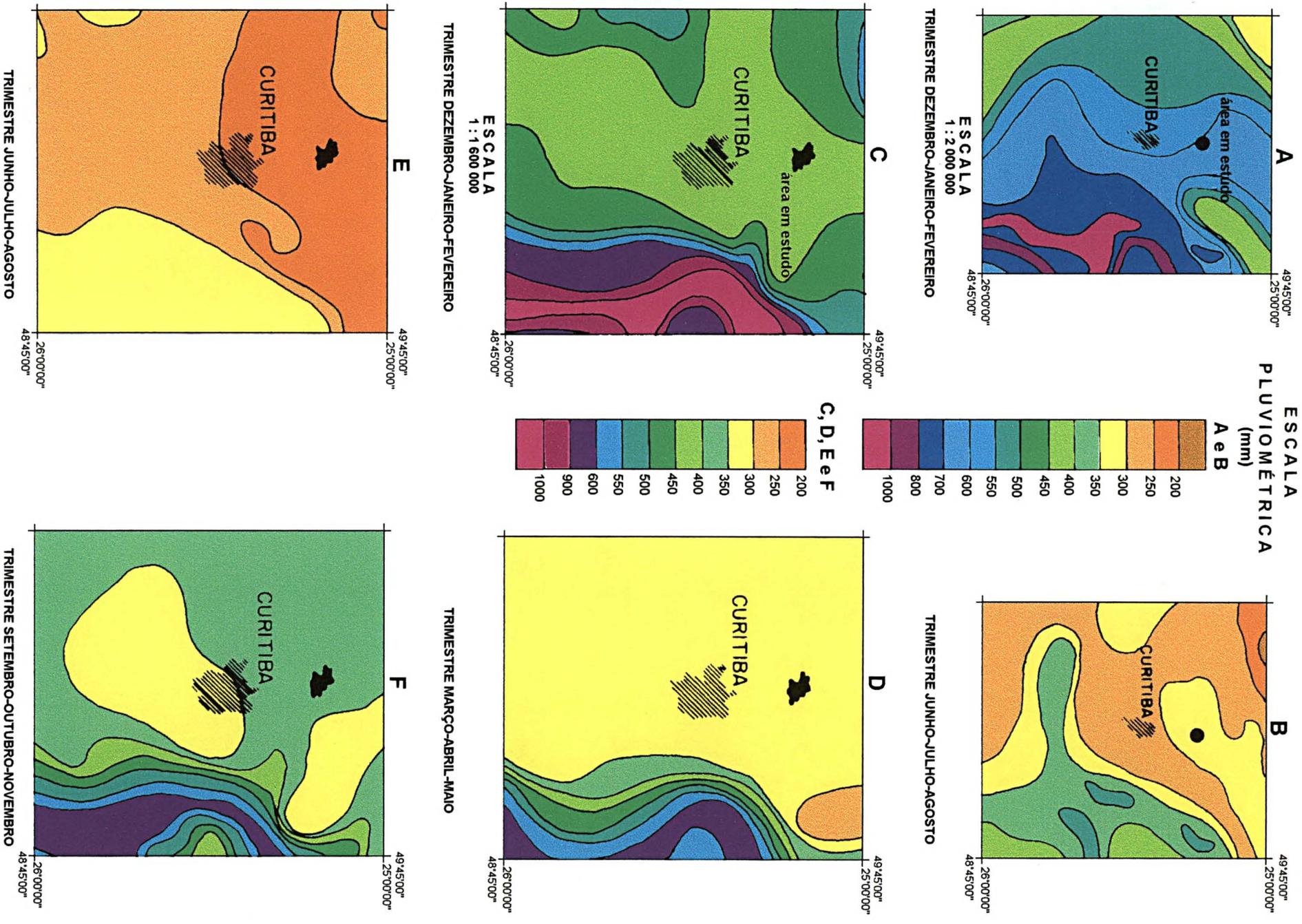
Dentre os fatores climáticos, a precipitação fornece o volume de água necessário para que possa ocorrer a dissolução da rocha, sendo o regime das chuvas tão importante quanto sua abundância. Portanto, nas áreas carbonáticas sob a influência de clima úmido, as feições cársticas apresentam-se bem desenvolvidas. A presença de vegetação nessas áreas propicia um aumento do conteúdo de CO<sub>2</sub> no solo, através da respiração das raízes das plantas e da decomposição da matéria orgânica, influenciando diretamente a acidez da água e, conseqüentemente, seu poder de dissolução. Já nas regiões com clima árido e semi-árido as feições apresentam-se ausentes ou pobremente desenvolvidas, podendo ser feições reliquias de épocas climáticas mais úmidas.

O clima da região em estudo enquadra-se, segundo a classificação climática de Koepfen (IAPAR, 1978; ITCF- Instituto de Terras, Cartografia e Florestas, 1987), no tipo Cfb - subtropical úmido mesotérmico, de verões frescos, sem estação seca de inverno bem definida e com ocorrência de geadas severas e frequentes.

As precipitações pluviométricas são, de maneira geral, bem distribuídas ao longo do ano e se manifestam com regularidade, sem uma estação seca bem definida (fig. 2.1). As chuvas sofrem uma redução durante os meses de inverno (junho, julho e agosto), e uma maior intensidade nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro). Frequentemente, o mês de janeiro é o mais chuvoso e o de agosto, o de menor índice pluviométrico (IAPAR, 1978; ITCF, 1987).

Com base nos mapas de isoietas médias anuais (fig. 2.2), pode-se observar que nos últimos 18 anos as precipitações na área em estudo reduziram de 1400-1500 para 1300-1400 mm. O histograma (fig. 2.3) anual de distribuição das precipitações confeccionado com dados de duas estações pluviométricas próximas à área de estudo, Colombo (25°18'00"S 49°14'00"W - período 1975-1985) e Juruqui-Almirante Tamandaré (25°21'07"S 49°20'20"W - período 1986-1994), fornecidos pelo DNAEE (1995), apresentam uma precipitação média anual de 1475 mm nos últimos 20 anos para a região em questão. Os menores índices pluviométricos foram registrados nos meses de agosto, abril e junho, e os maiores em dezembro, janeiro e março (fig. 2.4 e fig. 2.5).

Segundo Lladó (1970), nas regiões carbonáticas com precipitações superiores a 1000 mm/ano, o processo de carstificação apresenta elevada atividade. Naquelas regiões com precipitações da ordem de 600 a 400 mm/ano, a circulação hídrica, muitas vezes, possui um caráter intermitente, fazendo com que os fenômenos cársticos tenham atividade reduzida. Por fim, nas áreas muito secas, com precipitações inferiores a 200 mm/ano, a circulação hídrica é praticamente nula, ocorrendo elementos cársticos mortos, desenvolvidos em épocas de maior atividade hídrica. Pode-se admitir, então, com certeza, a existência de episódios de carstificação gerados por ciclos climáticos que tendem a aumentar ou diminuir consideravelmente o volume de água que se infiltra e que circula pelos condutos cársticos.



**Figura 2.1 - Isoietas trimestrais na região em estudo. A e B (IAPAR, 1978). C, D, E e F (IAP, 1995).**

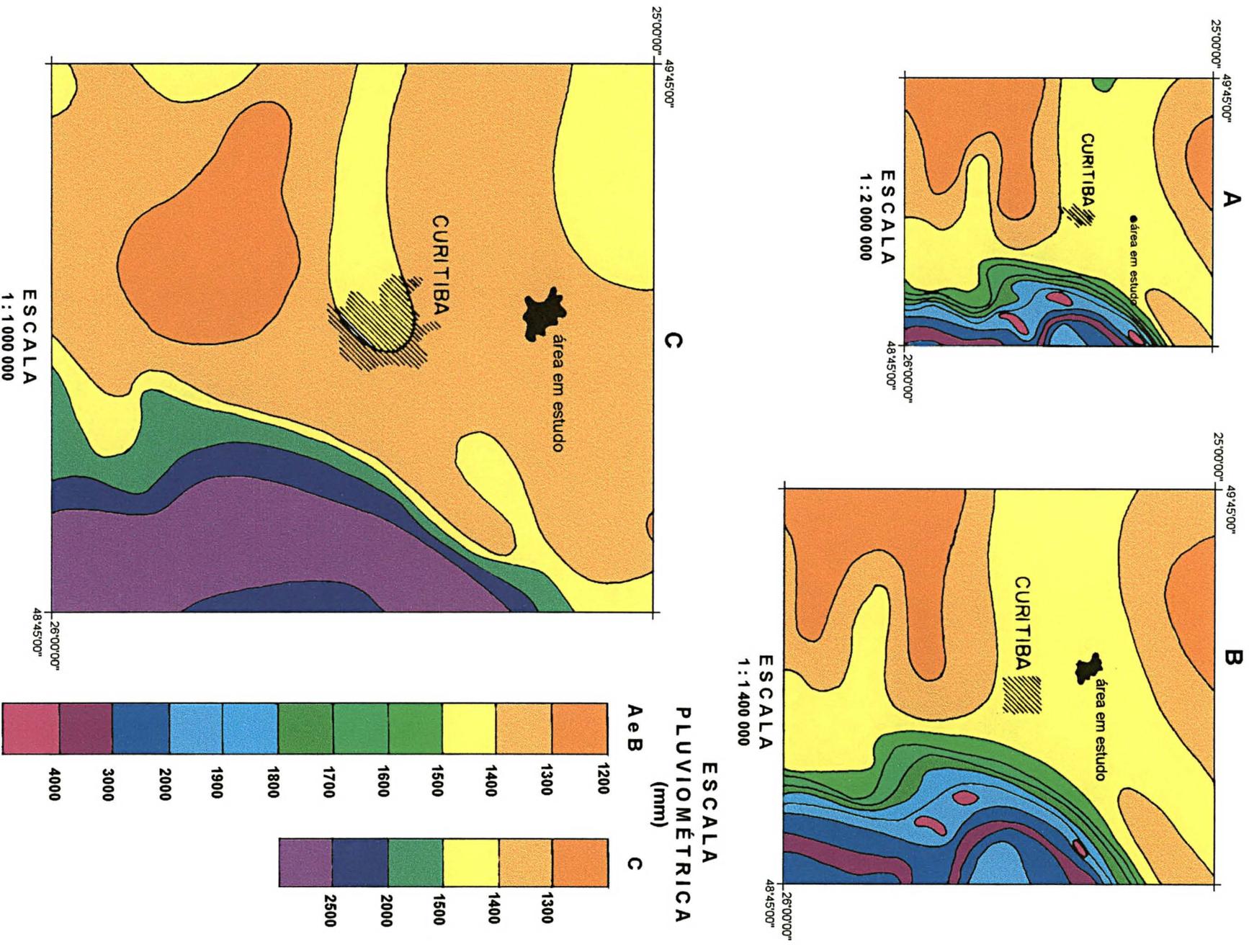


Figura 2.2 - Isoietas anuais na região em estudo. A (IAPAR, 1978). B (ITCF, 1987). C (IAP, 1995).

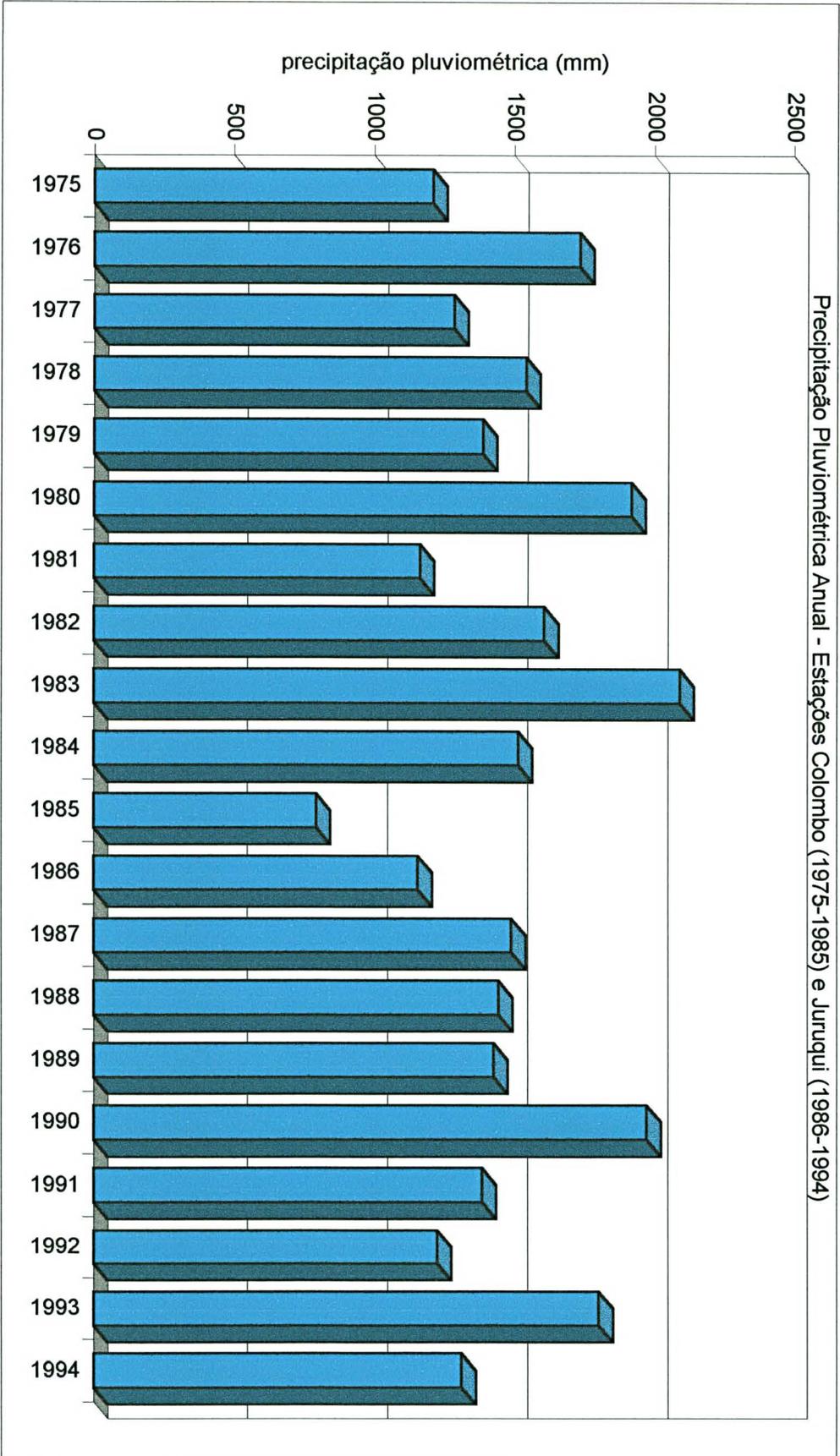
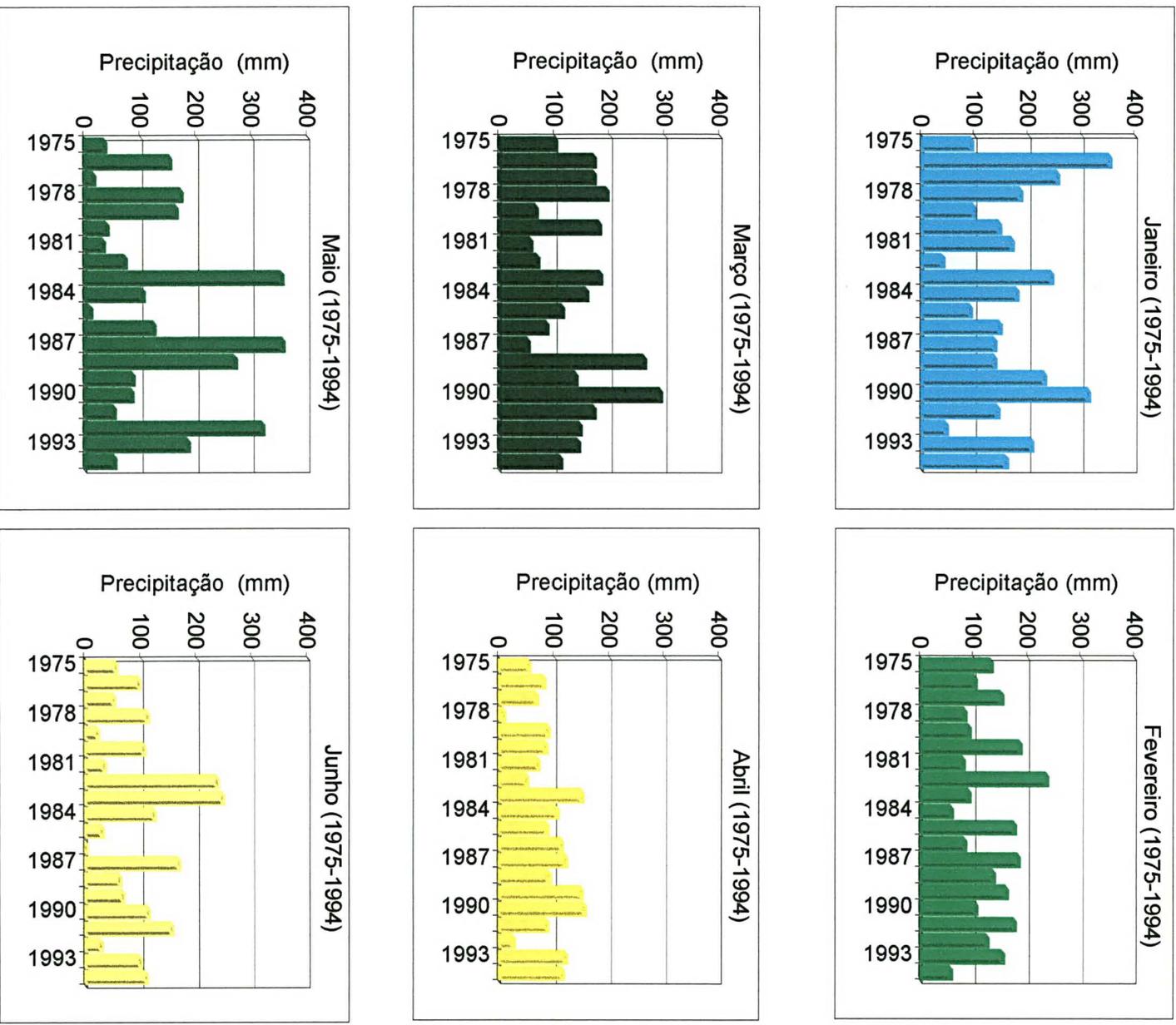
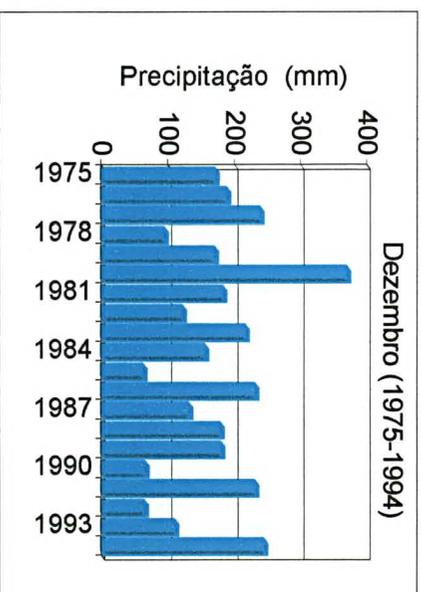
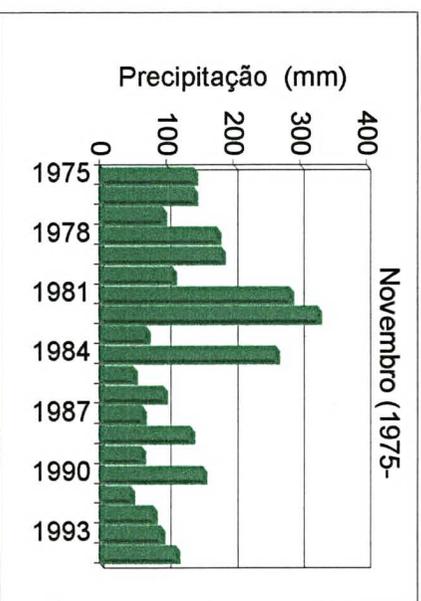
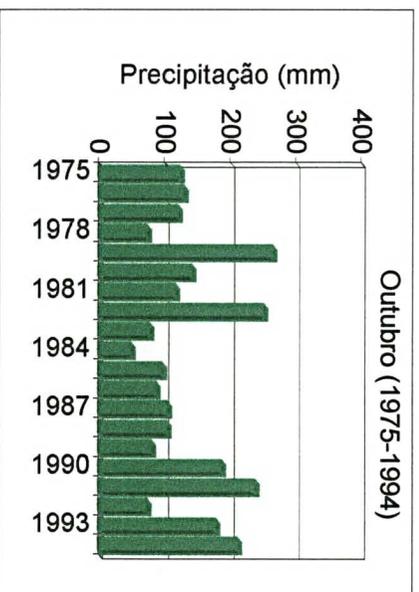
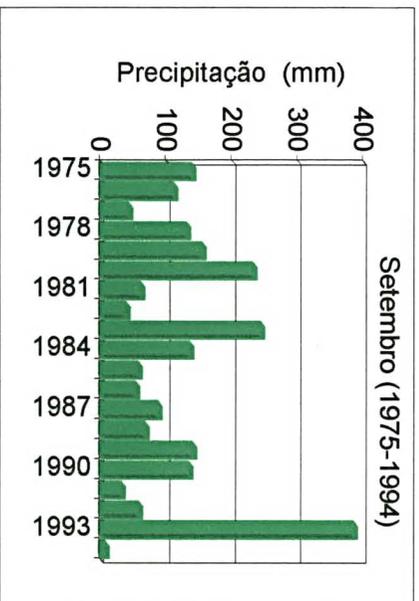
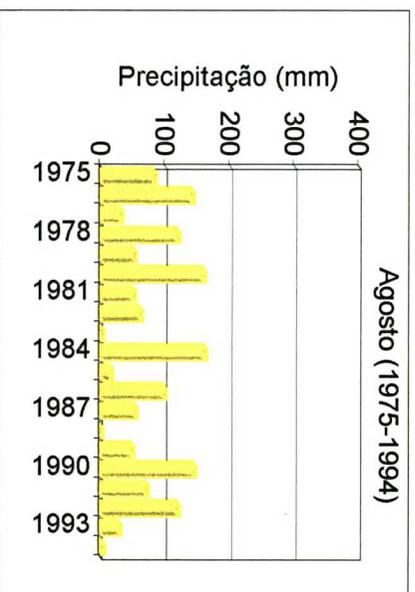
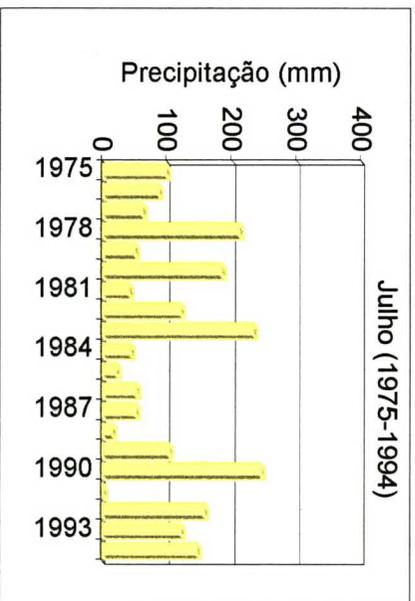


Figura 2.3 - Histograma de precipitação pluviométrica anual - Período 1975-1994 (Estações Colombo e Juruqui).



**Figura 2.4 -** Histogramas de precipitação pluviométrica mensal para as estações Colombo (1975-1985) e Juruqui (1986-1994) - Período janeiro-junho.



**Figura 2.5 -** Histogramas de precipitação pluviométrica mensal para as estações Colombo (1975-1985) e Jururuqui (1986-1994) - Período julho-dezembro.

As feições cársticas analisadas neste estudo, provavelmente, sofreram interferências no seu desenvolvimento em virtude das alternâncias climáticas do Quaternário, que teriam ocorrido na maior parte das regiões tropicais e subtropicais. Segundo Bigarella *et al.* (1994), nas épocas frias a diminuição da pluviosidade ou modificação da distribuição das chuvas provocaria condições de semi-aridez e mesmo aridez, enquanto que as épocas úmidas seriam correlacionadas aos interglaciais.

Outro elemento climático muito importante é a temperatura, pois ela faz variar o poder dissolvente da água. Essa variação é tal que os carstes localizados em regiões com climas diferentes apresentam características distintas devido ao poder de dissolução diferente da água.

A temperatura é o fator físico controlador da solubilidade do  $\text{CO}_2$ , sendo que a quantidade de  $\text{CO}_2$  está na razão inversa da temperatura. Então, a água fria dissolve mais  $\text{CO}_2$  que a água quente e, quanto maior a quantidade de  $\text{CO}_2$  dissolvida, maior será a acidez e o poder dissolvente da água. Considerando-se a pressão de 1 atm, 1 litro de água pode dissolver a 25°C, 0,81 litros de  $\text{CO}_2$ ; a 15°C, 1,0 litro de  $\text{CO}_2$ ; e a 0°C, 2,15 litros de  $\text{CO}_2$  (Lladó, 1970).

Para compensar a diminuição do  $\text{CO}_2$  na água pelo aumento da temperatura, a solubilidade do bicarbonato de cálcio, que é o produto dissolvido e transportado pela água, aumenta. Portanto, os fenômenos de dissolução e desenvolvimento do processo de carstificação nos climas quentes são tão ativos quanto nos climas frios.

Christofoletti (1980) admite que a carstificação é mais rápida nas regiões úmidas que nas regiões secas, desde que os demais fatores sejam iguais, mas não está totalmente certo de que ela seja mais rápida nas regiões tropicais que nas regiões frias. Enquanto que Lladó (1970) demonstrou que a água de origem glacial dissolve maior quantidade de rocha carbonática que as águas de regiões temperadas ou tropicais, mas que o efeito da água quente na solubilidade do bicarbonato de cálcio propicia um desenvolvimento maior, principalmente, dos carstes tropicais em relação aos glaciais.

Para Bigarella *et al.* (1994), a carstificação é mais intensa nos trópicos do que nas regiões temperadas, não só devido às temperaturas mais elevadas nessas

áreas, mas também devido a maior precipitação (1000 a 4000 mm anuais) que contribui com um volume muito grande de água para atuar nos processos de dissolução das rochas carbonáticas e também nos de erosão mecânica. Os valores elevados das temperaturas de regiões tropicais (20 a 25°C) em comparação aos das regiões temperadas (5 a 6°C) tornam a água muito mais fluida, facilitando sua infiltração pelas fraturas e interstícios da rocha. As águas tropicais também apresentam maior agressividade devido à presença de ácidos de origem orgânica e do CO<sub>2</sub> produzido pela intensa atividade bioquímica nos solos.

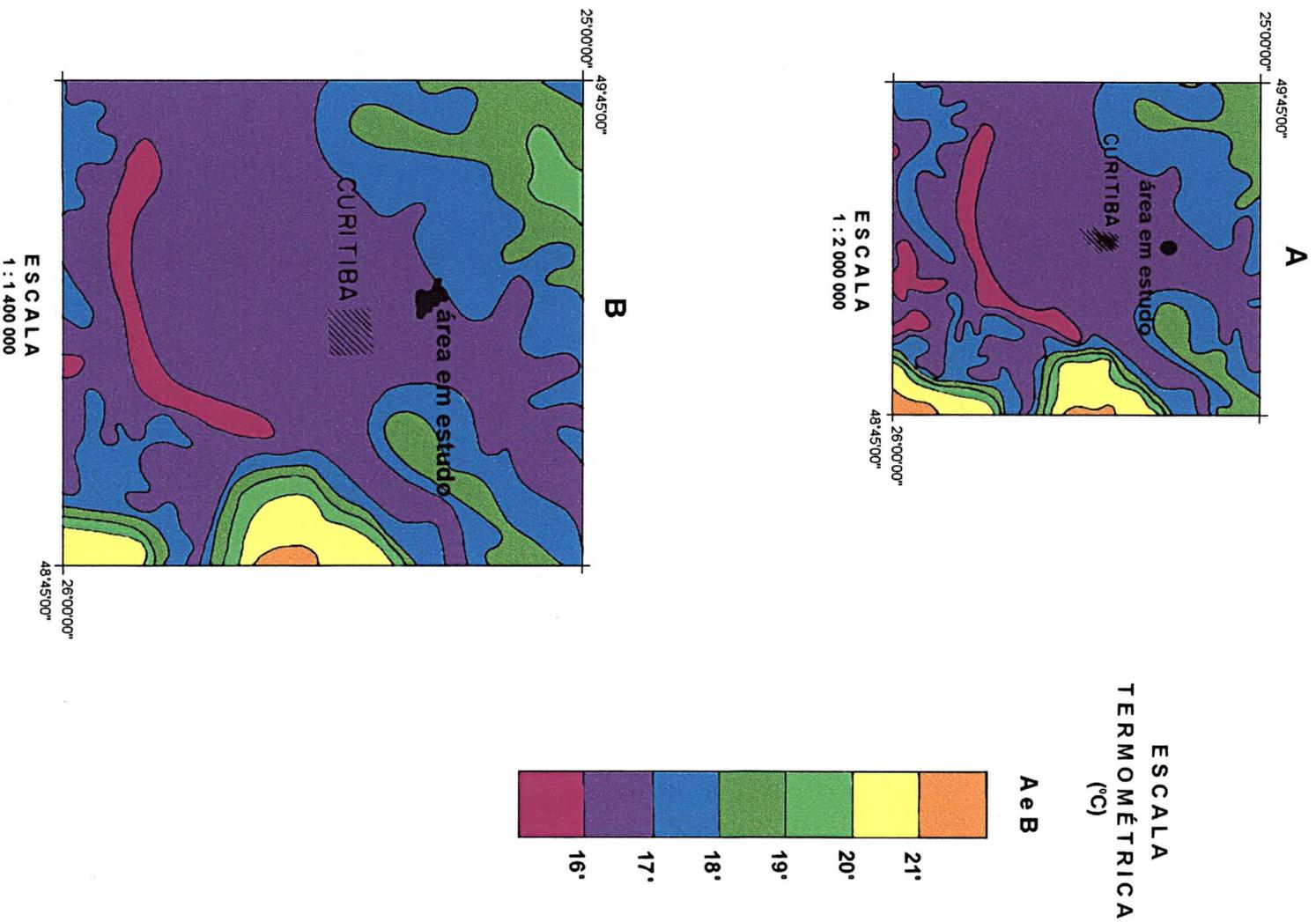
A temperatura média anual na região estudada variou entre 16 e 17°C nas décadas de 70 e 80 (fig. 2.6), com a média das mínimas entre 12 e 13°C no mês de julho, e a média das máximas entre 20 e 21°C no mês de fevereiro (IAPAR, 1978; ITCF, 1987). As informações fornecidas pelo IAPAR (1995) da estação meteorológica da Fazenda Experimental Faculdade de Agronomia (E.F.E.F.A.)-Piraquara (25°25'00"S 49°08'00"W - período 1986-1994), próxima à região em estudo, registraram as temperaturas mais baixas no mês de julho (média de 13,5°C) e as mais altas no mês de janeiro (média de 21,55°C) (fig. 2.7).

A evaporação, que atua diretamente na perda de água dos reservatórios naturais, foi calculada para a área em estudo, a partir dos dados da estação meteorológica da F.E.F.A. No período de 1986-1994, este elemento climatológico apresentou uma média anual de 692,38 mm (fig. 2.8), com os menores índices no mês de maio (média de 37,19 mm) e os maiores no mês de novembro (média de 82,26 mm).

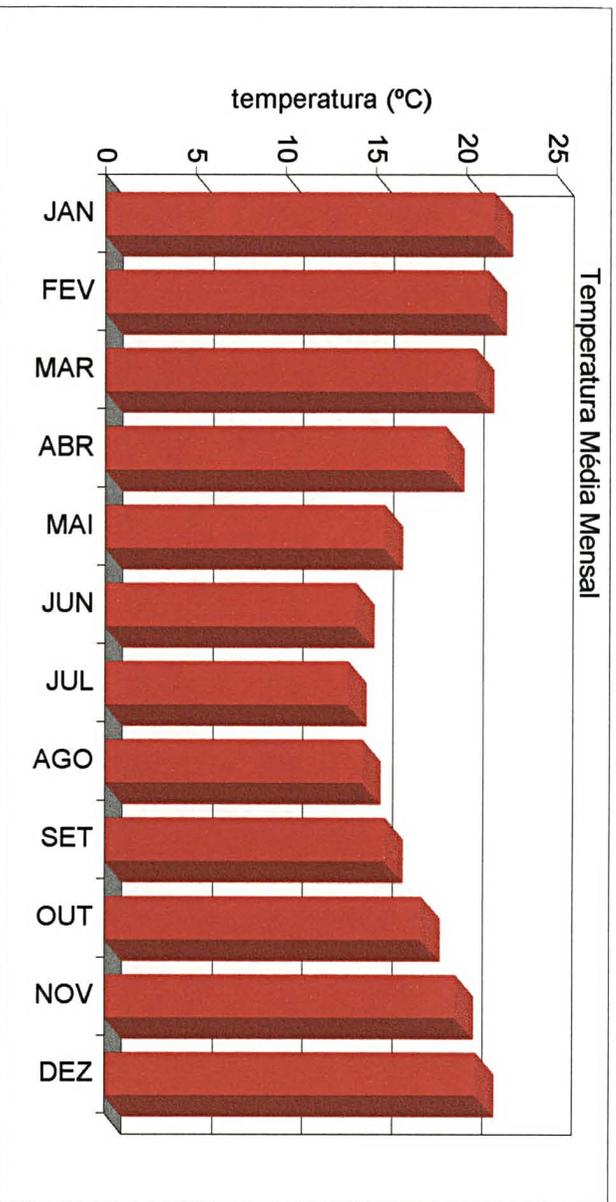
Os elementos climatológicos apresentados anteriormente indicam um excedente hídrico médio anual na região da ordem de 500 a 800 mm. Estes valores também podem ser verificados no gráfico da figura 2.9. O excedente hídrico será distribuído entre o escoamento superficial e a infiltração, a qual permitirá a recarga do aquífero cárstico.

## 2.2 VEGETAÇÃO

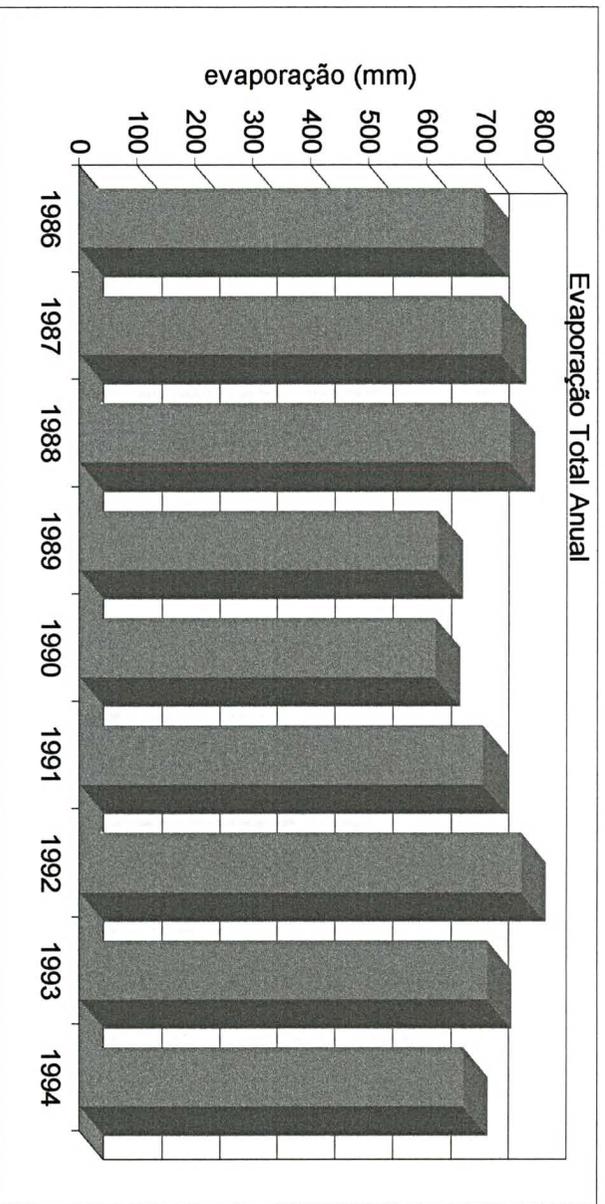
A cobertura vegetal de uma região cárstica é de extrema importância, principalmente porque influencia a infiltração da água de chuvas, o enriquecimento



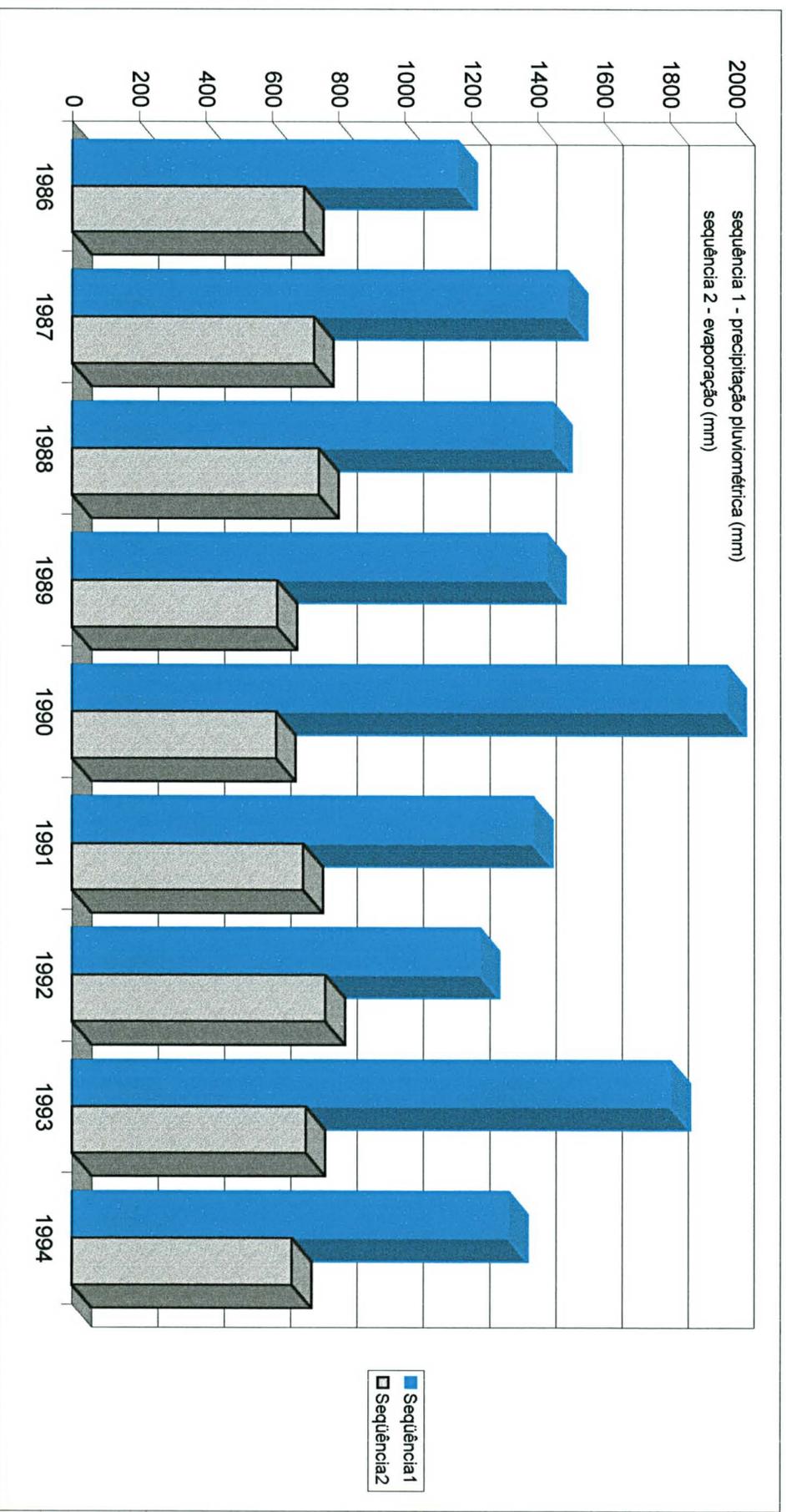
**Figura 2.6 - Isotermas anuais na região em estudo. A (IAPAR, 1978). B (ITCF, 1987).**



**Figura 2.7 -** Histograma de temperatura média mensal - Estação Fazenda Experimental da Faculdade de Agronomia (Período 1986-1994).



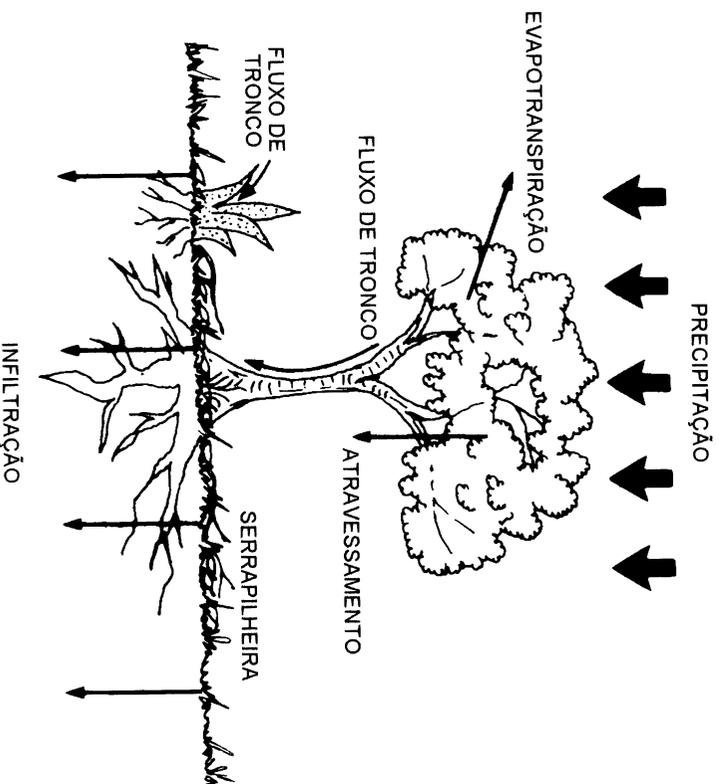
**Figura 2.8 -** Histograma de evaporação anual - Estação Fazenda Experimental da Faculdade de Agronomia (Período 1986-1994).



**Figura 2.9 -** Histograma mostrando a diferença hídrica anual entre a precipitação pluviométrica (estação Jururuqui) e a evaporação (estação F.E.F.A.) para a região em estudo (Período 1986-1994).

das mesmas em CO<sub>2</sub>, e a contenção dos processos erosivos superficiais.

Uma parcela da água de chuvas (fig. 2.10) é interceptada pela vegetação através da retenção da água nas copas das árvores e/ou dos arbustos, de onde a água é transferida para atmosfera por fenômenos de evapotranspiração durante e após as chuvas. Se a precipitação exceder a demanda da vegetação, a água alcançará o solo, por meio das copas e do escoamento pelos troncos (fluxo no tronco). Uma outra parte da precipitação é armazenada na camada superior do solo (serrapilheira), constituída de detritos orgânicos (folhas, galhos, sementes e flores), e desenvolvida mais intensamente em solos florestados. A água não retida pela serrapilheira após determinado tempo de vazão-pico constante é transferida para os aquíferos (Coelho Neto, 1994).



**Figura 2.10** - Distribuição da água de chuvas em decorrência da presença de vegetação. Adaptado de Coelho Neto (1994).

O processo de interceptação vegetal depende das características da precipitação (intensidade, volume precipitado e chuva antecedente), das condições climáticas, do tipo e densidade da vegetação e do período do ano. A cobertura

vegetal caracterizará a quantidade de gotas que cada folha poderá reter e, segundo Tucci (1993), a densidade das folhas permitirá calcular o volume de água retido em uma superfície de bacia.

Em consequência da presença ou não da vegetação e do tipo da mesma, como visto anteriormente, haverá diferentes índices de infiltração e provavelmente de carstificação. Um estudo realizado na Austrália, citado por Auler (1980), demonstrou que para um mesmo solo de rocha carbonática e mesma taxa de infiltração, uma floresta de eucaliptos ocasionava duas vezes mais perda de água para a atmosfera do que áreas com gramíneas.

A decomposição vegetal em decorrência do ataque de vários microorganismos (como bactérias e fungos), e da ação metabólica desses, libera dióxido de carbono para o solo. A água de precipitação, ao receber esta contribuição de CO<sub>2</sub> juntamente com a parcela desse gás fornecida pela atmosfera quando da passagem da água pela mesma, torna-se saturada em CO<sub>2</sub> e bastante ácida, acelerando o processo de dissolução química das rochas carbonáticas.

Além do fornecimento de CO<sub>2</sub>, a presença de vegetação diminui o escoamento superficial, impedindo o processo erosivo do solo que provocaria a penetração de resíduos nos condutos subterrâneos. De acordo com Tedesco (1989), quando a cobertura vegetal apresenta um estrato herbáceo contínuo, ocorre a dissipação de energia cinética das gotas de chuva. Essas gotas são potencialmente erosivas ao chegarem à superfície do terreno, com uma velocidade limite de queda livre permitida pela resistência do ar, sendo essa velocidade adquirida somente depois de nove metros de queda.

Além da proteção contra a compactação do solo por impacto de gotas de chuva e a diminuição do escoamento superficial em função da cobertura vegetal, Custódio & Llamas (1976) citam ainda, como influência da vegetação, a abertura de gretas pelas raízes, que propicia a infiltração de água no solo.

Atualmente, a vegetação original da área em estudo encontra-se totalmente alterada e quase que inexistente, devido principalmente à procura de madeiras de lei, aos campos de cultivo e à extração de lenha.

A cobertura vegetal primitiva pertencia à floresta subcaducifolia subtropical

com *Araucaria angustifolia*. Segundo Klein (1962), essa floresta era formada por estratos arbóreos superior e inferior, e um estrato arbustivo. No estrato superior, predominavam as matas de pinheiro, enquanto que o inferior era composto, em sua maior parte, por um sub-bosque de imbuia, sassafrás, canela coqueira e ervamate. O estrato arbustivo caracterizava-se pela presença de fumo-bravo e o tapexingui.

Com a exploração intensiva do pinheiro e da imbuia como madeiras de lei, a mata original foi substituída por uma mata secundária caracterizada pela presença de bracatinga, canela-sebo, vassourão branco e taquara lisa, e de uma vegetação rasteira (arbustos e ervas).

Nas cristas dos morros, ocorre um outro tipo de vegetação, constituída por campos, com predomínio de gramíneas baixas e pequenos arbustos, sendo os mais comuns denominados de vassourinha e carqueja.

Ao longo dos rios e córregos, em alguns trechos, pode-se observar árvores e arbustos formando a pseudo-mata de galeria, com guabiroba, varova, camboatá, aroeira, pimenteira. Enquanto que, em algumas planícies aluvionares, a vegetação dominante é formada por espécies de gramíneas de brejo e alguns capões de mata.

Em vários pontos da área, observam-se zonas de pastagens e campos de cultivo, sendo estes principalmente de milho, feijão e hortifrutigranjeiros, em sistema de roças. É comum a presença de matas artificiais caracterizadas pelos reflorestamentos de bracatinga, em diversos estágios de desenvolvimento. Esses reflorestamentos são utilizados para obtenção de carvão vegetal e como lenha para os vários fornos de cal existentes na região.

Os vários estratos da composição florestal da bracatinga, a exemplo daqueles da mata primitiva, dissipam a energia cinética das gotas de chuva, apesar da bracatinga possuir altura superior a 9 m. Essa altura, segundo Tedesco (1989), propiciaria condições para que as gotas maiores chegassem à superfície do terreno com velocidade limite de queda livre, ou seja, teriam energia cinética suficiente para provocar o escoamento superficial associado a processos erosivos ou a destruição dos agregados do solo. Mas, mesmo quando as chuvas são torrenciais nessas áreas, o escoamento superficial é mínimo, devido não somente aos estratos

herbáceos, mas também à presença de folhas secas e pequenos galhos na superfície do solo (serrapilheira) , que auxiliam a retenção da água, com a infiltração sendo quase total.

Métodos relativamente simples de cultivo da bracatinga vêm sendo desenvolvidos na região sem provocar danos ambientais. É o caso da divisão do terreno em talhões de plantio anual, os quais distribuídos em faixas e em níveis, diminuem o escoamento superficial da água. Isto faz com que ocorra um aumento da infiltração da água no solo, aumentando a recarga dos aquíferos e evitando as enchentes (Tedesco, 1989).

## 2.3 SOLOS

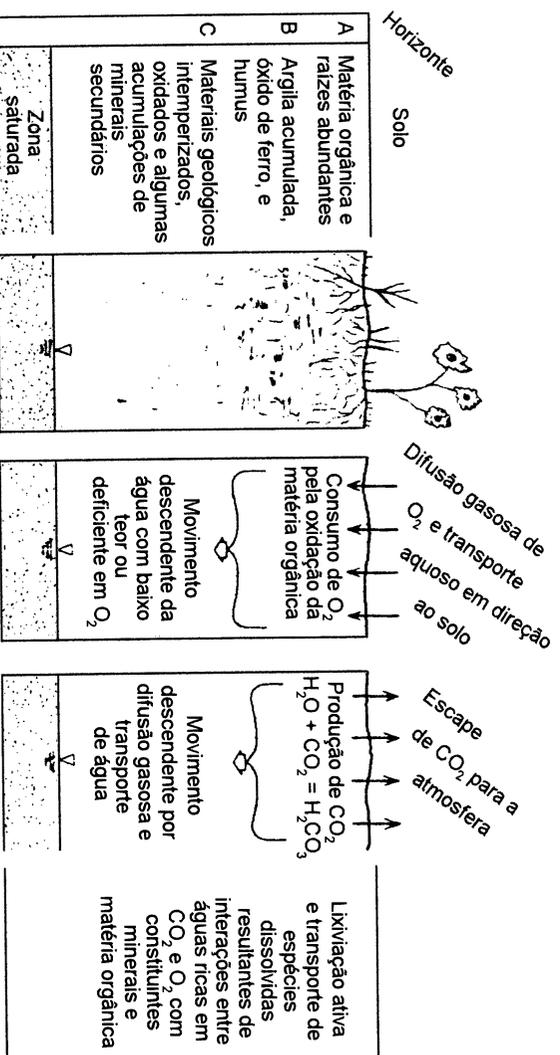
Os tipos de solos são formados em decorrência da ação do intemperismo (desintegração mecânica e decomposição química) sobre as rochas, associada às características climáticas regionais. O clima controla o intemperismo de maneira direta através da temperatura e da precipitação e, de forma indireta, por meio da vegetação que recobre o terreno.

Nos terrenos carbonáticos de regiões tropicais, com a alternância de estações secas e úmidas e a precipitação elevada, o fenômeno de carbonatação (reação entre uma solução ácida e os minerais das rochas) é energético, sendo intensificado pela presença da cobertura vegetal que aumenta o teor de  $\text{CO}_2$  no solo, através do decaimento da matéria orgânica e da respiração das raízes das plantas.

De maneira geral, quase toda a água que se infiltra nos sistemas naturais de fluxo subterrâneo passa através do solo, sofrendo uma forte influência desse meio no seu quimismo. O solo apresenta uma capacidade de fornecer quantidades relativamente grandes de ácido e de consumir muito ou todo o oxigênio dissolvido disponível na água que se infiltra através dele (Freeze & Cherry, 1979). Os efeitos mais importantes ocorrem como resultado dos processos resumidos esquematicamente na figura 2.11.

O ácido inorgânico mais importante produzido no solo é o  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , derivado da reação do  $\text{CO}_2$  com a água. Existem também muitos ácidos orgânicos produzidos no

solo por processos bioquímicos, como os ácidos húmicos e os fúlvicos. Esses ácidos vão atuar diretamente no grau de acidez da água (pH) e, portanto, no seu poder de dissolução sobre as rochas carbonáticas.



**Figura 2.11** - Resumo esquemático dos principais processos hidroquímicos nos solos de zonas de recarga. Adaptado de Freeze & Cherry (1979).

Como resultado da ocorrência de pequenas quantidades de impurezas nas rochas carbonáticas, como argilo-minerais, sílica e óxidos de ferro, a carbonatação produz um resíduo argiloso marrom, geralmente encontrado nos condutos de dissolução e nos solos de cavernas. Esse material também ocorre na superfície do terreno formando um solo avermelhado chamado de *terra rossa*, podendo ainda preencher as feições cársticas, denominadas de dolinas.

Na maioria das áreas carbonáticas carsificadas, a infiltração da água, do solo para a rocha, desenvolve-se com muita rapidez, apesar de que em alguns tipos de solos (argilosos e *terra rossa*), a infiltração torna-se difícil, formando solos higromórficos. Já nos solos coluvionares, devido à textura mais grosseira, a infiltração é vertical até a rocha, enquanto que nos aluviões, em virtude da variação

da textura (material vindo, muitas vezes, de fora do carste), os padrões de circulação de água são bastante diversos (Auler, 1986).

As condições climáticas verificadas na área em estudo, combinadas à litologia e à morfologia, propiciam a formação de diferentes tipos de solos com espessuras variáveis.

Geralmente os solos menos espessos desenvolvem-se sobre as rochas quartzíticas. São solos litólicos, arenosos, de coloração cinza-clara ou avermelhada, muito instáveis, podendo ser facilmente transportados por processos erosivos. É comum que apresentem cascalhos ou fragmentos de rochas de diversos tamanhos, intemperizados ou não, na massa do horizonte A ou sobre a superfície. Pelo fato do horizonte A ser geralmente pouco espesso e ser o único praticamente explorado pelas raízes, apresentam pouco volume para armazenamento de água.

Os solos derivados dos filitos e de outras rochas metassedimentares síltico-argilosas são caracterizados por cambissolos no relevo ondulado e por solos litólicos no relevo forte ondulado. Apresentam profundidade média de 1,0-1,5 metros, texturas argilosas ou síltico-argilosas, coloração vermelha e amarelada.

Nas porções onde afloram as rochas carbonáticas, predominam solos de coloração avermelhada, com espessuras de 2 a 3 metros, sendo frequente a ocorrência de podzólico vermelho escuro no relevo forte ondulado e ondulado, e latossolo vermelho escuro no relevo ondulado. Ainda, nas áreas rebaixadas das rochas carbonáticas, predominam cambissolos argilosos, ricos em matéria orgânica. Em muitos locais é comum a ausência da zona de transição entre o solo e a rocha inalterada (foto 2.1). Isto ocorre devido ao fenômeno de lixiviação dos carbonatos, com concentração de fração argilosa.

Como produto de alteração dos diques de diabásio, ocorre um solo argiloso de coloração avermelhada, do tipo latossolo roxo (relevo ondulado a suave ondulado)e terra roxa estruturada (relevo ondulado e forte ondulado). Também são observados solos litólicos em áreas de relevo ondulado a montanhoso.

Ao longo dos principais cursos d'água, nas áreas de várzeas, predominam cambissolos, cambissolos gleicos e glei húmico.

Como observado por Silva (1984a) na região do aquífero cárstico do Jalba,



Foto 2.1 - Ausência da zona de transição entre o solo e a rocha observada em uma pedreira de metadolomito situada a 1,2 km da rodovia estadual PR092, a nordeste da localidade de Tranqueira (fig. 2.15).

Norte de Minas Gerais, as argilas detríticas, produto final dos processos de erosão e decomposição das rochas com mineralogia carbonática e textura siltico-argilosa, além de participarem da formação dos solos, também podem penetrar nos canais de dissolução e fissuras das rochas durante a infiltração ou recarga do aquífero. O que pode ocorrer em função da contínua infiltração de argila e água é a colmatação das fissuras, ou até mesmo dos condutos de dissolução. Isto levaria a uma possível diminuição da produtividade do aquífero através da impermeabilização das estruturas geológicas.

## 2.4 HIDROGRAFIA

As áreas cársticas típicas são caracterizadas pela ausência de cursos d'água superficiais, sendo que a circulação da água ocorre predominantemente no sentido vertical e subterrâneo (criptorréico), segundo fissuras, canais e cavernas. Naquelas regiões de rochas carbonáticas puras ou quando as rochas carbonáticas apresentam-se intercaladas com rochas não carbonáticas, os cursos d'água superficiais são mais frequentes.

A formação da rede de drenagem subterrânea ocorre devido à infiltração da água, através de pontos de absorção (diáclases, dolinas, sumidouros, etc.), que promove a dissolução química da rocha carbonática e desenvolve verdadeiros canais ou condutos verticais e horizontais, seguindo os planos estruturais da rocha.

Segundo Bigarella *et al.* (1994), o desaparecimento da rede fluvial nos terrenos carbonáticos não ocorre de imediato, e depende do volume dos rios, da natureza do fraturamento e dos lineamentos, bem como da taxa de dissolução química e dos movimentos tectônicos recentes. Este desaparecimento pode ser parcial ou total. No primeiro caso, os rios muitas vezes, apresentam sumidouros no fundo do canal, que vão absorvendo gradativamente o seu volume (Auler, 1986). Enquanto que, na segunda situação, a circulação da água a partir do sumidouro é totalmente subterrânea, ocorrendo ao longo de canais com traçado irregular, que seguem os pontos de fraqueza do corpo rochoso. Na maioria das vezes, o traçado desses canais independe do caminho percorrido pelos antigos rios superficiais.

No final do trajeto em subsuperfície, a água pode retornar, ainda em terrenos

carbonáticos, sob a forma de fontes que fluem de modo lento e constante em áreas relativamente planas, ou jorrar de canais profundos (Christofoletti, 1980).

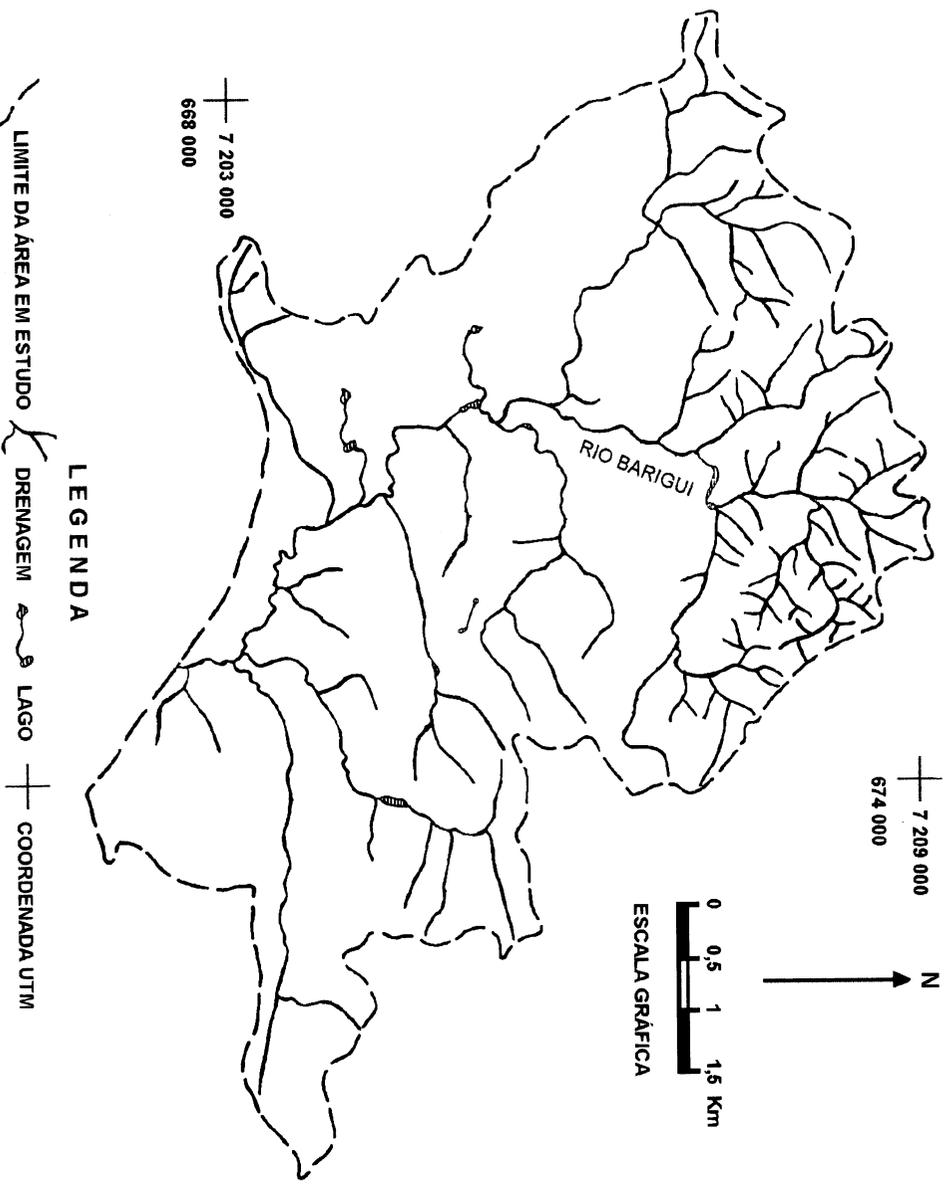
De acordo com Guerra (1986) e outros autores, na rede de drenagem subterrânea em terrenos cársticos, os canais ou condutos, quando conduzem água, são chamados formas ativas, e designados de formas mortas quando não desempenham mais essa função. As formas mortas poderão estar ou não preenchidas (formas fósseis), havendo sempre, de qualquer forma, a possibilidade de um rejuvenescimento.

De maneira geral, na área em estudo, as rochas carbonáticas carstificadas constituem as zonas rebaixadas, circundadas por grandes cristas de filitos e quartzitos, as quais atuam como divisores de água. Observa-se claramente que as drenagens são controladas pelo complexo arcabouço litológico-estrutural da região, ocorrendo rios subseqüentes.

Esse forte controle estrutural exercido sobre o conjunto de drenagens é facilmente detectável em fotografias aéreas. O condicionamento do padrão de drenagem varia de acordo com os tipos litológicos, com as direções de fraturamentos e de camadas, e com os diques de diabásio. Preferencialmente, o desenvolvimento da rede de drenagem ocorre ao longo das direções de fraturamento, pois nesses locais os processos intempéricos e erosivos são mais intensos.

A influência de duas direções preferenciais nos padrões dos rios é marcante, sendo que os mesmos apresentam-se paralelos aos diques de direção NW-SE e às linhas de contato, falhas e fraturas de direção NE-SW. Nas áreas onde os diques estão rebaixados topograficamente pelo intemperismo, os rios ocorrem por sobre os mesmos.

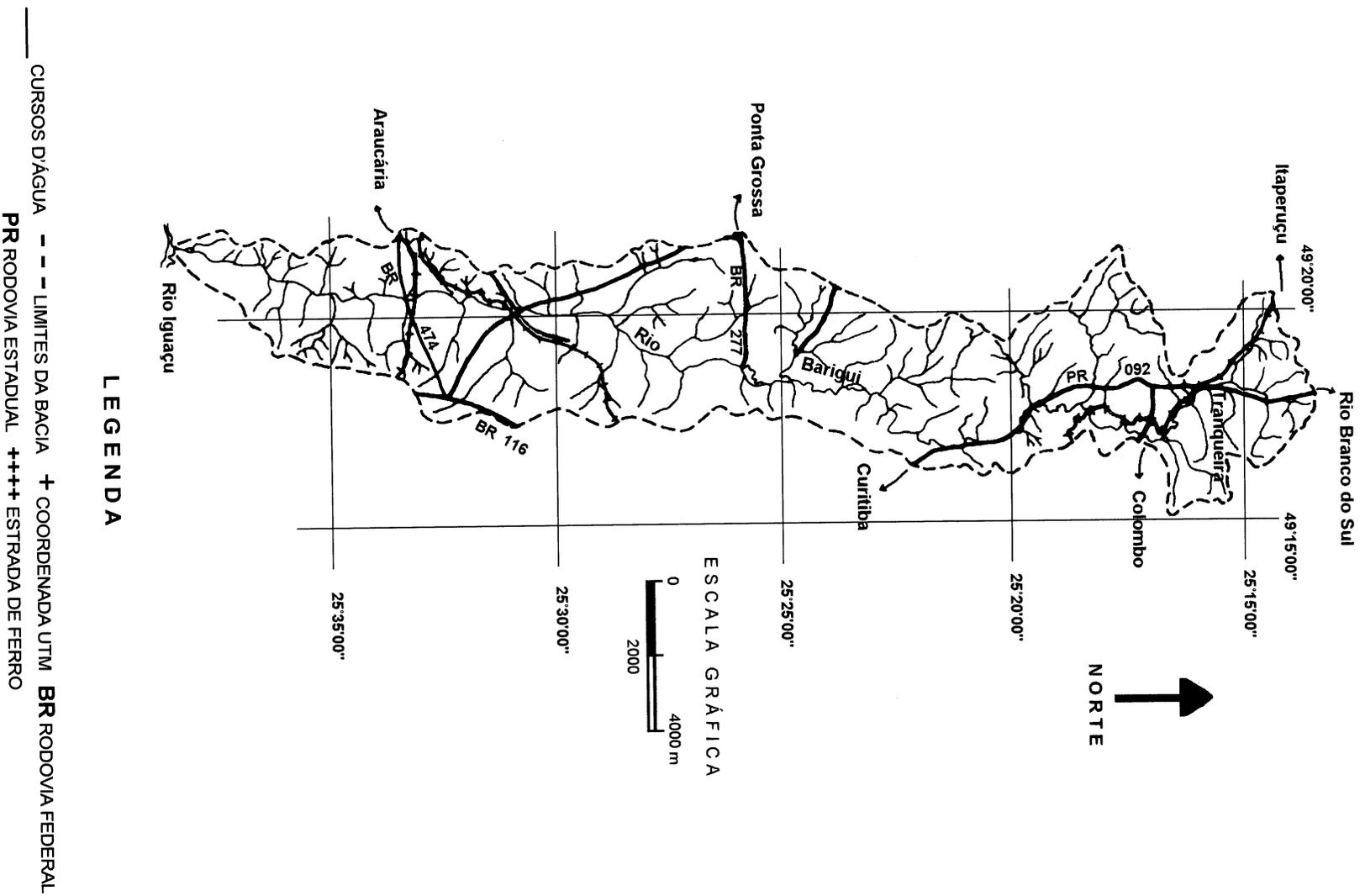
A rede de drenagem nas rochas carbonáticas maciças (fracamente carstificadas) ao norte da área em estudo (fig. 2.12), nas rochas filíticas e nos quartzitos, é densa e dentrítica, com cursos irregulares e curtos. Isto ocorre devido a essas rochas serem praticamente impermeáveis, facilitando o escoamento superficial. Já no caso dos metacarbonatos carstificados na parte central e sul, os rios apresentam-se escassos e longos.



**Figura 2.12** - Bacia hidrográfica do rio Barigui na área em estudo.

O principal curso d'água superficial está representado pelo rio Barigui, que é afluente da margem direita do rio Iguazu. A bacia hidrográfica do rio Barigui apresenta formato retangular na direção norte-sul (fig. 2.13), abrangendo uma área de 290,12 km<sup>2</sup>. Sua extensão aproximada é de 60 km entre suas nascentes na Serra da Betara e a foz no rio Iguazu (SUREHMA, 1986). O desnível aproximado, das suas nascentes até a foz, é de 97 m.

Na área em estudo, o rio Barigui percorre um trajeto aproximado de 8 km, desde as suas nascentes até a porção sudeste da localidade de Tranqueira (município de Almirante Tamandaré). Em conjunto com seus afluentes, drena uma área equivalente a 33,621 km<sup>2</sup> (fig. 2.12). Segundo Lima (1986), o rio Barigui nessa área apresenta predominância de vales em V, indicando um equilíbrio entre entalhamento e alargamento.



**Figura 2.13 -** Bacia hidrográfica do rio Barigui. Adaptado de SUREHMA (1986).

## 2.5 RELEVO

Em terrenos cársticos, no caso de rochas carbonáticas muito compactas ou metamorfisadas, as formas de absorção da entrada (precipitação) do sistema hidrogeológico são representadas, principalmente, pelas intersecções de discontinuidades tectônicas (juntas e falhas) e pelas formas topográficas cársticas desenvolvidas pela ação da água. Ford & Williams (1989) designam de cársticas, além das feições formadas pelos processos de dissolução (químicos), aquelas geradas por processos de abatimentos (físicos).

Segundo Lladó (1970), as formas cársticas de absorção podem ser classificadas em abertas e fechadas. As formas abertas, entre elas os sumidouros, permitem uma penetração rápida e livre da água para o interior do sistema. Já as formas fechadas, com destaque para as dolinas, uvalas, poliés e vales cegos, apresentam uma absorção lenta da água. Na superfície cárstica, juntamente com estas feições negativas citadas anteriormente, ocorrem formas positivas como mogotes e torres, as quais, de acordo com Boegli (1980 *apud* Kohler, 1994), são em menor número do que as feições negativas.

Na área de Tranqueira, a presença de metadolomitos intercalados a quartzitos e filitos propiciou o desenvolvimento de formas cársticas, como dolinas, poliés e sumidouros, ao longo de zonas deprimidas no terreno correspondentes aos metadolomitos (foto 2.2). Essas zonas com altitudes em torno de 950 m e 1000 m, apresentam direção NE-SW e estão separadas por cristas quartzíticas, filíticas ou mesmo metadolomíticas, mais resistentes à erosão, situadas em cotas entre 1030 m e 1120 m. Na direção NW-SE, seccionando esse conjunto metassedimentar, estão os diques básicos que ocorrem como cristas alongadas quando cortam metadolomitos, ou como vales quando seccionam os quartzitos (fig. 2.14).

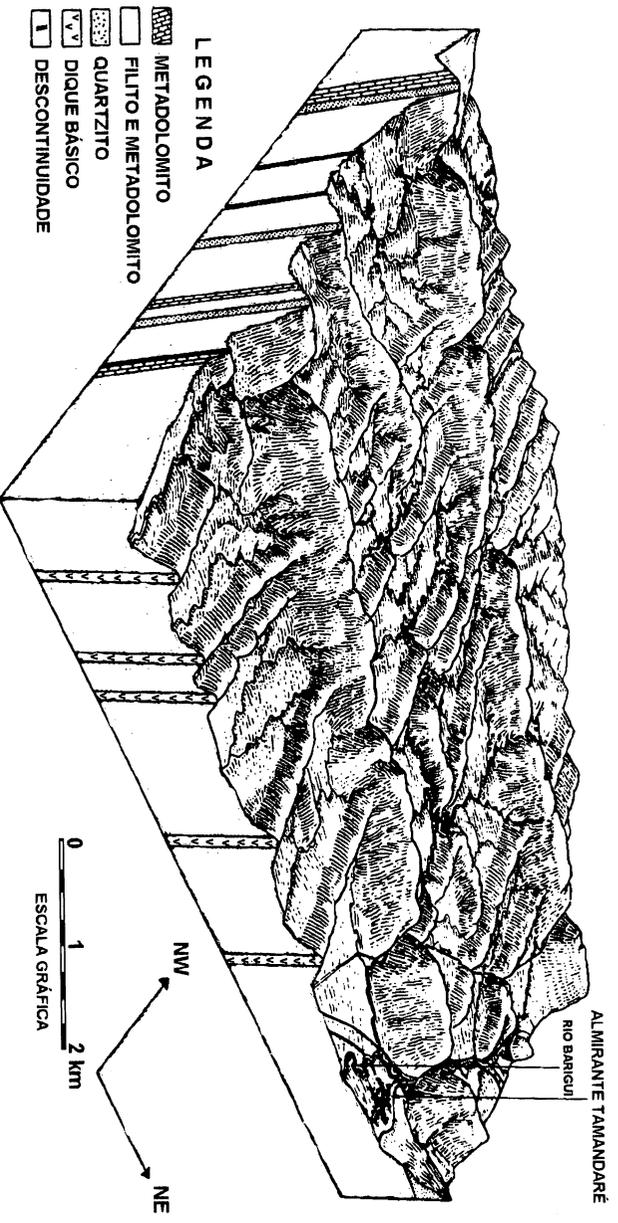
As zonas deprimidas em relação às cristas quartzíticas e aos diques básicos geralmente formam vales assimétricos de fundo chato (foto 2.3). Segundo Silva (1991) e Luz (1992), as vertentes das encostas desses vales são convexas nos topos e retilíneas nas médias e baixas encostas, com exceção da base dos vales (presença de metacalcários), onde apresentam-se côncavas. Verifica-se na área que os tipos de vertentes são condicionados pelas litologias.



**Foto 2.2** - Zonas deprimidas em relação às cristas quartzíticas e filíticas devido a presença de metadolomitos carsificados. Estas zonas estão situadas próximo à Granja Venda Velha, a leste da localidade de Tranqueira.



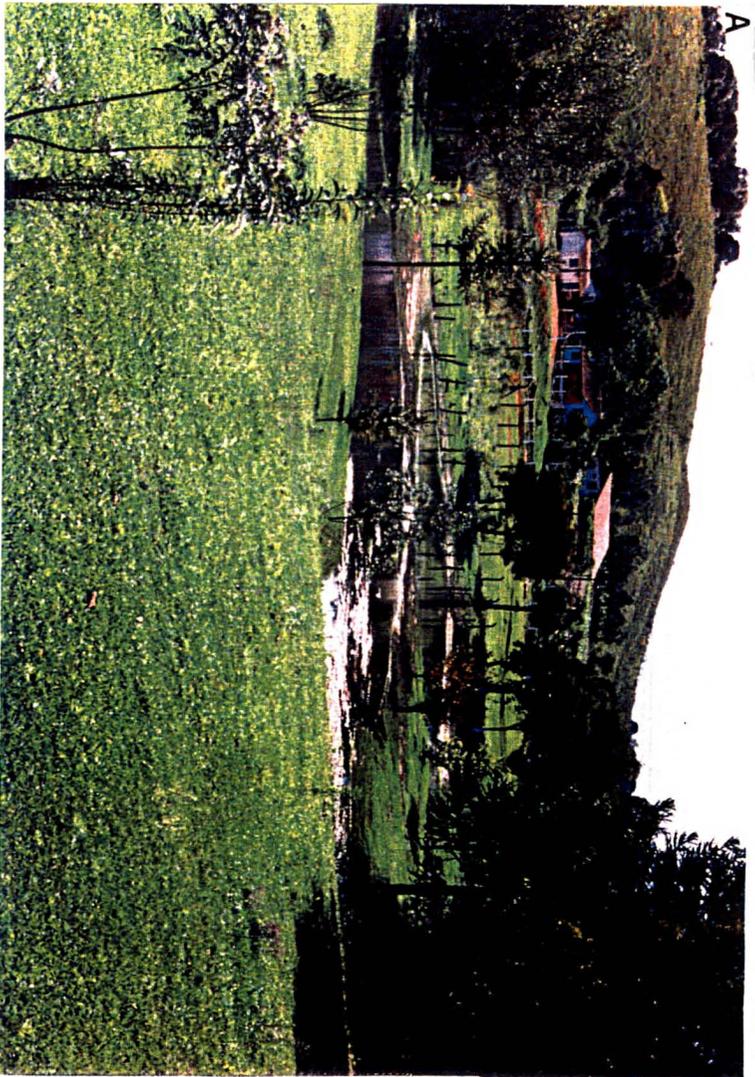
**Foto 2.3** - Vales assimétricos com fundo chato e encostas convexas, retilíneas, e côncavas dependendo da litologia.



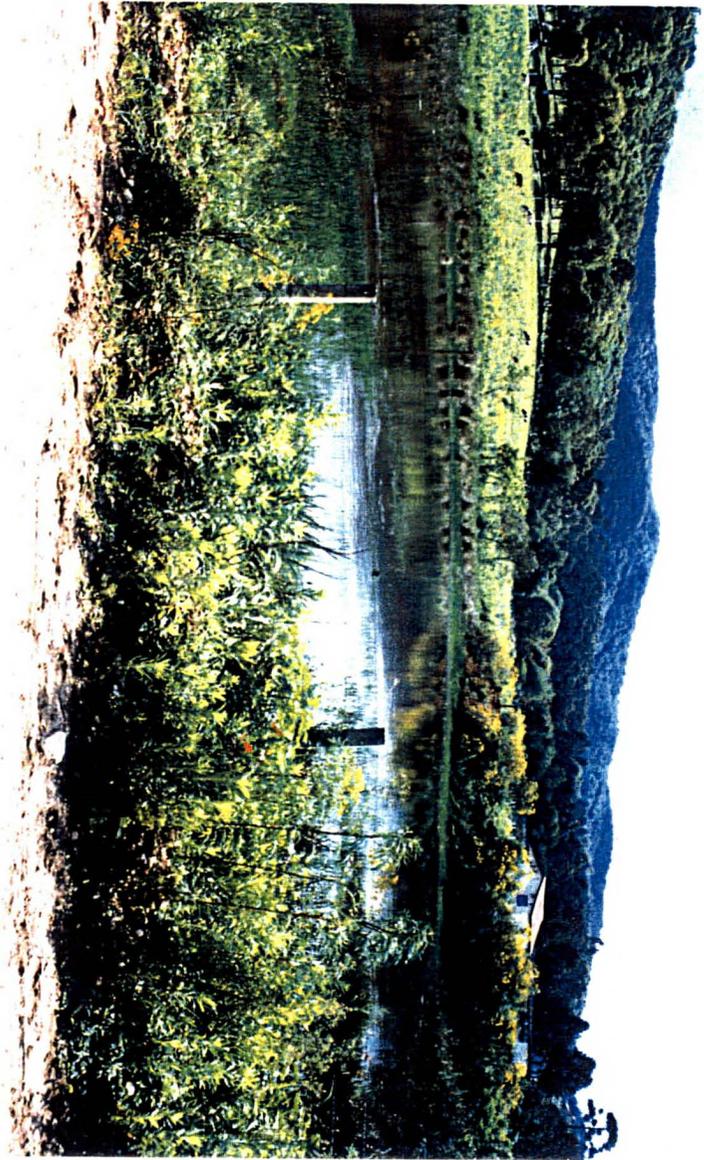
**Figura 2.14** - Bloco-diagrama representando o modelado do relevo na região em estudo. Os quartzitos, e, em parte os metadolomitos e filitos, caracterizam as zonas mais elevadas do relevo; os metadolomitos e, em parte, os filitos as zonas mais deprimidas; e os diques básicos configuram cristas quando seccionam as zonas deprimidas e vales quando cortam os quartzitos. Adaptado de Bigarella & Salamuni (1958a).

Karmann (1994) descreve esses vales no sistema cárstico Alto Ribeira como representando o fundo de depressões fechadas poligonais (carste poligonal). O contorno dos mesmos é muito irregular e, se estiverem colmatados por depósitos residuais, apresentarão fundos planos ou ondulados com dolinas de subsidência. No entanto, se possuírem drenagens superficiais ativas, com injeção significativa de rios alogênicos e feições cársticas pouco proeminentes, serão denominados de fluviocarste.

As dolinas encontradas nesses vales na área investigada têm forma circular a elíptica, larguras e profundidades variadas, contornos sinuosos e não angulosos, podendo estar preenchidas com água em função do regime das precipitações (foto 2.4).



B



**Foto 2.4 - A e B.** Dolinas preenchidas com água observadas nas zonas deprimidas do terreno na área em estudo. A. Dolina situada próxima à Granja Venda Velha. B. Dolina localizada próximo ao portão de entrada da Chácara São Francisco.

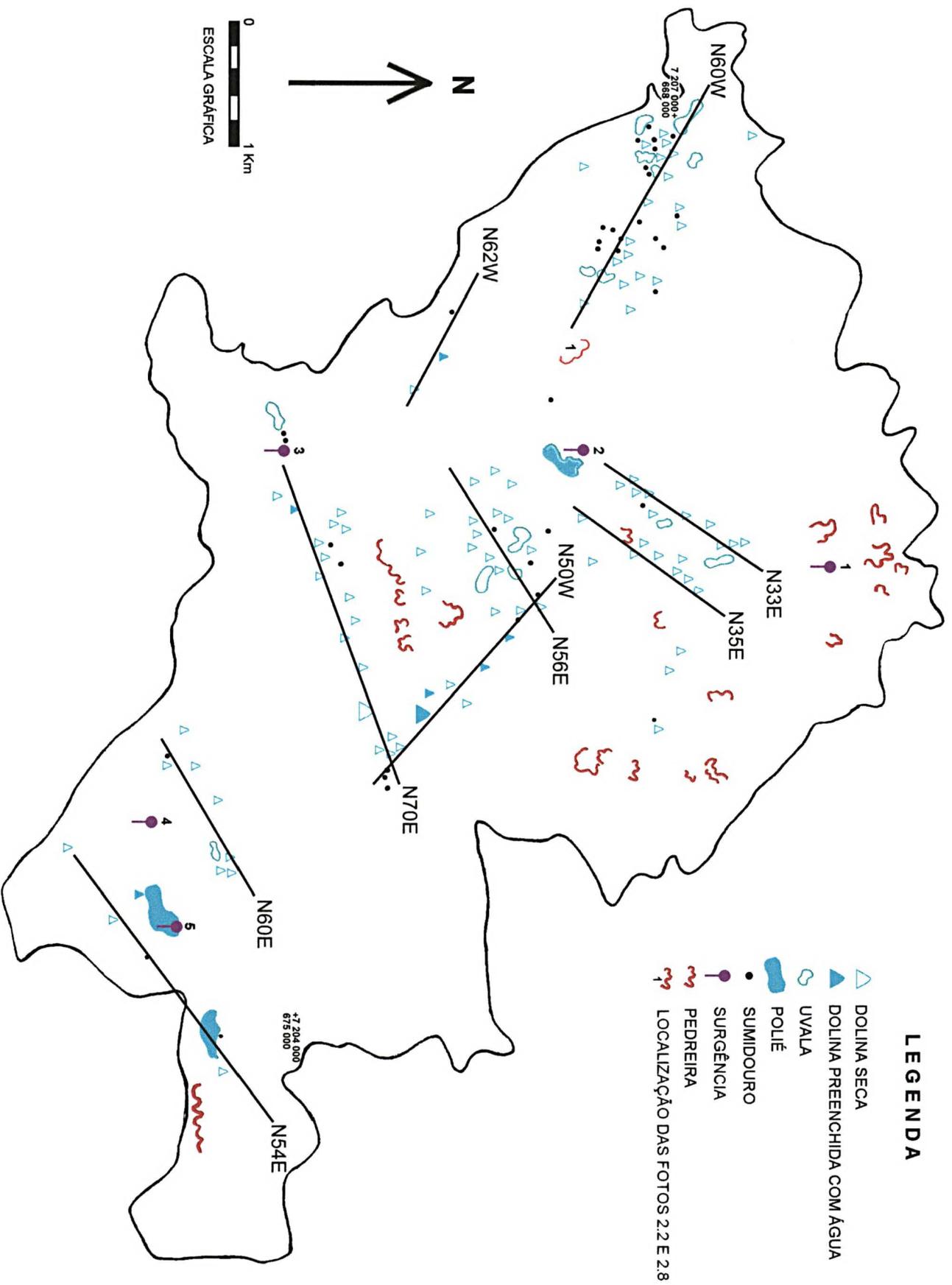
O alinhamento de dolinas, verificado no mapa de formas cársticas da figura 2.15, sugere um controle estrutural dessas formas, caracterizando-as como dolinas de dissolução relacionadas à absorção do escoamento superficial, de forma difusa, ao longo de fraturas e juntas.

Segundo Kohler (1989), na formação do modelado cárstico os processos químicos de corrosão interagem com os processos físicos de abatimento. Portanto, uma dolina de dissolução pode sofrer um abatimento, bem como uma dolina de colapso pode ter suas bordas suavizadas pelos processos de corrosão.

A coalescência de dolinas gera as uvalas que se destacam por apresentarem formas alongadas. Em alguns casos, são formadas planícies cársticas (poliés), que são depressões maiores do que as dolinas e uvalas (fig. 2.15). Nesses poliés, que estão próximos às zonas de contato com a cristas filíticas e quartzíticas ou com as próprias encostas íngremes carbonáticas, estão presentes fontes e drenagens de pequeno porte (às vezes intermitentes). O preenchimento dessas planícies é normalmente de materiais residuais silítico-arenosos e silítico-argilosos de origem coluvial e aluvial. Ainda entre as feições cársticas negativas observa-se, na área de Tranqueira, sumidouros pontuais (fig. 2.15) que atuam provavelmente somente nas épocas de fortes precipitações.

As reduzidas exposições de rochas carbonáticas, em função da espessa cobertura de solos residuais, ocorrem geralmente junto às encostas (foto 2.5). A superfície exposta dessas rochas mostra caneluras ou sulcos superficiais de dissolução, milimétricos a centimétricos, com padrões variados (foto 2.6). O entalhamento dessas caneluras, designadas de lapiás, é devido à ação intempérica das águas meteóricas ao longo de fraturas e planos de acamamento das rochas.

Os processos intempéricos e erosivos que atuam sobre as áreas carbonáticas podem ocasionar desabamentos ou acomodações do terreno. Essas ocorrências podem estar relacionadas a fenômenos naturais, ou serem acelerados por atividades humanas, tais como: mineração em pedreiras com uso de explosivos, retirada da vegetação, práticas agrícolas e exploração de recursos hídricos subterrâneos, entre outras.



**Figura 2.15** - Mapa de formas cársticas com os principais padrões estruturais da área em estudo. Formas cársticas adaptadas de Silva (1992). Legenda segundo UNESCO (1983).

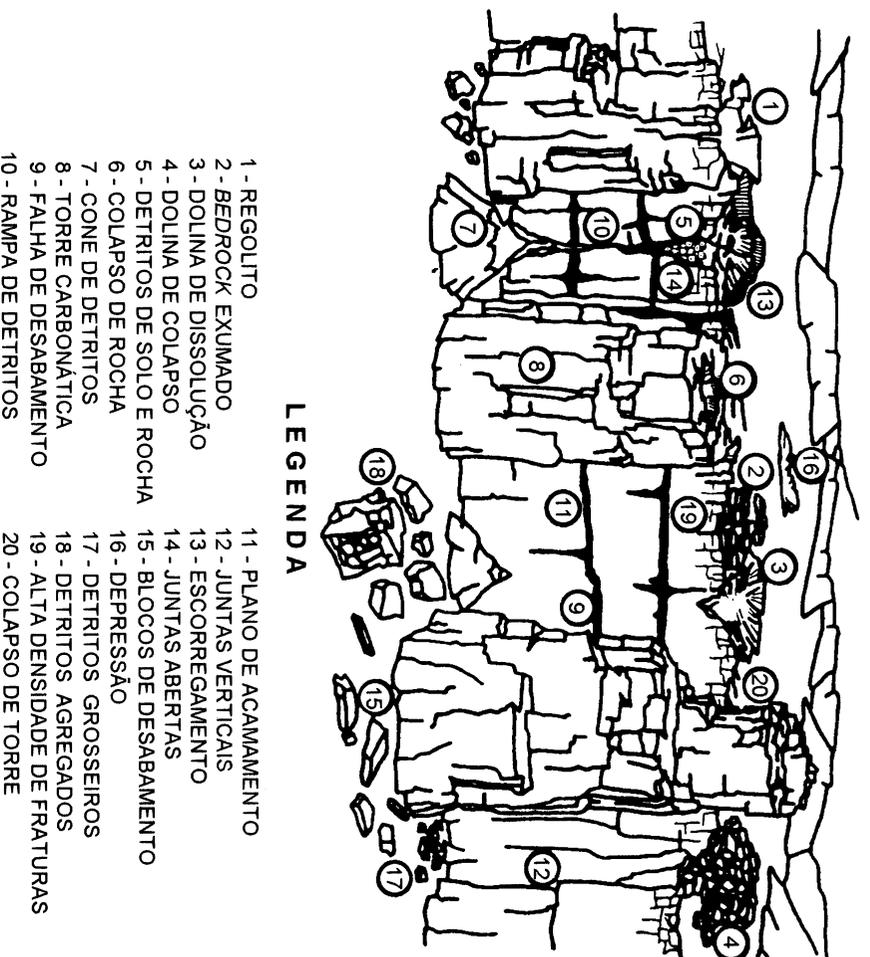


**Foto 2.5 -** Metadolomitos expostos ao longo das encostas na área de Tranqueira.



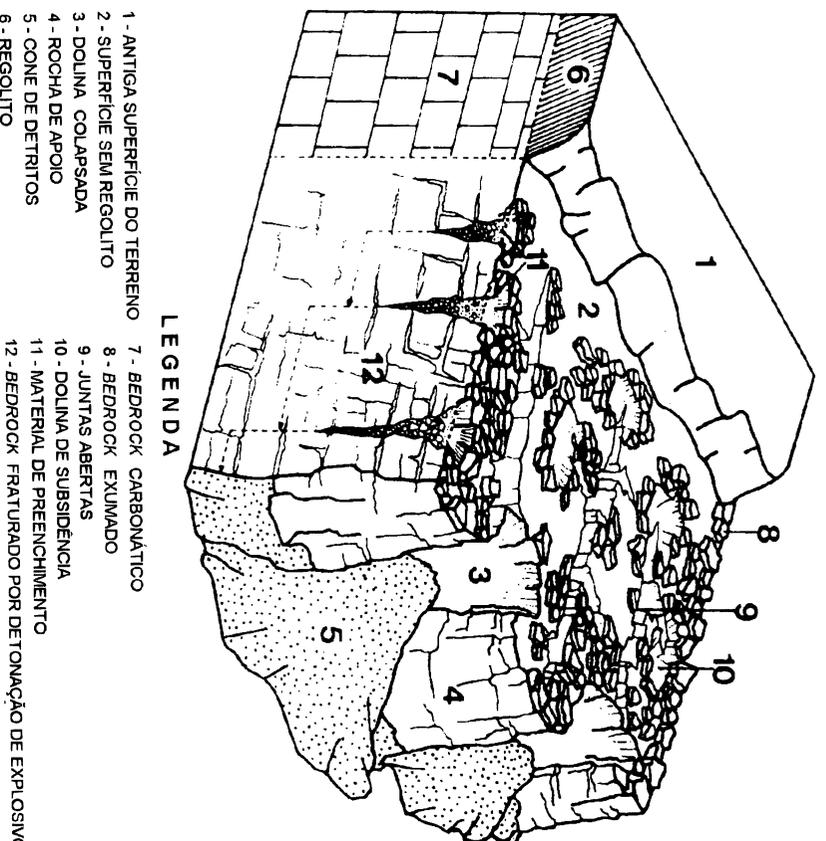
**Foto 2.6 -** Entalhamento de lapilás na superfície exposta das rochas carbonáticas na área estudada.

Segundo Gagen & Gunn (1987), as pedreiras em áreas carbonáticas, além de serem responsáveis por mudanças no relevo da região e pela destruição e modificação das formas cársticas existentes, também produzem novas formas antropogênicas de relevo. As atividades de escavação e detonação de explosivos nas pedreiras geram grandes depressões fechadas, denominadas bacias rochosas de pedreira. Nas margens dessas bacias, após o término das atividades de mineração, são formadas encostas que podem exibir uma variedade de formas (fig. 2.16) análogas àquelas encontradas em áreas cársticas naturais, como dolinas de dissolução e de colapso, torres, cones, etc. A ação combinada de processos mecânicos e de dissolução sobre essas encostas relacionados ao intemperismo e erosão provocam a regressão das mesmas e o rápido desenvolvimento das formas antropogênicas associadas.



**Figura 2.16 - Modelo conceitual de formas de relevo geradas em pedreiras de rochas carbonáticas (Gagen & Gunn, 1987).**

Na fase inicial do desenvolvimento das novas formas de relevo, são criadas feições tipo dolinas próximas ao topo da pedreira (fig. 2.17). Essas feições ocorrem ao longo de juntas preexistentes expostas na superfície cárstica artificialmente exumada pela remoção de qualquer cobertura antes da detonação de explosivos, ou então ao longo de novas juntas geradas entre as locações dos antigos buracos de explosivos. Na sequência, essas depressões são colapsadas junto à borda da encosta, atuando como precursoras da formação de rampas rochosas nas juntas verticais paralelas à encosta. Entre as feições de colapso, também são formadas proeminentes torres rochosas de apoio, que podem sofrer colapso pela perda de suporte de ambos os lados das porções superiores. Além da criação direta dessas feições tipo dolinas, as pedreiras podem acelerar o desenvolvimento de dolinas naturais preexistentes localizadas até 5 m atrás da encosta abandonada (Gunn & Gagen, 1987; Gagen & Gunn, 1987).



**Figura 2.17 - Modelo conceitual do desenvolvimento de feições antropogênicas tipo dolinas sobre as margens de pedreiras abandonadas de rochas carbonáticas (Gunn & Gagen, 1987).**

Na área em estudo, existem várias pedreiras abandonadas de metadolomito e outras em plena atividade (fig. 2.15). É possível observar (foto 2.7), mesmo naquelas pedreiras ativas, algumas dessas feições antropogênicas de relevo produzidas pelas pedreiras, como cone de detritos, juntas abertas, torre, blocos de desabamento, entre outras.



**Foto 2.7 -** Ocorrência de formas antropogênicas de relevo geradas em pedreira de metadolomito. A. Blocos de desabamento (1), cone de detritos (2) e torre (3). B. Juntas abertas (4). Pedreira localizada a 1,2 km da rodovia estadual PR092, a nordeste da localidade de Tranqueira (fig. 2.15).

## CAPÍTULO 3

### CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Para que ocorra o desenvolvimento do fenômeno de carstificação e, conseqüentemente, a formação do aquífero cárstico associado, destacam-se algumas condicionantes básicas relacionadas à geologia do terreno, tais como:

- a) Ocorrência de grandes áreas com substrato rochoso permeável e solúvel, localizados na superfície ou nas proximidades desta. Esses pacotes devem ser contínuos, de considerável espessura, na ordem de centenas de metros acima do nível do mar, para que ocorra um desnível topográfico e a água possa fluir livremente dentro do maciço rochoso realizando o processo de dissolução das rochas.
- b) Influência no processo de dissolução da composição química, da porosidade e do metamorfismo (quando presente) da rocha cárstica.
- c) Influência das estruturas geológicas na intensidade e direção da carstificação. Essas estruturas são representadas por planos de acamamento, sistemas de fraturamento e dobramentos, com os últimos associados a eventos tectônicos e, eventualmente, ao alívio de carga durante os processos erosivos.

#### 3.1 CONDICIONANTES LITOLÓGICAS

As rochas mais comuns que preenchem as especificações citadas acima são as carbonáticas, embora rochas não carbonáticas, como as evaporíticas (gipsita e halita ou sal-gema), também possam apresentar fenômenos cársticos. Entretanto, esses fenômenos não se encontram plenamente desenvolvidos nestes tipos de terreno, pois certas características necessárias não são atendidas, como, por exemplo, a grande extensão na superfície terrestre.

De maneira geral, rocha carbonática é aquela com mais de 50% de minerais carbonáticos, principalmente na forma de carbonato de cálcio (calcita e aragonita) ou de cálcio e magnésio (dolomita). Segundo Corbel (1957 *apud* Summerfield, 1994), uma rocha carbonática deve ter um teor de 60% de  $\text{CaCO}_3$  para sofrer o processo de carstificação. Nas áreas cársticas bem desenvolvidas da Europa,

Castany (1971) observou que o conteúdo de  $\text{CaCO}_3$  é sempre superior a 90%, enquanto nas pouco desenvolvidas não ultrapassa 60%.

Os representantes mais importantes das rochas carbonáticas são o calcário e o dolomito, afetados ou não por processos metamórficos, bem como seus intertipos que assumem características mais cálcicas ou mais magnesianas, pois na natureza é bastante rara a ocorrência de tipos puramente cálcicos ou magnesianos.

As várias classificações das rochas carbonáticas são baseadas principalmente na composição textural, mineralógica e química. A classificação adotada neste estudo é a de Bigarella (1953), modificada de Pettijhon (1949), que baseia-se na porcentagem de MgO contida na rocha, além de apresentar a razão entre o CaO e MgO (tab. 3.1).

**TABELA 3.1 - CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS.**

DENOMINAÇÃO	EQUIVALENTE MgO (%)	MgO/CaO
Calcário Calcítico	0,0 - 1,1	0,00 - 0,02
Calcário Magnesiano	1,1 - 4,3	0,02 - 0,08
Calcário Dolomítico	4,3 - 10,5	0,08 - 0,25
Dolomito Calcítico	10,5 - 19,1	0,25 - 0,56
Dolomito	19,1 - 22,0	0,56 - 0,72

FONTES: Bigarella (1953)

Os calcários são compostos essencialmente por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), o qual apresenta uma variação em média de 60 a 98% em relação ao carbonato de cálcio e magnésio [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ]. O mineral mais comum é a calcita ( $\text{CaCO}_3$  trigonal), pois a aragonita ( $\text{CaCO}_3$  ortorrômbico), que é uma forma menos estável, transforma-se em calcita com o tempo. Secundariamente, ocorrem argilo-minerais (ilita), sílica (quartzó), silicatos (feldspatos), sulfatos (gipsita), fosfatos (apatita), óxidos de ferro (hematita e magnetita) e sulfetos (pirita), além de matéria orgânica. Os sedimentos formadores são de origens diversas (clásticos, orgânicos e químicos), resultando da combinação de íons  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  dispersos, principalmente em ambientes marinhos e lacustres.

Os dolomitos são constituídos, predominantemente, pelo mineral dolomita  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ , com a seguinte proporção de óxidos: CaO - 30,4%, MgO - 21,7% e  $\text{CO}_2$  - 47,9% (Dana 1983). As análises químicas da tabela 3.2 para rochas dolomíticas de várias localidades e idades diversas, revelam grande regularidade de composição química, e em consequência, uma relação magnesiânica (CaO/MgO) bastante uniforme.

**TABELA 3.2 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE DOLOMITOS.**

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	CO <sub>2</sub>
A	-	-	-	19,00	34,00	46,80
B	0,73	0,20	-	20,48	30,97	47,51
C <sup>o</sup>	3,44	tr	0,36	19,97	30,74	45,23
D <sup>o</sup>	6,42	tr	0,28	17,53	30,97	44,46
E <sup>o</sup>	0,99	0,27	0,45	20,10	31,50	46,42
F <sup>o</sup>	1,50	tr	0,11	20,32	30,79	47,16
G <sup>o</sup>	2,71	0,03	0,42	20,86	30,66	45,28
H <sup>o</sup>	2,20	0,82	0,54	20,20	30,70	45,90
I <sup>o</sup>	0,40	0,35	0,07	21,28	31,40	45,87
J <sup>o</sup>	11,74	0,73	0,58	16,88	29,58	40,75
K <sup>o</sup>	2,42	tr	0,16	19,60	31,36	46,30
L <sup>*</sup>	0,69	tr	0,16	20,64	31,13	47,20
M <sup>*</sup>	1,84	-	0,22	20,00	31,24	46,60
N <sup>*</sup>	1,82	tr	0,08	20,72	30,35	46,76
O <sup>*</sup>	6,64	tr	0,09	19,19	29,60	44,37
P	7,20	0,33	1,30	20,00	25,20	40,35
Q	7,96	1,97	0,14	19,46	26,72	41,13
R	25,50	4,30	0,77	12,80	20,70	32,30

FONTES:

- A - Composição teórica de um dolomito puro (Ford & Williams, 1989).  
 B - Dolomito Randville (Pré-Cambriano), Dickinson County, Michigan, USA (Bayley *apud* Pettijohn, 1957).  
 C<sup>o</sup> - Dolomito calcítico (Proterozóico Médio-Inferior), Piraquara, Região Metropolitana de Curitiba, Paraná.  
 D<sup>o</sup> - Dolomito calcítico (Proterozóico Inferior), Guarapuçaba, Paraná.  
 E<sup>o</sup> - Dolomito da Formação Itaiacoca, Faixa NW (Proterozóico Superior), Retame, Castro, Paraná.  
 F<sup>o</sup> - Dolomito da Faixa Itaiacoca, Faixa NW (Proterozóico Superior), F.O. Água, Cerro Azul, Paraná.  
 G<sup>o</sup> - Dolomito da Faixa Itaiacoca, Faixa NW (Proterozóico Superior), Tacuinça, Rio Branco do Sul, Paraná.  
 H<sup>o</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Boichiníngua, Colombo, Paraná.  
 I<sup>o</sup> - Dolomito calcítico da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Tranqueira, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 J<sup>o</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 K<sup>o</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 L<sup>\*</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 M<sup>\*</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 N<sup>\*</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 O<sup>\*</sup> - Dolomito da Formação Capiru, Faixa SE (Proterozóico Superior), Areias, Alm. Tamandaré, Paraná.  
 P - Dolomito do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), Itacarambi, Minas Gerais (Guerra, 1986).  
 Q - Dolomito Niagarán (Siluriano), Joliet, Illinois, USA (Fischer *apud* Pettijohn, 1957).  
 R - Margal dolomítica da Formação Irati (Permiano), São Mateus do Sul, Paraná (Grossi Sad *et al.*, 1984).

\* amostra da área em estudo  
 ° MINEROPAR - Minerais do Paraná S/A (1987)

Os dolomitos são originados, principalmente, pela dolomitização pencontemporânea ou subsequente dos calcários (origem secundária), e mais raramente em ambientes evaporíticos (origem primária). A dolomita secundária forma-se, segundo Deer *et al.* (1966), quando ocorre a introdução de magnésio na estrutura cristalina da calcita e aragonita primárias dos calcários.

A dolomitização pencontemporânea processa-se muito rapidamente, logo após a deposição do calcário, com o magnésio derivado provavelmente da água do mar, enquanto o sedimento ainda se encontra inconsolidado no fundo do mesmo. No caso da dolomitização subsequente, a dolomita forma-se muito depois da litificação do calcário, em decorrência da percolação de soluções magnesianas por meio de fraturas da rocha (Deer *et al.*, 1966).

Durante a dolomitização, é frequente o aumento da porosidade nos dolomitos (na ordem de 5-15%), pois, quando da substituição da calcita pela dolomita, tem-se uma redução de 13% no volume dos cristais resultantes. Isto ocorre devido aos romboedros de dolomita serem menores do que os cristais originais de calcita, tendo como consequência a formação de espaços vazios ao redor dos romboedros.

No caso dos calcários, o processo diagenético que se desenvolve com o aumento da profundidade faz com que a matriz da rocha seja comprimida, ocasionando, então, sua recristalização para uma massa rochosa com maior densidade e menor porosidade.

Os mármores são produtos do metamorfismo regional de rochas carbonáticas. Nos calcários compostos quase que exclusivamente por calcita, uma quantidade relativamente pequena de material sobreposto já é suficiente para evitar a decomposição do mineral e a liberação de CO<sub>2</sub> durante o processo metamórfico, verificando-se apenas recristalização da calcita ou sua passagem para aragonita em pressões elevadas. No caso dos dolomitos, a recristalização da dolomita forma as rochas denominadas de mármores dolomíticos ou metadolomitos, dependendo da intensidade do metamorfismo associado.

De acordo com a presença de impurezas na rocha carbonática original (como argilo-minerais e sílica) e do grau de metamorfismo, o mármore resultante poderá conter minerais como talco, flogopita, wollastonita, diopsídio, tremolita, grossulária,

forsterita, olivina, serpentina, entre outros.

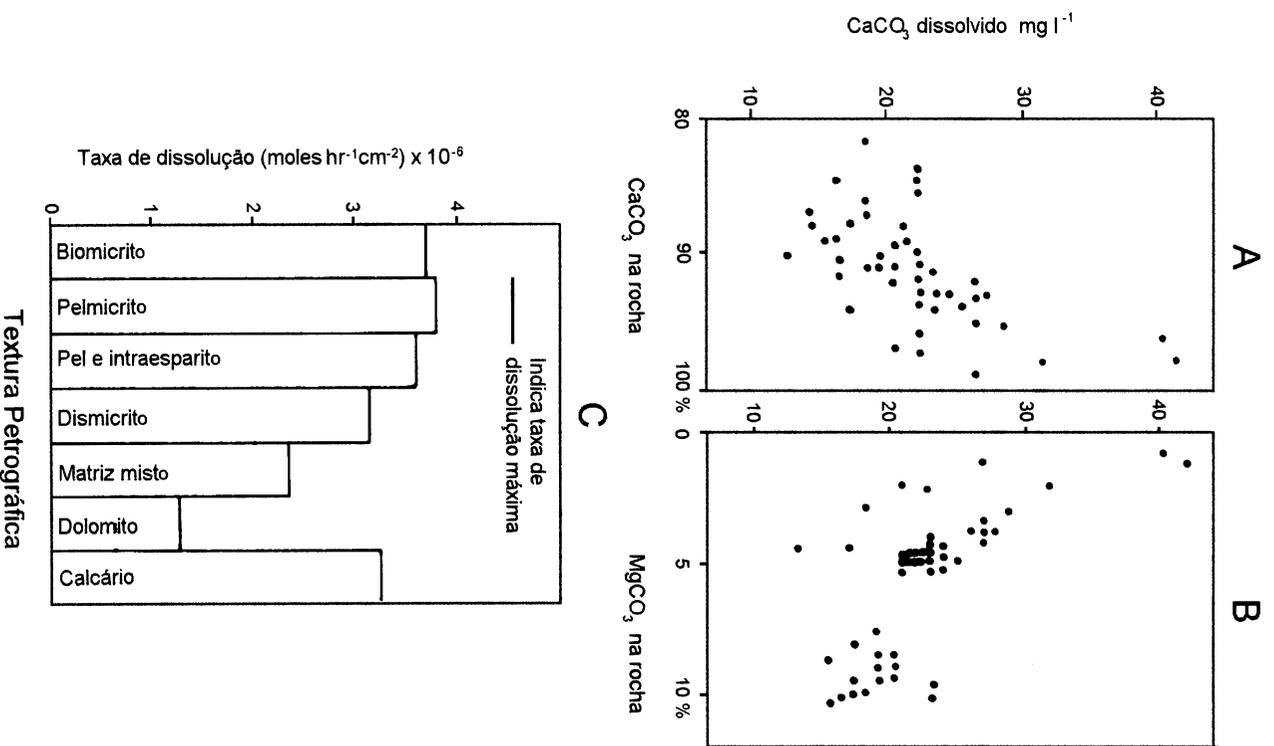
Na área de Tranqueira, as rochas carbonáticas são metamórficas, classificadas como metadolomitos e metadolomitos calcícos (tab. 3.2, pág. 49). Geralmente, os metadolomitos apresentam granulação média a fina, textura granoblástica, e aparência sacaroidal. Na sua grande maioria, os metadolomitos são maciços, sem orientação preferencial de minerais. Algumas vezes mostram finas camadas ou faixas correspondentes ao antigo acamamento sedimentar.

O metamorfismo causa destruição quase total da porosidade primária, limitando-a a valores menores que 1%. Isto ocorre devido à recristalização da maioria dos minerais da rocha pretérita, bem como, através da redução dos espaços vazios pela pressão associada ao processo metamórfico.

A composição mineralógica, textural e química das rochas carbonáticas influencia diretamente as condições de solubilidade da rocha. O carbonato de cálcio, com sistema cristalino ortorrômbico (aragonita), é um pouco mais solúvel que o de forma trigonal (calcita), na proporção de 1,55:1. Já o carbonato de cálcio e magnésio, a dolomita (trigonal), de acordo com Bigarella *et al.* (1994), solubiliza-se de maneira similar ao carbonato de cálcio, porém com uma velocidade muito mais lenta.

Teoricamente, os calcários puros poderiam ser totalmente dissolvidos pela água, mas como dificilmente são puros na natureza, a solubilidade dos mesmos dependerá do teor de magnésio e da presença de constituintes considerados insolúveis, como argilo-minerais, sílica, fosfatos, óxidos, entre outros. Com relação aos dolomitos, a solubilidade é considerada 20 vezes menor do que a dos calcários (Castany, 1971). Em trabalho experimental posterior, Rauch & White (1977) encontraram taxas de dissolução máxima quando o teor de MgO da rocha carbonática está entre 1,0 e 2,5%, sendo que essas taxas decrescem à medida que as porcentagens de dolomita e insolúveis disseminados aumentam (fig. 3.1 A e B).

Com relação ao tamanho dos grãos, geralmente, as rochas constituídas de grãos mais finos, portanto com superfície específica maior, são mais facilmente dissolvidas do que aquelas com grãos mais grossos (fig. 3.1 C). Entretanto, as rochas carbonáticas formadas de material fino, como micrito, são frequentemente



**Figura 3.1** - Taxas experimentais de dissolução em rochas carbonáticas. A e B. Solubilidades de amostras de rochas carbonáticas em água em equilíbrio com a pressão parcial do CO<sub>2</sub> atmosférico versus o conteúdo de CaCO<sub>3</sub> e MgCO<sub>3</sub> (Gerstenhauer & Pfeffer, 1966 *apud* Ford & Williams, 1989). C. Taxa de dissolução carbonática a 22 % de saturação comparada com a textura petrográfica de rochas carbonáticas. Modificado de Rauch & White (1977).

menos solúveis se o tamanho dos grãos e o empacotamento forem uniformes. Isto ocorre em função das superfícies dos grãos apresentarem-se lisas, promovendo uma diminuição da área exposta para ação da dissolução. Assim, quanto maior a heterogeneidade dos grãos nessas rochas, maior será a rugosidade da superfície exposta à dissolução, como no caso das formas irregulares dos fósseis de um biomicrito (Ford & Williams 1989).

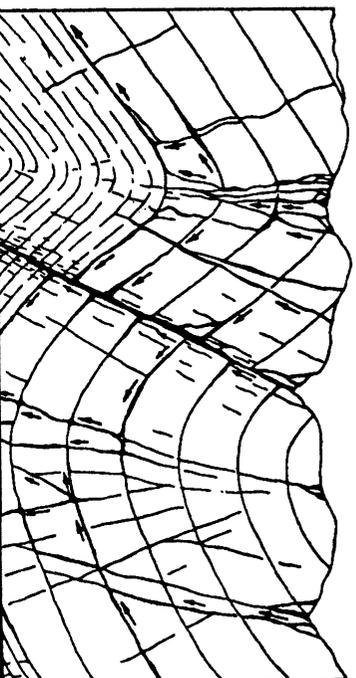
Dessa forma, a composição e a textura da rocha carbonática exercem uma forte influência na taxa de dissolução e, conseqüentemente, no grau de desenvolvimento de canais e condutos nos aquíferos cársticos. O desenvolvimento das cavidades e as taxas de dissolução são máximos quando a rocha apresenta um baixo conteúdo de dolomita, teor de magnésio baixo (mas não zero), pouco material insolúvel disseminado, e textura cristalina fina (micrito, especialmente biomicrito) (Rauch & White, 1977). Com efeito, as rochas carbonáticas dolomíticas, comparadas com as calcíticas, tendem a dissolver-se mais lentamente, sendo que os aquíferos associados às rochas dolomíticas apresentam pequena quantidade de condutos e canais de dissolução e, na superfície exposta destas rochas, tem-se a ocorrência de poucas feições cársticas.

### **3.2 CONDICIONANTES ESTRUTURAIS**

As feições estruturais dos maciços rochosos originadas por movimentos durante ou após a formação das rochas desempenham um papel importante no desenvolvimento do aquífero cárstico, determinando direções regionais de circulação de água com rotas preferenciais de fluxo subterrâneo.

As estruturas mais importantes na formação e evolução do aquífero cárstico são as tectônicas, geradas em fases distintas de deformação dos maciços. Muitas dessas estruturas formaram-se em regime rúptil (fraturamentos), enquanto outras foram originadas em regime dúctil de deformação (dobramentos). Guerra (1986) afirma, ainda, que as fraturas (falhas e juntas ou diáclases) são as feições estruturais mais significativas que atuam tanto nos fenômenos de carstificação quanto nos processos de recarga, circulação e armazenamento de água nos aquíferos cársticos (fig. 3.2).

Além das características do estado de tensões (esforços tracionais ou compressionais) que origina as feições estruturais, deve-se considerar os aspectos texturais e estruturais das rochas, os quais influenciam diretamente o seu comportamento mecânico. As tensões ( $\delta$ ) são diretamente proporcionais ao módulo de elasticidade (E), isto é,  $\delta = E \cdot \epsilon$ , onde  $\epsilon$  é a medida de deformação plástica.



**Figura 3.2** - Influência dos principais sistemas de fraturamentos na localização dos processos de carstificação, recarga, circulação e armazenamento de água nos aquíferos cársticos (Milanovic, 1981).

A intensidade e a frequência dos fraturamentos e o grau de abertura das fraturas, que influenciam diretamente a quantidade de água infiltrada e armazenada no aquífero, são determinados pelas propriedades físicas dos tipos litológicos. Assim, quanto mais competentes são as rochas (maior E), menor a intensidade de fraturamento, porém maior o grau de abertura. Segundo Costa (1986), no caso de rochas com orientação de minerais, com orientação planar à linear, os planos de fraturamento são mais desenvolvidos do que em rochas sem orientação. Nas rochas com textura fina, a resistência ao fraturamento é maior do que nas rochas com minerais grandes e bem desenvolvidos, ocorrendo o mesmo em rochas com predomínio de minerais granulares em relação aos minerais tabulares.

Bertachini (1988), em trabalhos realizados em aquíferos fraturados da região de Jundiá (SP), demonstrou que a condutividade hidráulica está diretamente relacionada à gênese do fraturamento, estando os poços de maior produtividade associados às fraturas de tração, às fraturas de cisalhamento (sintéticas e

antitéticas).

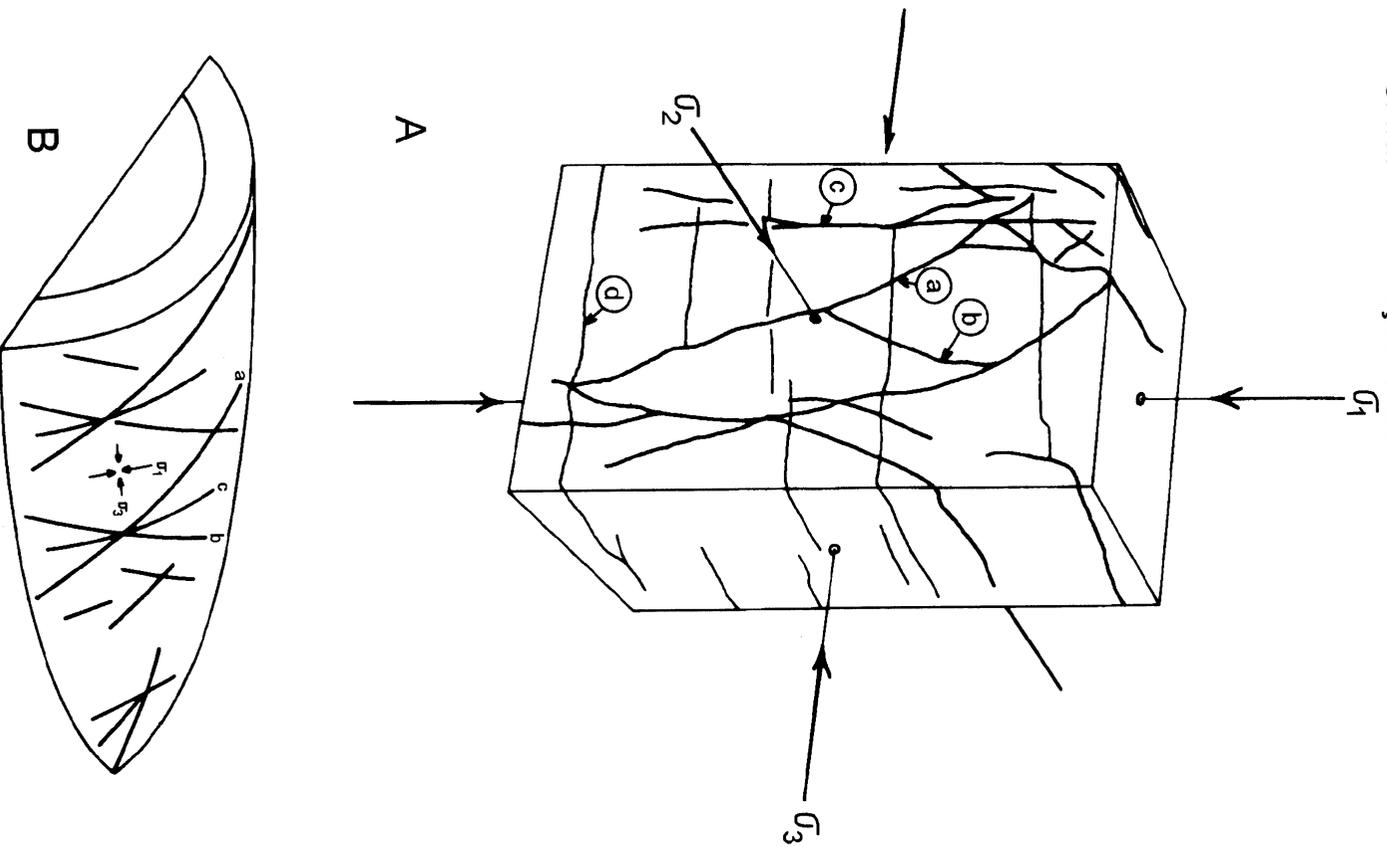
As fraturas de tração, extensão ou transversais são formadas paralelamente ao esforço compressivo ( $\sigma_1$ ) e perpendicularmente às charneiras das dobras e à xistosidade nas rochas metamórficas (fig. 3.3). Segundo Larson (1984 *apud* Menegasse, 1991), essas fraturas são mais abertas quando associadas à deformação rúptil. Isto ocorre devido a origem de tais fraturas estar relacionada a tensões de tração, o que permite a formação de grandes condutos que captam água de fraturas menores pertencentes ao mesmo sistema. Se essas fraturas estiverem relacionadas a dobramentos (deformação dúctil), a capacidade de armazenamento do sistema será baixa, pois as mesmas não se apresentam interconectadas.

A abertura das fraturas de tração é maior nas rochas mais resistentes, ou seja, com maior módulo de elasticidade (E), enquanto que a sua frequência é inversamente proporcional ao módulo de elasticidade (Costa, 1986). Segundo Ladeira (1985), as fraturas de tração, no campo, geralmente não apresentam cataclase ou milionitização. São preenchidas por quartzo e/ou carbonatos que se desenvolvem perpendicularmente à superfície de fratura, podendo também estar preenchidas por diques (por ex., de diabásio). Quando a zona de fratura apresenta espaços vazios, esses são revestidos por cristais de quartzo e carbonato.

As fraturas de cisalhamento ocorrem relacionadas aos planos de cisalhamento máximo, geralmente, em pares conjugados, que formam um ângulo de aproximadamente 60° entre si, tendo o esforço compressivo ( $\sigma_1$ ) como bissetriz. Quando associadas a dobras, cada uma das fraturas do par conjugado foram um ângulo de 60° com a direção da charneira da dobra (Ladeira, 1985) (fig. 3.3). Em rochas constituídas por minerais granulares (maior E) sem planos de clivagem, existe uma resistência maior ao cisalhamento do que naquelas constituídas de minerais tabulares (menor E). Com relação à textura da rocha, quanto mais grossa, menor será sua resistência ao cisalhamento, pois será maior a influência dos planos de clivagem (Costa, 1986).

No campo, essas fraturas exibem grande número de *slickensides*, estando limitadas, frequentemente, por zonas de cataclase ou milionitização (Ladeira, 1985). Os processos de cataclase e milionitização podem provocar a colmatação

$\sigma_1$  . esforços compressivos ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) **a** e **b**. fraturas de cisalhamento  
**c**. fraturas de tração **d**. fraturas de relaxamento

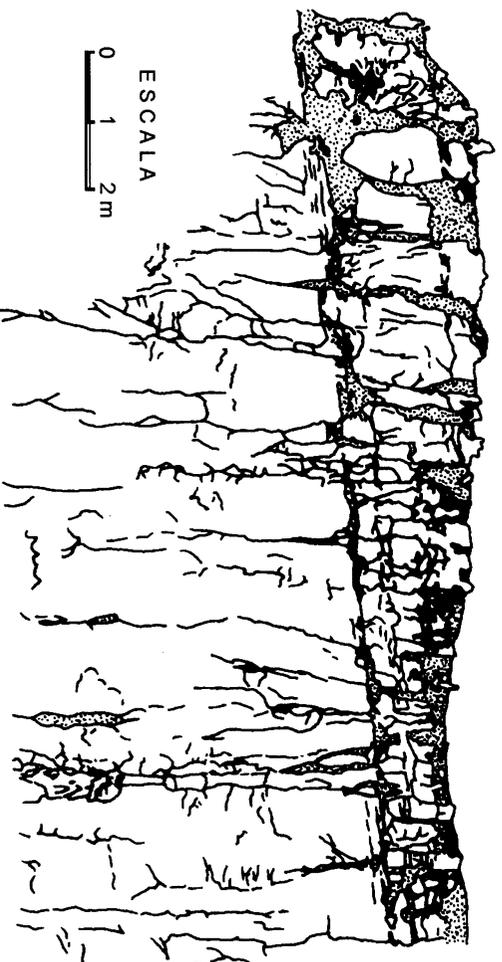


**Figura 3.3** - Principais tipos de fraturas desenvolvidas durante as deformações tectônicas. A. Fraturamentos (Hobbs *et al.*, 1976). B. Dobramentos (Stearns & Friedman, 1970).

dessas fraturas, que já apresentam aberturas reduzidas, tornando-as desinteressantes do ponto de vista hidrogeológico. Contudo, dependendo das condições climáticas, pode ocorrer decomposição dos minerais ao longo destas zonas (Menegasse, 1991).

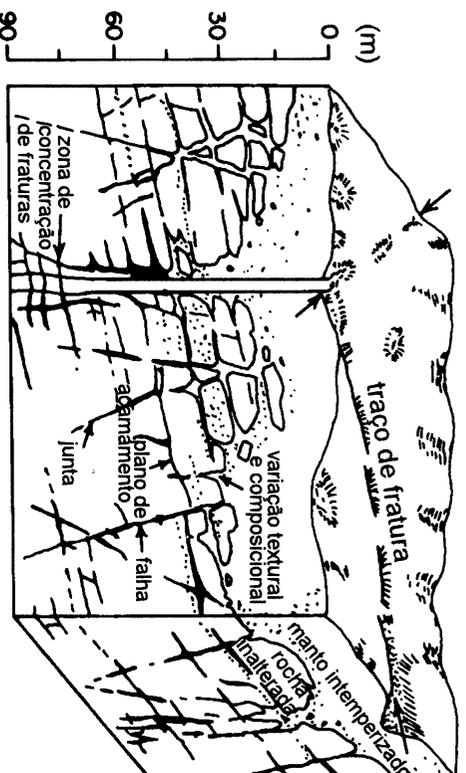
As fraturas de relaxamento, de alívio ou longitudinais são subhorizontais, normais à tensão máxima e sub-paralelas à direção de xistosidade ou às charneiras das dobras (fig. 3.3). Costa (1980) afirma que, apesar de serem perpendiculares ao esforço compressivo, essas fraturas não são fraturas fechadas, pois são geradas por alívio de tensões, que ocorre na mesma direção do esforço compressivo.

Nas áreas carbonáticas, as falhas e diáclases ou juntas transformam-se nas rotas preferenciais de fluxo de água subterrânea, com a formação de grandes condutos de circulação alargados pelos processos de dissolução. As zonas de dissolução podem atingir grandes profundidades, mas, geralmente, diminuem ou tendem a fechar-se com o aumento da profundidade. Essa situação fica evidente na figura 3.4, que mostra um corte vertical de uma pedreira de calcário, com o alargamento das fraturas mais intenso nas proximidades da superfície.



**Figura 3.4** - Corte vertical de uma pedreira de calcário evidenciando o alargamento de fraturas próximo à superfície e o seu fechamento em profundidade (Williams, 1983).

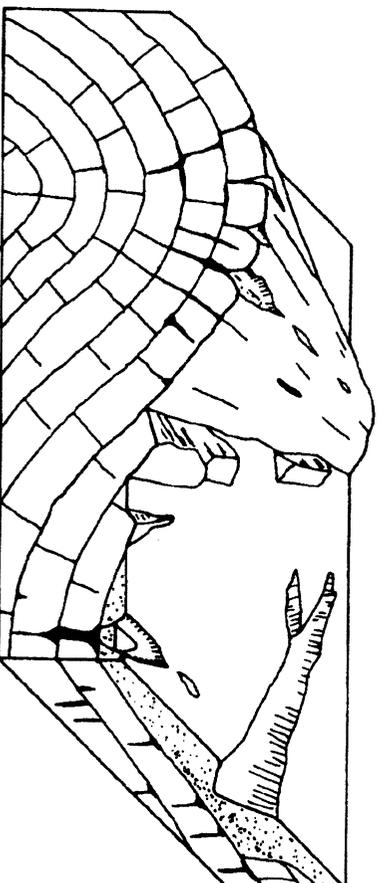
Na superfície do terreno de regiões carbonáticas carstificadas, as fraturas são refletidas através do alinhamento de feições cársticas típicas, como dolinas e vales cegos. O ponto de intersecção destes alinhamentos são sempre zonas preferenciais de carstificação (Silva, 1986) (fig. 3.5).



**Figura 3.5** - Bloco-diagrama com as feições geológicas que influenciam o desenvolvimento das zonas preferenciais de carstificação. Adaptado de Lattman & Parizek (1964).

Lattman & Parizek (1964) e Parizek (1976), analisando os traços de fratura (menores que 1,5 km em extensão) e lineamentos (de 1,5 km até 150 km em extensão) em fotografias aéreas e imagens de satélite, estabeleceram uma importante relação entre esses elementos e a ocorrência de água subterrânea em aquíferos cársticos. Os traços de fratura e lineamentos são geralmente retos, e, quando concentrados, são considerados como manifestações, na superfície do terreno, de zonas verticais e quase verticais de fraturas. Essas zonas, em subsuperfície, apresentam um intemperismo localizado, com alta permeabilidade e porosidade (fig. 3.5).

Nos dobramentos, as zonas de concentração de fratura e carstificação estão mais associadas às cristas das estruturas anticlinais do que às depressões ao longo das estruturas sinclinais (Freeze & Cherry, 1979) (fig. 3.6).



**Figura 3.6** - Zonas de fraturas e carstificação localizadas nas cristas dos anticlinais em rochas carbonáticas. Adaptado de Davis & DeWiest (1966) por Freeze & Cherry (1979).

Segundo Guerra & Mello (1986) esse tipo de situação pode ser correta para dobras de mergulhos mais suaves ou grandes anticlinais. No caso de anticlinais com mergulhos acentuados, apesar de haver uma concentração de fraturas ao longo das cristas, estas tendem a fechar-se rapidamente em profundidade e dependendo do posicionamento topográfico, elas constituem-se em uma área de recarga restrita. Nesses casos, pode ocorrer o desenvolvimento de zonas mais favoráveis ao longo dos flancos, pela dissolução através dos planos de estratificação.

Costa (1986) observa, ainda, que dobramentos com flancos de mergulhos superiores a 60° são em geral desfavoráveis, pois as rochas adquirem maior plasticidade, sendo pouco intenso o desenvolvimento de fraturamentos. Por outro lado, dobramentos com flancos apresentando ângulos de mergulhos inferiores a 30° propiciam maiores aberturas em fraturas longitudinais.

Na área estudada, com base no mapa de feições cársticas (fig. 2.15, item 2.5), mapa geológico (fig. 3.12, item 3.5) e diagrama de traços de fratura (3.13, item 3.5), pode-se inferir que o desenvolvimento da carstificação está relacionado, principalmente, aos fraturamentos de direção N30-50°E (fraturas de relaxamento) e N40-60°W (fraturas de tração), e aos flancos dos dobramentos com traço axial de direção N60-70°E.

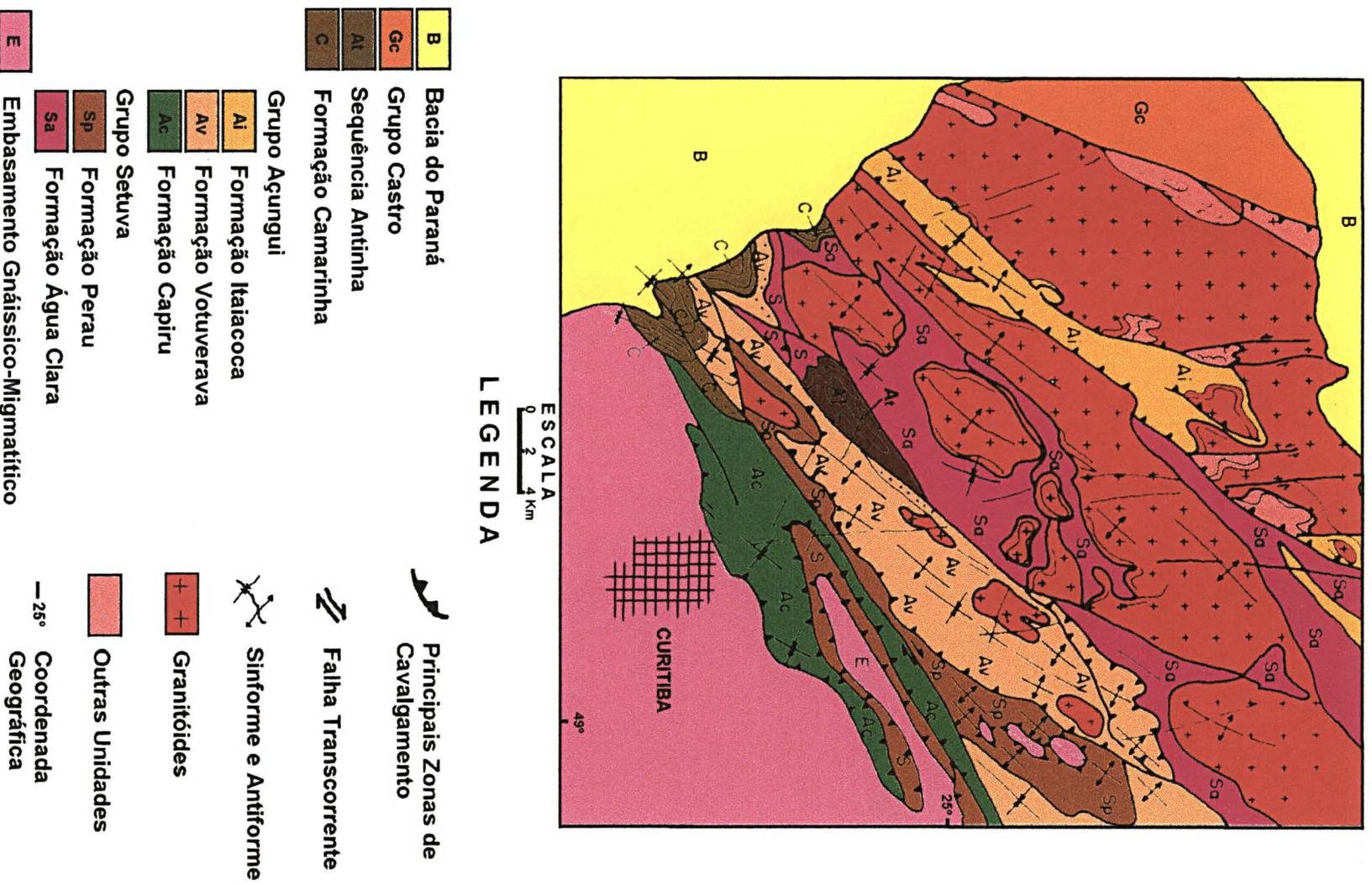
### 3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região estudada está inserida no Leste paranaense, que abrange a porção sul do Cinturão Ribeira (Cordani & Brito Neves, 1982), ou o segmento sul-sudeste brasileiro da Faixa Dobrada Apiaí (Hasui *et al.*, 1975). O Cinturão Ribeira, no Paraná, caracteriza-se por um conjunto de rochas pertencentes, em sua maioria, ao Embasamento Cristalino (Arqueano), ao Complexo Pré-Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Açungui (Proterozóico Superior), bem como de uma série de intrusões granitóides (Proterozóico-Eopaleozóico), de numerosos diques básicos mesozóicos e de coberturas cenozóicas (fig. 3.7).

No presente estudo, a unidade proterozóica de interesse é a Formação Capiru, que aflora na porção sudeste do Grupo Açungui (fig. 3.7). As rochas carbonáticas desta formação fazem parte de uma das três faixas de rochas carbonáticas proterozóicas (fig. 3.8), denominadas por Bigarella (1948) de faixa NW (noroeste), faixa central e faixa SE (sudeste). As rochas carbonáticas da faixa sudeste, associadas à Formação Capiru, ocorrem na sua maioria como metadolomitos e metadolomitos calcícos e, secundariamente, como lentes de metacalcário e metacalcário magnesiano (fig. 3.9).

A Formação Capiru é composta predominantemente por metadolomitos, filitos e quartzitos, e secundariamente, por filitos grafitosos, metassilitos e metamargas. Os quartzitos apresentam-se em camadas métricas com gradações para filitos e às vezes para filitos carbonosos. Podem formar lentes intercaladas nos pacotes de metadolomitos e de filitos. As rochas metacarbonáticas ocorrem em espessos corpos lenticulares e são geralmente maciças, às vezes silicosas, pouco deformadas internamente, e com estruturas estromatolíticas originadas por algas do gênero *Collenia* (descritas por Bigarella & Salamuni, 1958a; Fairchild, 1982). Os filitos e outros sedimentos silítico-argilosos distribuem-se em pacotes espessos, contendo, às vezes, camadas finas de hematita e/ou grafita, e também estruturas sedimentares preservadas (estratificação cruzada, marcas onduladas, acamamento gradacional).

As litologias mencionadas acima, de acordo com Soares (1987), indicam que



**Figura 3.7** - Distribuição das principais unidades geológicas do leste paranaense. Adaptado de Reis Neto & Soares (1987).

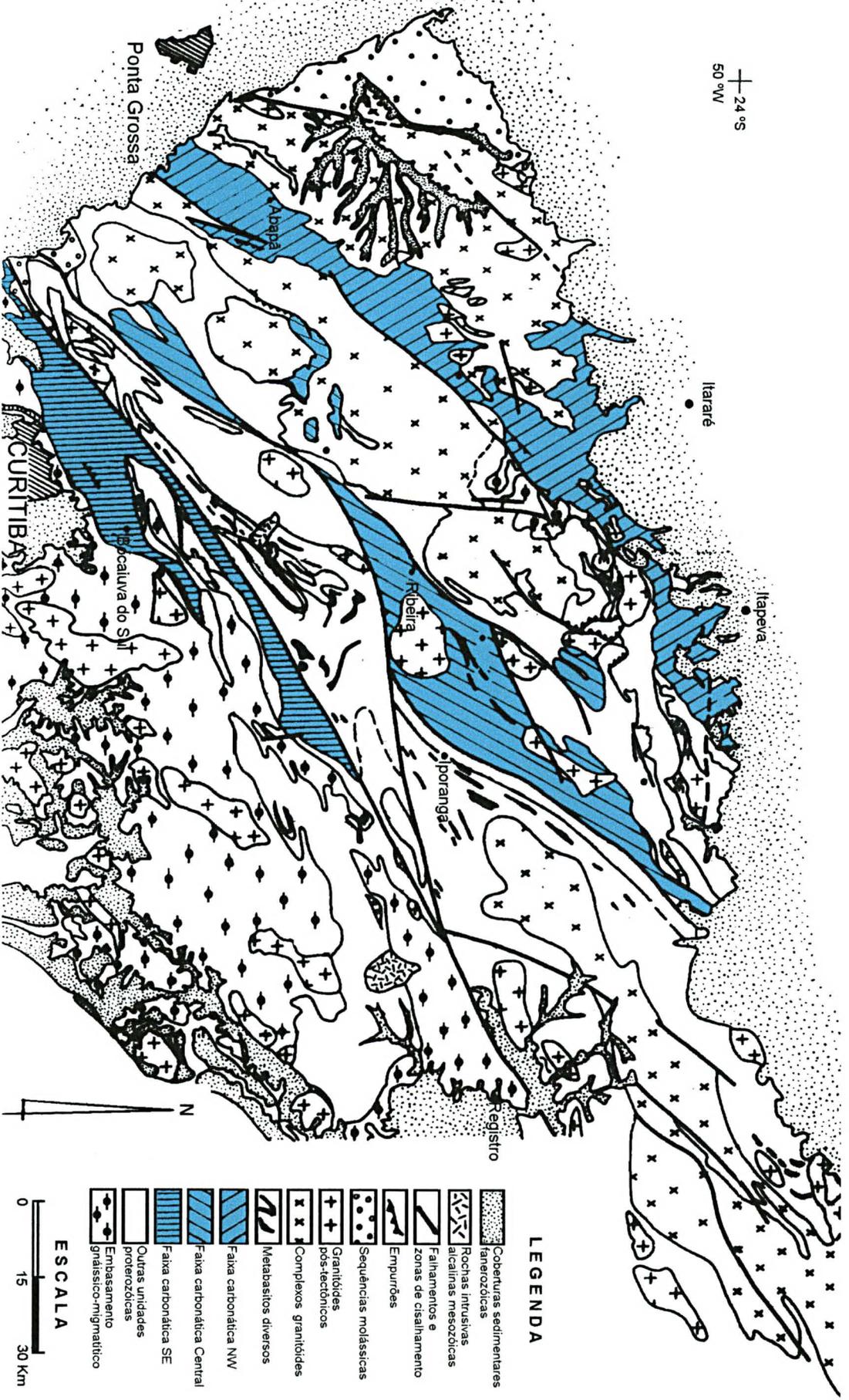
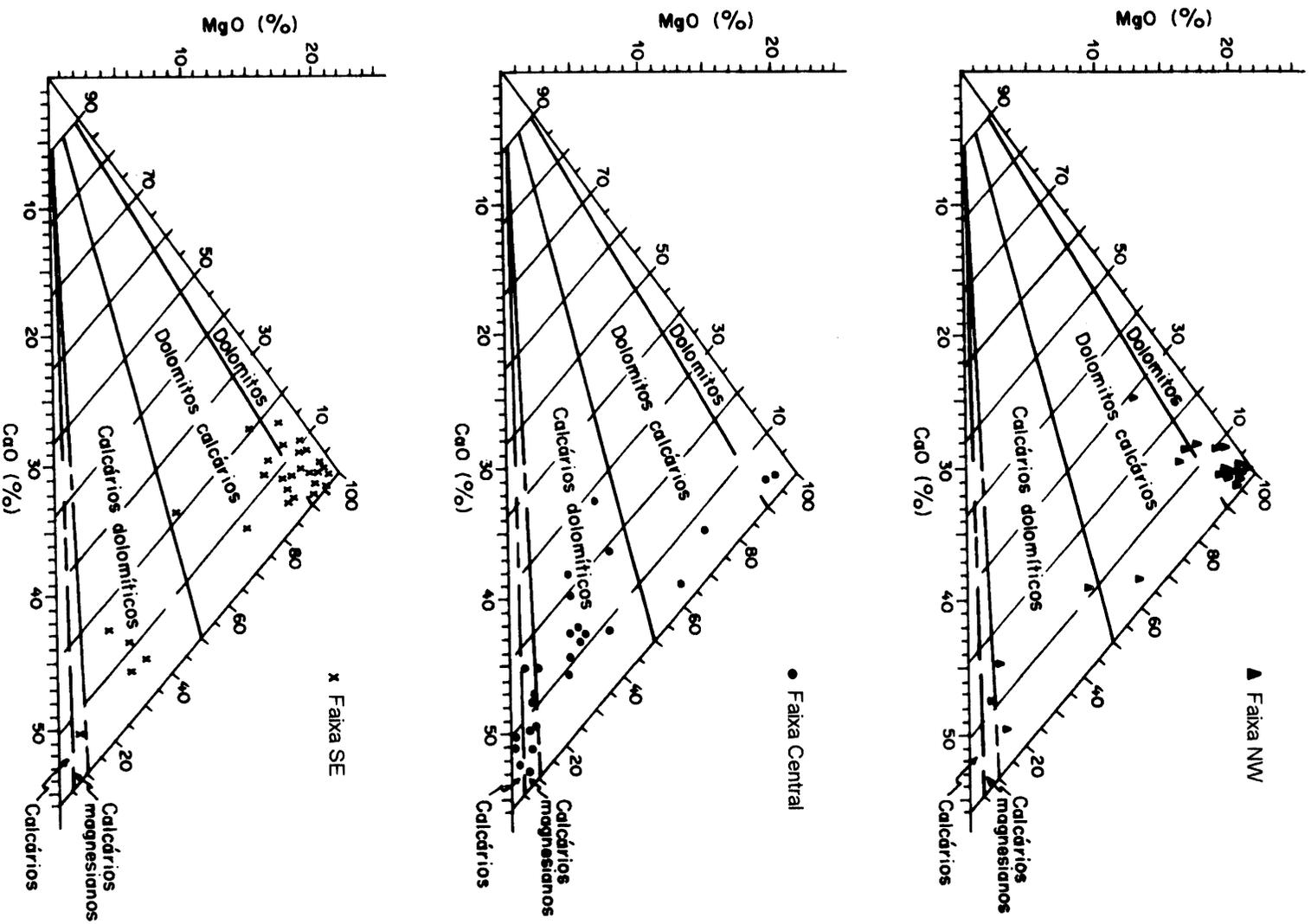


Figura 3.8 - Distribuição das faixas carbonáceas proterozóicas. Adaptado de Campanha et al. (1987).



**Figura 3.9** - Classificação química das rochas carbonáticas das faixas NW, Central e SE, segundo o diagrama de Martinet & Sougy (1961 *apud* Karmann, 1994). Os dados químicos foram retirados de Mineropar (1987).

as mesmas “pertencem a uma sequência marinha transgressiva sobre depósitos fluviais basais, passando por depósitos litorâneos, plataformas carbonáticas com águas rasas (estromatólitos) com progressivo afundamento”.

Soares (1987) acredita que o termo Capiru aplica-se mais adequadamente a uma faixa estrutural do que a uma unidade litoestratigráfica. Dessa forma, Capiru seria um sinclínório falhado a leste da Falha da Lancinha, com um antiforme no centro (Antiforme do Setuva).

Na Formação Capiru, os litotipos apresentam-se em sua maioria extremamente lenticularizados, tendo sido a deformação por cisalhamento dúctil-rúptil, de baixo ângulo, contínua e homogênea nas litologias síltico-argilosas, com neocristalização, principalmente, de sericita e clorita. Nos outros tipos rochosos, essa deformação foi descontínua e heterogênea, apresentando preservação de estruturas sedimentares mecânicas e organógenas em locais pouco deformados. O metamorfismo regional associado é de fácies xisto verde, zona da clorita a início da zona da biotita, com presença de paragéneses indicando temperaturas de até 450°C e pressões de até 4 kbar. O evento tectônico posterior ocasionou uma deformação rúptil-dúctil descontínua compressiva (dobramento vertical associado), em condições máximas de fácies xisto verde, zona da clorita, sendo a Falha da Lancinha a principal estrutura formada. Como último evento, ocorre uma deformação descontínua, distensional, sem metamorfismo associado (Soares, 1987).

A foliação principal, predominantemente desenvolvida nos metassiltitos e filitos, apresenta-se geralmente paralela ou sub-paralela a níveis de diferente composição, interpretados como acamamento sedimentar. Essa foliação, relacionada a uma tectônica de cavalgamento, sofreu uma deformação posterior caracterizada por dobramento heterogêneo. Como resultado deste último, ocorreu a geração de uma segunda foliação (clivagem de crenulação), não havendo, na maior parte das rochas, cristalização e/ou recristalização de minerais (Reis Neto & Soares, 1987).

Os principais conjuntos litológicos da Formação Capiru, separados por falhas de cavalgamento e expostos em sinformes e antiformes com eixos na direção NE-

SW, estão representados na seção geológica da figura 3.10. O contato desses conjuntos com o seu embasamento é caracterizado por uma extensa faixa de milonitos e cataclastos.

A intrusão de diques básicos mesozóicos (diabásio, diorito, diorito pórfiro e quartzo-diorito), também é importante para o estudo da área em questão. Esses diques apresentam-se alojados em falhas e fraturas de tração, segundo a direção geral N50-60°W.

### 3.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A história geológica das rochas hospedeiras do sistema hidrogeológico cárstico da região em estudo iniciou-se com a implantação da bacia Açungui sobre uma margem litosférica adelgada, resultante de um evento de estiramento litosférico continental, em torno de 1000 a 800 Ma (Soares, 1987), no Proterozóico Superior. Constitui uma bacia marginal, do tipo retroarco, estando, originalmente, o continente a sudeste (Embasamento Cristalino) e o arco magmático (batólitos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos) a noroeste (Soares, 1987; Fiori, 1990).

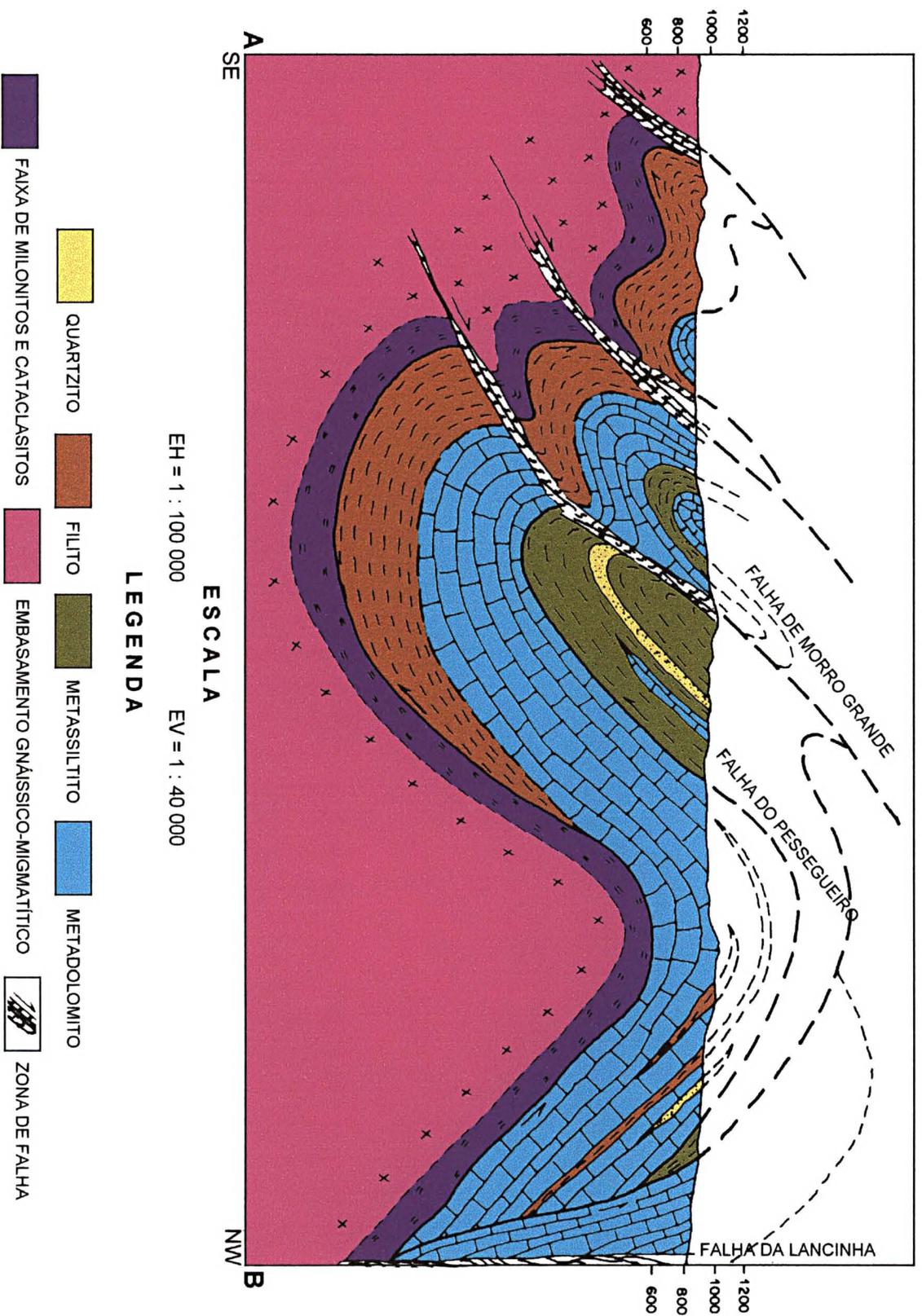
Na porção sudeste da bacia, junto à margem continental depositaram-se sedimentos carbonáticos (Formação Capiru) em condições variáveis de mar raso, sujeitos à ação de ondas com frequentes estruturas estromatolíticas algáceas, fendas de ressecamento, estratificação cruzada e níveis oolíticos e pisolíticos (Fiori, 1990).

As extensas colônias de algas marinhas (biohermas) que originaram as estruturas estromatolíticas são representantes da intensa atividade biológica nesse período, assim como o carbono orgânico que deu uma pigmentação mais escura às rochas carbonáticas.

As algas, ao realizarem o processo de fotossíntese, consumiam CO<sub>2</sub> da água elevando o pH e ocasionando a precipitação dos carbonatos através da seguinte reação:



Como abordado no item 3.1 os dolomitos teriam sido formados logo após a deposição, porém antes da litificação dos sedimentos carbonáticos, por processos



**Figura 3.10** - Seção geológica com os principais conjuntos litológicos da Formação Capiru na área em estudo. Localização na figura 3.11. Adaptado de Fiori (1990).

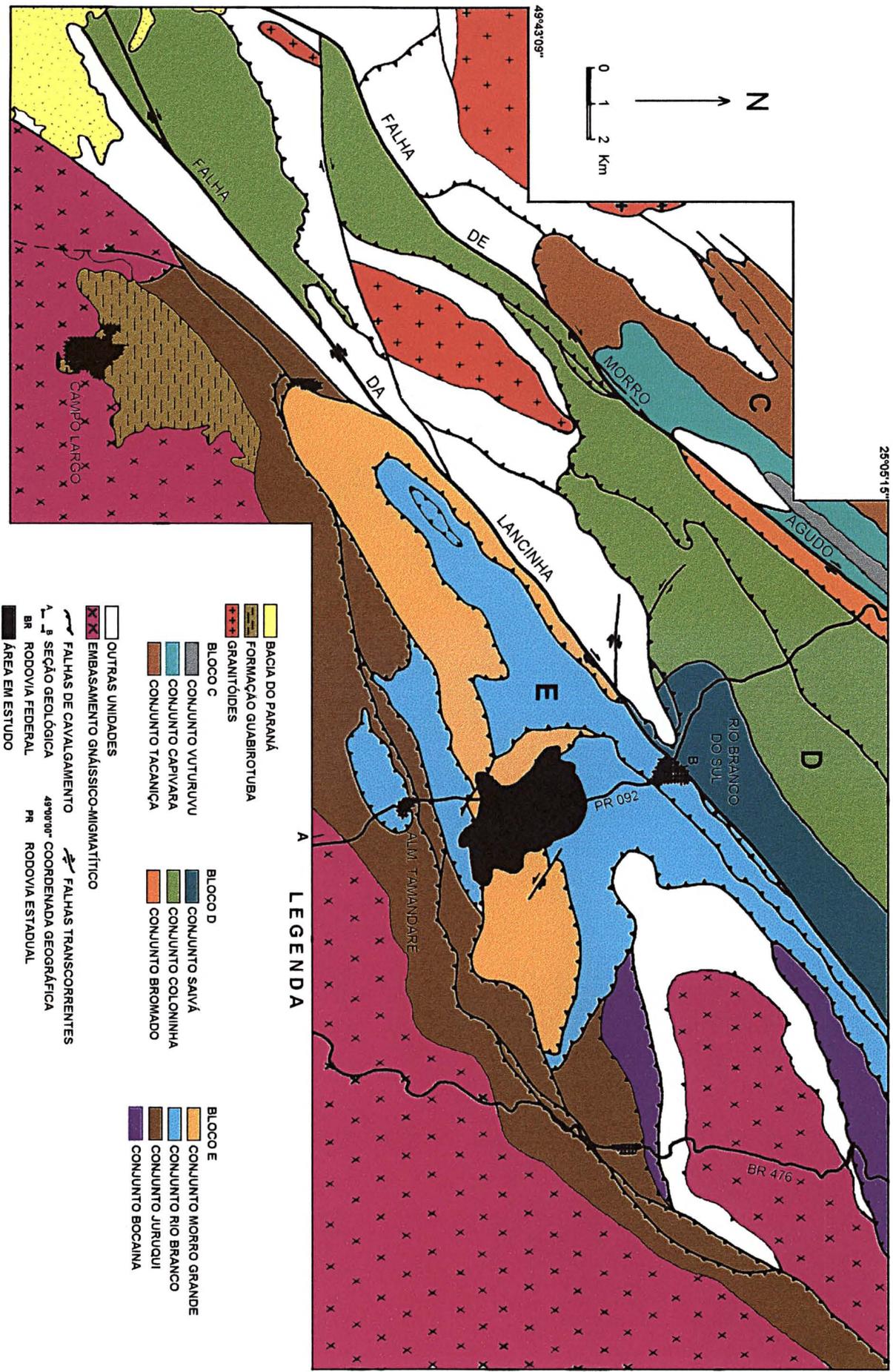


Figura 3.11 - Localização da seção geológica (A-B) da figura 3.10 . Adaptado de Fiori (1994).

de dolomitização. Alguns autores como Marini (1971) admitem para essas rochas uma precipitação primária de dolomita ou uma dolomitização concomitante à sedimentação, devido a grande uniformidade de composição química e a grande espessura dos dolomitos.

A lenta subsidência da bacia, devido às condições de grande estabilidade tectônica, propiciou a formação de espessos pacotes carbonáticos. Dessa forma, a medida que os biohermas cresciam e subsidiavam lentamente as algas permaneciam em águas rasas, límpidas, quentes e com boa iluminação (requisito indispensável para a fotossíntese) favorecendo seu desenvolvimento.

As frequentes intercalações de quartzitos e filitos nos metadolomitos estariam relacionadas a mudanças do nível do mar (Fiori & Gaspar, 1993), com desenvolvimento de depósitos plataformais carbonáticos em períodos de nível do mar alto, e nos períodos de nível baixo, ocorreria a progradação da sedimentação terrígena, desde uma sedimentação litorânea praias passando pelos depósitos carbonáticos, até depósitos plataformais e baciais pelíticos.

O fechamento da bacia ocorreu por volta de 650-700 Ma. Inicialmente toda a bacia foi submetida a um intenso tectonismo, representado por grandes cavalgamentos, reflexo da colisão continente-arco-continente (Fiori, 1994). Depois, com a bacia retroarco já fechada, no estágio final da colisão continente-continente, para o ajuste das saliências e reentrâncias dos blocos continentais em colisão, ocorreram dobramentos, falhamentos transcorrentes e/ou rotação de blocos com movimentos horizontais nas zonas de falhas paralelas à sutura. A principal falha transcorrente é a da Lancinha, com associação de falhas sintéticas (N60-80°E), antitéticas (N0-20°W) e empurrões e dobras (N30-40°E) (Soares, 1987). Contemporaneamente à movimentação das falhas transcorrentes houve a intrusão de corpos graníticos alojados em dobras escalonadas, com idades em torno de 550 Ma (Fiori, 1994).

Dessa forma, os sedimentos carbonáticos já litificados pela diagênese foram nesse período do final do Proterozóico ao início do Paleozóico, metamorfisados, recristalizados, dobrados e falhados. Os fraturamentos associados, principalmente, ao evento tectônico responsável pela formação da falha da Lancinha,

desenvolveram algumas das direções mais significativas de geração de condutos e canais do sistema hidrogeológico cárstico.

Após essa fase de intensa atividade tectono-magmática, a região estabilizou-se no Siluriano ou no Devoniano Inferior, tornando-se uma área cratônica, recoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Soares, 1987).

No Mesozóico, a região foi novamente afetada por fenômenos tectônicos e magmáticos, que promoveram a intrusão de um enxame de diques básicos e o soerguimento da região. Devido a esses fenômenos houve uma reativação das falhas pré-cambrianas e formação de outras, de direção preferencial NW.

Além do padrão NW de fraturamento que ocasionou novas rotas preferenciais de fluxo, a intrusão dos diques, cortando transversalmente as estruturas anteriormente formadas, propiciou a compartimentação do sistema hidrogeológico cárstico em células losangulares com características geológicas e geomorfológicas similares entre si, no entanto, com comportamento hidráulico independente.

O soerguimento tectônico registrado no Mesozóico (Cretáceo Médio) desencadeou o processo de remoção das rochas metassedimentares do Grupo Açungui na região, com a formação no Terciário (Plioceno Inferior) de um nível definido de erosão, representado pelo nivelamento de cristas quartzíticas e filíticas com cotas variando entre 1000 m e 1200 m. A superfície formada por esse nivelamento foi designada por Bigarella *et al.* (1965) de Pd<sub>2</sub> ou Superfície Residual do Alto Iguazu. Esse mesmo controle tectônico estabeleceu as grandes bacias hidrográficas, Atlântica e Paraná, que drenam a região. A primeira é caracterizada pelo rio Ribeira de Iguape e seus afluentes e a segunda pelo rio Iguazu e seus afluentes, entre os quais, figura o rio Barigui, que drena a área em estudo.

No Quaternário, a região foi afetada por movimentos verticais em função de compensações isostáticas. Dessa forma, o entalhamento do rio Barigui teve continuidade nesse período devido ao soerguimento da região no Pleistoceno. Nos metadolomitos e metacalcários da área em estudo, o desenvolvimento da paisagem fluvial permitiu a implantação do sistema hidrogeológico cárstico com a fase de iniciação da formação de canais e cavernas. Estudos realizados por Palmer (1984,

1991), White (1977, 1984) e Dreybrodt (1987, 1988, 1990 *apud* Karmann, 1994) nos últimos 20 anos, com a simulação de condições reais de dissolução de rochas carbonáticas, demonstraram que esta fase de iniciação necessita de cerca de 10 000 anos, no mínimo. Já a duração da fase de desenvolvimento dos condutos, especialmente o entalhamento vadoso, pode ser obtida pela geocronologia de calcia secundária depositada no ambiente subterrâneo.

Na estimativa quantitativa preliminar da taxa de entalhamento vadoso vertical nas cavernas do sistema cárstico Alto Ribeira, Karmann (1994) propõe um valor médio, nos últimos 240 000 anos de 0,0042 cm/ano com os extremos entre 0,0029 e 0,0052. Estes valores foram obtidos pela aplicação do método  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  na datação de espeleotemas de calcia secundária depositados sobre testemunhos de sedimentos fluviais subterrâneos.

A relação destes valores (máximo e médio) de entalhamento com a profundidade máxima (50 m) das cavernas fornece idades mínimas para a fase de desenvolvimento que permitem concluir que esta fase no sistema cárstico Alto Ribeira envolveu no mínimo os últimos 1,2 a 1,7 Ma (Karmann, 1994). Uma vez que o sistema hidrogeológico cárstico estudado apresenta características geológicas e geomorfológicas muito similares ao sistema citado anteriormente, pode-se inferir que o desenvolvimento do mesmo também ocorreu a partir do início do Quaternário.

O clima úmido desse período, com superâvit de água no balanço hídrico, incrementou ainda mais o acúmulo de água no aquífero cárstico da região investigada, porém as alternâncias climáticas de períodos mais úmidos (épocas interglaciais - clima úmido) e mais secos (épocas glaciais - clima semi-árido) desestabilizaram a circulação da água e a evolução do sistema hidrogeológico cárstico. Segundo Bigarella *et al.* (1994), tanto o excesso como a deficiência de água, afetaram de maneira periódica os episódios de carstificação, com modificações nas feições cársticas superficiais e subterrâneas.

### 3.5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

As litologias predominantes na área são representadas por metassedimentos proterozóicos pertencentes à Formação Capiru, unidade inferior do Grupo Açungui.

São rochas de baixo grau metamórfico constituídas, predominantemente, por metadolomitos, filitos e quartzitos. Secundariamente, ocorrem diques básicos mesozóicos e depósitos aluvionares quaternários (fig. 3.12).

Os metadolomitos afloram, principalmente, na porção norte e central da área, formando corpos lenticulares na porção sudeste. São rochas de coloração branca, cinza e rósea, equigranulares, granulação média a fina, apresentando grande homogeneidade e aspecto maciço. Localmente, observam-se estruturas como estromatólitos, pisólitos e oólitos, estratificação plano-paralela e a ocorrência de brechas intraformacionais. Os metacalcários apresentam-se intercalados nos metadolomitos.

O acamamento sedimentar nos metadolomitos pode ser evidenciado pela alternância de níveis de colorações e composições diferentes. Os níveis mais claros são mais espessos e constituídos de carbonatos, enquanto que os mais escuros são ricos em matéria carbonosa, formados por metamargas ou mesmo filitos, às vezes grafitosos (Fiori, 1990).

A mineralogia dos metadolomitos é constituída basicamente por dolomita e quartzo, estando aquela sob a forma de cristais subedrais e anedrais, representando 90% em média dos minerais da rocha. Ocorrem em menor quantidade muscovita e, muito localmente, pirla e talco. A recristalização pouco efetiva dos minerais carbonáticos está relacionada a um metamorfismo fraco.

Verifica-se, ainda, a presença de calcita e dolomita como minerais recristalizados preenchendo fraturas centimétricas, bem como formando vênulas. O quartzo, que também pode ocorrer como mineral recristalizado em fraturas, constitui, algumas vezes, níveis distintos nos metadolomitos, que se mostram ressaltados devido a sua maior resistência ao intemperismo.

Segundo a classificação de Bigarella (1953) (tab. 3.1) e a de Martinet & Sougy (1961 *apud* Karmann, 1994) (fig. 3.9), as amostras analisadas da área em estudo (tab. 3.2) são caracterizadas como dolomitos e dolomitos calcíticos. Como essas litologias sofreram um metamorfismo fraco, acrescenta-se o prefixo meta aos termos sedimentares.

Vidolin & Schicker (1991) determinaram as proporções de  $\text{CaCO}_3$  e  $\text{MgCO}_3$

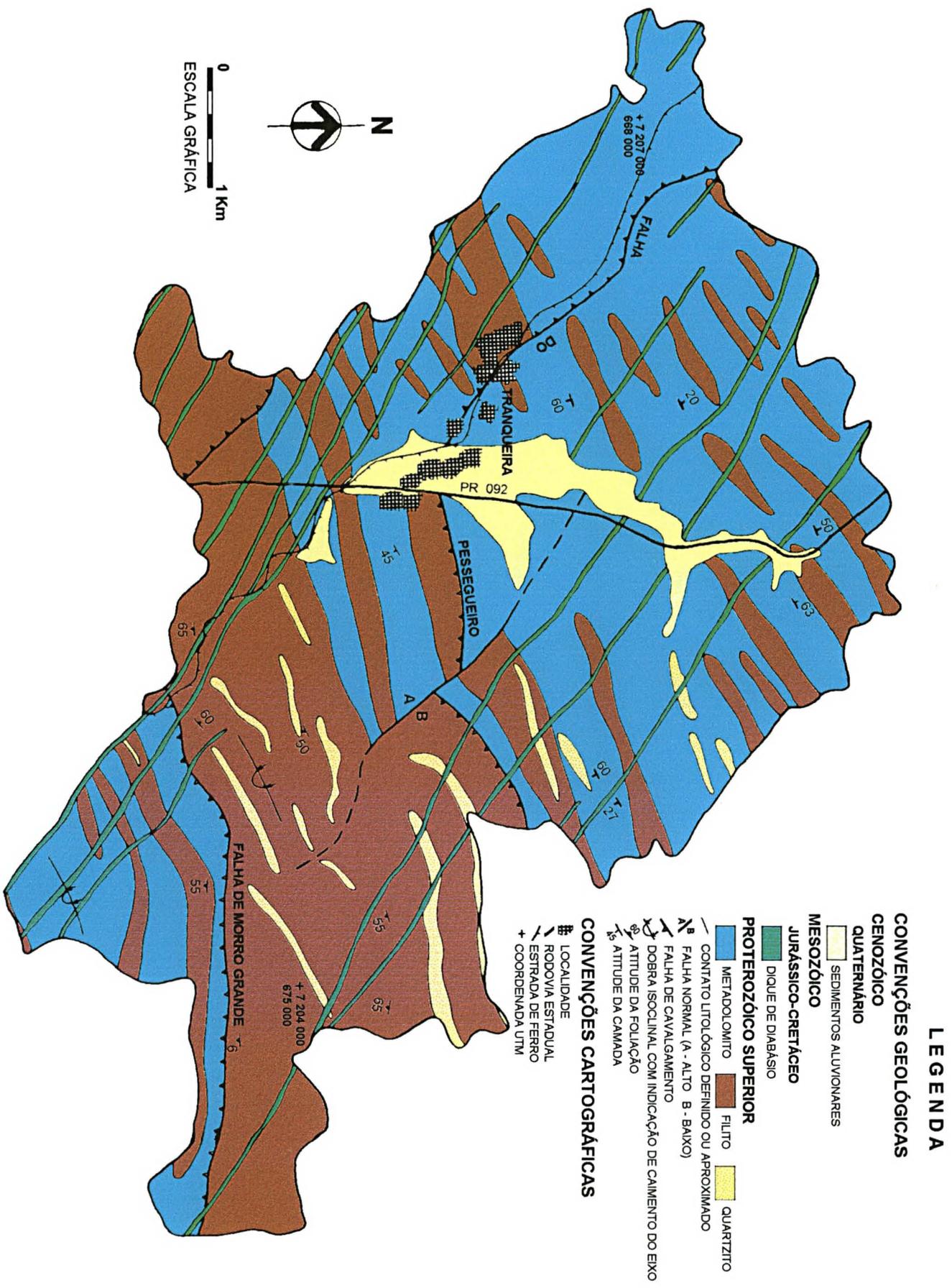


Figura 3.12 - Mapa geológico-estrutural da área de Tranqueira. Adaptado de Santos & Schott (1982) e Nadalin (1996).

do mineral dolomita de metadolomitos pertencentes à faixa SE, através de difratometria de raios-X. A maior parte das amostras analisadas apresentaram composições entre 0,575  $\text{CaCO}_3$  - 0,425  $\text{MgCO}_3$  e 0,625  $\text{CaCO}_3$  - 0,375  $\text{MgCO}_3$ . A partir destas proporções foram determinados os teores mais frequentes de CaO e MgO nos metadolomitos, 33% e 19%, respectivamente. Os teores desses óxidos determinados em algumas análises na área de estudo (tab. 3.2) são compatíveis com os resultados apresentados por aqueles autores e por Bigarella (1948). Esse autor, em estudos realizados ao longo da ferrovia Tranqueira-Rio Branco do Sul, enquadrou os metadolomitos no intervalo 38-41% de  $\text{MgCO}_3$  e 58-61 % de  $\text{CaCO}_3$ .

Os filitos ocorrem, principalmente, como camadas na porção sudeste, e, também, como lentes intercaladas nos metadolomitos na parte central e nordeste da área. Estão geralmente associados a metassilitos e metarrinitos, exibindo, frequentemente, níveis quartzosos e grafitosos. São rochas de coloração verde a cinza de diversas tonalidades, quando pouco alteradas, e avermelhada, esbranquiçada e amarelada, quando intemperizadas. A textura é, no geral, lepidoblástica, sendo nos níveis mais quartzosos, granolepidoblástica.

A composição mineralógica predominante dos filitos é representada por sericita, quartzo, clorita e óxido de ferro. Uma fina cristalização de sericita ao longo de planos desenvolve uma foliação ( $S_1$ ) nítida, quase sempre paralela ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ), caracterizada como foliação filítica. Esta foliação apresenta-se crenulada, formando uma clivagem de crenulação ( $S_2$ ), mas sem cristalização e/ou recristalização de minerais associada. Nos níveis mais psamíticos, esta foliação ocorre como clivagem de fratura. Os minerais como clorita, biotita e cianita formados durante a foliação principal ( $S_1$ ) permitem diagnosticar que o metamorfismo atingiu a fácies xisto-verde, nas zonas da clorita e/ou biotita. O metamorfismo relacionado à  $S_2$  foi incipiente, na fácies de anquimetamorfismo.

Os metarrinitos exibem estratificação plano-paralela caracterizada pela alternância de níveis claros e escuros, milimétricos a centimétricos. Os níveis escuros são grafitosos, e os claros, mais espessos, são formados por silte e argila. Podem ocorrer camadas de quartzito fino a muito fino, esbranquiçado, de matriz caulinitica, intercalados nesses metarrinitos (Fiori, 1990).

Os quartzitos frequentemente formam lentes intercaladas nos filitos, metassilitos e metarrinitos. Exibem coloração cinza claro e cinza escuro quando inalterados ou pouco alterados e amarela e avermelhada, quando alterados. São mal selecionados, com granulometria fina a média, às vezes com seixos de quartzo em meio a matriz siltítica. Apresentam-se friáveis a semi-friáveis devido à alteração, e localmente silicificados. O constituinte mineralógico principal é o quartzo, sob a forma de grãos xenoblásticos, subarredondados, em meio a uma matriz sericitica.

Os diques distribuem-se em toda a área como rochas intrusivas ao longo de fraturas, segundo as direções entre N40-60°W, e com espessuras variando de 20 m a 80 m. São predominantemente diabásios e dioritos, de coloração cinza-escuro a preta, apresentando granulação fina a grossa, textura ofítica e estrutura maciça. A mineralogia é formada pela presença de plagioclásio (variando de andesina cálcica a labradorita sódica), piroxênio (augita e pigeonita), e, como acessórios, magnetita, ilmenita, clorita, quartzo e sericita. É comum a ocorrência de blocos arredondados em meio ao solo, muitas vezes com decomposição esferoidal.

Os depósitos aluvionares são formados nas várzeas dos rios, principalmente do rio Barigui. Caracterizam-se por sedimentos mal selecionados e inconsolidados, constituídos de uma camada superficial de argila preta e intercalações de material siltico-argiloso acinzentado com níveis de fragmentos e seixos de diversas litologias. Em porções restritas da área, ocorre a presença de sedimentos calcíferos siltosos preenchendo planícies cársticas.

Como visto no item 3.2, os tipos de discontinuidades presentes na rocha carbonática, bem como a posição espacial dos mesmos, são de importância fundamental para o desenvolvimento da permeabilidade secundária e, conseqüentemente, para a evolução do sistema hidrogeológico cárstico. Segundo Karmann (1994), ao longo dessas discontinuidades ocorre a dissolução e lixiviação de minerais carbonáticos pela água em movimento. Dessa forma, as direções principais dessas discontinuidades orientam a formação da rede de condutos ao longo do sistema hidrogeológico cárstico.

Os aspectos estruturais nas unidades rochosas estudadas da Formação Capiru mostram que as mesmas foram deformadas, primeiramente, por um

cisalhamento dúctil-rúptil contínuo e heterogêneo, de baixo ângulo, que lenticularizou e reempilhou as unidades num sistema deformacional de cavalgamento.

A foliação principal ( $S_1$ ) associada a este sistema é, predominantemente, paralela ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ), sendo observada, principalmente, nas rochas pelíticas da área. Essa foliação ( $S_1$ ) encontra-se disposta segundo o plano axial de dobras fechadas e isoclinais, que, segundo Santos & Schott (1982), apresentam eixos com altitudes em torno de E-W/30° e planos axiais E-W com mergulho 10°N. Fiori (1990) descreve tais dobras como testemunhos de um intenso processo de transposição do acamamento ( $S_0$ ), relacionado à tectônica de cavalgamento.

Como exemplos de estruturas na região em estudo, relacionadas a esta fase deformacional têm-se as sinformas Morro Grande e Colombo, e as falhas de cavalgamento Pessegueiro e Morro Grande.

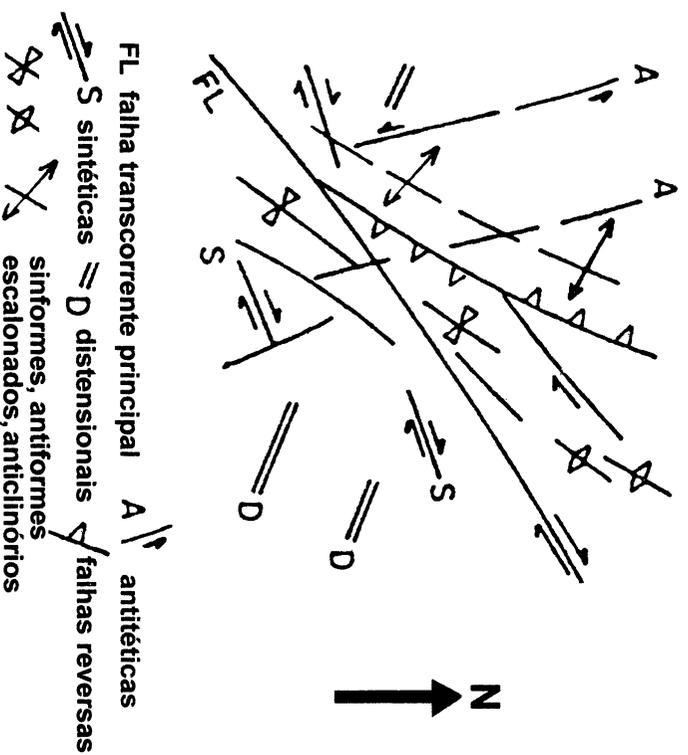
O flanco norte da Sinforma de Morro Grande, que ocorre na área em estudo, é delimitado pela Falha do Pessegueiro, sendo caracterizado por filito e camadas de quartzitos intercalados e, ainda pela presença de uma camada de dolomito com espessura aproximada de 300 m . As camadas de quartzito são facilmente delimitadas em fotografias aéreas, pois são extremamente resistentes ao intemperismo. O traço axial da Sinforma de Morro Grande tem direção aproximada N60°E com o eixo da mesma mergulhando para sudoeste.

A Falha de Morro Grande, com direção E-W na área estudada, trunca o flanco sul da Sinforma de Morro Grande. De acordo com Fiori *et al.* (1987), este truncamento permite concluir que o flanco sul é o flanco invertido de uma grande dobra-falha.

No extremo sul da área observa-se o flanco norte da Sinforma de Colombo, o qual é caracterizado por um pacote de metadolomitos com intercalações de filito, metassilitos, metarritmitos e quartzitos. O traço axial dessa sinforma tem direção aproximada leste-oeste, com o flanco norte limitado pela Falha de Morro Grande, sendo considerado por Fiori *et al.* (1987) como uma dobra de arrasto relacionada a essa falha.

Os fraturamentos com direções N30-50°E e N10-20°E, observados na área de Tranqueira, a partir de afloramentos (foto 3.1) e diagrama de roseta (fig. 3.13), gerados por uma deformação mais rúptil, podem estar relacionados ao evento tectónico responsável pelo aparecimento da falha transcorrente da Lancinha. Assim, de acordo com as estruturas associadas a esta falha (fig. 3.14), pode-se inferir que esses fraturamentos configuram fraturas de relaxamento, sub-paralelas à direção das charneiras dos dobramentos. Já os fraturamentos de direção N40-60°W, seriam fraturas de tração relacionadas a outro evento, o qual seria responsável pela intrusão dos diques de diabásio.

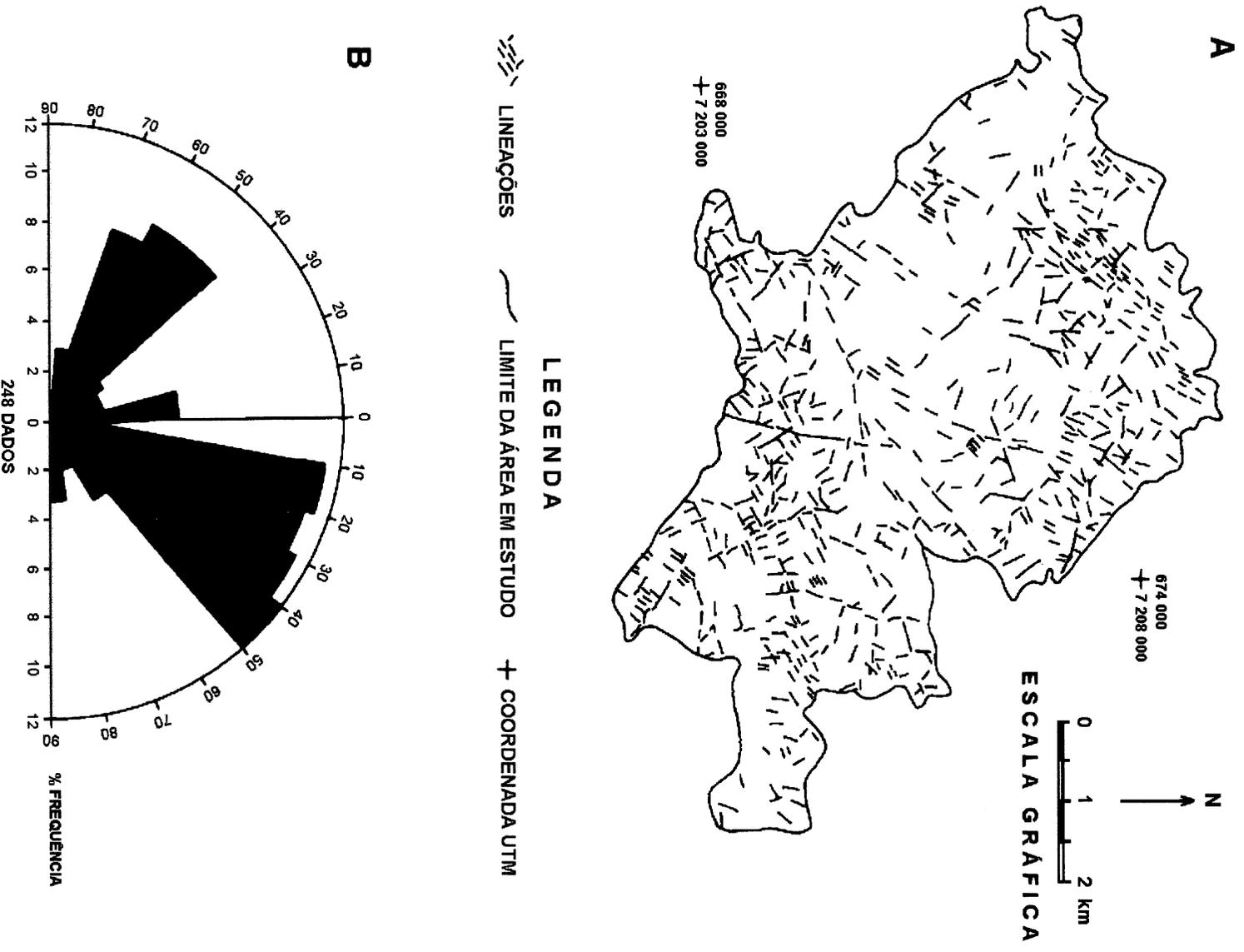
Neste estudo, de acordo com o mapa de formas cársticas e o diagrama de roseta, as fraturas de tração (N40-60°W) e as de relaxamento (N30-50°E) apresentam as melhores condições para o desenvolvimento da carstificação. No caso dos dobramentos, que ocorrem principalmente sob a forma de sinformas (traço axial - N60-70°E), os locais mais adequados para o desenvolvimento de uma carstificação intensa, com aumento do armazenamento e circulação da água, seriam aqueles ao longo dos flancos, paralelos à direção do acamamento ( $S_0$ ).



**Figura 3.14** - Figura esquemática representando a falha transcorrente da Lancinha (FL) e as estruturas a ela associadas. Adaptado de Soares (1987).



Foto 3.1 - Principais padrões de fraturamento observados na área em estudo. A. N10-20°E. B. N30-50°E e N40-50°W. C. N40-50°W.



**Figura 3.13 - A.** Mapa de traços de fratura a partir de fotografias aéreas. **B.** Diagrama de roseta das direcções de traços de fratura.

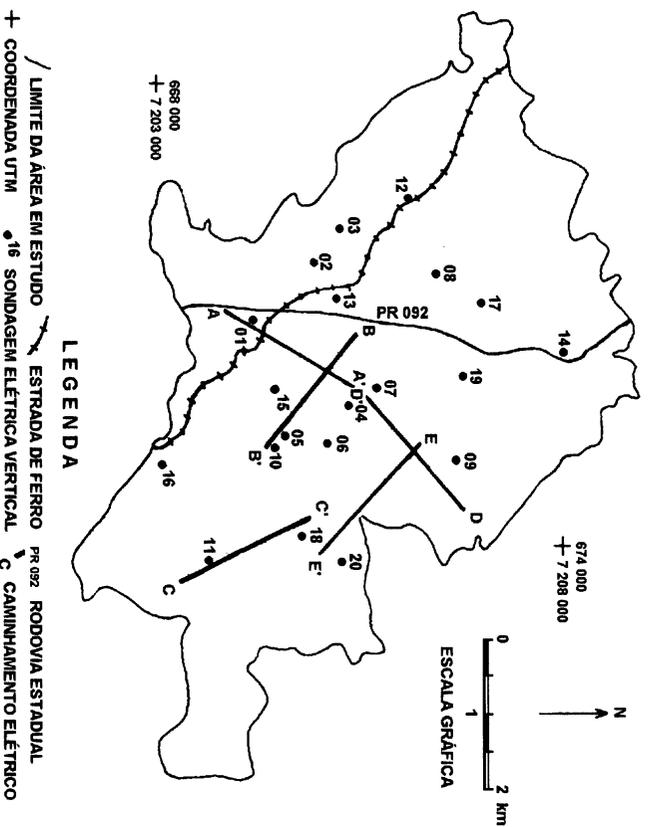
## CAPÍTULO 4

### CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA

Nos sistemas hidrogeológicos cársticos, os estudos geofísicos possibilitam a detecção de descontinuidades, representadas, geralmente, por planos de fratura e de acamamento alargados que formam canais e espaços vazios subterrâneos, preenchidos ou não por água. Os estudos geofísicos permitem ainda a inferência do limite inferior do sistema cárstico investigado, ou seja, a profundidade máxima atingida pelo fenômeno de carstificação.

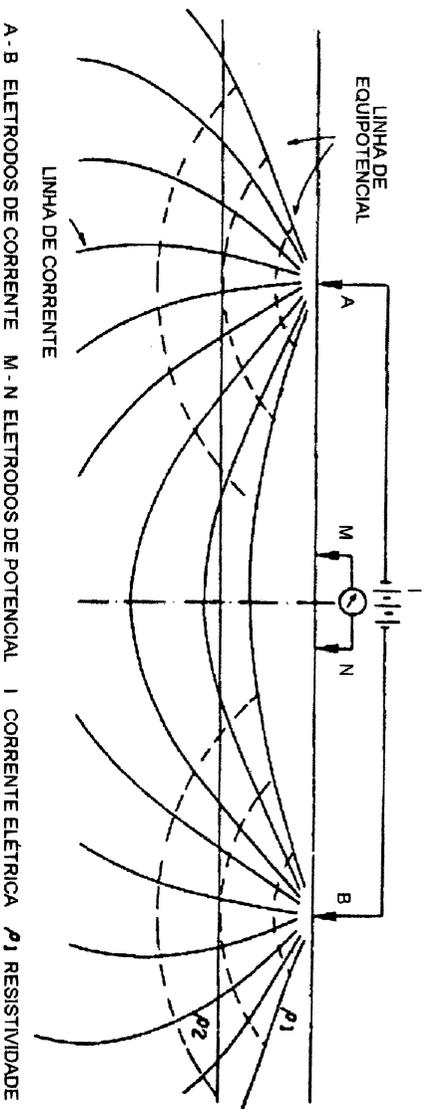
#### 4.1 MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS

Os métodos geofísicos mais utilizados em rochas carbonáticas são os métodos elétricos (eletrorresistividade) e os sísmicos (refração) (Custódio & Llamas, 1976; Milanovic, 1981; Moore & Stewart, 1983). Na área em estudo, o método aplicado foi o da eletrorresistividade, com a execução de 20 sondagens elétricas verticais (SEV) e 5 caminhamentos elétricos (com 2 km de extensão cada), localizados no mapa da figura 4.1.



**Figura 4.1** - Mapa de localização das sondagens elétricas verticais e dos caminhamentos elétricos realizados na área de Tranqueira.

O princípio da eletrorresistividade consiste na injeção no solo de uma fonte artificial de corrente elétrica contínua (I), através de dois eletrodos de corrente (A e B), e na medição da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) entre dois eletrodos de potencial (M e N) (fig. 4.2). O potencial assim criado reflete a geometria do arranjo eletródico e as descontinuidades geoeletricas de subsuperfície (Oliveira, 1992).



**Figura 4.2** - Representação esquemática da distribuição do conjunto eletródico.

Adaptado de Vieira *et al.* (1991).

A resistividade obtida é uma resistividade aparente, já que os valores são gerados na superfície e não diretamente nos materiais investigados em subsuperfície. Pode-se calcular a resistividade aparente ( $\rho_a$ ) dos diferentes materiais pela fórmula:

$$\rho (\text{ohm.m}) = \frac{\Delta V (\text{mV})}{I (\text{mA})} \cdot K (m) \quad (1),$$

onde k é um coeficiente geométrico que depende unicamente do espaçamento entre os quatro dispositivos eletródicos, sendo representado por:

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

O arranjo do dispositivo de eletrodos utilizado neste estudo foi o de Schlumberger, onde os eletrodos internos de medida de potencial (M e N) foram mantidos fixos e próximos ao ponto investigado, enquanto que os eletrodos externos de corrente (A e B) foram espaçados simetricamente e linearmente em relação ao centro da SEV.

O caminhamento elétrico baseia-se nos mesmos princípios e técnicas de medidas utilizadas nas sondagens elétricas verticais, porém investigando o campo elétrico lateralmente, a uma determinada profundidade. Segundo Ellert (1978), esta profundidade dependerá do arranjo utilizado, das condições de resistividade das camadas em profundidade e do contraste da condutividade.

O arranjo dos eletrodos (A-M-N-B) no caminhamento é mantido com um espaçamento fixo, e o deslocamento do conjunto é realizado a intervalos regulares, fazendo-se uma medida em cada estação pré-fixada.

As sondagens elétricas verticais na área investigada foram executadas com espaçamento AB/2, variando de 2 m a 200 m, e MN de 1 m a 10 m. Esse arranjo eletrodico, a exemplo do que foi observado por Oliveira (1992) na região cárstica de Sete Lagoas, permite uma grande profundidade de investigação que penetra a cobertura argilosa comum nas áreas carbonáticas no Brasil. Nos caminhamentos elétricos, o espaçamento AB/2 considerado foi de 50 m, com MN de 1 m.

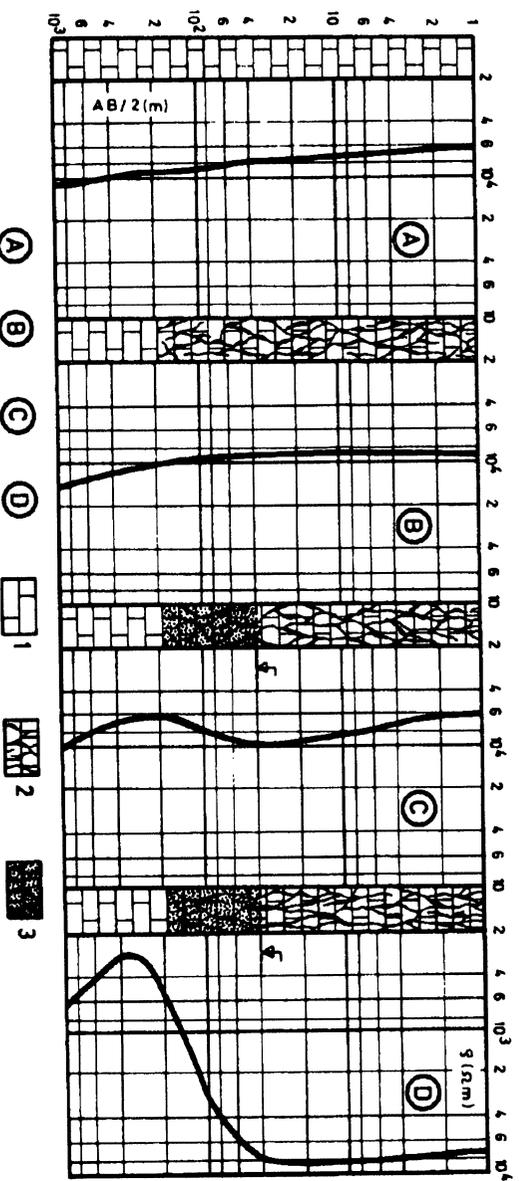
O equipamento de campo utilizado nos trabalhos de geofísica realizados na área em estudo consiste de uma fonte transistorizada Tectrol AC-DC, com alimentação de 12 V, e saída de até 1000 V (500 mA). Foram empregados eletrodos de potencial MN não polarizáveis de Cu/CuSO<sub>4</sub>, e um voltímetro com sensibilidade de até 0,1 mV.

#### **4.2 ANÁLISE DOS PERFIS DE RESISTIVIDADE**

As rochas carbonáticas sedimentares apresentam valores de resistividade que variam entre 50 e 10<sup>7</sup> ohm.m, e as metamórficas, valores entre 10<sup>2</sup> e 2,5x10<sup>8</sup> ohm.m. Nas rochas carbonáticas carstificadas com composição mineral homogênea, a resistência elétrica também é alta e constante (fig. 4.3 e fig. 4.4).

Segundo Milanovic (1981), as variações observadas nos valores de resistividade aparente ocorrem devido às diferenças na porosidade, no grau de fraturamento, na saturação, e nas características texturais e estruturais da rocha. Com a intensificação da carstificação, o volume de água armazenado nos canais e condutos da massa rochosa carbonática aumentará. Como a água atua como um condutor devido à presença de sais dissolvidos em proporção que depende da

temperatura e do tempo de residência da água, haverá uma redução da resistividade nessas zonas aquíferas. Assim, a resistividade elétrica da massa rochosa acima e abaixo das zonas aquíferas apresentará valores mais elevados, situação esta que fica bem exemplificada nos perfis elétricos da figura 4.3 e no gráfico da figura 4.4.

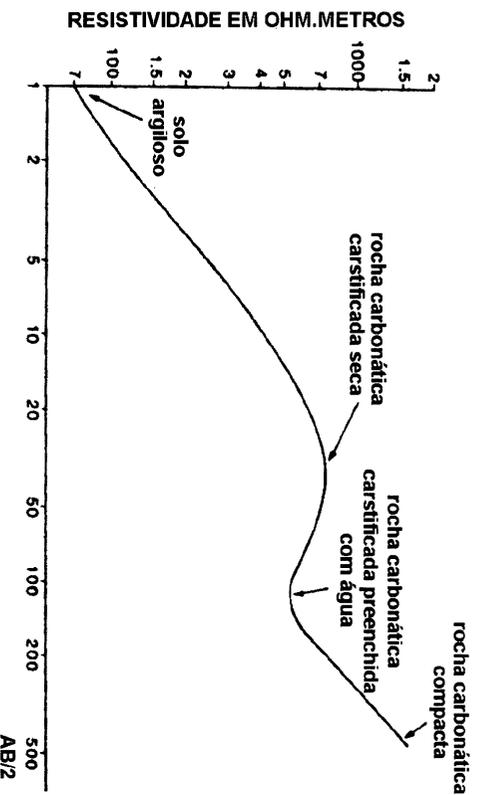


**Figura 4.3** - Perfis elétricos de resistividade aparente em calcários (1), calcários carstificados (2) e calcários carstificados saturados de água (3) (Arandjeleovic, 1976 *apud* Milanovic, 1981). Situação A. Calcário compacto não carstificado. B. Calcário carstificado com redução da carstificação com o aumento da profundidade. C. Calcário carstificado parcialmente saturado de água. D. Calcário intensamente carstificado parcialmente saturado de água.

A presença de água mineralizada não é o único fator de diminuição da resistividade das rochas carbonáticas, contribuindo também para o fenômeno irregularidades ou zonas de baixa resistividade, como fissuras preenchidas por materiais argilosos ou zonas mais margosas. Valores anômalos (extremamente altos) de resistividade são observados quando a rocha é maciça, sem fissuras ou quando as fissuras estão abertas e sem água (Custódio & Llamas, 1976).

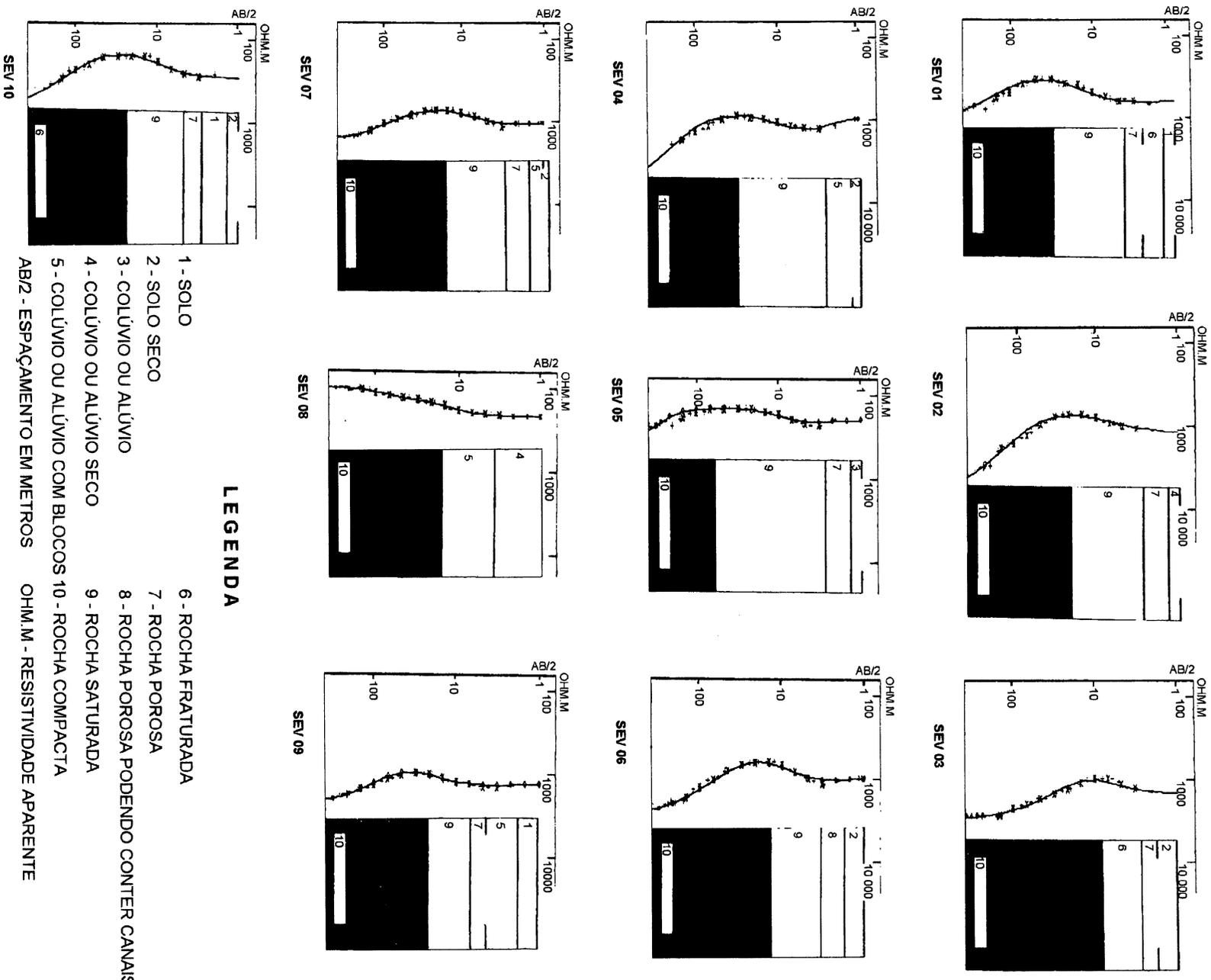
Os valores de resistividade aparente medidos na área de Tranqueira por meio de sondagens elétricas verticais foram interpretados com auxílio do programa

Resist (GEA, 1994). Após a entrada dos dados de campo, o programa gera e ajusta curvas de resistividade aparente ou diagramas elétricos em gráficos bilogarítmicos, com os valores de resistividade aparente na ordenada e os valores do espaçamento AB/2 na abscissa. A comparação dessas curvas com curvas padrões, as quais são baseadas em dados físicos e matemáticos, permite a criação de modelos gráficos de várias camadas de acordo com os dados de campo fornecidos ao programa.

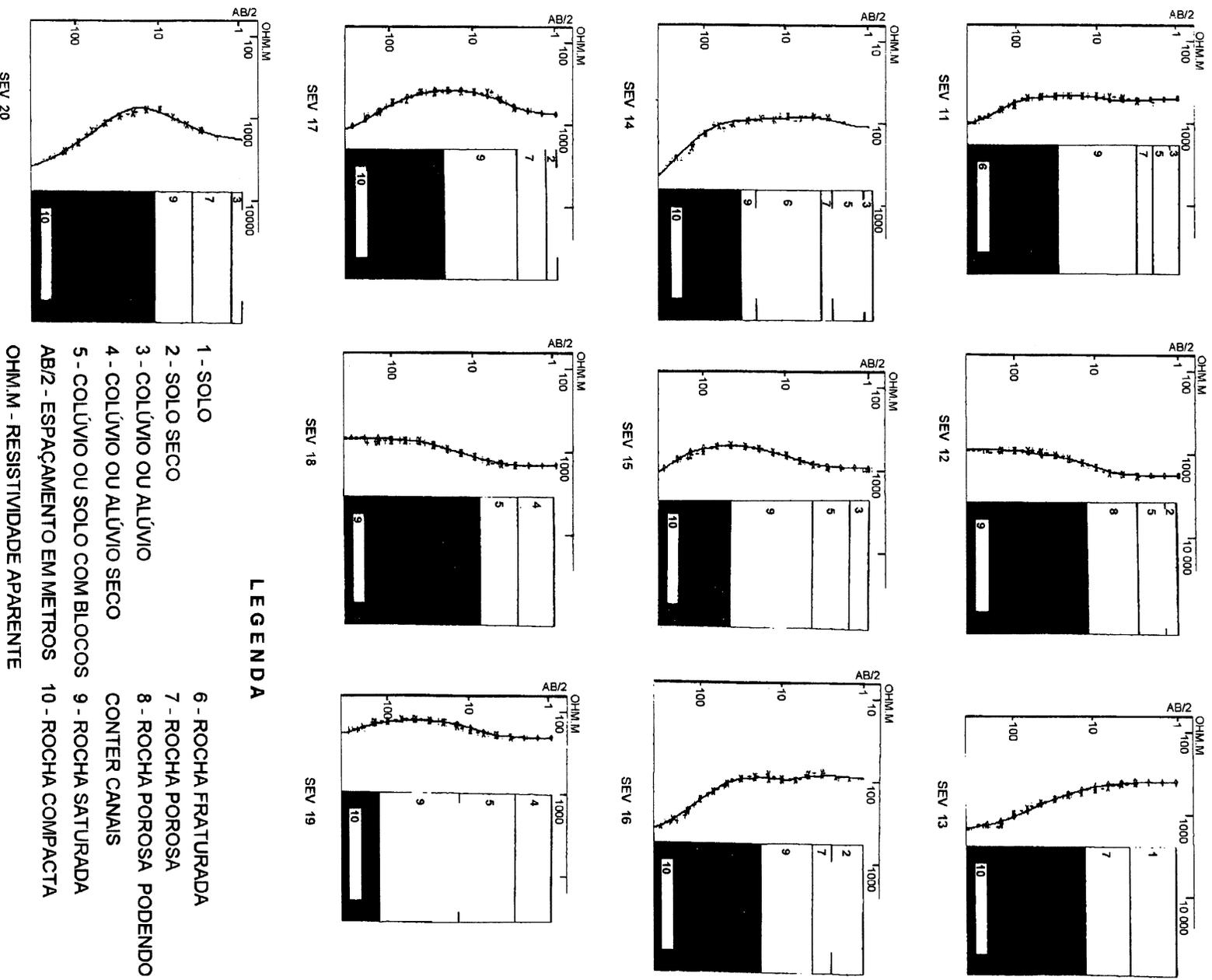


**Figura 4.4** - Perfil de resistividade elétrica típico de zonas carbonáticas. A profundidade do corpo rochoso investigado aumenta com o espaçamento eletrodico AB/2 (Astier, 1984 *apud* Ford & Williams, 1989).

Segundo Giusti & José (1994), as camadas dos modelos gerados na área em estudo podem ser correlacionadas com solo, solo seco, colúvio ou alúvio, alúvio ou colúvio seco, rocha fraturada ou porosa, canal, rocha saturada e rocha compacta. Com base nos perfis obtidos pelo programa Resist (fig. 4.5 e fig. 4.6), verifica-se que a resistividade aparente dos materiais interpretados varia em média entre 100-600 ohm.m para solo, 100-1500 ohm.m para solo seco, 120-500 ohm.m para colúvio ou alúvio, 1200-2200 ohm.m para colúvio ou alúvio seco, 500-1500 ohm.m para para colúvio, alúvio ou solo com blocos, 700-1000 ohm.m para rocha fraturada, 200-900 ohm.m para rocha porosa, 850-1100 ohm.m para rocha porosa podendo conter canais, 150-700 ohm.m para rocha saturada em água, e valores acima de 1500 ohm.m para rocha compacta. Observa-se, também, que a profundidade atingida



**Figura 4.5 -** Representação esquemática de diagramas elétricos e dos modelos gráficos interpretativos de camadas referentes às sondagens elétricas verticais (SEV) de 1 a 10. Adaptado de GEA (1994).



**Figura 4.6** - Representação esquemática de diagramas elétricos e dos modelos gráficos interpretativos de camadas referentes às sondagens elétricas verticais (SEV) de 11 a 20. Adaptado de GEA (1994).

pelo fenômeno de carstificação , isto é, o limite inferior do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira, varia em torno de 100 m . A partir dessa profundidade os valores de resistividade aparente são extremamente altos (acima de 1500 ohm.m), compatíveis com os valores apresentados por rocha compacta.

Em gráficos lineares, foram plotados os valores medidos de resistividade aparente no eixo das ordenadas e os pontos investigados ao longo do caminhamento no eixos das abscissas, obtendo-se assim os perfis de resistividade aparente dos caminhamentos (fig. 4.7). A interpretação desses perfis foi realizada com auxílio do mapa geológico-estrutural do sítio de Tranqueira, permitindo a identificação dos principais tipos rochosos da área (metadolomito, filito, quartzito e diabásio), assim como os seus respectivos contatos litológicos.

É bem nítida a diferença dos valores de resistividade dos conjuntos metadolomito/diabásio e filito/quartzito, pois estes últimos apresentam valores extremamente altos, acima de 2000 ohm.m, enquanto aqueles apresentam valores que variam entre 500 a 2000 ohm.m. Os contatos litológicos geralmente apresentam valores menores que 1000 ohm.m, sendo considerados por Giusti & José (1994) como zonas de concentração de recarga ou represamento das águas subterrâneas.

Como os trabalhos de geofísica foram realizados somente com auxílio dos dados geológico-estruturais, em uma fase anterior à perfuração de poços tubulares na área de Tranqueira, os resultados obtidos através dos perfis geofísicos permitiram um melhor direcionamento na locação das perfurações. Naqueles locais em que a perfuração dos poços tubulares foi executada próxima aos pontos das sondagens elétricas verticais, foi possível a correlação entre as curvas de resistividade aparente geradas pelo programa Resist e os dados do perfil litológico dos poços interpretados a partir da descrição das amostras do material de perfuração (fig. 4.8).

Nos perfis litológicos interpretados e nos diagramas elétricos da figura 4.8, a profundidade média de carstificação, evidenciada pela presença de canais e pela variação da resistividade aparente, apresenta-se em torno de 50 m .

Na figura 4.8 A, apesar do perfil litológico apresentar um grau de fraturamento médio a baixo, não foi constatado durante a perfuração acúmulo de

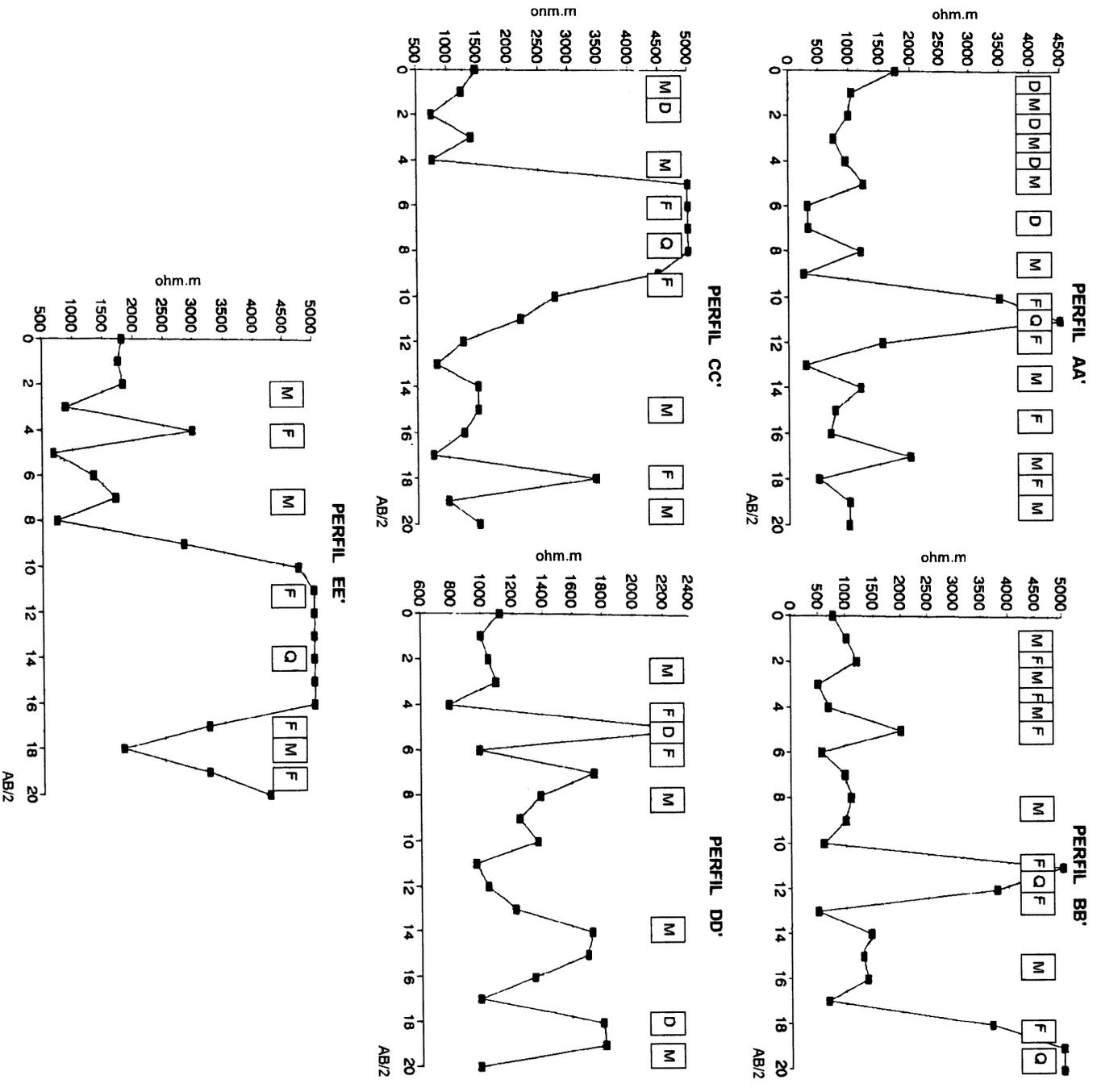
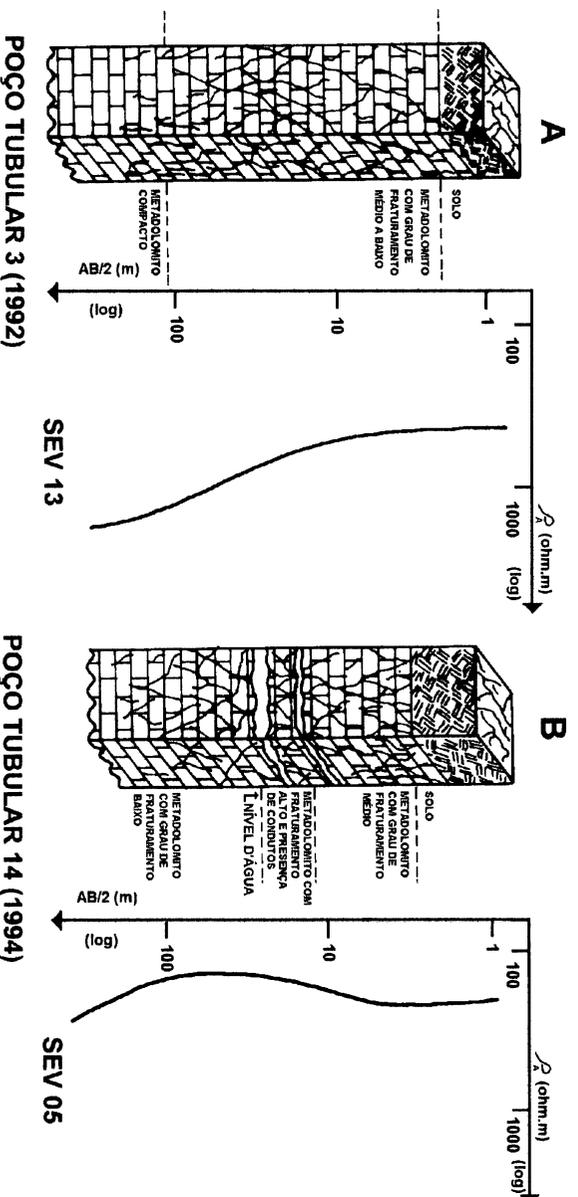


Figura 4.7 - Perfis de resistividade aparente dos caminhamentos elétricos na área estudada. Adaptado de GEA (1994).

grande volume de água nessas fraturas. Este fato também fica evidente na forma do diagrama elétrico que não apresenta inflexões como o diagrama B, em função da presença de água. Portanto, o fenômeno de carstificação que promove o alargamento das fraturas, permitindo o armazenamento de grande quantidade de água, é extremamente heterogêneo no sistema estudado.

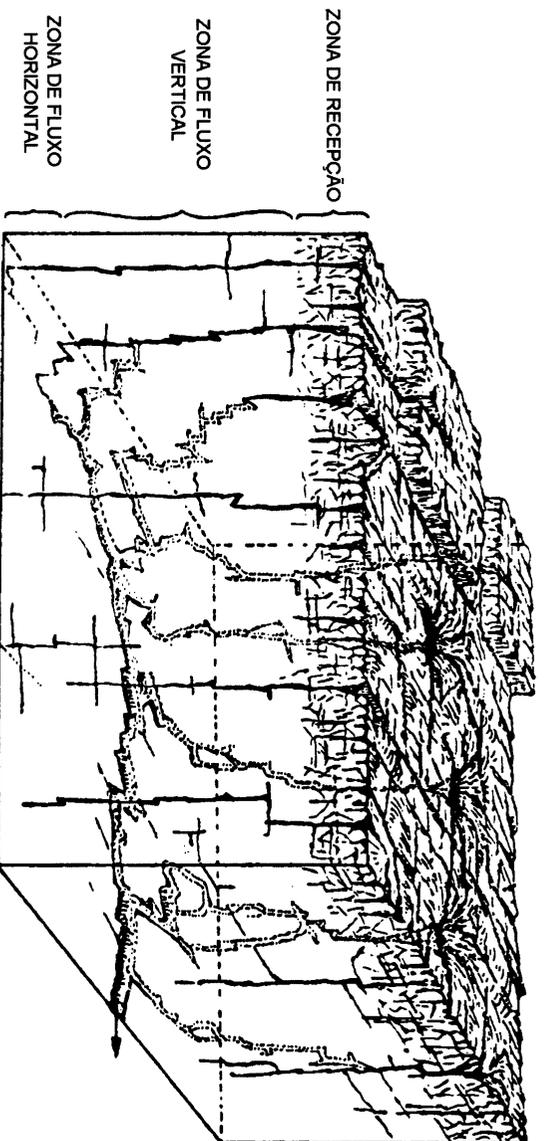


**Figura 4.8 - A e B.** Perfis litológicos interpretados associados com diagramas elétricos de resistividade aparente para a área de Tranqueira. Localização das sondagens elétricas verticais na figura 4.3 e dos poços tubulares na figura 5.4.

## CAPÍTULO 5

### CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E GEOTÉCNICA DO SISTEMA HIDROGEOLÓGICO CÁRSTICO NA ÁREA DE TRANQUEIRA

Em um sistema hidrogeológico cárstico podem ser identificadas três zonas de circulação da água: 1) zona insaturada ou vadosa, 2) zona epifreática e 3) zona freática. Na zona vadosa, os condutos são verticalizados e a água infiltrada circula rapidamente com movimentos descendentes devido à ação da gravidade (fig. 5.1). A zona epifreática é uma zona de oscilação do nível hidrostático, podendo estar seca ou inundada em função da alternância de períodos secos e chuvosos. A zona freática, que está permanentemente inundada, apresenta fluxos predominantemente laterais devido à horizontalização dos condutos com o aumento da profundidade (fig. 5.1).



**Figura 5.1** - Bloco-diagrama com as zonas de fluxo vertical e horizontal (Paloc, 1977).

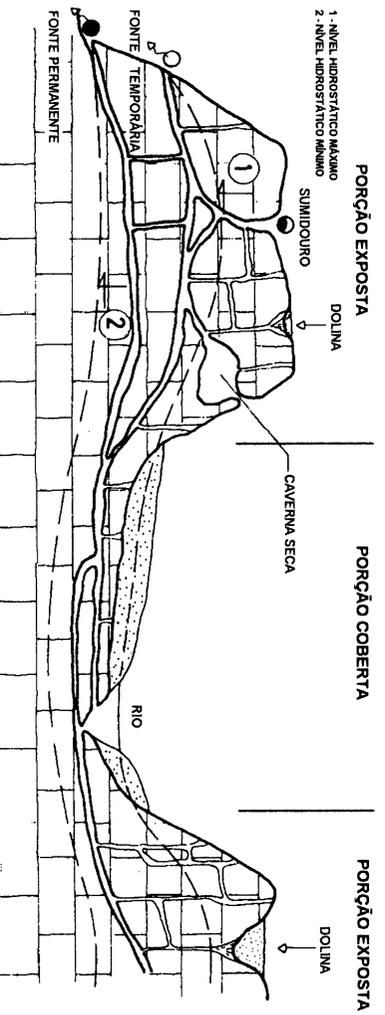
Na rede de condutos sub-horizontais alargados por dissolução, com diâmetros que variam de  $10^{-2}$  m a 10 m, desenvolve-se fluxo turbulento. Nas porções do substrato carbonático com domínio de fissuras pequenas, o fluxo é difuso. O fluxo difuso é similar ao fluxo laminar em meio poroso, que segue os princípios da Lei de Darcy. Devido à maior permeabilidade dos condutos, 60-80 % do volume

total de água que entra em um sistema hidrogeológico cárstico são transportados rapidamente por meio de fluxo turbulento através dessa rede de condutos (Bonacci, 1987).

Gale (1984), através da análise de feições erosivas encontradas nas paredes de condutos em aquíferos cársticos carbonáticos, bem como de sedimentos transportados hidráulicamente que são encontrados no interior desses condutos, concluiu que a velocidade da água varia de 0,01 a 1 m/s. No caso do fluxo difuso, em que as velocidades são muito menores do que no fluxo turbulento, Atkinson (1977) inferiu valores da ordem de  $1,03 \times 10^{-3}$  m/s para terrenos calcários em Mendip Hills, Somerset (Inglaterra).

Segundo Mangin (1975 *apud* Ford & Williams, 1989), em aquíferos cársticos o intervalo de validade da Lei de Darcy é muito restrito, já que essa lei só é aplicável quando o fluxo predominante é laminar. Assim, a determinação dos parâmetros hidráulicos do aquífero cárstico por meio de testes de bombeamento, que são baseados na Lei de Darcy, torna-se muito restrita.

Em um sistema hidrogeológico cárstico, podem ser caracterizadas porções expostas e porções cobertas (fig. 5.2). Na área em estudo predomina a ocorrência de porções cobertas, pois as rochas carbonáticas carstificadas encontram-se recobertas por materiais de origem coluvionar e aluvionar, os quais apresentam espessura variável.

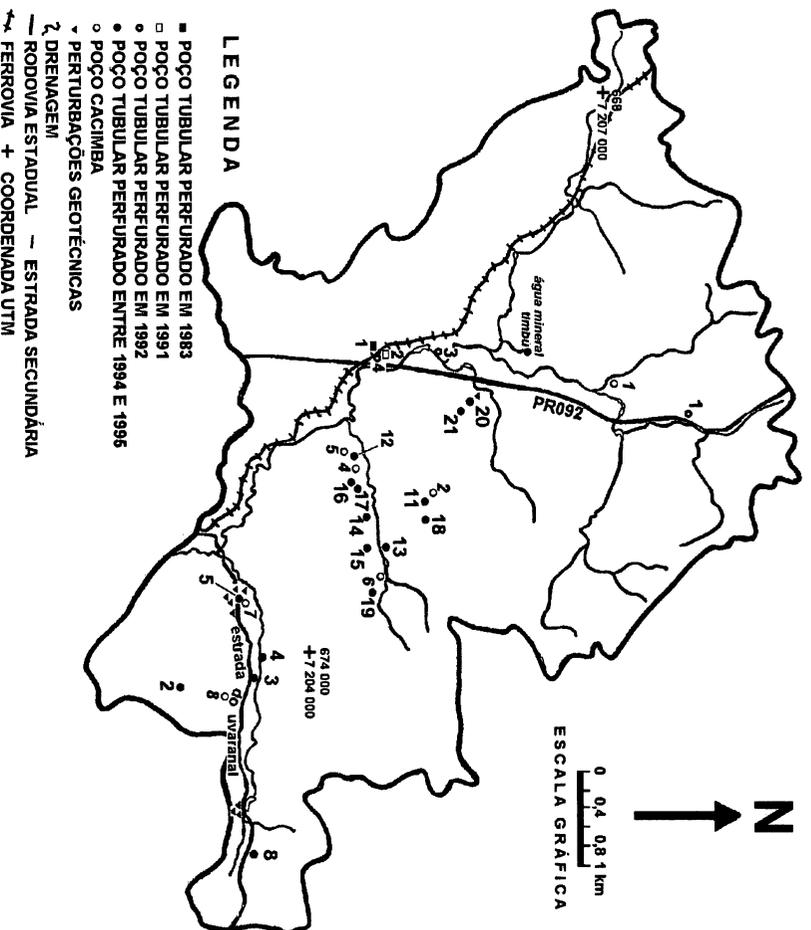


**Figura 5.2 - Perfil esquemático de um sistema hidrogeológico cárstico. Adaptado de Bonacci (1987).**

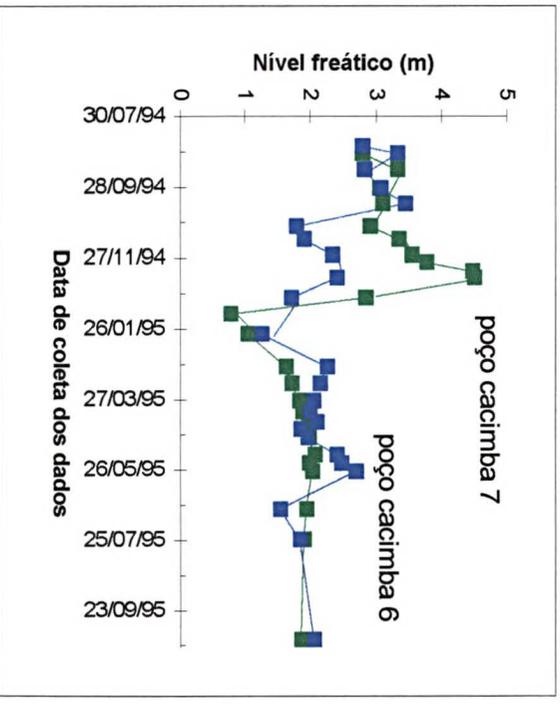
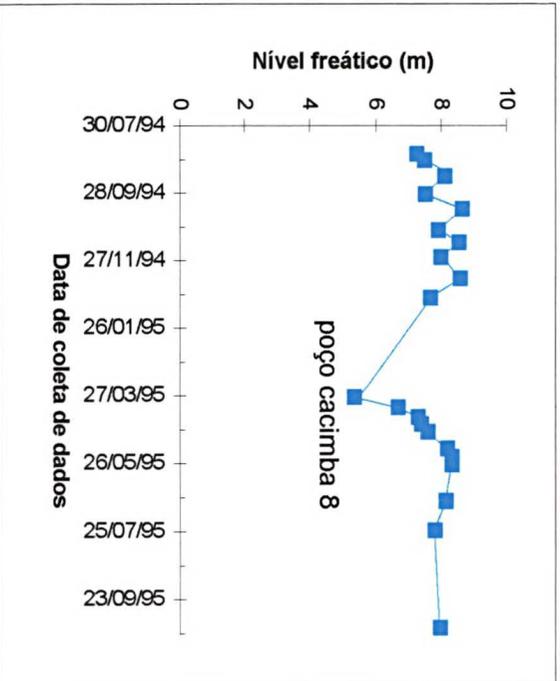
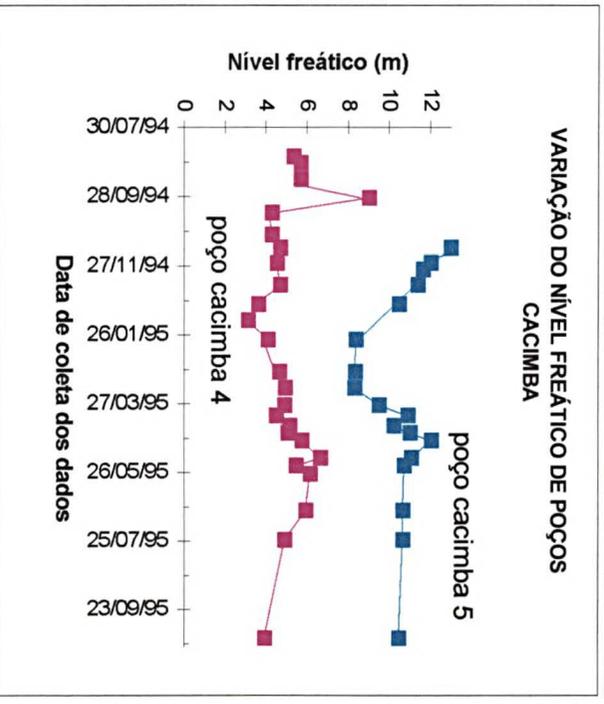
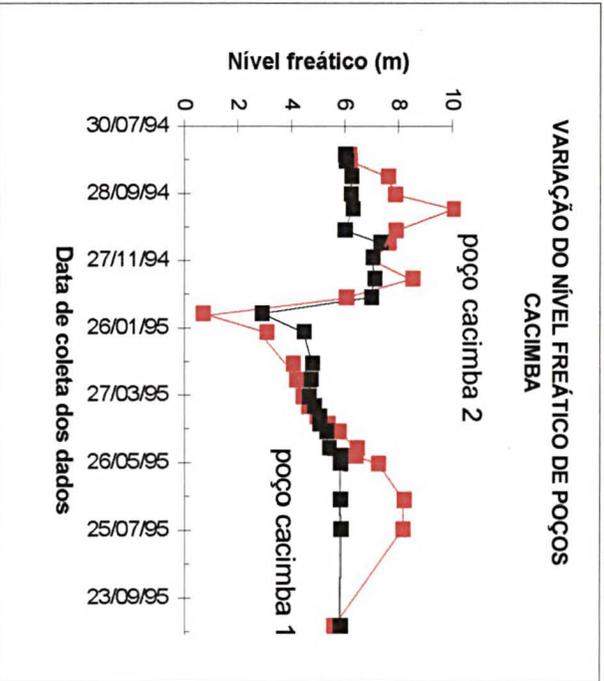
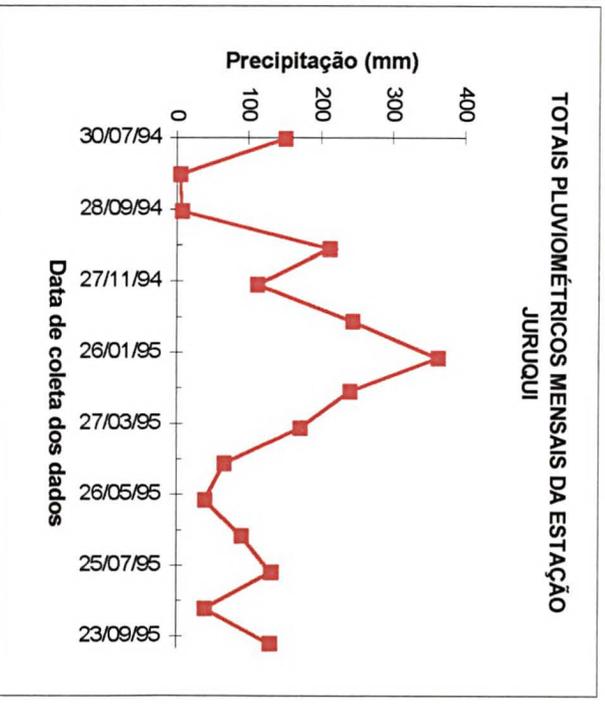
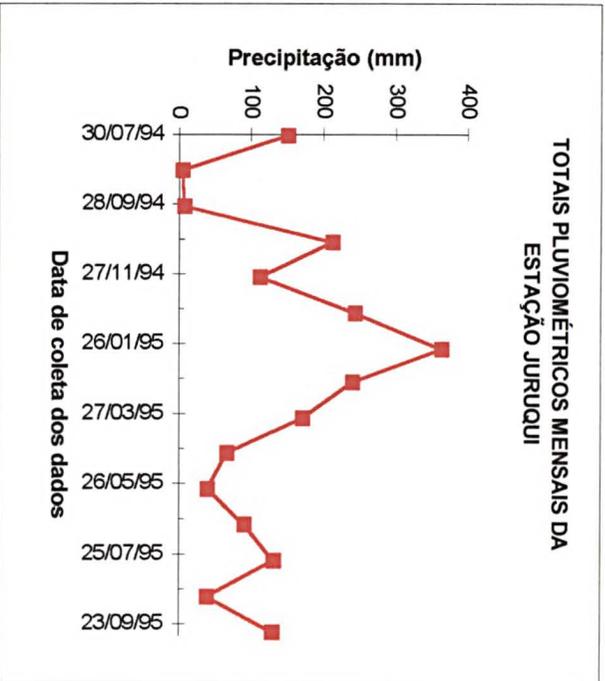
Dessa forma, o sistema hidrogeológico cárstico nas porções superiores é

caracterizado por um aquífero livre, que se desenvolve nos materiais coluvionares e aluvionares com espessuras em torno de 20 m. Em função da constituição essencialmente siltico-argilosa desses materiais, os parâmetros hidráulicos do aquífero são pobremente desenvolvidos. Bottura & Albuquerque Filho (1990), em estudos realizados no aquífero livre formado dentro desse mesmo contexto na cobertura das rochas carbonáticas proterozóicas do Grupo São Roque, na região de Cajamar (SP), encontraram valores de condutividade hidráulica entre  $1,3 \times 10^{-10}$  e  $2,4 \times 10^{-8}$  m/s. Esses valores são típicos de aquíferos com pequena variabilidade espacial e com baixa capacidade de drenagem.

Nos gráficos da figura 5.3, observam-se as oscilações do nível hidroestático registradas durante o período estudado em poços cacimba (poços escavados no solo) perfurados no aquífero livre na área de Tranqueira (fig. 5.4). Essas elevações de nível, quando comparadas com o gráfico de precipitações para o mesmo período, são, para alguns dos poços analisados, relativamente imediatas às chuvas.



**Figura 5.4** - Localização dos poços cacimba e poços tubulares estudados na área de Tranqueira.



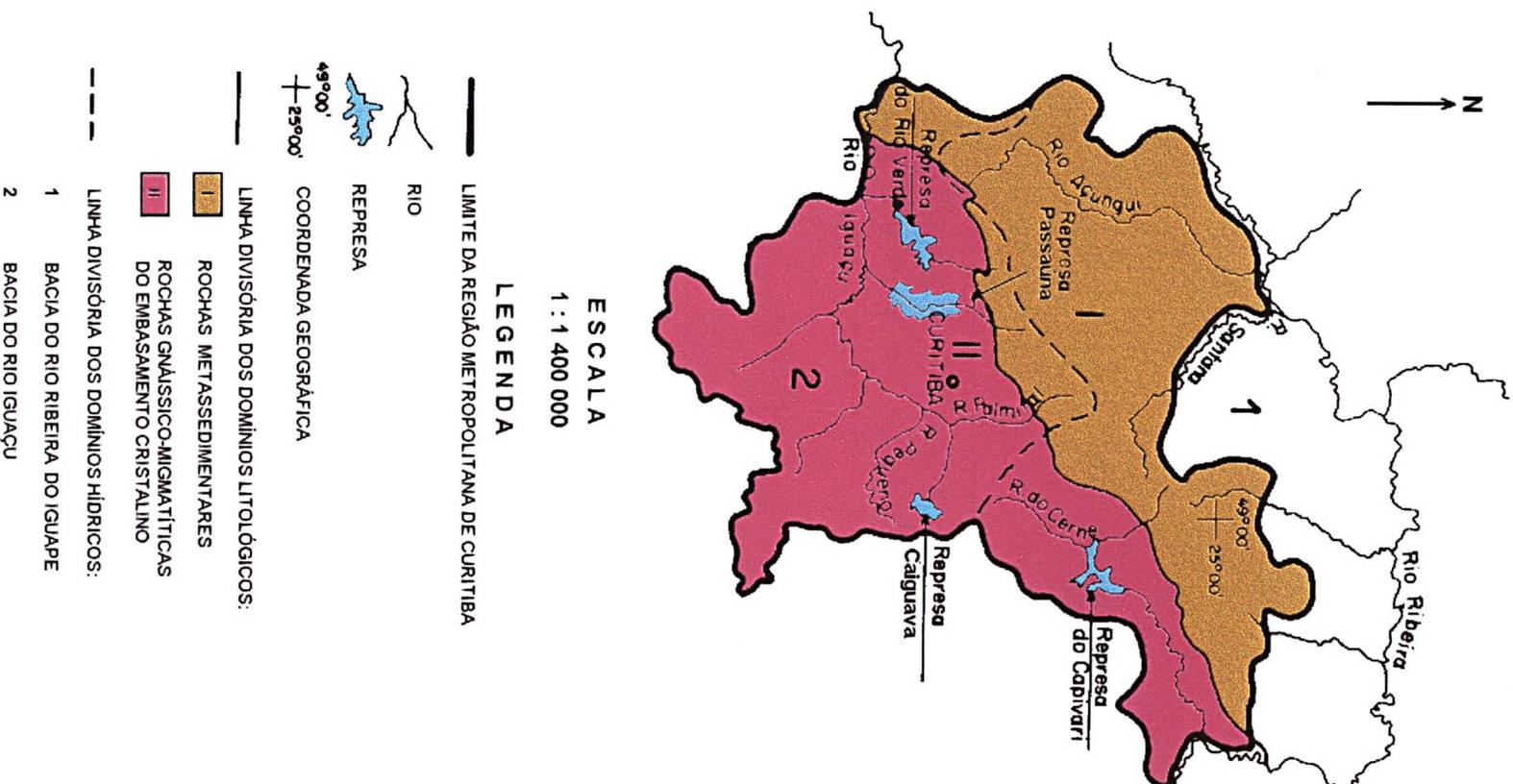
**Figura 5.3 - Gráficos de precipitação (Estação Jururuqui) e variação do nível freático em poços cacimba na área de Tranqueira. Localização dos poços na figura 5.4.**

Na parte inferior do sistema hidrogeológico cárstico analisado, encontra-se o aquífero cárstico. Os metadolomitos da Formação Capiru (Grupo Açungui), que integram as rochas metassedimentares proterozóicas da região (fig. 5.5), são as rochas hospedeiras do aquífero cárstico. É comum os metadolomitos apresentarem-se intercalados com rochas insolúveis, como filito e quartzito. Essas intercalações litológicas, associadas às variações estruturais, tornam o aquífero cárstico um meio ainda mais heterogêneo e anisotrópico. Assim, dependendo da posição e da direção dentro do aquífero onde são efetuadas as medidas dos parâmetros hidráulicos, tem-se uma grande variação nos valores obtidos para esses parâmetros. Como exemplo desta variação, Fraga (1994), a partir da aplicação do método de Jacob, encontrou valores para a transmissividade do aquífero cárstico na região estudada entre 3,66 m<sup>3</sup>/mh e 185 m<sup>3</sup>/mh. Da mesma forma, os valores de transmissividade encontrados por Bottura & Albuquerque Filho (1990) para o aquífero cárstico na região de Cajamar variam entre 7,1 m<sup>3</sup>/mh e 97,4 m<sup>3</sup>/mh.

Os dados provenientes dos perfis litológicos dos poços perfurados na área de Tranqueira (fig. 5.4) revelam que os condutos de circulação da água, formados a partir de planos de fratura e de acamamento, alargados pela dissolução química, apresentam diâmetros que variam entre 0,2 m e 8 m (tab. 5.1). A faixa de ocorrência desses condutos em profundidade concentra-se preferencialmente entre 30 m e 60 m, sendo que as perfurações atingiram profundidades de até 150 m.

**TABELA 5.1 - ESPESSURA, PROFUNDIDADE E ALTITUDE DOS CONDUTOS CÁRSTICOS NA ÁREA DE TRANQUEIRA.**

Número do poço	Espessura do conduto	Prof. do início do conduto	Altitude do início do conduto	Número do poço		Espessura do conduto	Prof. do início do conduto	Altitude do início do conduto
				tubular	do poço			
3 (1994)	3,0 e 0,5	27 e 31	971,26 e 967,26	2 (91)	tubular	2,0	14	-
11 (94)	3,0, 2,0 e 2,0	11, 20 e 34	-	4 (92)		4,0	11	-
15 (94)	3,0 e 1,0	39 e 62	992,95 e 962,95	5 (94)		6,1	49,9	934,5
16 (94)	0,7 e 6,0	27,9 e 34	989,25 e 983,15	8 (94)		3,0	46	989,85
17 (94)	8,0 e 0,8	19,27 e 69,2	999,30 e 949,37	14 (94)		2,0	33,6	986,09
18 (94)	3,0 e 1,0	32 e 51	1003,94 e 984,94	21 (94)		0,2	40	976,33
20 (94)	0,9 e 1,5	34,1 e 46	970,90 e 959,00					



**Figura 5.5** - Representação dos principais domínios litológicos e hídricos da Região Metropolitana de Curitiba. Adaptado de Lisboa & Bonacim (1995).

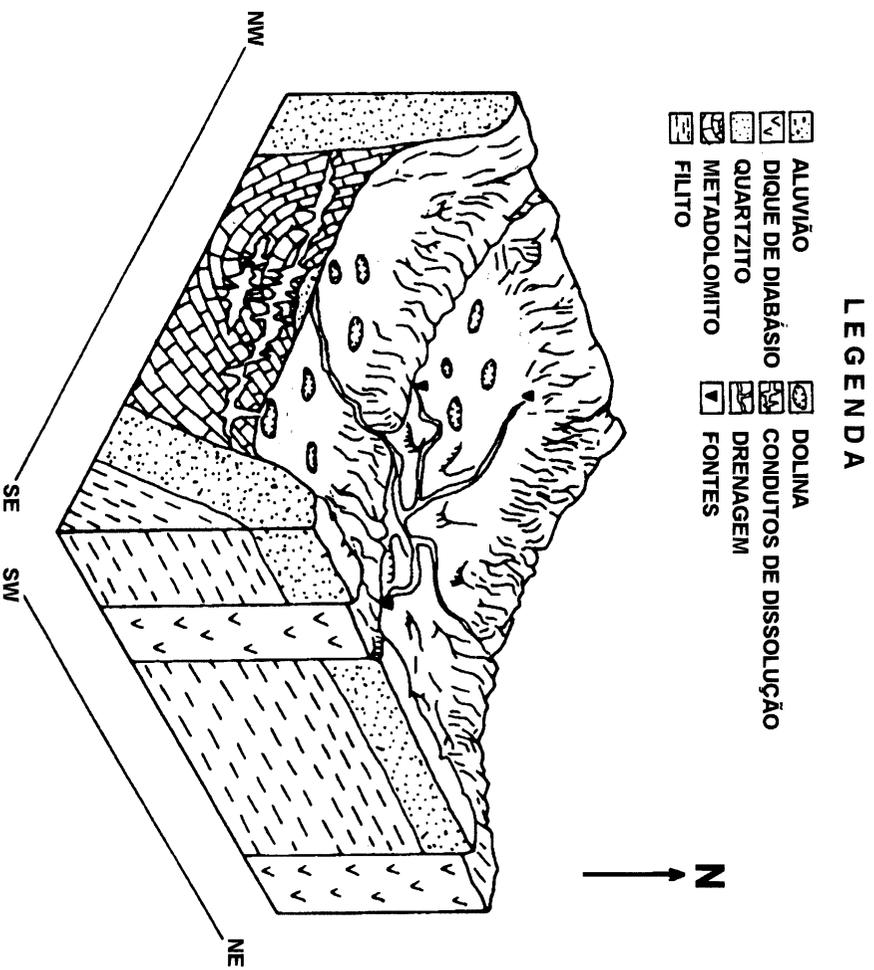
Segundo Lisboa (1994, comunicação verbal), o nível de base do aquífero está limitado pela cota topográfica de 850 m, na área de ocorrência do aquífero na bacia do rio Iguazu (fig. 5.5). Essa cota corresponde à cota mínima da calha do rio Iguazu. Comparando-se a cota topográfica média de 1050 m, a qual corresponde à superfície dos metadolomitos carstificados na área de Tranqueira, com a cota de 850 m, ter-se-ia uma profundidade da ordem de 200 m para o desenvolvimento da carstificação.

Lisboa (1994, comunicação verbal) considera que o aquífero cárstico na bacia do rio Ribeira do Iguape está condicionado por níveis de base escalonados a partir da cota topográfica de 1200 m, na linha de interflúvio com a bacia do rio Iguazu, até o nível do mar. Dessa forma, qualquer nível de carstificação inferior à cota de 850 m, verificado no aquífero cárstico na bacia do rio Iguazu, estaria relacionado aos níveis de base atuantes na bacia do rio Ribeira do Iguape, estabelecendo-se uma descarga profunda da bacia do primeiro para a bacia do último. Na área de Tranqueira, as perfurações não atingiram profundidades superiores a 150 m, não sendo portanto possível verificar a validade da afirmação anterior.

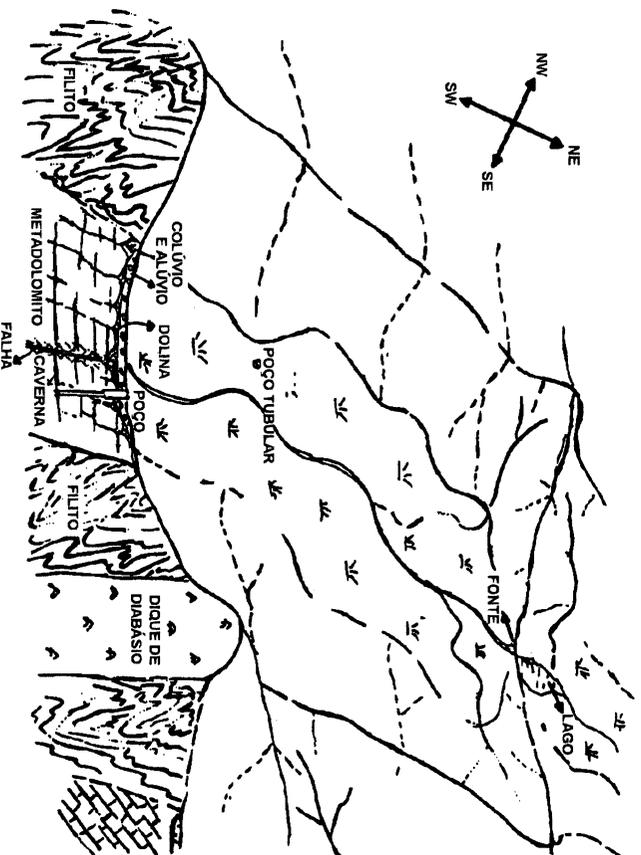
A particularidade mais importante do sistema hidrogeológico cárstico estudado, que determina o seu comportamento hidráulico e geotécnico, é a compartimentação do sistema em unidades morfoestruturais com padrão geométrico aproximadamente losangular. Essas unidades, constituídas de metadolomitos carstificados, são limitadas por barreiras praticamente impermeáveis, representadas por diques de diabásio de direção geral N50-70°W e por cristas quartzíticas de direção preferencial N30-50°E.

Os geólogos A. A. Lisboa e M. A. Fontana, com base na interpretação de dados da região de ocorrência do sistema hidrogeológico cárstico, elaboraram o primeiro modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural (fig. 5.6), publicado por Fraga (1994) e Lisboa & Bonacim (1995). Posteriormente, foi gerado pela JICA (1995) um segundo modelo a partir de modificações no modelo anterior (fig. 5.7).

De acordo com Lisboa & Bonacim (1995), Lisboa *et al.* (1996) e Rosa Filho *et al.* (1996), essas unidades morfoestruturais formariam, em função do desnível



**Figura 5.6** - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural elaborado pelos geólogos A. A. Lisboa e M. A. Fontana (Lisboa & Bonacim, 1995).



**Figura 5.7** - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural resultante da compartimentação do sistema hidrogeológico cárstico (JICA, 1995).

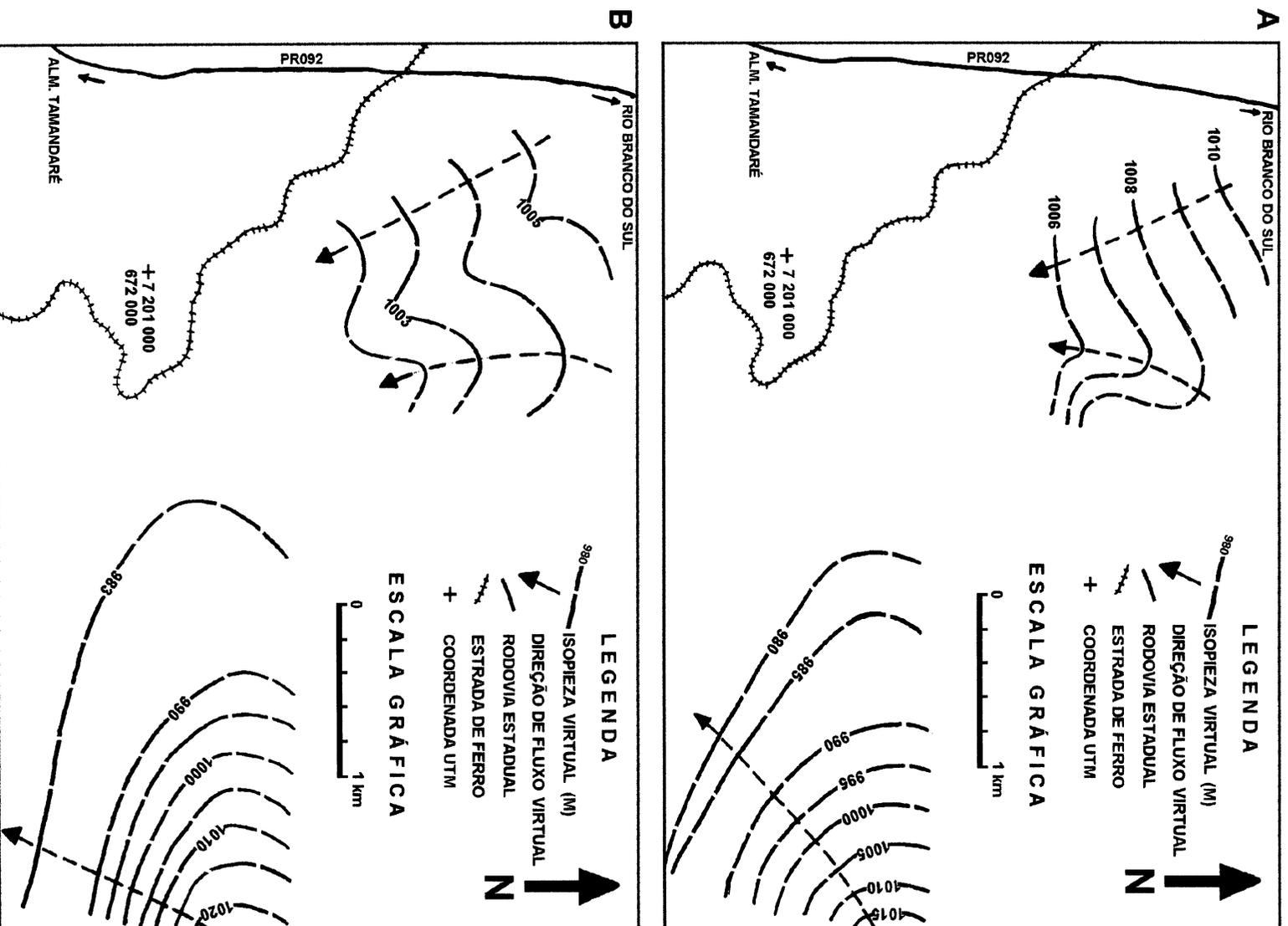
topográfico, uma série de *tanques* interligados por vertedouros de topo através da drenagem superficial da bacia hidrográfica.

O fluxo subterrâneo nessas unidades desenvolve-se principalmente ao longo de condutos, os quais seguem as direções de descontinuidades preexistentes. Como visto no item 3.5, as fraturas de tração e as de relaxamento que apresentam as melhores condições de armazenamento e circulação da água subterrânea na área em estudo têm direções N40-60°W e N30-50°E, respectivamente. As isopiezas virtuais traçadas em duas porções da área de Tranqueira (fig. 5.8), a partir de dados de oscilações piezométricas em poços tubulares no período de fevereiro de 1995 a outubro de 1995, também demonstram que o sentido preferencial do fluxo subterrâneo (tanto para épocas chuvosas como para períodos de estiagem) é NW/SE e NE/SW.

As oscilações piezométricas registradas em alguns poços tubulares na área de Tranqueira (fig. 5.4) durante o período de observação são pequenas (média entre os valores extremos é de 2,68 m - tab. 5.2), sendo que essas oscilações acompanham às variações sazonais (fig. 5.9 e 5.10). Oscilações piezométricas pequenas geralmente indicam reservatórios subterrâneos com grande volume de água armazenada.

**TABELA 5.2 - VALORES EXTREMOS DOS NÍVEIS PIEZOMÉTRICOS (N.P.) OBSERVADOS EM POÇOS TUBULARES NO AQUIFERO CÁRSTICO DURANTE O PERÍODO DE FEV/95 A OUT/95.**

<b>Nº DO POÇO TUBULAR</b>	<b>MENOR VALOR DO N.P.</b>	<b>MAIOR VALOR DO N.P.</b>
3(1994)	985,02	987,43
4(1994)	985,69	987,46
5(1994)	981,88	983,17
8(1994)	1019,75	1021,14
12(1995)	1002,62	1005,57
13(1994)	1002,99	1008,6
14(1994)	1002,48	1005,74
15(1994)	1002,66	1006,09
16(1994)	1002,96	1005,60
17(1994)	1003,06	1005,59
18(1994)	1003,43	1007,18
21(1994)	1005,72	1010,36



**Figura 5.8** - Isopiezas virtuais traçadas em duas porções da área de Tranqueira com indicação das principais direções de fluxo virtual durante o período estudado. A. Época de estiagem. B. Época chuvosa.

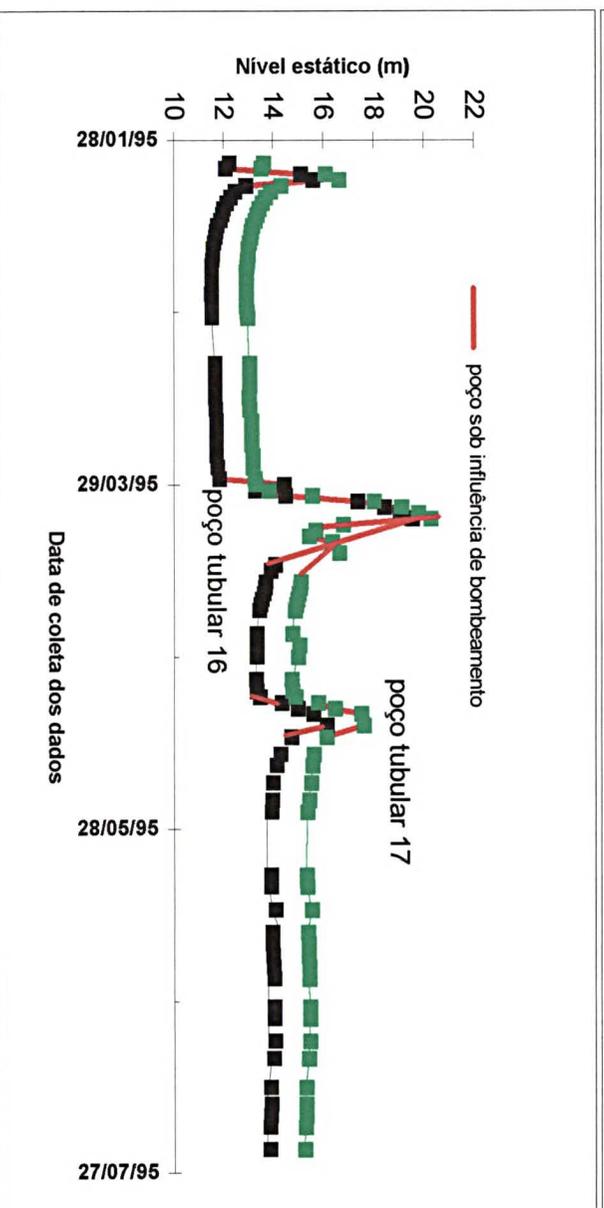
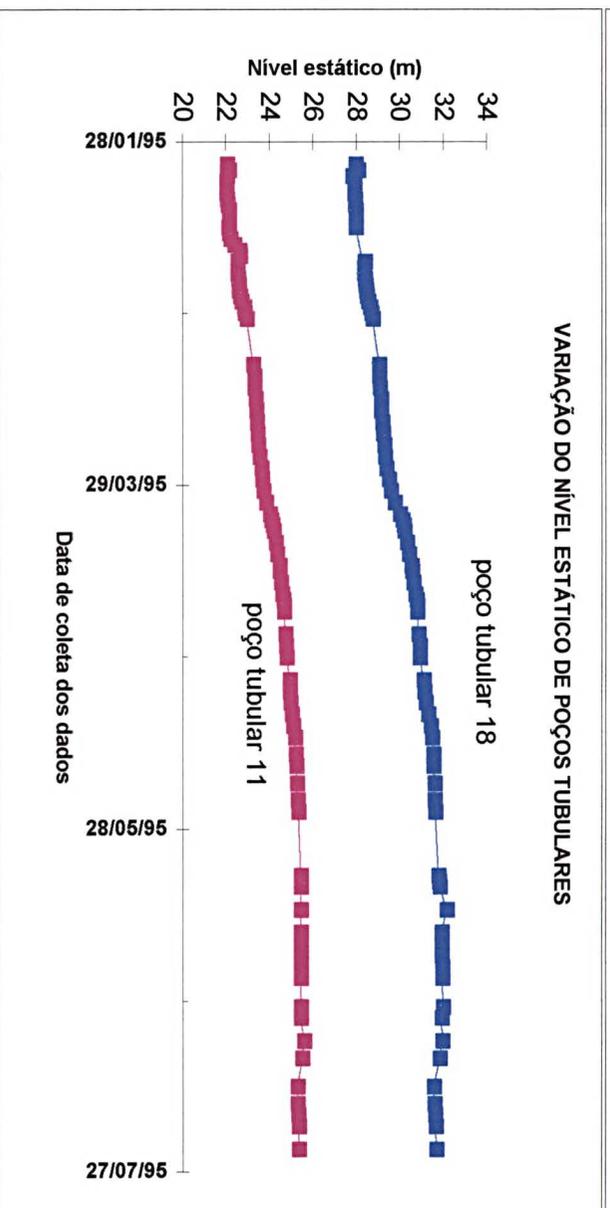
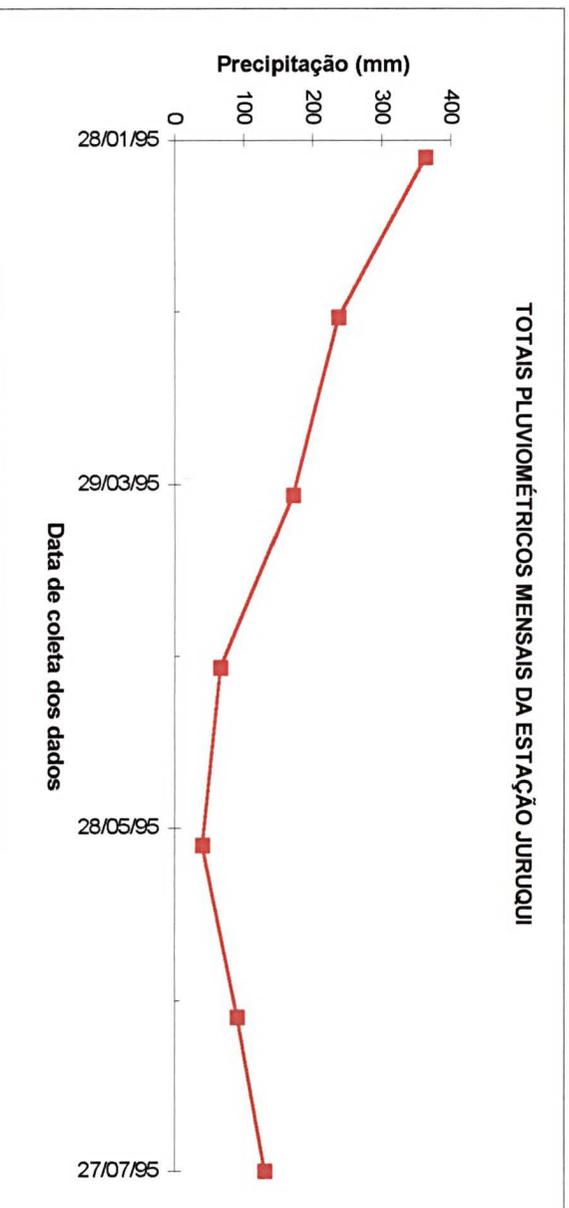
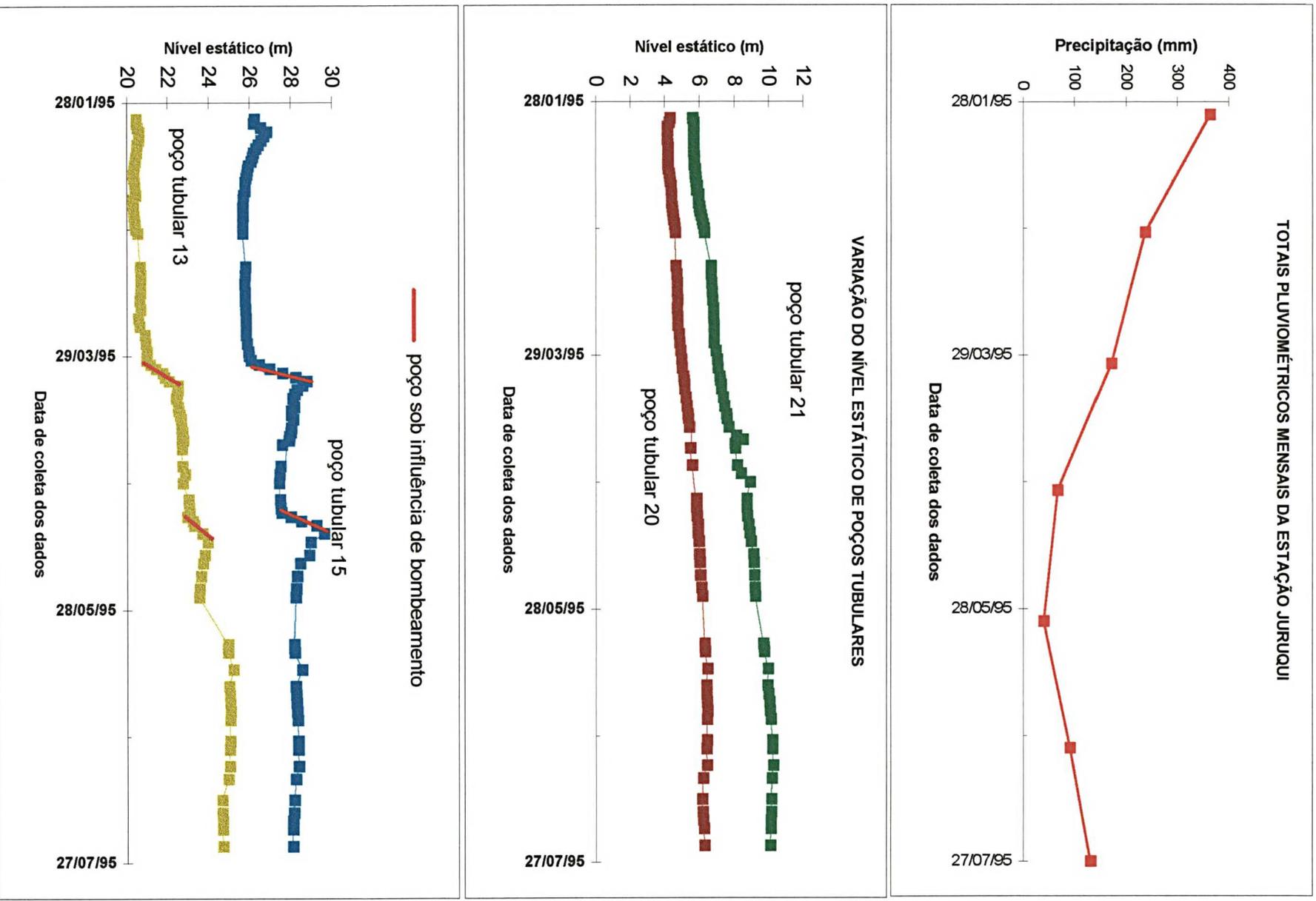


Figura 5.9 - Gráficos de precipitação (Estação Juruqui) e variação do nível estático dos poços 18, 11, 17 e 16 na área em estudo.



**Figura 5.10** - Gráficos de precipitação (Estação Juruqui) e variação do nível estático nos poços 21, 20, 15 e 13 na área em estudo.

## 5.1 DESCRIÇÃO INTERNA DO SISTEMA

Na descrição interna do sistema hidrogeológico cárstico, a unidade básica do sistema, que é o aquífero cárstico, apresenta uma estrutura dependente do tipo e grau da porosidade da rocha hospedeira. A porosidade primária, relacionada aos espaços vazios criados durante a formação da rocha hospedeira cárstica, é muito menos expressiva do que a porosidade secundária, que se forma a partir de aberturas ao longo de planos de acamamento ou de fraturas (juntas e zonas de falha). O padrão e a natureza das aberturas responsáveis pela porosidade secundária apresentam-se como os fatores mais importantes no fenômeno de carstificação. Portanto, essas zonas de fraqueza alargadas pela carstificação aumentam a porosidade, o que permite um acúmulo maior de água no aquífero. Tais zonas também incrementam a circulação de água, devido à conexão entre os espaços vazios, influenciando diretamente a condutividade hidráulica e a transmissividade do aquífero.

### 5.1.1 POROSIDADE

Nas rochas carbonáticas, a porosidade primária, no período inicial de formação da rocha, pode apresentar valores de aproximadamente 25-80%. Com o tempo, esses valores são drasticamente reduzidos (< 10%), devido à precipitação de cimento, compactação, recristalização e mudanças na mineralogia ocorridas durante a diagênese. A exceção é a dolomitização, que, segundo Sarkisyan *et al.* (1973 *apud* Back & Zoeltl, 1975), envolve um aumento na porosidade de 12-13%. O metamorfismo, segundo Ford & Williams (1989), diminui a porosidade para valores inferiores a 1%, pois além de ocorrer um aumento no tamanho do grão do mineral carbonático, a pressão reduz o tamanho dos espaços vazios.

Nos terrenos carbonáticos carstificados, a porosidade secundária é muito mais importante do que a porosidade primária. A porosidade secundária desenvolve-se a partir de aberturas que ocorrem ao longo de planos de fraqueza da rocha, tais como os planos de acamamento e fratura (juntas e falhas). Posteriormente, essas aberturas são alargadas por processos de dissolução e pela ação física da água, ou então, menos frequentemente, reduzidas pela cimentação, redeposição ou colapsos estruturais.

A gênese e o padrão das aberturas envolvidas na formação da porosidade secundária podem ser os fatores mais importantes na carstificação, pois, além de aumentarem a porosidade, permitindo que a rocha armazene um volume maior de água, promovem a circulação dentro do sistema subterrâneo, incrementando a permeabilidade e a condutividade hidráulica.

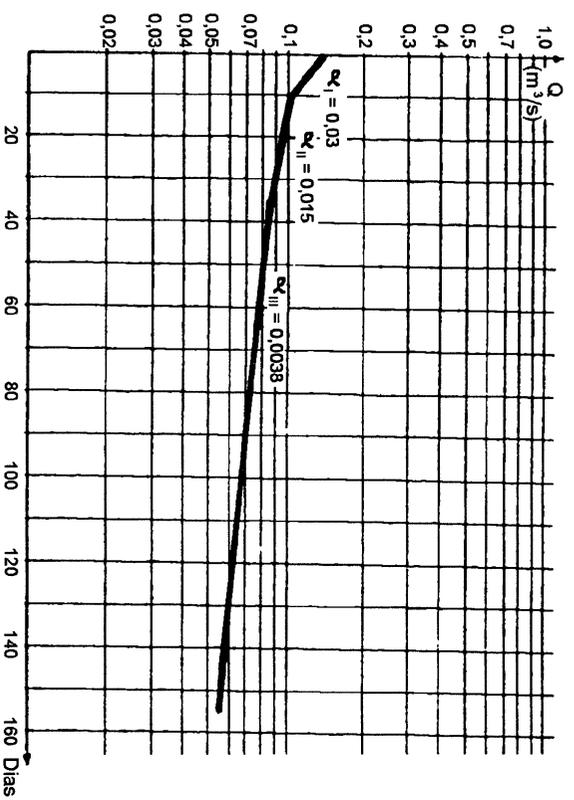
Em estudos realizados na fonte cársica Ombla, situada próxima à fronteira entre Croácia e Bósnia-Herzegóvina, foram caracterizados três tipos de porosidade para o aquífero cársico da região. Esses tipos de porosidade são representados por três coeficientes de recessão ( $\alpha$ ) com diferentes ordens de magnitude, refletindo a sazonalidade desse parâmetro. Os valores elevados de  $\alpha$ , em torno de 0,10, representam uma descarga rápida da água armazenada na rede de cavernas e canais. Valores de  $\alpha$  da ordem de 0,01 caracterizam o fluxo subterrâneo alimentado pela água acumulada em um sistema de fraturas conectadas e parcialmente carstificadas. Por fim, valores de  $\alpha$  próximos de 0,005 são representativos do escoamento lento da água proveniente dos poros e fissuras estreitas, de materiais arenosos e argilosos depositados em cavernas e canais inativos, e também de rochas e solos acima do nível freático (Milanovic, 1981).

O coeficiente  $\alpha$  depende das condições do solo e da geologia local. Segundo El-Nasser & Salameh (1991 *apud* Rosa Filho, 1993), esse coeficiente é uma função que representa as propriedades hidrogeológicas do aquífero (porosidade efetiva, permeabilidade), as propriedades do fluido (densidade e viscosidade), e a geometria do aquífero.

Na figura 5.11, com a plotagem das vazões da surgência 2 (fig. 2.18) denominada de Timbu, na escala logarítmica e dos tempos na escala linear, observa-se que o trecho de recessão tende para segmentos aproximadamente retilíneos, segundo uma equação exponencial do tipo:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1),$$

onde  $Q_0$  é a vazão ( $m^3/s$ ,  $m^3/d$ ) no início de um período de recessão;  $Q_t$  é a vazão total ( $m^3/s$ ,  $m^3/d$ ) após  $t$  intervalos de tempo;  $t$  ( $t - t_0$ ) é o tempo decorrido entre  $Q_t$  e  $Q_0$ , geralmente expresso em dias;  $\alpha$  é o coeficiente de recessão de dimensão  $T^{-1}$ ; e  $e$  é a base dos logaritmos naturais (2,7182818...0).



**Figura 5.11** - Hidrograma da surgência 2 com indicação dos coeficientes de recessão ( $\alpha$ ) para o período de recessão a partir de março de 1995.

A equação 1 deriva dos trabalhos de Boussinesq (1904 *apud* Milanovic, 1981) e Maillet (1905), e representa as descargas produzidas por rios ou fontes naturais, especialmente quando as vazões sofrem grandes períodos de declínio devido aos baixos índices pluviométricos. Essa equação demonstra que o escoamento nos rios e fontes, particularmente nos períodos de estiagem, provém das águas do subsolo.

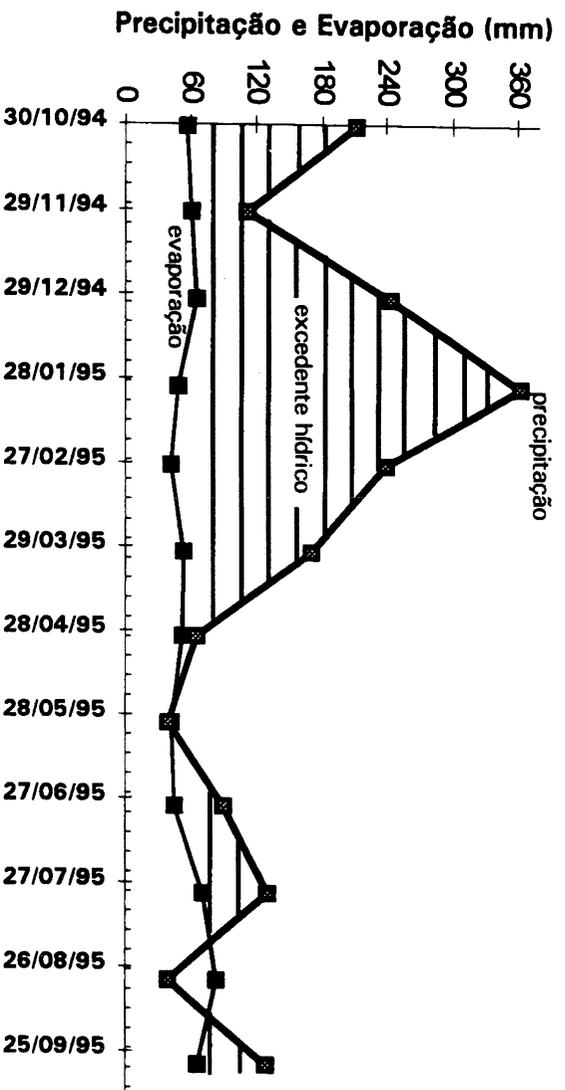
O valor de  $\alpha$ , também designado de coeficiente específico da inclinação da reta, pode ser calculado através da determinação gráfica da declividade das retas dos trechos de recessão, ou seja, pela transformação da equação 1:

$$\alpha = \frac{(\ln Q_0 - \ln Q_t)}{t} \quad [\text{dia}^{-1}] \quad (2),$$

onde  $Q_0$  é a vazão no início da recessão retilínea em  $t_0$ , e  $Q_t$  é a vazão no final da recessão retilínea em  $t$ .

Os valores de  $\alpha$  observados para a surgência 2, entre 0,03 e 0,015, identificam para o aquífero cárstico estudado um escoamento básico proveniente de uma rede de faturamento bem integrada e localmente carstificada. O período de drenagem da água armazenada para o coeficiente de recessão, da ordem de

0,015, tem uma duração de aproximadamente 24 dias no sistema hidrogeológico estudado. No sistema Ombla (Milanovic, 1981) e no sistema Pérolas-Santana (Karmann, 1994), a drenagem ocorre respectivamente em 13 dias e 25 dias. O coeficiente  $\alpha$ , de valor 0,0038, caracteriza a época de estiagem (entre os meses de abril e setembro), com pouca recarga do aquífero (fig. 5.12). Nesse período, a água subterrânea é drenada lentamente dos poros e fraturas pouco cársticas presentes em todo maciço rochoso. Os valores de descarga da fonte decrescem até a época de alta recarga do aquífero.



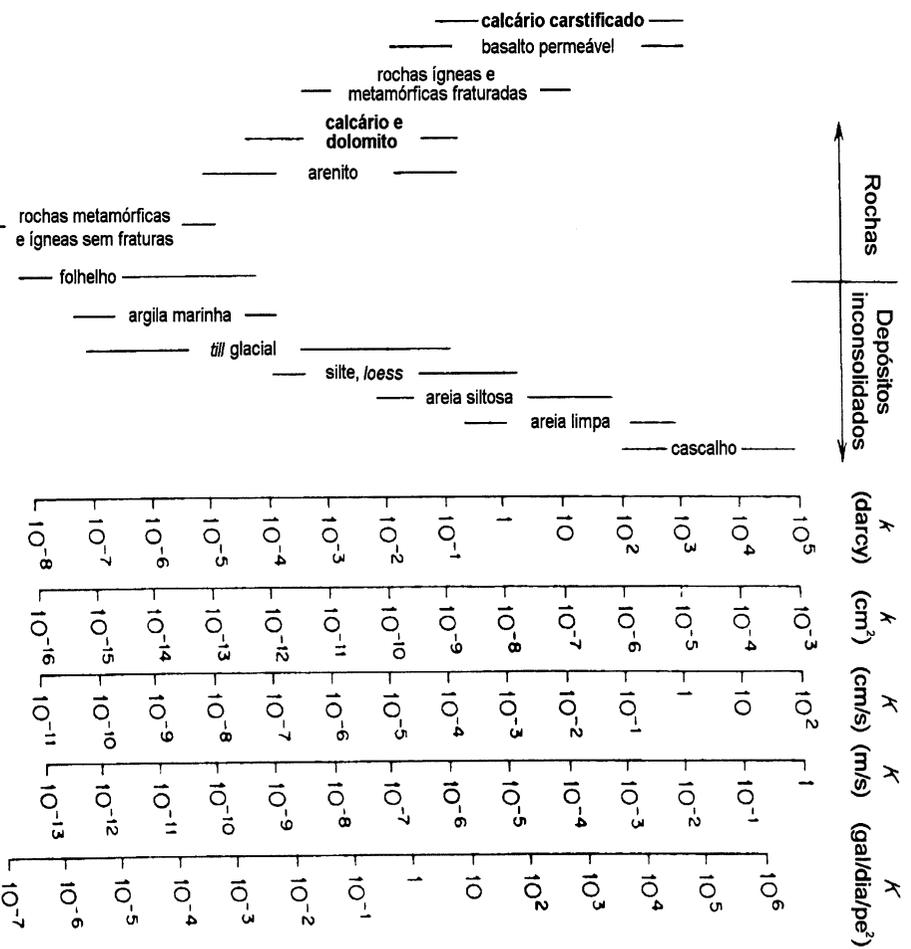
**Figura 5.12** - Gráfico mostrando o excedente hídrico disponível para infiltração e escoamento, resultante da diferença entre a precipitação e a evaporação para o período analisado na área de Tranqueira.

Segundo Milanovic (1981), a porosidade efetiva é uma das características hidrogeológicas mais importantes dos aquíferos. Em condições cársticas, este parâmetro é complexo e difícil de ser estimado devido à variação do tamanho, posição espacial e número de fraturas, os quais determinam a quantidade de água subterrânea armazenada. Quando são utilizados dados de teste de bombeamento de poços para avaliar a porosidade efetiva, os valores obtidos geralmente são válidos para áreas ao redor dos poços (Torbarov, 1976).

### 5.1.2 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E PERMEABILIDADE

A condutividade hidráulica (K) é, muitas vezes incorretamente, denominada de permeabilidade (k). A permeabilidade, também referida como permeabilidade intrínseca, é um parâmetro que depende das propriedades físicas dos materiais, especialmente do tamanho, forma e distribuição dos espaços vazios. A condutividade hidráulica, por sua vez, reflete tanto as propriedades do meio como do fluido (Ford & Williams, 1989). A tabela 5.3 apresenta valores de condutividade hidráulica e permeabilidade para os materiais mais comuns encontrados na litosfera.

**TABELA 5.3 - VALORES DE PERMEABILIDADE (K) E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (K) PARA VÁRIAS MASSAS ROCHOSAS E DEPÓSITOS INCONSOLIDADOS.**



FONTES: Freeze & Cherry (1979)

A permeabilidade primária de rochas carbonáticas não fraturadas é, geralmente, menor do que  $10^{-9}$  cm<sup>2</sup> (tab. 5.3), sendo, portanto, insignificante na produção de água para abastecimento.

A porosidade secundária permite a determinação das características da permeabilidade. Esse parâmetro não depende somente dos espaços vazios gerados, os quais são ampliados por dissolução, mas também, do tamanho e da continuidade desses vazios.

Segundo Nelson (1986 *apud* Benson & Scaife, 1987), a influência da porosidade secundária na resposta hidráulica das massas rochosas é refletida nos valores de permeabilidade, os quais podem ser tão grandes quanto os dos materiais granulares.

Na evolução da permeabilidade secundária, a fase inicial geralmente ocorre nas intersecções de fraturas, que apresentam permeabilidades mais elevadas do que nas zonas de não intersecção (fig. 5.13). Na fase seguinte, os condutos tornam-se feições hidrológicas dominantes com desenvolvimento de fluxo turbulento. Esse tipo de fluxo, quando associado aos processos de dissolução química, alarga os condutos a taxas aceleradas (Veni, 1987).

A figura 5.14 representa uma ilustração esquemática da ocorrência de água subterrânea em terrenos carbonáticos, onde a permeabilidade secundária se desenvolve ao longo de fraturas e aberturas dos planos de acamamento. Nesses terrenos, os poços perfurados em rochas com uma rede regular de fraturas verticais e planos de acamamento horizontais terão maiores probabilidades de seccionarem aberturas horizontais do que as estruturas verticais (Freeze & Cherry, 1979). É por essa razão que não é incomum poços produtivos situarem-se muito próximos de poços não produtivos. Assim, a ocorrência de água depende das perfurações seccionarem fraturas ou planos de acamamento carstificados.

Segundo Milanovic (1981), a porosidade secundária impede uma determinação precisa das características da permeabilidade em rochas carbonáticas carstificadas. Os valores desse parâmetro nessas rochas apresentam-se muito diferentes daqueles encontrados no meio granular.

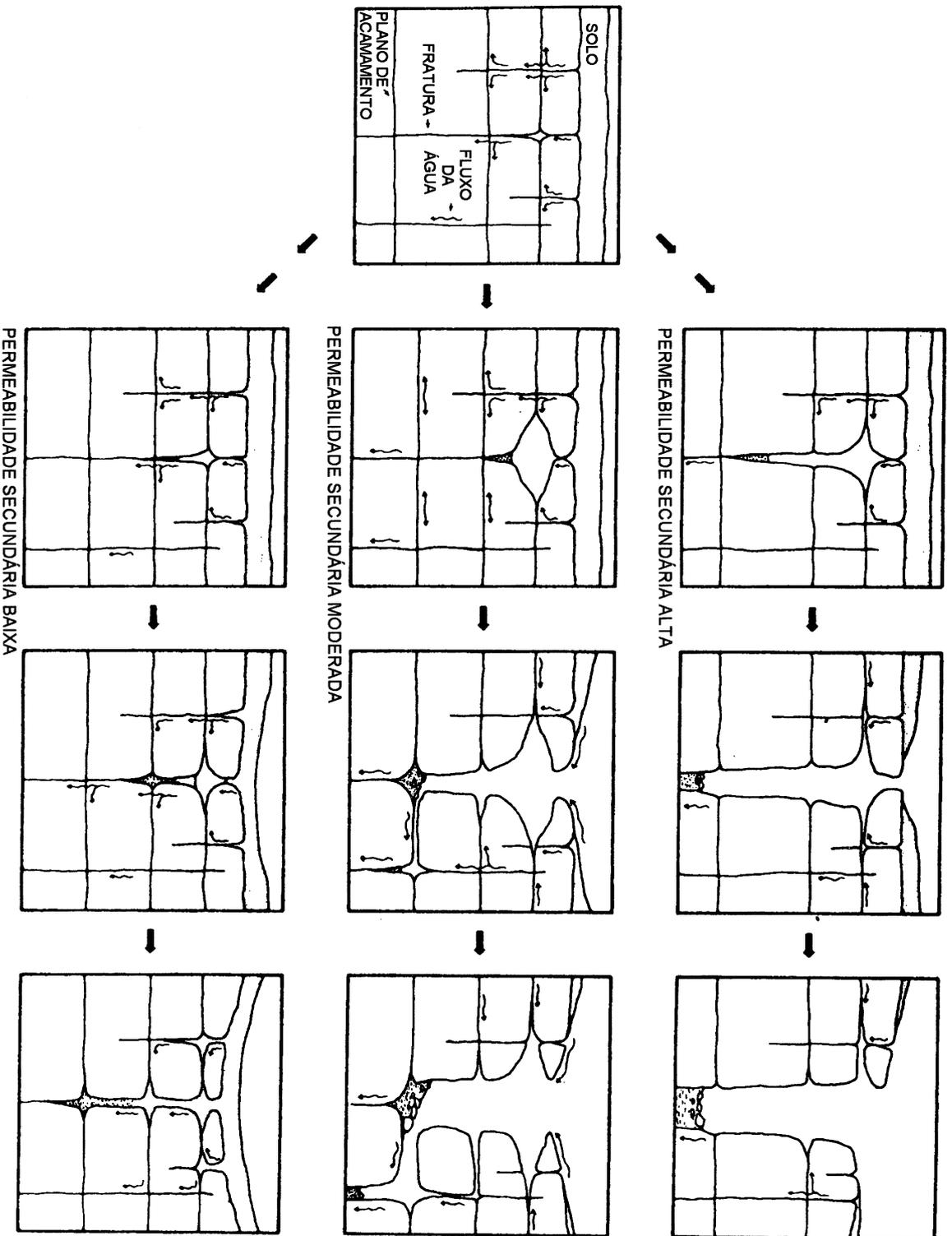
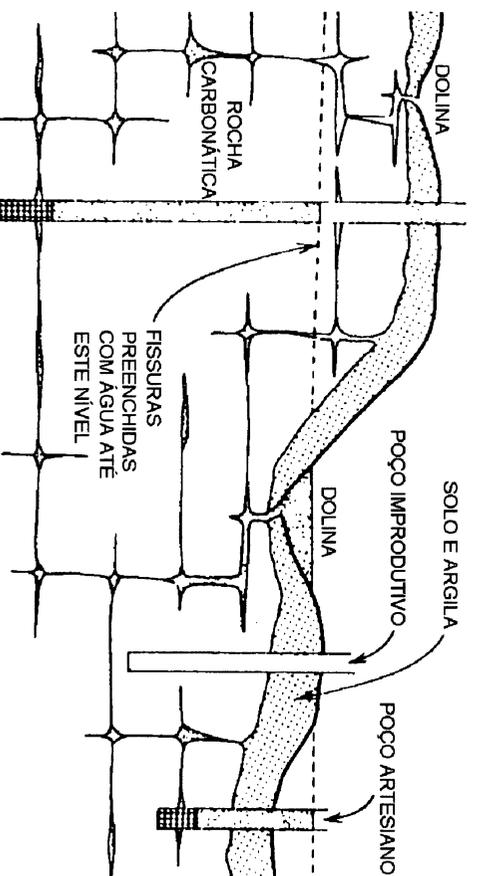


Figura 5.13 - Ilustração esquemática das fases de evolução da permeabilidade secundária. Adaptado de Veni (1987).



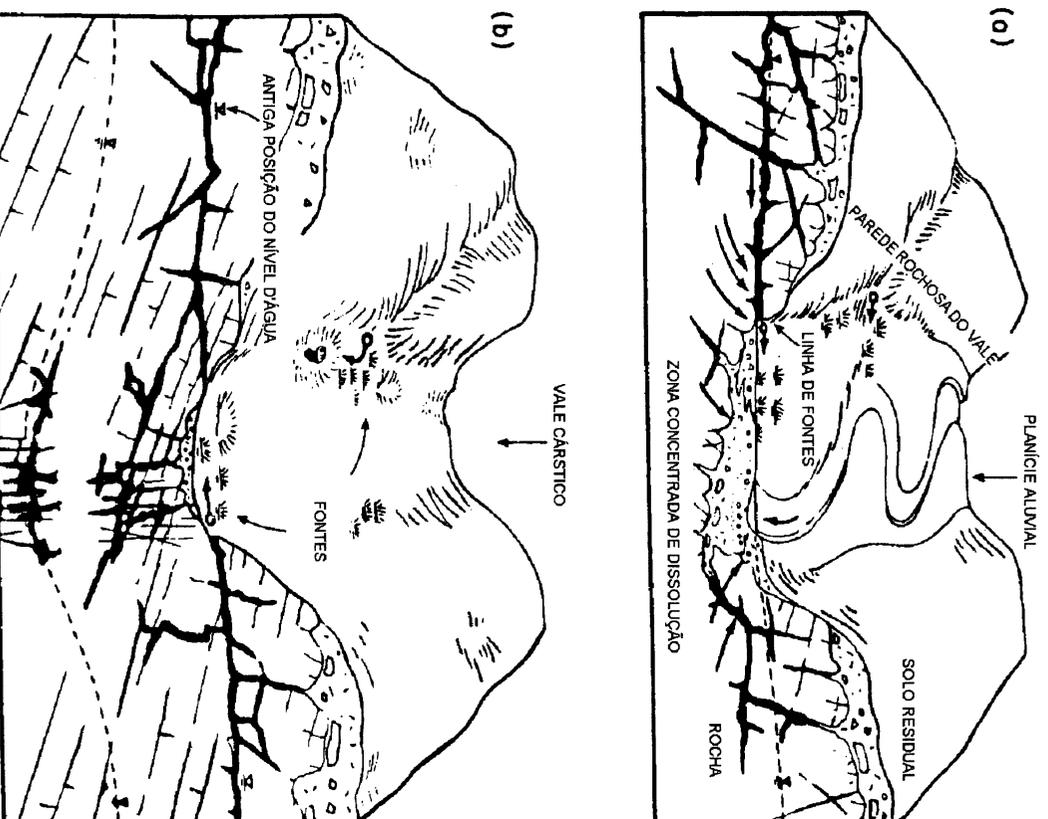
**Figura 5.14** - Ilustração esquemática da distribuição da água subterrânea em rochas carbonáticas com permeabilidade secundária. Adaptado de Walker (1956) e Davis & De Wiest (1966) por Freeze & Cherry (1979).

Como apresentado na figura 5.14, a massa rochosa pode apresentar desde pontos com elevados valores de permeabilidade até porções praticamente impermeáveis, em consequência da circulação da água estar concentrada em condutos cársticos. Portanto, para determinar a permeabilidade média de uma massa rochosa, torna-se necessária uma grande quantidade de dados obtidos em locais diferentes. Do ponto de vista prático, o investimento necessário não seria justificável, já que é muito mais importante a localização de zonas de alta permeabilidade.

Parizek (1976) correlacionou essas zonas de alta permeabilidade e também de alta porosidade com regiões deprimidas do terreno, como fundos de vale (fig. 5.15). Essas regiões encontram-se comumente controladas por feições estruturais, que se manifestam na superfície do terreno como traços de fratura e lineamentos (fig. 3.5). Os poços perfurados nessas zonas deprimidas apresentam vazões maiores do que aqueles perfurados em terrenos adjacentes mais elevados.

Na área de Tranqueira, as zonas de alta permeabilidade estão relacionadas às faixas rebaixadas do terreno, onde ocorrem metadolomitos carstificados, os quais foram caracterizados durante a perfuração de poços tubulares. Essas zonas (fig.

5.16) apresentam-se limitadas por cristas quartzíticas (com direção preferencial NE), por diques de diabásio (com direção geral NW), por falhas, ou pelas próprias encostas íngremes carbonáticas, configurando 23 unidades morfoestruturais. O formato apresentado pelas zonas de alta permeabilidade está representado no perfil da figura 5.17, sendo que este formato é muito similar ao mostrado nas ilustrações da figura 5.15.



**Figura 5.15** - Representação esquemática de zonas de alta permeabilidade em vales com planície aluvial (a) e sem a presença de drenagem (b) (Parizek, 1976).

Com base nessas zonas e nos trabalhos de geofísica, bem como no mapa geológico-estrutural da área investigada, foram perfurados 16 poços tubulares no

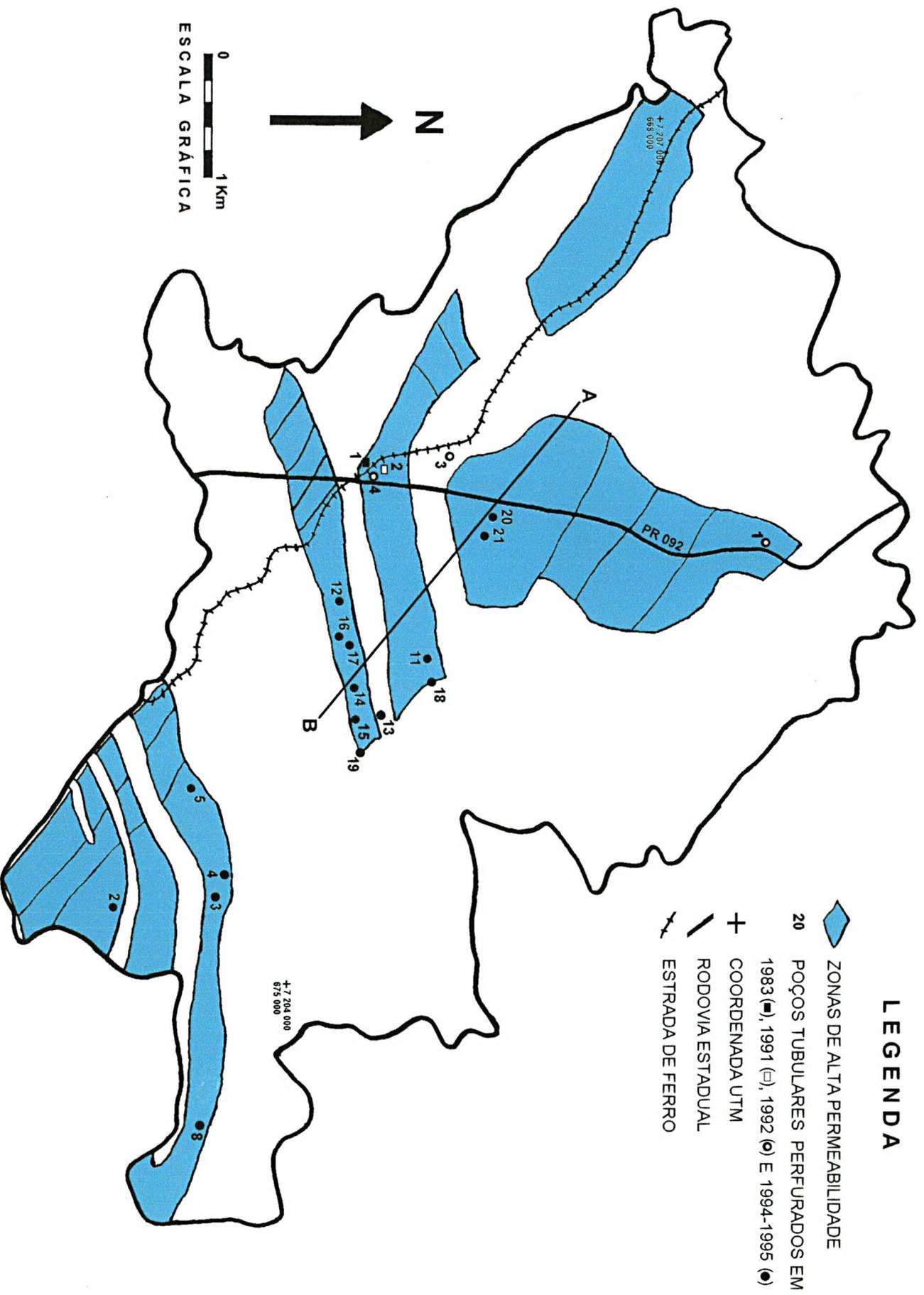
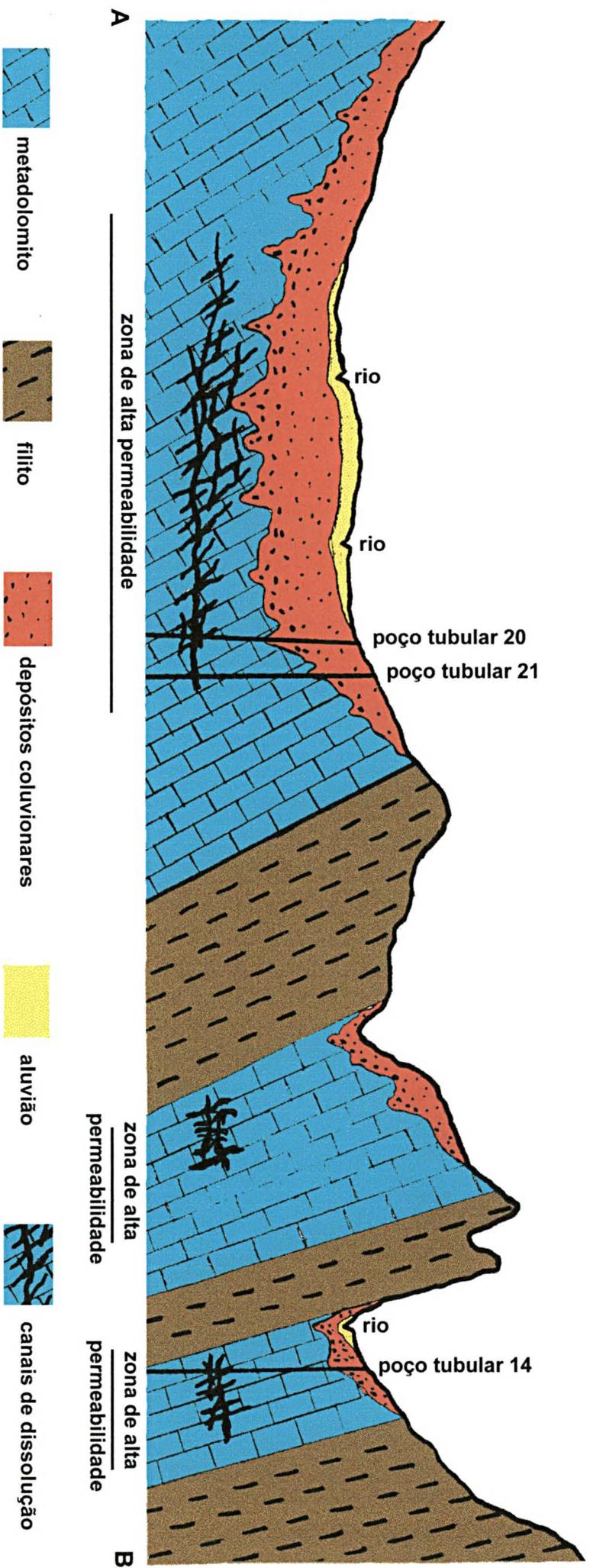


Figura 5.16 - Principais zonas de alta permeabilidade inferidas na área de Tranqueira e localização do perfil da figura 5.17.



**Figura 5.17** - Perfil esquemático (A-B) na área de Tranqueira, com ênfase para as zonas de alta permeabilidade. Localização do perfil na figura 5.16.

período entre 1994-1995.

Os poços tubulares executados no aquífero cárstico da região em estudo têm sido perfurados utilizando-se o método rotopneumático de alta frequência, com acoplagem de dispositivo simultâneo (*bit* alargador excêntrico com sapata de apoio tipo *odex*), para os trechos de solo e manto de alteração e para os intervalos intensamente carstificados, com presença de vazios (Rosa Filho *et al.*, 1996). Na área de Tranqueira o revestimento empregado é de aço (norma ABNT, tipo DIN-2440), com conexão soldada e diâmetro de 10" (dez polegadas). A profundidade média final dos poços é da ordem de 50 metros.

Os poços produtivos perfurados em diferentes períodos apresentam vazões médias da ordem de 140 m<sup>3</sup>/h. Os resultados das vazões médias e específicas de alguns poços perfurados nos períodos de 1992 e 1994-1995 na área de Tranqueira são apresentados na tabela 5.4.

**TABELA 5.4 - VAZÕES MÉDIAS (m<sup>3</sup>/h) E VAZÕES ESPECÍFICAS (m<sup>3</sup>/h/m) APRESENTADAS POR POÇOS PERFORADOS NA ÁREA DE TRANQUEIRA.**

Nº DO POÇO TUBULAR	VAZÃO MÉDIA (m <sup>3</sup> /h)	VAZÃO ESPECÍFICA (m <sup>3</sup> /h/m)	Nº DO POÇO TUBULAR	VAZÃO MÉDIA (m <sup>3</sup> /h)	VAZÃO ESPECÍFICA (m <sup>3</sup> /h/m)
4 (1992)	144	80,45	14 (1994)	122	13,38
3 (1994)	122	42,65	15 (1994)	55	10,53
4 (1994)	144	34,87	17 (1994)	162	147,2
12 (1995)	204	39,10	20 (1994)	160	20,3

Os poços tubulares perfurados em uma mesma unidade morfoestrutural ou zona de alta permeabilidade apresentam vazões distintas (fig. 5.16 e tab. 5.4), assim como quando bombeados afetam os poços vizinhos, mas não aqueles poços situados em outras unidades ou zonas. Este fato pode ser verificado nos gráficos das figuras 5.9 e 5.10, que apresentam os poços 16, 17, 13, e 15 sendo afetados pelo bombeamento dos poços 12 e 14, todos localizados na mesma unidade ou zona. Enquanto que, para o mesmo período de bombeamento dos poços 12 e 14, não ocorre interferência nos poços 21, 20, 18 e 11, situados em outras unidades ou zonas.

## 5.2 DESCRIÇÃO EXTERNA DO SISTEMA

Na descrição externa do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira, os métodos quantitativos utilizados para determinar o padrão de operação do sistema hidrogeológico, através das relações entre entradas e saídas de água, foram o balanço hídrico, a curva de recessão da fonte Timbu e a decomposição dos componentes do hidrograma do rio Barigui.

### 5.2.1 BALANÇO HÍDRICO

O entendimento do balanço hídrico é de extrema importância para o conhecimento dos principais componentes que tomam parte nos estudos do ciclo hidrológico.

A equação do balanço hídrico de um sistema hidrológico para um determinado período de tempo pode ser explicada, matematicamente, pelo princípio de conservação da massa, muitas vezes referido como a equação da continuidade. Essa equação afirma que, para qualquer área da natureza ou corpos d'água, durante qualquer período de tempo, a diferença entre os valores relativos ao fluxo de entrada e ao fluxo de saída é equilibrada pela variação do armazenamento da água para a área ou corpos d'água (UNESCO, 1974).

Dessa forma, o balanço hídrico para qualquer área ou corpo d'água a qualquer intervalo de tempo, em sua forma simplificada, é representado pela seguinte equação:

$$P = E_T + V_T \quad (3),$$

onde P é a precipitação recebida efetivamente sobre a superfície da terra;  $E_T$  é a evapotranspiração e/ou evaporação;  $V_T$  é o volume total escoado pela área ou corpo d'água.

A bacia hidrográfica associada ao sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira, delimitada para a estimativa do balanço hídrico, corresponde à área de drenagem da porção superior do rio Barigui (fig. 2.12), que apresenta uma superfície aproximada de 33,621 km<sup>2</sup>. A avaliação do balanço hídrico para a área em estudo foi efetuada no período de outubro de 1994 a setembro de 1995.

Os valores de precipitação, de evapotranspiração, de evaporação e de vazão podem ser representados como lâmina d'água (mm), como volume (m<sup>3</sup>) ou como descarga (m<sup>3</sup>/s). Para efeito do cálculo do balanço hídrico, os valores das variáveis básicas neste estudo serão representados como lâmina d'água em mm, associados sempre ao período de tempo de observação (outubro de 1994 a setembro de 1995).

#### - PRECIPITAÇÃO

Os dados pluviométricos utilizados neste estudo foram fornecidos pelo DNAEE (1995), que utiliza o pluviômetro do tipo *Ville de Paris* com uma superfície de captação horizontal de 400 cm<sup>2</sup> (40 ml corresponde a 1 mm de precipitação). A estação pluviométrica analisada foi a de Juruqui, localizada no município de Almirante Tamandaré. A distribuição mensal das chuvas dessa estação está representada na tabela 5.5.

A análise de consistência de dados pluviométricos é efetuada para comprovar o grau de homogeneidade dos dados disponíveis numa estação com relação às observações registradas em estações vizinhas (Bertoni & Tucci, 1993). O método utilizado para verificar a consistência dos dados da estação Juruqui foi o da dupla massa.

**TABELA 5.5 - DADOS PLUVIOMÉTRICOS MENSAIS DA ESTAÇÃO JURUQUI.**

MÊS	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET
(mm)	211,2	111,6	242,9	362,7	239,3	170,2	65,8	39,0	90,0	130,6	38,2	128,7

FONTES: DNAEE (1995)

As estações vizinhas selecionadas para análise de consistência da estação Juruqui foram a estação Passaúna de Santa Felicidade (25°23'26"S 49°21'21"W) e a estação Barragem Sanepar-Passaúna (25°32'16"S 49°23'23"W). Os dados pluviométricos mensais dessas estações estão dispostos na tabela 5.6.

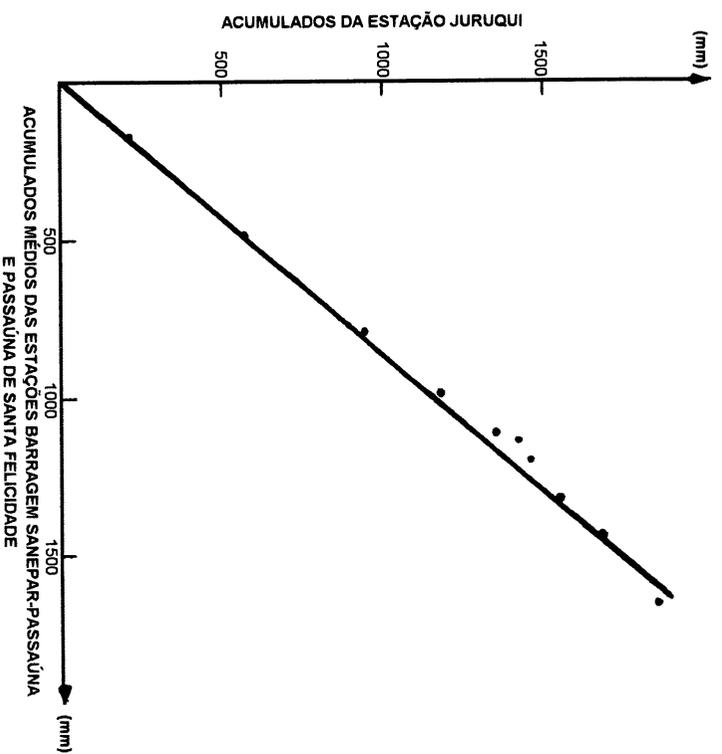
O gráfico de consistência para os dados pluviométricos da estação Juruqui

(fig. 5.18) apresenta pontos que configuram uma reta única, sem mudança brusca de declividade. Isto demonstra que o dados da estação analisada são proporcionais aos valores medidos nas estações de comparação, não havendo necessidade de alteração nos dados da estação Juruqui.

**TABELA 5.6 - DADOS PLUVIOMÉTRICOS MENSALIS DAS ESTAÇÕES PASSAÚNA DE SANTA FELICIDADE (1) E BARRAGEM SANEPAR-PASSAÚNA (2).**

MÊS	OUT 94	NOV 94	DEZ 94	JAN 95	FEV 95	MAR 95	ABR 95	MAI 95	JUN 95	JUL 95	AGO 95	SET 95
1(mm)	110,7	100,8	198,7	277,1	154,1	129,4	35,3	72,6	135,2	104,9	69,6	143,1
2(mm)	224,9	143,2	154,6	372,3	222,4	122,1	42,9	28,2	112,1	120,3	54,1	180,7

FONTES: DNAEE (1995)



**Figura 5.18 - Gráfico de consistência para os dados pluviométricos da estação Juruqui pelo método da dupla massa.**

O índice pluviométrico relativo ao período analisado na área em estudo foi de 1830,20 mm. Os maiores índices foram registrados nos meses de janeiro (362,7

mm), dezembro (242,9 mm) e fevereiro (239,3 mm), e os menores nos meses de agosto (38,2 mm), maio (39,0 mm) e abril (65,8 mm) (tab. 5.5).

#### - EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Os valores de evaporação para a área em estudo, com relação ao período de outubro de 1994 a setembro de 1995, foram obtidos de evaporímetro do tipo tanque classe A, instalado na estação da F.E.F.A.

As médias mensais de evaporação encontram-se distribuídas na tabela 5.7, com o mês de agosto apresentando o valor máximo (83,8 mm), e o de fevereiro o mínimo (41,2 mm). O valor total evaporado no período estudado foi de 685,3 mm. A evapotranspiração potencial é estimada multiplicando-se o coeficiente do tanque (0,75) pela evaporação do tanque. O valor obtido para essa variável foi de 513,97 mm.

O gráfico da figura 5.12 mostra uma comparação entre os valores de precipitação e de evaporação da área em estudo, com a evaporação diminuindo nos meses mais chuvosos e aumentando nos meses mais secos. A área demarcada representa o excedente hídrico, o qual se distribui entre o escoamento superficial e a infiltração.

**TABELA 5.7 - DADOS DE EVAPORAÇÃO MENSAL DA ESTAÇÃO DA F.E.F.A..**

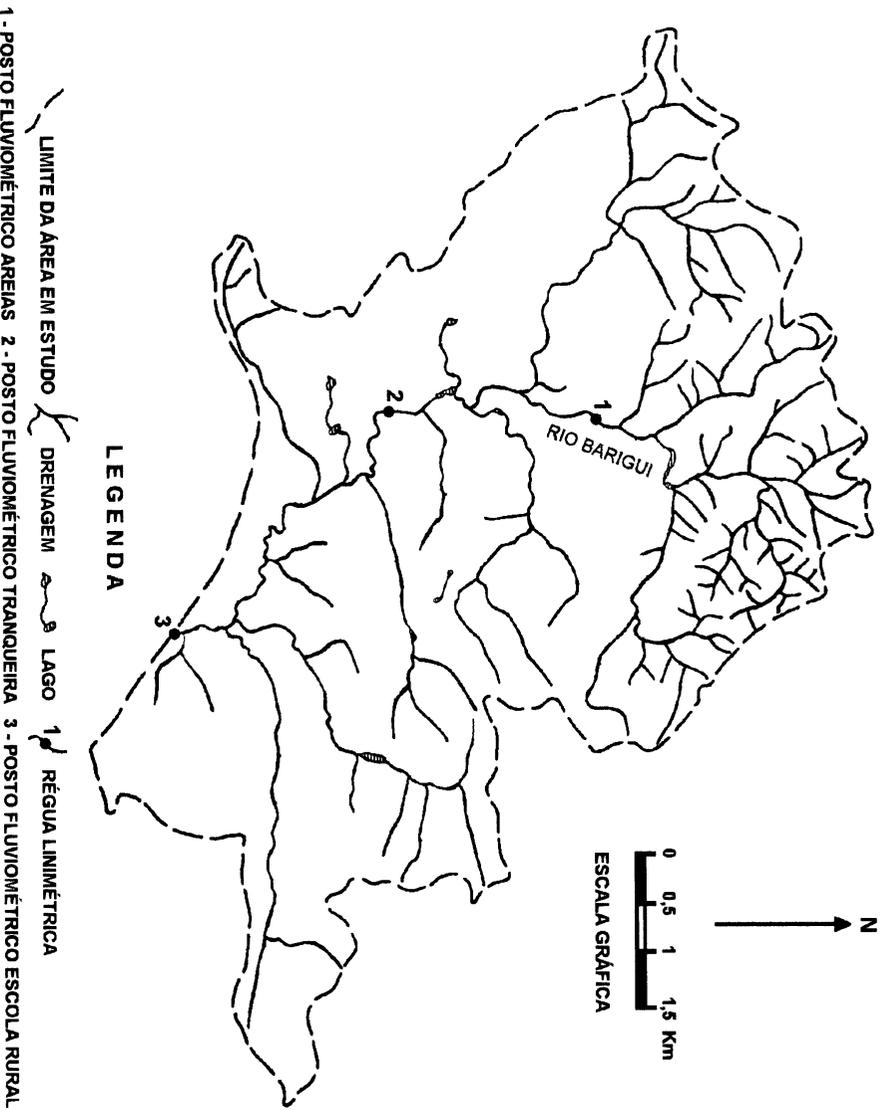
MÊS	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET
	94	94	94	95	95	95	95	95	95	95	95	95
(mm)	56,5	60,8	65,3	48,9	41,2	53,0	51,7	42,1	44,5	71,3	83,8	66,2

FONTES: IAPAR (1995)

#### - ESCOAMENTO

A descarga de um curso d'água ao longo do tempo pode ser conhecida através de medições diretas (medição e integração do campo de velocidades na seção transversal), ou por meio da relação entre o nível d'água e a vazão. Considerando-se que a medição direta continua das vazões é demorada e de custo elevado, o método mais utilizado é o da relação cota-descarga, com medição contínua das cotas (Chevallier, 1993).

Para medir o nível d'água na área em estudo, foram instaladas três réguas linimétricas em diferentes pontos do rio Barigui (fig. 5.19). Essas réguas são placas de alumínio graduadas em centímetros para leituras entre 1 m e 2 m, fixadas em suporte vertical de madeira, cuja extremidade inferior está mergulhada na água, mesmo para épocas de estiagem.



**Figura 5.19** - Localização das réguas linimétricas no rio Barigui.

Para traçar as curvas-chave, é preciso haver um determinado número de pares cota-descarga medidos em condições reais para várias situações. O método de medição direta de vazão mais usado é o da medição das velocidades do fluxo da água.

Neste estudo, as velocidades do fluxo foram medidas com o molinete fixo em uma haste graduada e o operador em pé na água (medição a vau). O molinete é do tipo eixo horizontal com uma hélice que, quando colocada no sentido da corrente, gira por impulsão, indicando a velocidade em função do número de

rotações da hélice por segundo. A fórmula do molinete para o cálculo da velocidade nos postos fluviométricos da área de Tranqueira, segundo ENGEMIN (1995a), é a seguinte:

$$V = 2518n + 0,026 \quad (4),$$

onde V é a velocidade do fluxo, n é o número de rotações por segundo, e 2518 e 0,026 são constantes características da hélice do equipamento.

A partir das velocidades determinadas em profundidades entre 20% e 80% em uma série de linhas verticais ao longo da seção, calcula-se a velocidade média com auxílio do perfil de velocidade. A velocidade média é multiplicada pela área parcial da seção por onde escoar a água, obtendo-se assim a vazão parcial. A vazão total representa o resultado da soma das vazões parciais para as várias semi-áreas da seção do rio.

Com o conjunto das medidas de descarga e as cotas correspondentes, é então traçada a curva-chave ou curva de calibragem para um determinado posto fluviométrico. A forma de apresentação da relação cota-descarga utilizada nesse estudo é a representação gráfica. A equação matemática dos gráficos é do tipo polinômio do segundo grau (parabólica), ou seja:

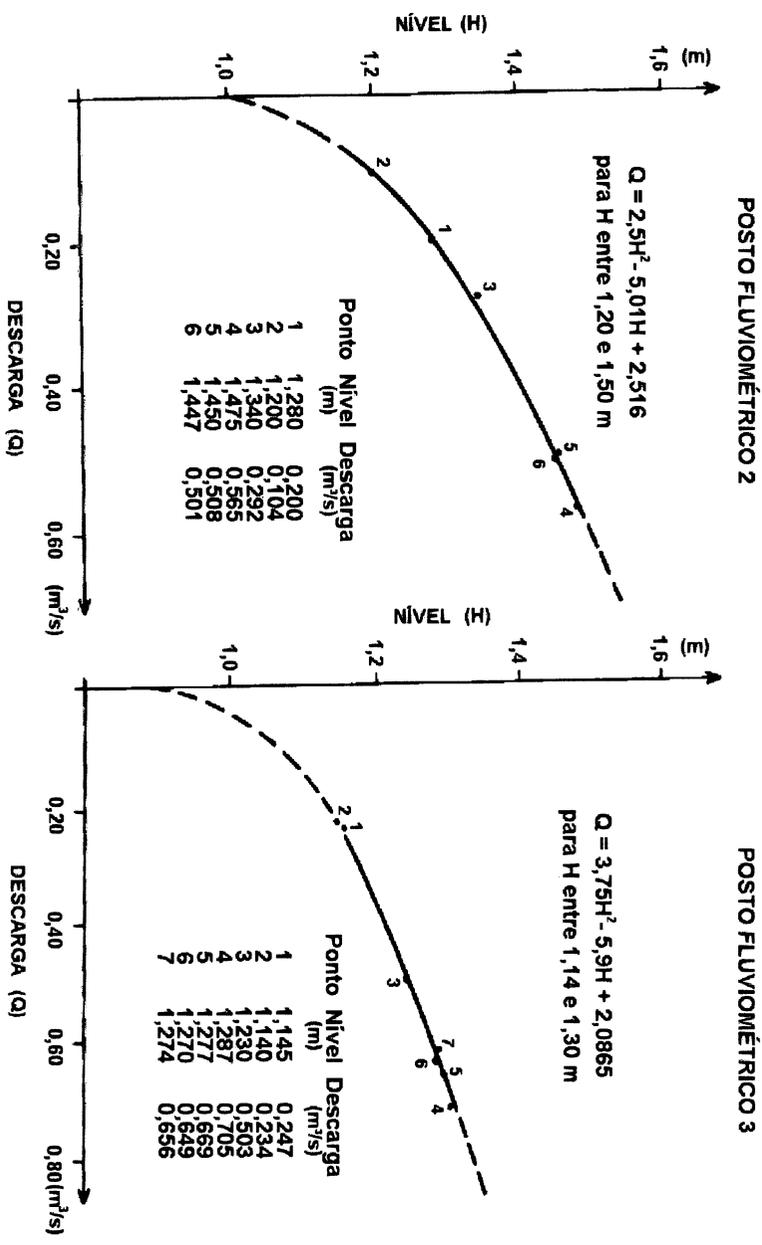
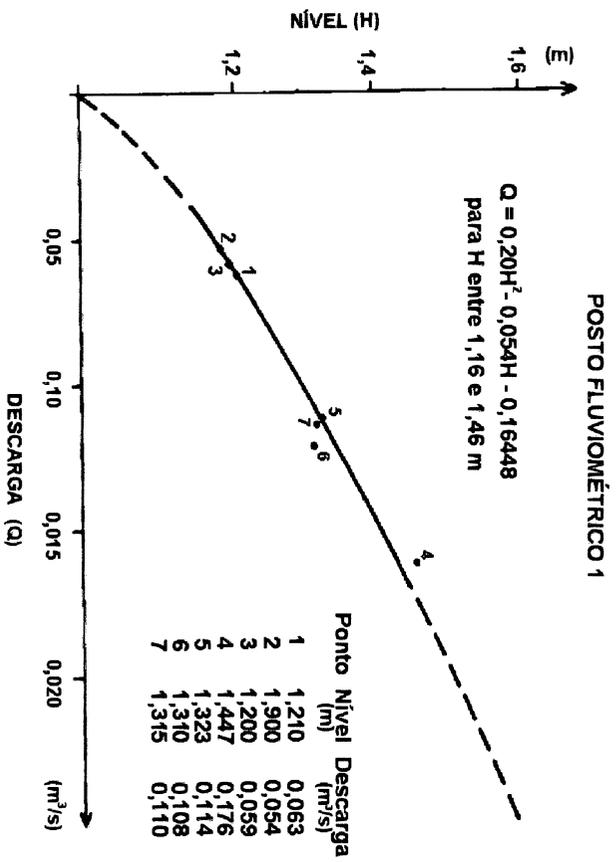
$$Q = ah^2 + bh + c \quad (5),$$

onde Q é a vazão, h é o nível da régua correspondente à vazão, e a, b e c são constantes determinadas no local.

O gráfico foi construído em papel com graduação aritmética (fig. 5.20), em um sistema de eixos retangulares sob a forma  $h = f(Q)$ , para obter-se, segundo Jaccon & Cudo (1989), uma visão global não deformada da posição e da repartição dos diferentes pontos.

Como a relação cota-descarga é unívoca, isto é, para cada valor de descarga corresponde uma única cota, foi traçada uma curva que melhor se ajustasse entre os diversos pontos marcados no gráfico.

As medições diretas de vazão representam somente o intervalo central da curva. Como foram observadas cotas menores e maiores do que as cotas máximas e mínimas correspondentes às vazões medidas de maneira direta, foi necessária a extrapolação da curva em suas extremidades.

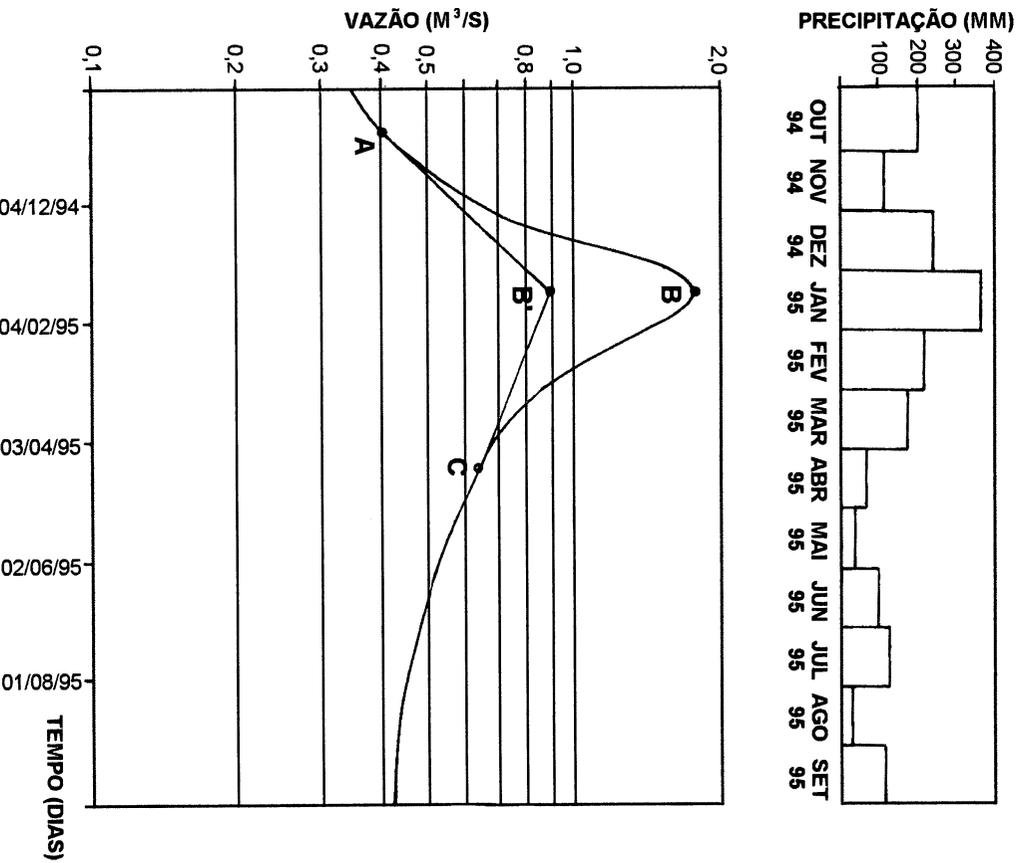


**Figura 5.20** - Curvas-chave e equações matemáticas dos postos fluviométricos 1, 2 e 3. Adaptado de ENGE MIN (1995a).

A extrapolação foi realizada seguindo-se a tendência do intervalo definido pelas medidas diretas, prolongando-se a curva primeiramente na direção superior (águas médias e altas), e posteriormente na direção inferior (águas baixas), para evitar uma alteração geral do traçado da mesma, já que o número de medidas diretas é pequeno.

Nos gráficos da figura 5.20 estão representadas as curvas-chave e as equações matemáticas (com o intervalo de validade para  $h$ ) dos postos fluviométricos 1, 2 e 3.

Com os valores de vazão obtidos da curva-chave do posto 3, que representa a descarga total escoada pela área em estudo, foi possível construir um hidrograma (série contínua de vazões) para o período estudado (fig. 5.21).



**Figura 5.21** - Precipitação no período analisado e Hidrograma da porção do rio Barigui na área em estudo.

Através da análise do hidrograma, é possível a identificação e separação dos três tipos de escoamento: superficial (fluxo sobre a superfície do terreno), subsuperficial (fluxo que ocorre próximo às raízes das plantas) e subterrâneo (fluxo proveniente da contribuição do aquífero).

Neste estudo, o hidrograma da figura 5.21 foi dividido em três regiões distintas, caracterizadas pelos pontos A, B e C. O trecho da curva até o ponto A (mês de outubro) representa o escoamento de base ou subterrâneo, o qual mantém a vazão do rio durante o período de estiagem. O intervalo de A até B, designado de ascensão, inicia-se com o período de chuvas e depende da intensidade da precipitação e da capacidade de infiltração do solo. A partir do ponto A, ocorre um excedente hídrico sobre a superfície do terreno e o processo dominante passa a ser o escoamento superficial. De acordo com a distribuição das precipitações, os valores do escoamento superficial aumentam até atingir a região de pico (ponto B), no mês de janeiro. Após a região de pico, o hidrograma muda de inflexão, devido principalmente à diminuição das chuvas, iniciando um intervalo descendente (B-C) denominado de recessão. Com o fim do escoamento superficial no mês de abril (ponto C), predomina o escoamento subterrâneo, porém ligeiramente superior ao intervalo inicial da curva. Isto ocorre em função do aumento do nível do aquífero, devido à percolação da água em subsuperfície no trecho anterior da curva.

Na separação dos escoamentos superficial e subterrâneo, a parcela correspondente ao fluxo superficial localiza-se acima da linha tracejada C-B'-A, e a correspondente ao fluxo subterrâneo localiza-se abaixo da mesma linha. O método gráfico utilizado para traçar essa linha consiste em prolongar uma semi-reta, com um segmento a partir do ponto C até o ponto B' (ponto situado na vertical abaixo do pico), e outro segmento do ponto B' até o ponto A (início da ascensão).

Através do cálculo das áreas do hidrograma correspondentes ao escoamento superficial e subterrâneo, obteve-se, respectivamente, o valor de 0,146 m<sup>3</sup>/s e 0,482 m<sup>3</sup>/s. Esses valores correspondem a valores anuais de 137,41 mm e 451,77 mm, considerando-se uma área de 33,617 km<sup>2</sup> para a bacia em estudo. Assim, o escoamento total da bacia investigada, para o período analisado, foi de 0,628 m<sup>3</sup>/s (589,18 mm).

### **5.2.2 ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQUIFERO CÁRSTICO NA ÁREA DE TRANQUEIRA**

A recarga natural dos reservatórios subterrâneos ocorre quando existe um excesso da precipitação sobre a interceptação. Uma parcela desse excesso atinge a superfície do solo e escoamento superficial) e a outra infiltra-se através da zona de aeração do solo. Da parcela infiltrada, uma parte é evaporada e uma outra, dependendo do teor de umidade do solo, produz o escoamento hipodérmico (escoamento subsuperficial). O restante supre a zona saturada do solo depois que a capacidade de campo do solo ou de retenção máxima da água é atingido. Dessa forma, a água só é transferida para o aquífero quando a capacidade de campo do solo for excedida.

Outros tipos de fluxos podem ocorrer simultaneamente aos fluxos acima citados, como, por exemplo, escoamentos através de sistemas de fraturas na zona não saturada. No caso de terrenos carbonáticos, onde os fraturamentos desempenham papel importante nos processos de carstificação, é muito comum o desenvolvimento desse tipo de escoamento.

A recarga pode ser dividida em recarga de transição e recarga profunda. A primeira é proveniente de uma parte do volume de água precipitada que se infiltra no aquífero e, após um curto espaço de tempo, retorna à superfície através da descarga nas bacias hidrográficas. As águas subterrâneas de recarga profunda circulam lentamente e seu afloramento em superfície pode levar até milhares de anos. Apesar desta divisão, os dois tipos de recarga apresentam inter-relação.

Para o cálculo da recarga de um aquífero não é possível a realização de medidas diretas. Utilizam-se, então, métodos estimativos de avaliação, tais como a aplicação do balanço hídrico em uma determinada área (por exemplo, uma bacia hidrográfica). Segundo Mattos (1990), a precisão das estimativas da recarga depende, principalmente, da exatidão dos dados hidrometeorológicos relacionados ao cálculo do balanço hídrico.

Na obtenção da parcela da recarga, Contin Neto (1988) considera o limite superior como a superfície da bacia, e os limites laterais como os divisores de água

da bacia. Tal como foi mencionado anteriormente, a entrada d'água no sistema hidrogeológico seria representada pela precipitação, enquanto que as saídas estariam representadas pela evapotranspiração, vazão de rios e fontes. As variações na quantidade de água no sistema seriam representadas pelas variações da umidade na zona não saturada e pela variação no armazenamento na parte saturada.

Neste estudo, as principais parcelas do balanço hídrico foram analisadas e quantificadas no item 5.2.1. Devido à importância das relações entre o rio e o aquífero na quantificação da recarga de transição, uma vez que o rio é uma das saídas do sistema e qualquer variação na recarga será refletida nas vazões, é necessária uma análise mais detalhada das vazões do rio Barigui através do seu hidrograma.

De acordo com Contin Neto (1988), este tipo de análise não é importante apenas na quantificação da recarga de transição dos reservatórios subterrâneos, mas também na manutenção dos recursos hídricos superficiais em níveis adequados. Esses níveis dependem diretamente do grau de recarga de transição observado nos aquíferos.

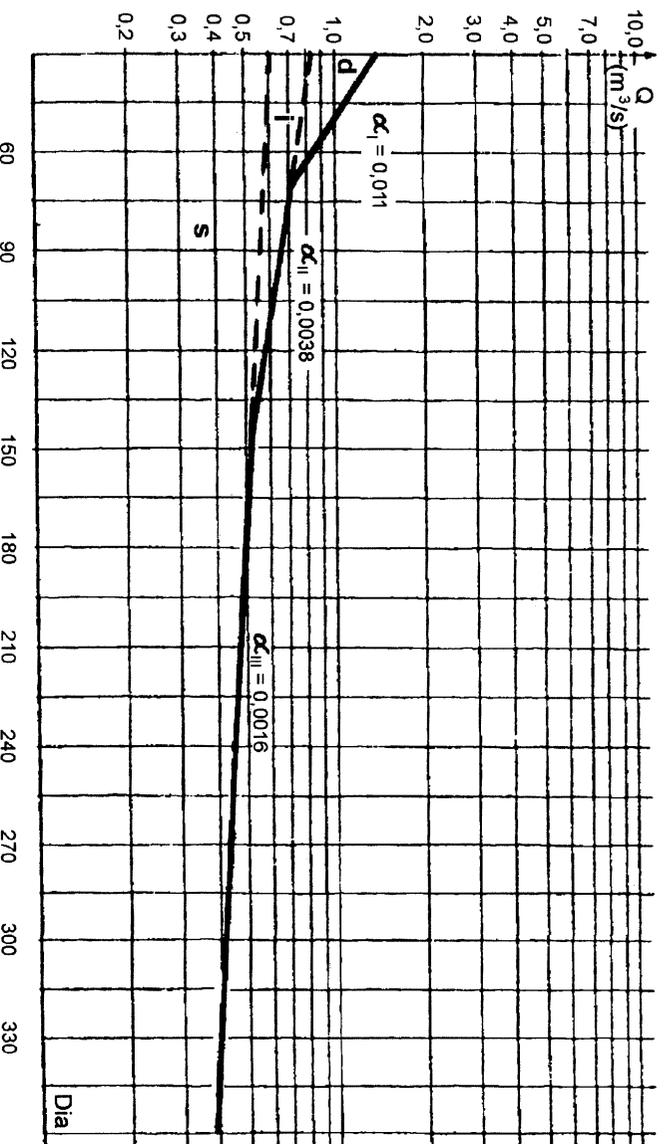
#### - ANÁLISE DO HIDROGRAMA DO RIO BARIGUI

O hidrograma da figura 5.22 foi obtido através da plotagem decrescente das vazões médias mensais (tab. 5.8) em função de intervalos de tempo, para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995. Com auxílio da equação 2, foram calculados os valores de  $\alpha$  para os três segmentos da recessão, sendo  $\alpha_I = 0,011$  (dia<sup>-1</sup>),  $\alpha_{II} = 0,0038$  (dia<sup>-1</sup>) e  $\alpha_{III} = 0,0016$  (dia<sup>-1</sup>).

**TABELA 5.8 - VAZÕES MÉDIAS DO RIO BARIGUI OBTIDAS NO POSTO FLUVIOMÉTRICO 3.**

Mês	out	nov	dez	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set
(m <sup>3</sup> /s)	94	94	94	95	95	95	95	95	95	95	95	95
	0,368	0,361	0,400	1,351	0,842	0,721	0,549	0,513	0,493	0,521	0,400	0,470

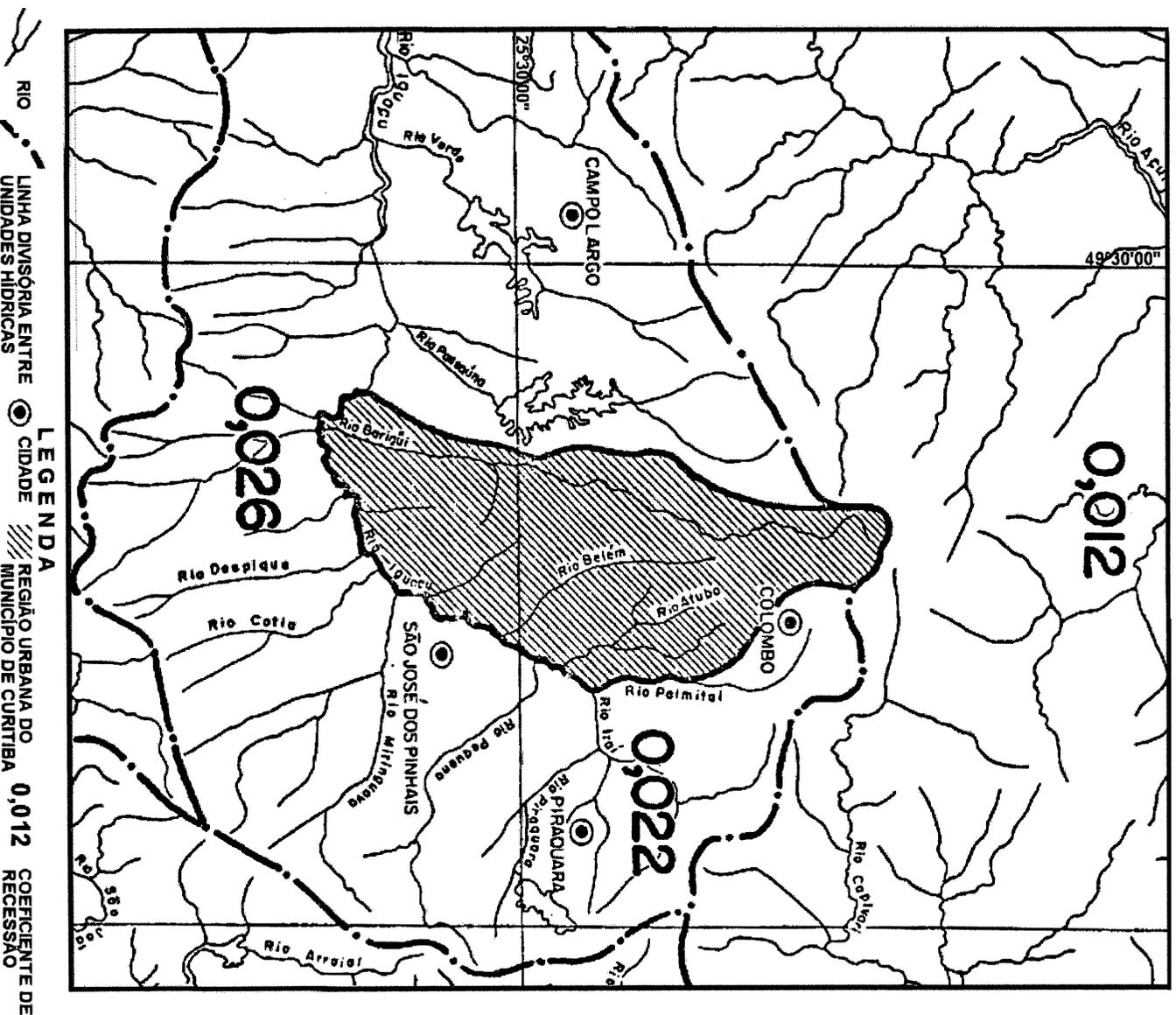
FONTES: DNAEE (1995)



**Figura 5.22** - Hidrograma do rio Barigui com os coeficientes de recessão e os componentes de fluxo d (escoamento superficial direto), i (escoamento hipodérmico) e s (escoamento subterrâneo) para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995.

Como mencionado anteriormente (item 5.1.1), existe uma dependência muito acentuada do coeficiente  $\alpha$  com relação à geologia local. Isto fica bem evidente quando se compara o valor de  $\alpha$  (0,011) obtido para o primeiro trecho da recessão do rio Barigui com aqueles obtidos pelo CEHPAR (1990) para as bacias do rio Ribeira (0,012) e do rio Iguaçú (0,022 e 0,026) (fig. 5.23). Apesar de o rio Barigui ser afluente do rio Iguaçú, nota-se uma maior relação do valor de  $\alpha$  do rio Barigui com o valor de  $\alpha$  do rio Ribeira do Iguape.

A explicação para tal fenômeno está nas diferenças geológicas da região, pois a linha divisória das bacias hidrográficas não corresponde à linha divisória das unidades geológicas. Na figura 5.5 podem ser visualizadas as linhas divisórias, tanto das bacias hidrográficas como das unidades geológicas, ao longo da Região Metropolitana de Curitiba.



**Figura 5.23** - Coeficientes de recessão  $\alpha$  ( $\text{dia}^{-1}$ ) para as bacias hidrográficas do rio Ribeira do Iguape (0,012) e do rio Iguaçu (0,022 e 0,026). Adaptado de CEHPAR (1990).

No caso do rio Passaúna, que também é afluente do rio Iguaçu, a plotagem decrescente dos valores médios mensais das descargas (tab. 5.9 e fig. 5.24) do posto fluviométrico Montante Aterro Sanitário ( $25^{\circ}21'15''\text{S}$   $49^{\circ}20'20''\text{W}$ ), situado

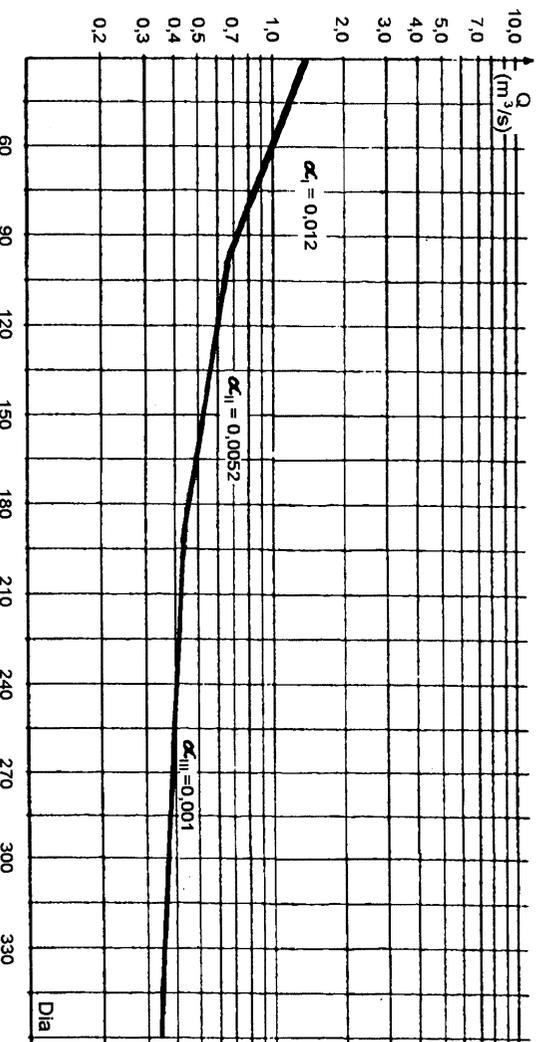
próximo às nascentes do rio Passaúna, forneceu valores de  $\alpha$  similares com os da bacia do rio Ribeira do Iguape.

As nascentes do rio Barigui e do rio Passaúna, assim como a bacia do rio Ribeira do Iguape, estão situadas em uma região com predomínio de rochas carbonáticas. Essas rochas desenvolvem uma rede de condutos de dissolução que armazenam grandes volumes de água. Já a bacia do rio Iguape está localizada em uma região com predomínio de rochas gnáissico-migmatíticas, as quais apresentam baixa capacidade para armazenar grandes volumes de água.

**TABELA 5.9 - VAZÕES MÉDIAS DO RIO PASSAÚNA OBTIDAS NO POSTO FLUVIOMÉTRICO DA ESTAÇÃO MONTANTE ATERRO SANITÁRIO.**

Mês	out 94	nov 94	dez 94	jan 95	fev 95	mar 95	abr 95	mai 95	jun 95	jul 95	ago 95	set 95
(m <sup>3</sup> /s)	0,421	0,407	0,478	1,490	1,195	0,859	0,555	0,421	0,385	0,443	0,342	0,380

FONTE: DNAEE (1995)



**Figura 5.24 - Hidrograma do rio Passaúna com os coeficientes de recessão para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995.**

No gráfico da figura 5.22, o prolongamento das semi-retas que formam a curva de recessão gera áreas delimitadas por segmentos definidos pelos valores das vazões maiores e das menores, bem como seus respectivos tempos de

retenção. Essas áreas representam as vazões cedidas pelo escoamento superficial ( $d$ ), pelo escoamento hipodérmico ( $i$ ) e pelo escoamento subterrâneo de base ( $s$ ).

Os segmentos I e II delimitam os reservatórios superficiais caracterizados pelo escoamento superficial direto ( $d$ ), o qual também é denominado de *interflow*. As vazões desses reservatórios são provenientes diretamente das águas de chuvas, que escoam na superfície do terreno, com tempo de retenção pequeno (Hoelting, 1984 e Schott, 1989 *apud* Rosa Filho, 1993).

A quantidade de água do reservatório  $d$  para um período  $t$  ( $t_1 - t_0$ ) pode ser calculada por meio da subtração das áreas entre os segmentos I e II, através da seguinte equação (Rosa Filho, 1993):

$$d = \frac{Q_{oi}}{\alpha_I} \left[ 1 - \frac{1}{e^{\alpha_I(t_1-t_0)}} \right] - \frac{Q_{oii}}{\alpha_{II}} \left[ 1 - \frac{1}{e^{\alpha_{II}(t_1-t_0)}} \right] \quad (6),$$

onde  $Q_{oi}$  é a vazão total para o tempo  $t_0$  ( $m^3/s$ ,  $m^3/d$ ) e corresponde ao ponto de intersecção do segmento I com o eixo das ordenadas;  $Q_{oii}$  é a vazão do reservatório  $i$  ( $m^3/s$ ,  $m^3/d$ ) e corresponde ao ponto de intersecção do prolongamento do segmento II com o eixo das ordenadas; e  $\alpha_{I,II}$  são os coeficientes de recessão dos segmentos I e II.

A vazão cedida pelo reservatório  $d$  é de  $0,134 m^3/s$ , que corresponde a um valor anual de  $125,33$  mm, considerando-se uma área de  $33,621 km^2$  para a bacia em estudo.

A área entre os segmentos II e III corresponde ao escoamento hipodérmico ( $i$ ), o qual é oriundo das águas que se infiltram pela zona de aeração, alimentando a zona saturada. Segundo Hoelting (1984 *apud* Rosa Filho, 1993) e Schott (1989 *apud* Rosa Filho, 1993), o tempo de retenção nesse reservatório é superior aos tempos de retenção dos reservatórios superficiais. A vazão cedida por esse reservatório ( $i$ ) também é calculada pela subtração do segmento II em relação ao segmento III. A vazão obtida para o reservatório  $i$ , no período de outubro de 1994 a setembro de 1995, foi de  $0,025 m^3/s$  ( $23,49$  mm).

A área no gráfico abaixo do segmento III é caracterizada pelo escoamento subterrâneo de base ( $s$ ), que drena a água subterrânea armazenada no subsolo por longos períodos e mantém a descarga do rio depois que os outros reservatórios

cederam suas vazões. O valor encontrado neste estudo para a vazão do reservatório *s é de* 0,445 m<sup>3</sup>/s (421,45 mm).

Da somatória do volume dos três reservatórios, resultou um valor anual para a bacia em estudo de 570,27 mm. Esse valor encontra-se muito próximo daquele obtido pelo cálculo da área total do hidrograma da figura 5.21.

Após as análises efetuadas nos itens anteriores, a estimativa da recarga profunda para o aquífero cárstico na área de Tranqueira foi realizada através da subtração entre o valor da precipitação (entrada de água no sistema), e os valores de evapotranspiração e vazão (saídas) e da capacidade de campo do solo. O valor utilizado para capacidade de campo foi 150 mm. Esse valor é compatível com os valores encontrados para os tipos de solos de outras regiões (Müller, 1982) semelhantes aos solos da área em estudo. O resultado estimado para a recarga profunda no período de outubro de 1994 a setembro de 1995 corresponde a 596,03 mm, aproximadamente.

Os valores obtidos para os diversos elementos do balanço hídrico e as relações decorrentes destes dados estão representados na tabela 5.10. O índice entre a evapotranspiração ( $E_t$ ) e a precipitação ( $P$ ) é de 28,08%, e entre a vazão total ( $V_t$ ) e a precipitação é de 31,16%, o que significa que, da quantidade total de água que entra no sistema sob a forma de precipitação, 28,08% deixam o sistema sob a forma de evapotranspiração e 31,16% através da vazão do rio e de surgências. Do total de água precipitada, 23,03% representam o escoamento básico ( $V_b$ ), que corresponde à recarga de transição. Este escoamento básico, que é uma parcela da precipitação infiltrada que retorna ao rio, contribui com 73,90 % da vazão total da bacia e mantém a vazão do rio nos períodos de estiagem. Vaine (1996), na avaliação do balanço hídrico da bacia do rio Passaúna, estima que o escoamento básico também contribui com cerca de 74% da vazão total do rio Passaúna.

**TABELA 5.10 - ELEMENTOS DO BALANÇO HÍDRICO E SUAS RELAÇÕES.**

área de drenagem (km <sup>2</sup> )	P (mm)	E <sub>t</sub> (mm)	capacidade de campo (mm)	V <sub>t</sub> (mm)	V <sub>b</sub> (mm)	V <sub>t</sub> /P (%)	V <sub>b</sub> /P (%)	V <sub>b</sub> /V <sub>t</sub> (%)
33.621	1830,2	513,9	150	570,27	421,45	31,16	23,03	73,9

### 5.2.3 ESTIMATIVA DO VOLUME PARCIAL ARMAZENADO NO AQUIFERO

Nos terrenos carbonáticos carsificados, as características básicas, tais como parâmetros hidrogeológicos do meio, geometria e área de recarga do aquífero, utilizadas para determinar o armazenamento subterrâneo, são extremamente difíceis de quantificar. Fatores como a área de recarga e a geometria de um aquífero cárstico mudam no tempo e no espaço, e são diretamente dependentes das condições hidrológicas. Geralmente, essas mudanças acontecem durante o período de chuvas intensas. Portanto, as dificuldades encontradas na determinação desses fatores fazem com que sejam necessários outros meios para quantificar a água armazenada em aquíferos cársticos (Milanovic, 1981).

Muitas vezes, um sistema aquífero cárstico apresenta sua descarga concentrada no fluxo de fontes. Assim, é possível calcular o armazenamento subterrâneo pela análise do hidrograma da fonte (Milanovic, 1981), já que a forma do hidrograma é uma reflexão única da resposta do aquífero à recarga (Ford & Williams, 1989).

Na análise do hidrograma da fonte, a forma e o coeficiente de recessão ( $\alpha$ ) são os elementos que fornecem as melhores informações, tanto com relação ao armazenamento do aquífero, como quanto às suas características estruturais. Dessa forma, a análise do hidrograma da fonte, segundo Ford & Williams (1989), fornece um entendimento considerável sobre a natureza e a operação do sistema de drenagem cárstico.

A duração e a intensidade das chuvas, bem como a forma, tamanho, declividade, densidade de drenagem e litologia da bacia, influenciam a forma do hidrograma e as características de recessão do fluxo subterrâneo de base. Contudo, Ford & Williams (1989) destacam a litologia como um dos parâmetros controladores dominantes na forma do hidrograma, pois rochas impermeáveis tendem a apresentar picos acentuados no hidrograma devido ao pequeno armazenamento e ao escoamento rápido, enquanto que as rochas altamente permeáveis, como as rochas carbonáticas carsificadas, fornecem respostas mais achatadas, mais amplas e mais demoradas.

Em função das variações observadas nas descargas de fontes cársticas,

devido às diversas entradas de água no sistema hidrogeológico e à variabilidade na extensão e no grau de desenvolvimento do aquífero cárstico, a época mais adequada para análise do hidrograma é o período de estiagem, após estações chuvosas. Segundo Milanovic (1981), a descarga contínua do aquífero neste período pode ser monitorada pela descarga da fonte.

A equação 1 ( $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ ) também é usada para análise quantitativa da recessão da fonte. Segundo Ford & Williams (1989), quando o valor de  $\alpha$  é grande e o de  $t$  é pequeno, a recessão é acentuada, indicando pequeno armazenamento subterrâneo e um escoamento rápido dos condutos e canais do aquífero cárstico. Se o valor de  $\alpha$  é pequeno, o de  $t$  grande e a recarga é nula, então é provável que o escoamento lento provenha de uma extensa rede de fissuras e poros com uma grande capacidade de armazenamento.

De acordo com os valores de  $\alpha$ , as fontes cársticas podem ser classificadas em permanentes e intermitentes. Para a maioria das fontes permanentes, o valor de  $\alpha$  é pequeno, com a curva de recessão pouco acentuada, porém longa, indicando grande volume das reservas do aquífero. No caso das fontes intermitentes, o valor de  $\alpha$  é grande, com a curva de recessão acentuada, indicando que as reservas do aquífero são rapidamente depletadas, ou seja, são somente temporárias (Milanovic, 1981).

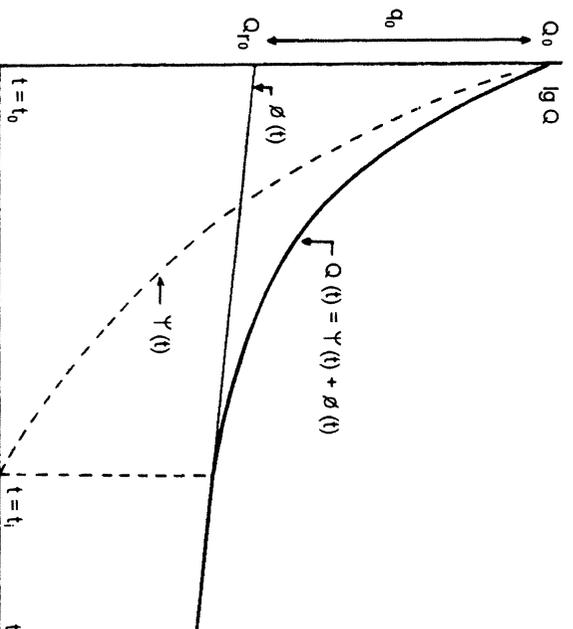
Geralmente, as curvas de recessão de fontes cársticas obtidas pela plotagem semi-logarítmica dos dados de vazão consistem em dois ou mais segmentos (com declividades diferentes) aproximadamente retilíneos, com os correspondentes coeficientes de recessão ( $\alpha$ ). Este tipo de curva de recessão é uma função complexa, que reflete as complicadas características hidrologicas dos aquíferos cársticos (Milanovic, 1981; Ford & Williams, 1989).

Mangin (1975 *apud* Sanjilian *et al.*, 1986), analisando hidrogramas de fontes cársticas, propôs um modelo baseado em parâmetros simples, no qual distingue duas componentes hidrologicas básicas no interior de um sistema de drenagem cárstico. A primeira é a zona não saturada, representada pelo trecho inicial da curva do hidrograma (onde a vazão diminui rapidamente) com uma recessão não-linear. A segunda é a zona saturada, caracterizada pela parte da curva na qual a vazão

diminui lentamente, com uma recessão do fluxo de base linear. Dessa forma, a parte decrescente do hidrograma (curva de recessão) pode ser considerada como a soma dessas duas componentes, de acordo com a expressão:

$$Q_t = \Psi_t + \Phi_t \quad (7),$$

onde  $\Psi_t$  é uma função que representa a zona não saturada, traduzindo o efeito da infiltração superficial na fonte, e  $\Phi_t$  está relacionada essencialmente à zona saturada do carste, apresentando uma transmissividade relativamente baixa (fig. 5.25).



**Figura 5.25** - Decomposição da curva de recessão (Sanjilian *et al.*, 1986). O termo  $q_0$  corresponde a diferença entre  $Q_0$  e a vazão do fluxo de base prolongada até a ordenada ( $Q_{r0}$ ), e  $t$  (geralmente expresso em dias) representa o tempo transcorrido entre o início da recessão ( $t_0$ ) e o começo do fluxo de base ( $t_1$ ).

Sob condições de fluxo de base, o volume de água armazenado na zona saturada, denominado volume dinâmico, pode ser calculado pela integração da equação 1 (Ford & Williams, 1989). Dessa forma, tem-se a seguinte expressão:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} = \frac{Q_0}{\alpha} c \quad (8),$$

onde  $c$  é igual a 86400 que corresponde ao número de segundos em um dia.

De acordo com Milanovic (1981), no caso de curvas de recessão complexas, que apresentam mais de um valor de  $\alpha$ , o volume do aquífero é a somatória dos volumes de cada componente da curva. Assim, tem-se:

$$V = 86400 \left[ \frac{Q_{\alpha 1}}{\alpha_1} + \frac{Q_{\alpha 2}}{\alpha_2} + \frac{Q_{\alpha 3}}{\alpha_3} + \dots + \frac{Q_{\alpha n}}{\alpha_n} \right] \quad (9),$$

onde cada termo reflete o volume armazenado dentro de um tipo específico de porosidade do aquífero.

#### - ANÁLISE DO HIDROGRAMA DA SURGÊNCIA 2 (TIMBU)

Com a plotagem em papel monolog das vazões de recessão da surgência 2 (fig. 5.11), localizada na área investigada (fig. 2.15), obteve-se um gráfico com três segmentos e seus respectivos coeficientes de recessão ( $\alpha$ ). Já que a curva de recessão da surgência analisada enquadrar-se no caso descrito acima, o volume armazenado estimado pela expressão 9 no aquífero cárstico, que tem como ponto de descarga esta surgência, é de 3 305 664 m<sup>3</sup>. Devido à falta de monitoramento nas outras quatro surgências distribuídas pela área de Tranqueira (fig. 2.15), não foi possível estimar o volume total de água armazenada no aquífero cárstico estudado.

De acordo com a classificação de fontes cársticas de Worthington (tab. 5.11), a surgência Timbu pode ser classificada como uma nascente do tipo fluxo básico, já que a relação entre as vazões máxima ( $Q_x$ ) e mínima ( $Q_n$ ) anuais é baixa (4,54), quando comparada à relação obtida por Karmann (1994), para ressurgência da caverna Santana, que é da ordem de 19,7. Aquela tipo de nascente, segundo Worthington (1991 *apud* Karmann, 1994), é típica de sistemas de drenagem subterrânea com três ou mais nascentes em cotas distintas, configurando ramos distributários do sistema.

A situação descrita anteriormente pode ser observada na área em estudo, onde foram cadastradas cinco surgências (fig. 2.15) em cotas topográficas diferentes, sendo que as surgências 2, 4 e 5 estão localizadas nas cotas mais baixas, drenando o escoamento básico do sistema hidrogeológico cárstico analisado.

**TABELA 5.11 - CLASSIFICAÇÃO DE NASCENTES CÂRSTICAS EM FUNÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DA VAZÃO.**

TIPO DE NASCENTE	$Q_x/Q_n$	DIAS COM $Q > 0$
Fluxo total permanente (full flow)	alta	todos
Fluxo básico (underflow)	baixa	todos
Fluxo de transbordamento	$\infty$ ( $Q_n = 0$ )	alguns a todos
Fluxo básico e de transbordamento (underflow-overflow)	baixa a $\infty$	alguns a todos

FONTES: Adaptado de Worthington (1991) por Karmman (1994)

### 5.3 ESTIMATIVA DA VAZÃO PERMISSÍVEL PARA O AQUÍFERO CÂRSTICO NA ÁREA DE TRANQUEIRA

Na estimativa da vazão permissível, é recomendável considerar-se apenas as águas subterrâneas de recarga transitória, as quais recarregam-se em curto espaço de tempo, e não as águas subterrâneas de recarga profunda. Dessa forma, é possível evitar o esgotamento do manancial subterrâneo, já que todo o volume captado é realimentado (JICA, 1995). A recarga de transição é constituída por uma parte da água infiltrada no aquífero, a qual após um breve período de tempo retorna à superfície por meio da descarga em bacias hidrográficas.

A recarga de transição pode ser tomada como o  $Q_7$  (vazão mínima de 7 dias consecutivos, observado na bacia hidrográfica associada ao manancial subterrâneo), ou então pode ser obtida por meio da decomposição do hidrograma do rio. Neste estudo, a recarga de transição estimada para o período de outubro de 1994 a setembro de 1995 a partir da análise do hidrograma do rio Barigui é da ordem de 0,582 m<sup>3</sup>/s. Devido à realimentação relativamente rápida do aquífero cárstico na área investigada, a vazão permissível pode ser calculada, com uma margem de segurança adequada, como 30 % do valor da recarga de transição, isto é, 0,175 m<sup>3</sup>/s.

Como os dados disponíveis para a área em estudo referem-se apenas a um período de 12 meses, talvez o mais apropriado seja estimar a vazão permissível como sendo 30 % da vazão média de longo período do rio, calculada pelo programa

de regionalização de vazões HG-77 (COPEL, 1995). Esse critério para estimativa da vazão permissível é perfeitamente justificável, visto que o aquífero apresenta uma grande capacidade de regularização ao contribuir com cerca de 73,9 % da vazão total do rio. O valor obtido pelo programa para a vazão média de longo período é de 0,603 m<sup>3</sup>/s. Assim, a vazão permissível para o aquífero cárstico na área de Tranqueira seria de 0,181 m<sup>3</sup>/s.

Considerando-se os valores obtidos para a vazão permissível para o aquífero e uma vazão de 100 m<sup>3</sup>/h (0,028 m<sup>3</sup>/s) por poço (aproximadamente 70% da vazão média por poço), torna-se viável para a área em estudo a exploração do aquífero cárstico utilizando-se de 6 a 7 poços tubulares. Estes poços devem estar localizados preferencialmente em unidades morfoestruturais distintas, e quando situados em uma mesma célula devem manter a maior distância possível para minimizar a interferência do bombeamento. O volume captado do aquífero para o período de 1 ano seria da ordem de 5 708 016 m<sup>3</sup>.

Com a continuidade dos trabalhos de monitoramento (que por ora encontram-se paralisados) das vazões do rio Barigui, dos níveis piezométricos dos poços tubulares e das perturbações geotécnicas oriundas da exploração do aquífero, é muito provável que os valores de vazão permissível (e, conseqüentemente, o número de poços tubulares a serem utilizados) sofram alterações.

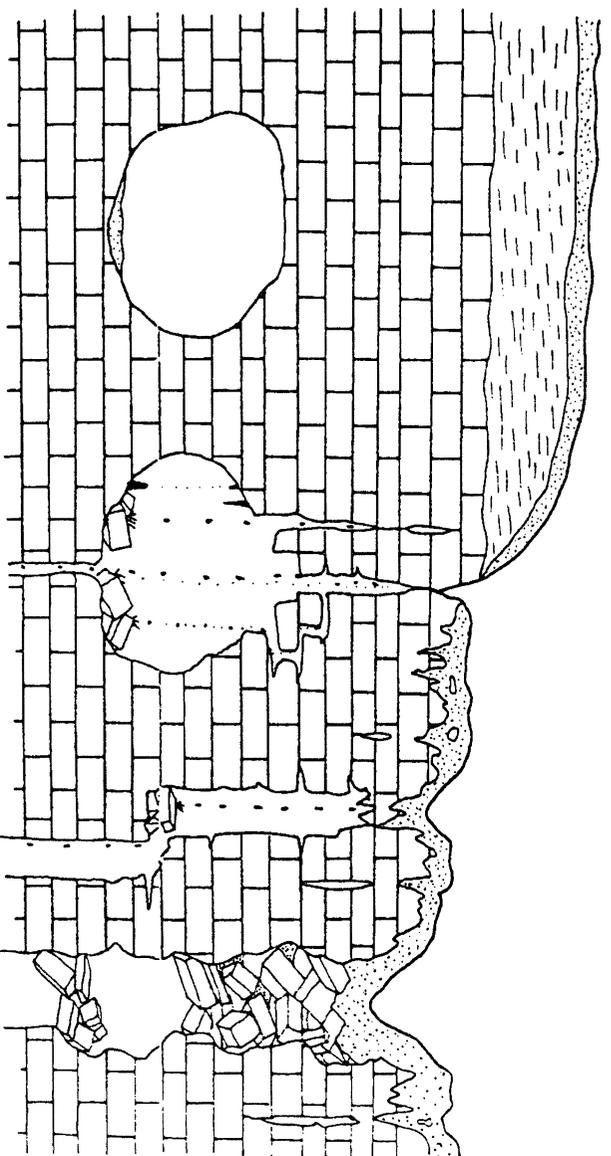
#### **5.4 PERTURBAÇÕES GEOTÉCNICAS REGISTRADAS NA ÁREA DE TRANQUEIRA**

Nos terrenos cársticos constituídos de rochas carbonáticas, devido à alta solubilidade do substrato rochoso, é comum a formação de grande vazios por onde circula a água. O conjunto resultante apresenta-se muito suscetível a determinados riscos, tais como subsidência e colapso dos terrenos e poluição de aquíferos.

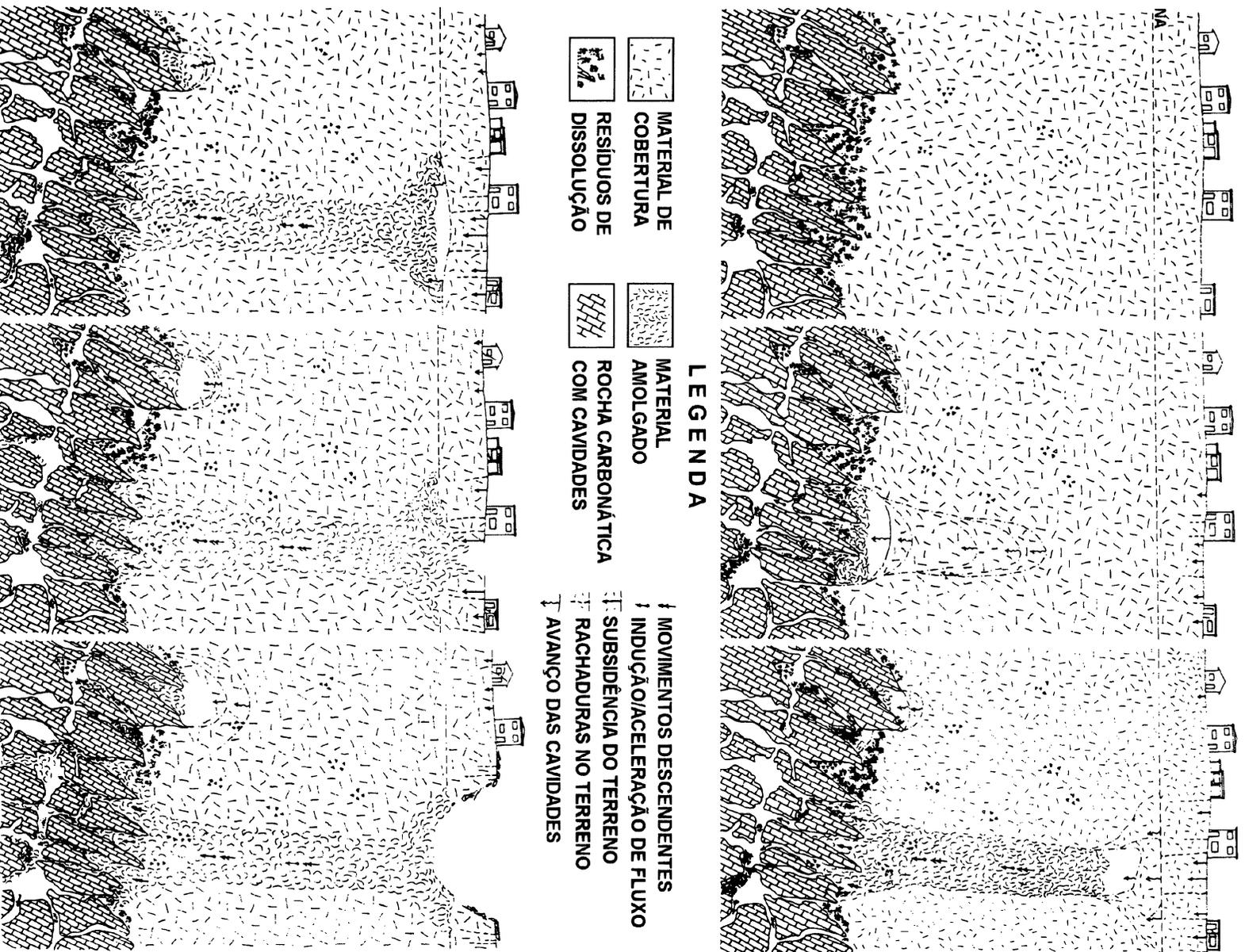
Segundo Prandini *et al.* (1987), nos países onde são observados fenômenos de subsidência e colapso já há algumas décadas, é considerado extremamente difícil estabelecer previamente o local, as dimensões e o momento exato da ocorrência desses fenômenos.

Nas áreas cobertas do sistema hidrogeológico cárstico, observa-se uma

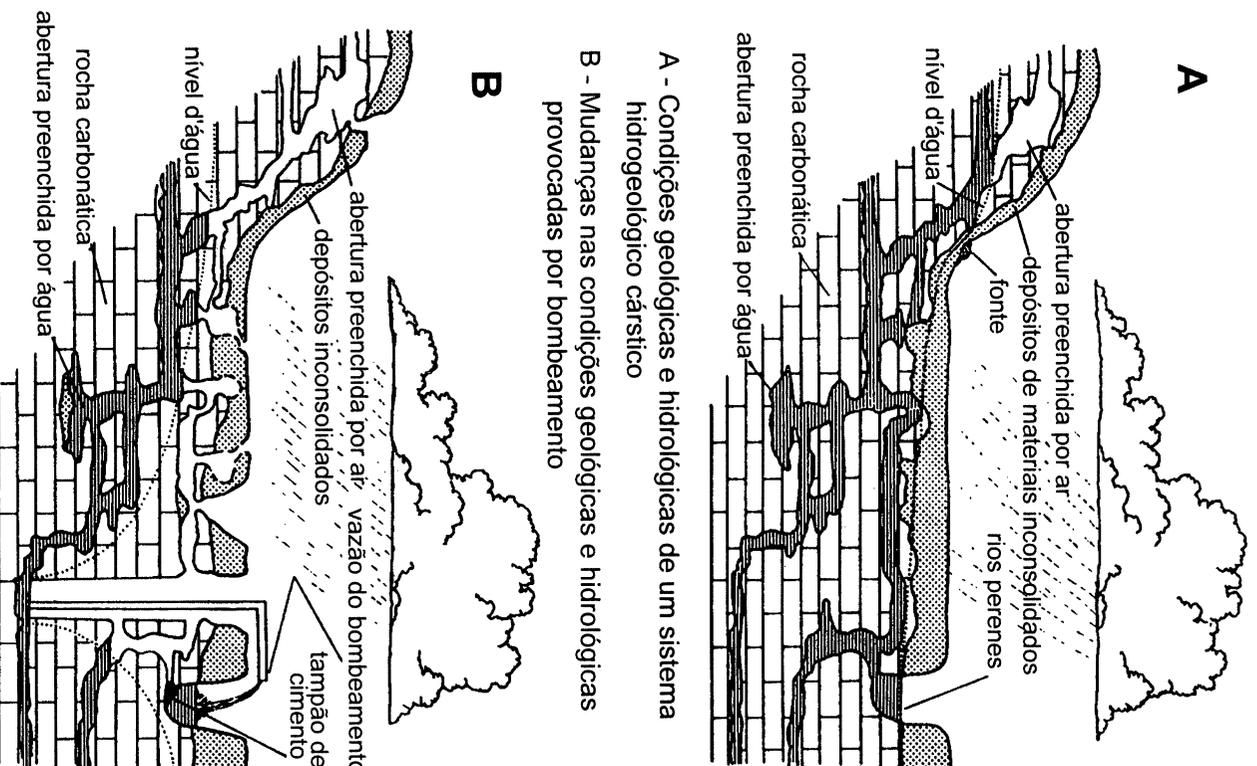
tendência natural dos materiais coluvionares e aluvionares de recobrimento em preencherem as cavidades do substrato carbonático. Este preenchimento, segundo Nakazawa *et al.* (1987), faz-se tanto pela migração dos materiais para o interior das cavidades (fig. 5.26), como pelo desabamento de teto de cavernas (fig. 5.27). Os efeitos em superfície desses mecanismos, que são desenvolvidos em subsuperfície, podem ser detectados através de afundamentos de terreno, agravados pela sobrecarga causada por estruturas urbanas. Os principais agentes de deflagração e evolução dos mecanismos acima citados estão relacionados às oscilações ou mudanças bruscas do nível hidrostático. Portanto, relacionam-se às variações de pressão, de direção e de velocidade do fluxo da água no interior do substrato carbonático, e às forças resultantes da ação da gravidade. Essas oscilações do nível hidrostático podem ser provocadas pelas próprias variações sazonais, ou pelas operações de bombeamento (fig. 5.28) que produzem oscilações rápidas e cíclicas. As variações induzidas por explosões em pedreiras também podem contribuir para desestruturar os materiais de cobertura, facilitando a sua migração para o interior das cavidades ou provocando o desabamento das porções superiores destas cavidades (Prandini *et al.*, 1987).



**Figura 5.27** - Ilustração esquemática do desabamento de teto de cavernas em massas carbonáticas carstificadas. Adaptado de Mylroie (1987).



**Figura 5.26** - Representação esquemática da migração do material de cobertura para o interior de cavidades no substrato carbonático. Adaptado de Nakazawa *et al.* (1987).



- A - Condições geológicas e hidroclógicas de um sistema hidrogeológico cárstico
- B - Mudanças nas condições geológicas e hidroclógicas provocadas por bombeamento

**Figura 5.28** - Preenchimento de cavidades do substrato carbonático por materiais inconsolidados provocado pelo bombeamento de poços tubulares.

Adaptado de Newton (1984).

Na área de Tranqueira, foram verificadas rachaduras em edificações e estradas, e afundamento de piso em edificações localizadas próximo aos poços tubulares 5, 8 e 20 (fig. 5.4). O poço tubular 5 foi perfurado no início de dezembro de 1994. A profundidade final deste poço é de 50 m, tendo sido verificada a

ocorrência de condutos entre 20 e 21 m e 40,9 e 43,8 m. Segundo ENGEMIN (1995b), aproximadamente 24 h após o início do teste de bombeamento, com uma vazão média de 176 m<sup>3</sup>/h, foram detectadas rachaduras e afundamento de piso em edificações localizadas a cerca de 50 m do poço tubular 5, bem como trincas com abertura de 1 cm de largura no terreno. No quarto dia após o início do bombeamento, em dois pontos da estrada, situados a 10 e 70 m do poço, surgiram trincas semi-circulares e oblíquas à direção E-W da estrada. Uma surgência e um poço tubular de propriedade particular, localizados, respectivamente, a 90 e 150 m do poço tubular 5, secou e houve rebaixamento drástico do nível, no quinto dia de bombeamento. No dia seguinte ao encerramento do bombeamento, isto é, no décimo dia após o início desta operação, as rachaduras cessaram.

No caso do poço tubular 8 (fig. 5.4), os danos verificados nas edificações e o rebaixamento do nível d'água de um lago, todos próximos ao poço, ocorreram durante a fase de desenvolvimento do mesmo. Este poço foi perfurado no início da segunda quinzena do mês de dezembro, na cota topográfica aproximada de 1036 m. A profundidade final do poço é de 64,5 m, com ocorrência de um conduto entre 46 e 51 m. As edificações e o lago afetados estão situados a 400 m do poço 8 e a 2500 m do poço 5. As três edificações afetadas situam-se próximas à encosta de um vale, sobre solos coluvionares, enquanto que o lago, localizado em uma cota topográfica inferior diante das edificações, faz parte de uma planície cárstica preenchida com materiais de origem coluvial e aluvial. Como constatado por ENGEMIN (1995b), a orientação das rachaduras nas paredes e no piso de uma das edificações demonstra que o movimento de rebaixamento ocorreu da porção frontal da edificação em relação à sua porção traseira, ou seja, da porção localizada em cota topográfica inferior em relação à porção situada na cota topográfica mais elevada. Esses fatos, aliados a um forte aumento na quantidade de material em suspensão na água extraída do poço tubular 8, no mesmo período das perturbações geotécnicas, demonstram que houve migração de material da planície cárstica para o poço. É muito provável que exista comunicação entre estes dois pontos, pois a cota do conduto cortado pelo poço é muito próxima da cota da planície (em torno de 987 m). Da mesma forma que no poço 5, as trincas também cessaram após o

encerramento das atividades de extração da água subterrânea.

O poço tubular 20 (fig. 5.4) foi perfurado em abril de 1995, com uma profundidade final de 49 m e condutos nos intervalos 34,1-35 m e 46-47,5 m. De acordo com ENGEMIN (1995b), desde o início da perfuração foram observados trincamentos de paredes e pisos das edificações situadas a 70 e 110 m do poço tubular 20, próximas à planície aluvial do rio Barigui. Entretanto, nenhum dano foi registrado em uma edificação distante 40 m do poço tubular e situada em cota topográfica superior às das outras edificações afetadas.

Em abril de 1992, em Almirante Tamandaré também foi verificada a ocorrência de fissuras e rachaduras em edificações situadas a até 500 m dos poços tubulares, bombeados a partir de novembro e dezembro de 1991. Com a redução da vazão extraída de 600 m<sup>3</sup>/h para 250 m<sup>3</sup>/h, os problemas geotécnicos cessaram. É importante ressaltar que foram detectadas perturbações geotécnicas nesta área, antes mesmo da perfuração do primeiro poço tubular da região em 1974. Portanto, essas perturbações mais antigas estão relacionadas à evolução natural do modelado cárstico ou então às explosões realizadas em pedreiras da região desde a década de 40. Essas perturbações, naturais ou não, são evidenciadas pela inclinação de árvores em direção ao centro de dolinas, pela presença em edificações antigas de rachaduras com várias camadas de tinta (inclusive com cores diferentes), e pelo relato de moradores locais de um colapso circular com 70 m de diâmetro e 20 m de profundidade ocorrido na década de 50 (ENGEMIN, 1995b).

As perturbações recentes verificadas nas áreas de Almirante Tamandaré e de Tranqueira estão relacionadas, provavelmente, à migração de materiais terrígenos silítico-argilosos da cobertura aluvionar e coluvionar para o interior dos condutos ou cavidades do substrato carbonático. Segundo Nakazawa *et al.* (1987), as diferenças de pressão que acompanham as oscilações do nível hidrostático, especialmente durante o bombeamento dos poços, originam forças que atuam no sentido do solo para o interior dos condutos. Mesmo durante a fase de recuperação dos poços, quando ocorre inversão das forças e um aporte de partículas em sentido contrário à direção dos condutos e cavidades, a somatória dos movimentos resultará num deslocamento descendente do material para o interior desses condutos.

É interessante notar que, em alguns casos, os danos geotécnicos ocorreram depois de um determinado período de bombeamento, enquanto que em outras situações esses danos foram verificados na fase de desenvolvimento, ou seja, antes do bombeamento. Dessa forma, fica evidente que cada área de exploração, ou cada unidade morfoestrutural que constitui a área, apresenta condições geotécnicas bem distintas em função do seu comportamento hidráulico.

## CAPÍTULO 6

### CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA DA ÁREA EM ESTUDO

#### 6.1 TÉCNICAS DE AMOSTRAGEM EMPREGADAS

O objetivo geral do estudo do quimismo de uma determinada água é o conhecimento das condições do ambiente natural de ocorrência da mesma, visando a compreensão dos processos de interação entre os diferentes fenômenos geoquímicos. Modificações podem ser causadas entre o período de coleta da amostra e a análise da mesma no laboratório. Assim, os parâmetros sujeitos a essas modificações devem ser medidos, quando possível, no campo.

No presente estudo, foram determinados no campo os seguintes parâmetros: temperatura, potencial hidrogênico (pH) e condutividade elétrica. A análise dos demais parâmetros foi realizada pelos laboratórios da SANEPAR, do IAP, e pelo Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas da UFPR.

Na coleta das amostras, empregaram-se frascos de polietileno com 500 ml de volume. Previamente à amostragem no campo, os frascos foram lavados no laboratório com detergentes, ácido clorídrico diluído e água destilada. No momento da coleta, procedeu-se à lavagem dos frascos com a própria água a ser amostrada, evitando-se, assim, contaminações provenientes dos recipientes de amostragem.

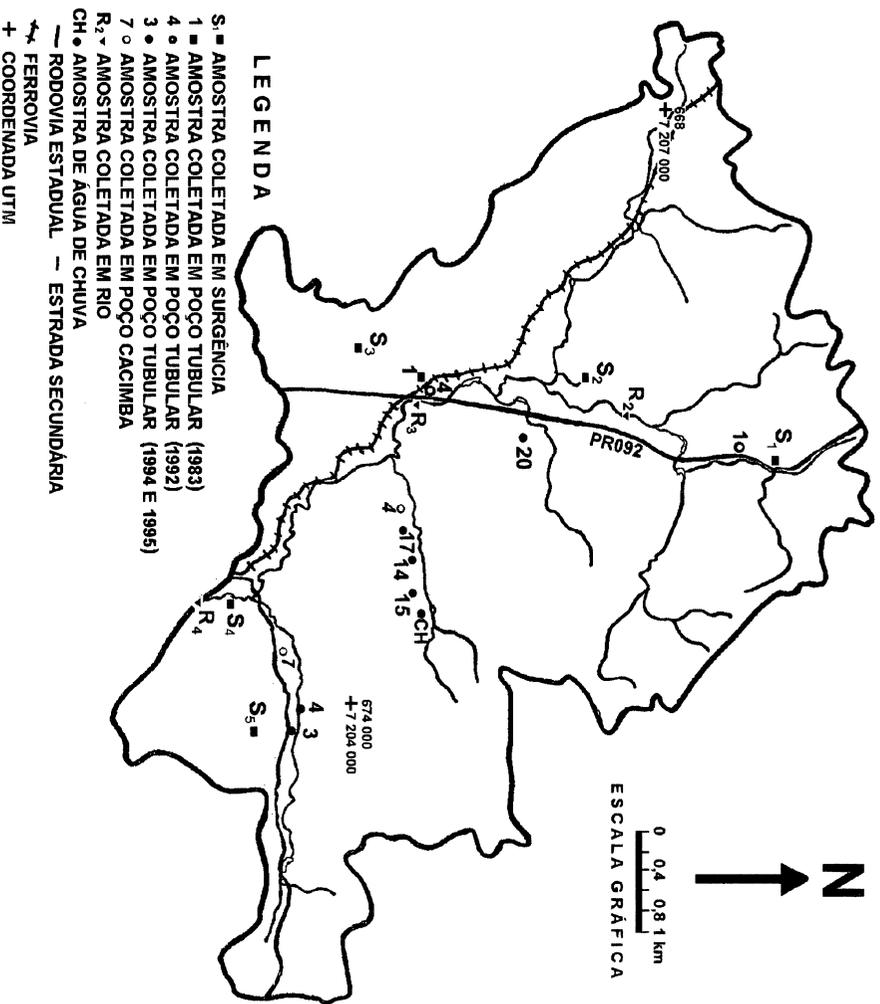
Os frascos foram preenchidos ao máximo, para evitar a retenção de ar, e fechados hermeticamente com fita crepe, para não permitir o escape de gases dissolvidos (como O<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub>) e impedir a entrada de ar. De acordo com Szikszay (1981), a presença de oxigênio pode provocar modificações no grau de oxidação de elementos tais como Fe e Mn, facilitando assim a formação de precipitados.

As amostras para análise dos principais cátions foram acidificadas no campo com 5 ml de HCl 0,5 M. Segundo Bitencourt (1994), esse procedimento é necessário para evitar, por exemplo, que os elementos metálicos precipitem ou sejam adsorvidos nas paredes do frasco de amostragem, tornando-se depletados na fase solubilizada.

Devido à presença de partículas em suspensão, realizou-se a filtração das amostras com filtros microporo 0,45 µm, utilizando-se uma bomba de mão. Nas

amostras para determinação de cátions, a filtragem foi efetuada antes da acidificação.

Os pontos amostrados estão plotados no mapa da figura 6.1. A amostra de chuva (CH) foi coletada no centro-sul da área estudada, enquanto que as amostras de escoamento superficial são provenientes de 3 pontos ao longo do rio Barigui (R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub> e R<sub>4</sub>). A água subterrânea foi amostrada em poços cacimba, surgências (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub>, S<sub>4</sub>, S<sub>5</sub>) e poços tubulares.



**Figura 6.1** - Localização dos pontos de amostragem para determinação dos parâmetros físico-químicos, químicos e físicos.

## 6.2 ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS, FÍSICOS E QUÍMICOS

### 6.2.1 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

#### - POTENCIAL HIDROGIÔNICO (pH)

Neste estudo, as medidas de pH (potencial hidrogênico) foram realizadas durante a coleta das amostras, pois esse parâmetro apresenta uma grande

variabilidade. Previamente à amostragem, o medidor de pH foi calibrado com soluções padrão de pH 7,0, 4,0 e 9,0. Os valores de pH obtidos para as surgências e os poços tubulares variam entre 7 e 8,6 (tab. 6.1). Segundo Bitencourt (1994), os valores de pH acima de 8,3 interferem com os processos de desinfecção da água e de incrustação de carbonatos. Para águas potáveis, os valores aceitáveis de pH devem estar na faixa entre 6,5 e 8,3.

**TABELA 6.1 - VALORES DE pH E DE CONDUTIVIDADE ELÉTRICA CORRIGIDA PARA ÁGUAS DO AQUÍFERO CÁRSTICO EM ESTUDO.**

Amostra	pH	C <sub>20</sub>	Amostra	pH	C <sub>20</sub>
S <sub>1</sub> (08/06/95)	7,09	580	S <sub>5</sub> (18/07/95)	7,03	241
S <sub>1</sub> (18/07/95)	7,13	612	P <sub>1</sub> - 1983 (20/01/83)	7,7	285
S <sub>2</sub> (08/06/95)	7,56	397	P <sub>1</sub> - 1992 (11/03/93)	7,6	495
S <sub>2</sub> (18/08/95)	7,27	382	P <sub>4</sub> - 1992 (24/06/92)	7,7	275
S <sub>3</sub> (18/07/95)	7,85	295	P <sub>4</sub> - 1994 (30/11/94)	8,0	337
S <sub>3</sub> (18/08/95)	7,69	286	P <sub>14</sub> - 1994 (28/11/94)	7,8	265
S <sub>4</sub> (08/06/95)	7,59	295	P <sub>15</sub> - 1994 (27/01/95)	8,4	310
S <sub>4</sub> (18/07/95)	7,48	286	P <sub>17</sub> - 1994 (06/12/94)	8,6	424
S <sub>5</sub> (08/06/95)	7,10	241	P <sub>20</sub> - 1994 (13/10/94)	8,0	375

#### - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

No caso da condutividade, para efeito de comparação entre as medidas, é necessário a correção da condutividade medida à temperatura da água no campo para uma temperatura comum. Segundo Karmann (1994), para águas ricas em carbonato, a correção da condutividade é realizada para do datum de 20°C, utilizando-se a equação de Albutt (1977 *apud* Karmann, 1994), descrita a seguir:

$$C_{20} = C_T [1.7728 / (1 + \alpha T + \beta T^2)] \quad (1),$$

onde C<sub>20</sub> refere-se à condutividade (em µmhos/cm), corrigida para 20°C, C<sub>T</sub> é a condutividade medida na temperatura T e  $\alpha$  (0,0361) e  $\beta$  (0,000127) são constantes determinadas empiricamente para a temperatura de 20°C.

Os valores corrigidos de condutividade para amostras de água do aquífero cárstico coletadas neste estudo encontram-se listadas na tabela 6.1. Geralmente, os pontos com condutividade elétrica alta estão associados às zonas de ocorrência de rochas metacarbonáticas (sem intercalações de rochas argilosas), as quais apresentam fenômenos de dissolução acentuados.

## 6.2.2 PARÂMETROS FÍSICOS

### - COR

De acordo com a Resolução CONAMA n° 20 de 18/06/1986, os valores de cor para águas brutas, isto é, antes de receber tratamento, não podem ultrapassar 75 unidades de cor.

As amostras de água do aquífero cárstico, conforme dados da tabela 6.2, não apresentam valores de cor acima de 75 unidades. Dessa forma, essas águas são adequadas para receber tratamento, sendo que muitas amostras apresentam valores de cor muito próximos ao valor limite de 5 unidades para águas destinadas ao consumo humano.

### - TURBIDEZ

Com relação à turbidez, a água para consumo humano deve apresentar valores inferiores a 5 UNT (unidades nefelométricas de turbidez), sendo recomendados valores inferiores a 1 UNT.

A maior parte das amostras de água subterrânea da área analisada (tab. 6.2), apresenta valores de turbidez inferiores ou muito próximos de 5 UNT. Os valores superiores a esse limite podem ser removidos com um tratamento convencional de água.

**TABELA 6.2 - VALORES DE COR (UNIDADES DE COR) E TURBIDEZ (UNIDADES NEFELOMÉTRICAS DE TURBIDEZ) PARA AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA ÁREA EM ESTUDO.**

Amostra	Cor	Turbidez	Amostra	Cor	Turbidez
		UNT			UNT
S <sub>1</sub> (08/06/95)	2,5	0,27	S <sub>5</sub> (18/07/95)	2,5	2,5
S <sub>1</sub> (18/07/95)	2,5	0,15	P <sub>1</sub> - 1983 (20/01/83)	3	0,49
S <sub>2</sub> (08/06/95)	2,5	0,07	P <sub>1</sub> - 1992 (11/03/93)	5	0,42
S <sub>2</sub> (18/08/95)	2,1	0,10	P <sub>4</sub> - 1992 (24/06/92)	2,5	0,55
S <sub>3</sub> (18/07/95)	2,5	0,14	P <sub>4</sub> - 1994 (30/11/94)	15	5,0
S <sub>3</sub> (18/08/95)	2,5	0,14	P <sub>14</sub> - 1994 (28/11/94)	12,5	6,5
S <sub>4</sub> (08/06/95)	2,5	0,56	P <sub>15</sub> - 1994 (27/01/95)	12,5	3,3
S <sub>4</sub> (18/07/95)	7,5	1,9	P <sub>17</sub> - 1994 (06/12/94)	12,5	6,1
S <sub>5</sub> (08/06/95)	2,5	0,12	P <sub>20</sub> - 1994 (13/10/94)	12,5	6,4

### 6.2.3 PARÂMETROS QUÍMICOS

Os cátions  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica (AAS) e por titulometria; o  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$ , por espectrofotometria de emissão atômica (AES) e por fotometria de chama; os ânions  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$ , por titulometria; o  $\text{SO}_4^{2-}$ , pelo método turbidimétrico; a sílica, pelo método colorimétrico com molibdato de amônio, e o  $\text{NO}_3^-$ , por titulometria.

#### - BALANÇO IÔNICO

Em uma análise química de água, com a determinação dos íons maiores ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ), a concentração de cátions deve ser aproximadamente igual à concentração de ânions. Essa igualdade de concentração é reflexo da compensação das cargas relativas aos cátions pelas cargas aniônicas, já que as águas são eletricamente neutras.

Considerando-se que as análises estão sujeitas a erros analíticos, erros de cálculo, e até mesmo enganos no preenchimento de formulários com os resultados (Bittencourt, 1994), é necessário efetuar o cálculo do erro do balanço iônico (EBI) para verificar a consistência das análises. A relação empregada nesse cálculo é a seguinte:

$$EBI = [(\sum_{cat} - \sum_{an}) / (\sum_{cat} + \sum_{an})] \times 100 \quad (2),$$

onde  $\sum_{cat}$  é o somatório da concentração dos cátions em miliequivalente por litro (meq/l) e  $\sum_{an}$  é o somatório da concentração dos ânions (meq/l). O miliequivalente é obtido multiplicando-se a molaridade (relação entre a concentração do elemento em mg/l e o seu peso molecular em g) do elemento pela sua valência iônica.

Na tabela 6.3, são apresentados os erros de balanço iônico referentes às análises das amostras de água provenientes do aquífero cárstico na área em estudo. Observa-se que o erro para as análises de surgências e poços tubulares é inferior a 5%. Esse valor é considerado razoável, pois geralmente aceitam-se valores de até 10%, em função das condições muitas vezes inadequadas de análise e dos laboratórios, além da possível presença de íons não analisáveis. Aquelos valores de EBI inferiores a 2% indicam análises boas e completas.

**TABELA 6.3 - VALORES REFERENTES AO ERRO DE BALANÇO IÔNICO (EBI) E DE DUREZA TOTAL (DT) PARA AMOSTRAS DE ÁGUA DO AQUIFERO CÂRSTICO ESTUDADO.**

Amostra	EBI (%)	DT (mg/l de CaCO <sub>3</sub> )	Amostra	EBI (%)	DT (mg/l de CaCO <sub>3</sub> )
S <sub>1</sub> (08/06/95)	4,53	261,50	P <sub>1</sub> - 1983 (20/01/83)	-2,08	126,17
S <sub>1</sub> (18/07/95)	-0,46	261,61	P <sub>1</sub> - 1992 (11/03/93)	1,34	176,85
S <sub>2</sub> (08/06/95)	2,31	171,80	P <sub>4</sub> - 1994 (30/11/94)	-4,03	118,57
S <sub>2</sub> (18/08/95)	1,57	180,06	P <sub>20</sub> - 1994 (13/10/94)	0,32	158,28
S <sub>3</sub> (18/07/95)	-0,36	120,97	P <sub>3</sub> - 1994 (13/03/95)	*	113,11
S <sub>3</sub> (18/08/95)	2,95	128,87	P <sub>4</sub> - (1992 (24/06/92)	*	176,85
S <sub>4</sub> (08/06/95)	2,34	148,22	P <sub>14</sub> - 1994 (28/11/94)	*	113,74
S <sub>4</sub> (18/07/95)	0,93	125,75	P <sub>15</sub> - 1994 (27/01/95)	*	131,90
S <sub>5</sub> (08/06/95)	3,07	104,32	P <sub>17</sub> - 1994 (06/12/94)	*	141,71
S <sub>5</sub> (18/07/95)	1,54	104,32			

\* análise incompleta

### - DUREZA TOTAL

A dureza total (DT) de águas naturais deve-se à presença de cálcio e magnésio, os quais combinam-se, em parte, com bicarbonato e carbonato (dureza temporária), e em parte com íons de sulfato, cloreto, nitrato e outros (dureza permanente).

A dureza temporária pode ser eliminada por ebulição, o que não ocorre com a dureza permanente.

O cálculo da dureza total pode ser realizado através da seguinte expressão (Karmann, 1994):

$$DT = [Ca^{++}] 2,49 + [Mg^{++}] 4,12 \quad (3),$$

onde [Ca<sup>++</sup>] e [Mg<sup>++</sup>] são as concentrações em mg/l medidas nas amostras, e os coeficientes 2,49 e 4,12 correspondem aos fatores de conversão das concentrações em equivalentes de CaCO<sub>3</sub> em mg/l.

Nas amostras de água do aquífero cárstico investigado, os valores obtidos para dureza total, utilizando-se a equação 3, são apresentados na tabela 6.3.

De acordo com a classificação da tabela 6.4, as águas do aquífero cárstico estudado (surgências e poços tubulares) podem ser caracterizadas como brandas (53%), mediantemente duras (37%) e bastante duras (10%). No caso das amostras de água provenientes de poços tubulares, 55,5% são classificadas como brandas e 44,4% como mediantemente duras.

**TABELA 6.4 - CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS SEGUNDO DUREZA.**

TIPO	mg/l de CaCO <sub>3</sub>
MUITO BRANDAS	70
BRANDAS	70-140
MEDIAMENTE DURAS	140-220
BASTANTE DURAS	220-320
DURAS	320-540
MUITO DURAS	540

FONTE: Szikszay (1993)

### - ÍNDICE DE SATURAÇÃO

O cálculo do índice de saturação de águas que circulam por regiões carbonáticas permite uma avaliação do comportamento (corrosivo, incrustante ou neutro) dessas águas. Segundo White (1988 *apud* Karmann, 1994), o índice de saturação “expressa o quanto uma água natural desvia do estado de equilíbrio”. Assim, águas de áreas carbonáticas supersaturadas possibilitam a precipitação de carbonatos, formando uma fina camada que poderá servir de proteção contra a corrosão em tubulações. Contudo, com o aumento da espessura dessa camada ocorrerá a formação de incrustações que, no caso de tubulações, conduzirão ao bloqueio das mesmas. Águas com comportamento agressivo, isto é, com tendência corrosiva, apresentam-se insaturadas, promovendo a dissolução do carbonato, bem como a corrosão de tubulações.

Langmuir (1971 *apud* Shuster & White, 1972) definiu o índice de saturação da calcita e dolomita como:

$$SI_c = \log (IAP_c / K_c) \quad (4),$$

$$IAP_c = [Ca^{++}] [HCO_3^-] k_2 / 10^{-pH} \quad (5),$$

$$SI_d = \log (IAP_d / K_d)^{1/2} \quad (6),$$

$$IAP_d = [Ca^{++}] [Mg^{++}] [HCO_3^-] k_2 / 10^{-2pH} \quad (7),$$

onde IAP é o produto de atividade iônica, K<sub>c</sub> e K<sub>d</sub> são as constantes do produto de solubilidade da calcita e dolomita respectivamente, e K<sub>2</sub> é a segunda constante de dissociação do H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Águas supersaturadas em relação aos minerais carbonáticos são descritas por índices positivos de SI<sub>c</sub> e SI<sub>d</sub>, enquanto que águas insaturadas ou agressivas são caracterizadas por índices negativos.

Neste estudo, os índices de saturação em calcita e dolomita foram calculados pelo programa PHREEQE (Parkhurst *et al.*, 1988). Os valores obtidos para as águas das surgências e dos poços tubulares coletadas em junho de 1995 encontram-se listados na tabela 6.5.

**TABELA 6.5 - VALORES DE ÍNDICES DE SATURAÇÃO EM CALCITA E DOLOMITA PARA AMOSTRAS DE ÁGUA DE SURGÊNCIAS E POÇOS TUBULARES NA ÁREA EM ESTUDO.**

	$S_{lc}$	$S_{ld}$
S <sub>1</sub>	-0,213	-0,469
S <sub>2</sub>	-0,152	-0,311
S <sub>3</sub>	-0,215	-0,481
S <sub>4</sub>	-0,241	-0,497
S <sub>5</sub>	-1,082	-2,159
P <sub>1</sub> -1983	-0,178	-0,467
P <sub>1</sub> -1992	0,052	0,061
P <sub>4</sub> -1994	0,093	0,053
P <sub>20</sub> -1994	0,455	0,192

As águas analisadas das surgências apresentam-se insaturadas em relação à calcita e à dolomita, o que indica uma tendência corrosiva. Já as amostras de água de poços tubulares, com índices positivos de saturação, evidenciam uma tendência à precipitação dos carbonatos. Entretanto, os valores encontram-se geralmente próximos de zero, caracterizando águas próximas do equilíbrio.

Vários parâmetros influenciam o índice de saturação, como, por exemplo, o pH (utilizado no cálculo do produto de atividade iônica), a temperatura (um aumento na temperatura causa um decréscimo na solubilidade da calcita e da dolomita), pressão parcial do CO<sub>2</sub> e oscilações nos volumes de água que entram no sistema hidrogeológico cárstico. Como exemplo da influência de alguns dos parâmetros citados anteriormente, são apresentados na tabela 6.6 os índices de saturação obtidos por Karmann (1994) para a ressurgência Santana (sistema cárstico do Alto Vale do rio Ribeira de Iguape) durante o período junho/90-maio/91.

O índice de saturação definido é apenas qualitativo, pois, em caso de incrustações, não fornece a quantidade e a velocidade de deposição dos carbonatos. Além disso, esse índice desconsidera outros fatores, como a atividade microbológica e a rugosidade de superfícies, que influem na deposição.

**TABELA 6.6 - ÍNDICES DE SATURAÇÃO EM CALCITA E DOLOMITA, TEMPERATURA E pH PARA A RESSURGÊNCIA SANTANA NO SISTEMA CÁRSTICO DO ALTO VALE DO RIO RIBEIRA DO IGUAPE.**

	SI <sub>c</sub>	SI <sub>d</sub>	T (°C)	pH
JUN/90	0,07	-0,28	18,2	8,06
JUL/90	0,30	-0,30	19,2	8,15
AGO/90	0,05	-0,29	18	8,35
SET/90	0,06	-0,68	18,2	7,39
OUT/90	-0,16	-0,67	18	7,90
NOV/90	-0,23	-0,87	20	7,68
DEZ/90	-0,56	-1,61	20	7,48
JAN/91	-0,46	-1,36	18,5	7,55
FEV/91	-0,26	-1,02	17,9	7,70
MAR/91	0,10	-0,53	19	7,84
MAI/91	-0,15	-0,78	18,7	7,80

FORTE: Karmann (1994)

#### - COMPOSIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Os parâmetros analisados para as amostras de água da chuva (CH), de poços cacimba (C<sub>1</sub> e C<sub>4</sub>), de poços tubulares, de surgências (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub>, S<sub>4</sub> e S<sub>5</sub>) e de rio (R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub> e R<sub>4</sub>) da área em estudo estão listados na tabela 6.7.

Os sólidos totais dissolvidos da amostra da água de chuva são da ordem de alguns miligramas por litro, o que, segundo Silva (1984b), é comum em áreas continentais não industrializadas e afastadas da costa. Os íons mais abundantes são o cloreto e o bicarbonato. Os dados de amostras de água de poços cacimba demonstram que, em relação às águas meteóricas houve um enriquecimento geral nos valores iônicos, além da presença de SiO<sub>2</sub>. Aliado a esse aumento no valor da concentração iônica associa-se uma elevação da quantidade de sólidos totais dissolvidos e, conseqüentemente, a ocorrência de valores maiores de condutividade.

As águas do aquífero cárstico (surgências e poços tubulares) apresentam uma composição química bastante similar (tab. 6.7), com Ca<sup>++</sup>>Mg<sup>++</sup>>Na<sup>+</sup>>K<sup>+</sup> e HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>>Cl<sup>-</sup>>SO<sub>4</sub><sup>-</sup>. As altas concentrações de cálcio, magnésio e bicarbonatos, associadas ao baixo teor de SiO<sub>2</sub>, são típicas de circulação subterrânea em rochas

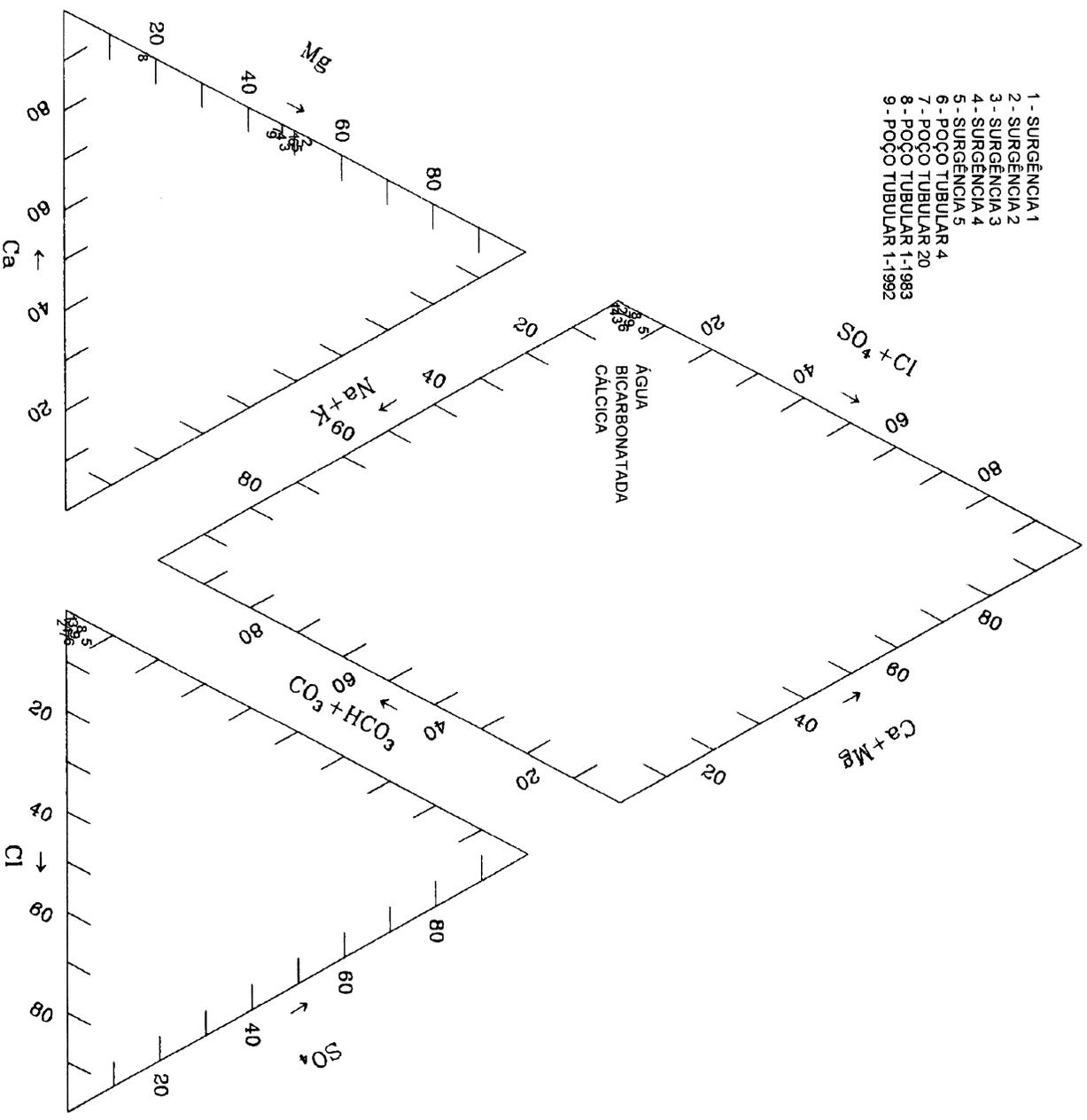
carbonáticas. Os baixos teores de nitrato e a ausência completa de amônia e nitratos evidenciam a alta qualidade da água subterrânea e inexistência de poluição antropogênica.

Os dados químicos das águas do rio Barigui (R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub> e R<sub>4</sub> na tab. 6.7), principalmente o conteúdo elevado em HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, comprovam a contribuição das águas do aquífero cárstico para as vazões do rio, já analisada no capítulo 5.

No diagrama de Piper (fig. 6.2), estão plotadas as concentrações iônicas (em % de meq/l) das análises químicas completas das águas do aquífero cárstico. Tanto as águas das surgências como as dos poços tubulares são classificadas como bicarbonatadas cálcicas.

**TABELA 6.7 - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS OBTIDAS NESTE ESTUDO.**

	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
S <sub>1</sub>	1,2	1,16	50	33,2	1,7	1,95	286,4		3,6	5,92
S <sub>2</sub>	0,1	0,5	33	21,7	0,9	2,2	202,7		4,8	4,9
S <sub>3</sub>	1,31	1,3	26,5	13,3	0,4	0,88	152,5			9,4
S <sub>4</sub>	1,25	0,37	26,6	14,4	1	1,06	151,5			4,5
S <sub>5</sub>	1,37	0,21	20	13,2	1,3	2,88	117,5		3,6	3,37
P <sub>1</sub> -1983	0,9	0,6	27,1	14,1	2	0,66	159,7			7
P <sub>1</sub> -1992	3,2	1	38,3	23,3	3,9	2,52	227,9			8,9
P <sub>4</sub> -1994	1,5	0,5	26,2	12,9	1,5	3,23	156			1,8
P <sub>20</sub> -1994	0,9	0,2	52,5	6,6	1,5	2,12	185,6		3,2	3,42
CH	0,12	0,7	0,5	0,2	1,1		1,78			
C <sub>1</sub>	0,14	0,63	19,8	8,9	2,3		88,7			6,35
C <sub>4</sub>	0,3	0,05	3,4	1,7			15,9			5,04
R <sub>2</sub>	0,84	4,9	31,7	25,5	2,5	2,3	267	17,62	5,2	5,67
R <sub>3</sub>	1,64	1,18	25,7	1,3	2,26		204,6		2,9	5,23
R <sub>4</sub>	2	1,46	19,3	24,2	0,9	1,9	158,9	7,91	2,3	5,46



**Figura 6.2 - Classificação química das águas do aquífero cárstico no diagrama de Piper.**

## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise da dinâmica interna e externa do sistema hidrogeológico cárstico desenvolvido nos metadolomitos proterozóicos da Formação Capiru (Grupo Açungui) na área de Tranqueira possibilitou a determinação das características e condições de exploração da unidade principal do sistema — o aquífero cárstico.

A caracterização geológica-geomorfológica da área demonstrou que as faixas deprimidas no terreno (correspondentes aos metadolomitos carstificados), limitadas por barreiras praticamente impermeáveis (diques de diabásico de direção NW e cristas filíticas e quartzíticas de direção NE), constituem unidades morfoestruturais com alta permeabilidade. A partir da análise dos dados estruturais e do mapa de feições cársticas determinou-se as direções de fraturas N30-50°E e N40-60°W, como sendo as que apresentam as melhores condições para o desenvolvimento de condutos de dissolução. O fluxo e o armazenamento subterrâneo ocorrem principalmente ao longo desses condutos. As isopiezas virtuais traçadas em duas porções da área de Tranqueira, a partir de dados de oscilações piezométricas em poços tubulares no período de fevereiro a outubro de 1995, também demonstraram que os sentidos preferenciais do fluxo subterrâneo (tanto para épocas chuvosas como para períodos de estiagem) são NW-SE e NE-SW.

A partir dos diagramas elétricos e de perfis litológicos de poços tubulares, pode-se inferir que a profundidade média da carstificação, evidenciada pela presença de condutos nos perfis e pela variação da resistividade aparente nos diagramas, apresenta-se em torno de 50 m. A profundidade máxima da carstificação, isto é, o limite inferior do sistema hidrogeológico cárstico investigado, varia em torno de 100 m.

As condições de exploração (vazão permissível e número de poços tubulares) da unidade principal do sistema analisado — o aquífero cárstico —, foram determinadas por meio da aplicação de métodos hidrogeológicos (balanço hídrico e separação dos componentes do hidrograma do rio Barigui) e métodos

hidrogeológicos (teste de bombeamento). De modo geral, esses métodos analisam quantitativamente as entradas e saídas do sistema, o que possibilita avaliar as recargas profunda e de transição. Os valores obtidos para os diversos elementos do balanço hídrico e as relações decorrentes indicam que o índice entre a evapotranspiração ( $E_t$ ) e a precipitação ( $P$ ) é de 28,08%, entre a vazão total ( $V_t$ ) e a precipitação é de 31,16%, entre o escoamento básico ( $V_b$ ) e a precipitação é 23,03%, e entre o escoamento básico e a vazão total é 73,9%. Isto significa que, da quantidade total de água que entra no sistema sob a forma de precipitação, 28,08% deixam o sistema sob a forma de evapotranspiração e 31,16% por meio da vazão do rio e de fontes. Do total de água precipitada, 23,03% representam o escoamento básico o qual corresponde à recarga de transição. O escoamento básico foi estimado por meio da separação dos componentes do hidrograma do rio Barigui e contribui com 73,90% da vazão total do mesmo.

O valor estimado para a vazão permissível na área de Tranqueira foi de 630  $m^3/h$  (0,175  $m^3/s$ ) a partir da recarga de transição, e de 651,6  $m^3/h$  (0,181  $m^3/s$ ) a partir da vazão média de longo período do rio Barigui. Assim, é adequada a exploração de 6 a 7 poços tubulares na área de Tranqueira, localizados preferencialmente em unidades morfoestruturais distintas, com uma vazão média por poço de 100  $m^3/h$  (0,028  $m^3/s$ ).

As avaliações obtidas a partir dos dados hidroquímicos têm caráter preliminar, devido ao número reduzido de pontos amostrados e à impossibilidade de fazer-se uma amostragem sistemática. As águas do aquífero são classificadas como bicarbonatadas cálcicas, apresentando-se brandas a medianamente duras. Seus índices de saturação em calcita e dolomita demonstraram que, apesar de apresentarem-se insaturadas (comportamento corrosivo) em alguns pontos e supersaturadas (comportamento incrustante) em outros, encontram-se muito próximas do equilíbrio.

O gerenciamento, a exploração e a conservação da água subterrânea na região cárstica estudada necessita de estudos específicos e multidisciplinares, efetuados sob o ponto de vista sistêmico. Neste trabalho, foram apresentados alguns exemplos de estudos com enfoque sistêmico da dinâmica cárstica. No

entanto, com base na literatura especializada sobre o tema em questão e nas observações decorrentes das pesquisas realizadas na área de Tranqueira, destacam-se outras investigações tão necessárias quanto aquelas já apresentadas neste estudo:

- Uso de traçadores artificiais ou ambientais para as seguintes finalidades: a) determinar a direção de fluxo e velocidade da água, b) localizar áreas de recarga do aquífero, c) delimitar áreas de proteção adequadas de fontes e poços, d) estabelecer o tempo de residência da água no aquífero, e) determinar a conexão hidráulica entre águas de subsuperfície e de superfície ou entre diferentes reservatórios subterrâneos. Antes da escolha e aplicação do traçador é necessário a caracterização precisa do funcionamento do modelo geológico-hidroológico. Apesar da maioria dos traçadores não apresentarem restrições para sua aplicação em áreas cársticas, os traçadores isotópicos (ambientais) e os químicos fluorescentes (artificiais) têm demonstrado melhor desempenho. Os traçadores isotópicos mais conhecidos são os isótopos estáveis de H, O e C, assim como os isótopos radioativos trítio e carbono-14. Já os traçadores químicos fluorescentes (corantes orgânicos) mais usados são a uranina ( $C_{20}H_{10}O_5Na_2$ ), eosina ( $C_{20}H_6Br_4Na_2O_3$ ), pyranina ( $C_{16}H_7O_{10}S_3Na_3$ ), rhodamina B ( $C_{28}H_{31}ClN_2O_3$ ) e sulphorhodamina G ( $C_{27}H_{30}O_7N_2S_2Na_2$ ).
- Delimitação de zonas de risco para assentamentos urbanos associadas à exploração do aquífero cárstico ou mesmo à evolução natural do modelado cárstico. As zonas de maior risco para ocupação urbana ou seja aquelas áreas mais suscetíveis ao desenvolvimento de fenômenos de subsidência e colapso, são formadas por depósitos coluvionares espessos que recobrem os metadolomitos nas partes deprimidas do relevo. Enquanto que, as zonas de menor risco seriam formadas por áreas constituídas de filitos, quartzitos e diabásios recobertos por solo de alteração ou colúvios pouco espessos.
- Caracterização da composição química e dos processos geoquímicos atuantes na zona insaturada, para constatar-se a existência ou não de adsorção ou precipitação que poderiam estar ligadas à transferência de poluentes até o aquífero.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATKINSON, T. C. 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, **35**: 93-110.
- AULER, A. 1986. Carste e gênese de cavernas. In: GEEP-AÇUNGUI Curitiba, Curso de extensão universitária em espeleologia, GEEP-Açungui. 40 p.
- BACK, W. & ARENAS, A. D. 1989. Karst terrains: resources and problems. *Nature & Resources*, Special Issue, Unesco, p. 19-26.
- BACK, W. & ZOETL, J. 1975. Application of geochemical principles, isotopic methodology, and artificial tracers to karst hydrology. In: BURGER, A. & DUBERTRET, L. ed. *Hydrogeology of karstic terrains*. Paris, IAH. p. 105-121.
- BARTH, F. T.; POMPEU, C. T.; FILL, H. D.; TUCCI, C. E. M.; HELMAN, J.; BRAGA JR, B. P. F. 1987. *Modelos para gerenciamento de recursos hídricos*. São Paulo, Nobel/ABRH. 526 p.
- BEHRENS, H.; BENISCHKE, R.; BRICELI, M.; HARUM, T.; KÄSS, W.; KOSI, G.; LEDITZKY, H. P.; LEIBUNDGUT, C.; MALOSZEWSKI, P.; MAURIN, V.; RANJNER, V.; RANK, D.; REICHERT, B.; STADLER, H.; STICHLER, W.; TRIMBORN, P.; ZOJER, H. 1992. Investigations with natural and artificial tracers in the karst aquifer of the Lurbach system (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria). *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **43**: 9-158.
- BENSON, R. C. & SCAIFE, J. 1987. Assessment of flow in fractured rock and karst environments. In: BECK, B. F. & WILSON, W. L. ed. *Karst hydrogeology : Engineering and environmental applications*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 101-105.
- BERTACHINI, A. C. 1988. Análise dos condicionantes estruturais dos aquíferos fraturados - aplicação à região de Jundiáí - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 5, São Paulo, 1988. *Anais...* São Paulo, ABAS., p. 12-21.
- BERTONI, J. C. & TUCCI, C. E. M. 1993. Precipitação. In: TUCCI, C.M.E. organizador. *Hidrologia : ciência e aplicação*. Porto Alegre, Ed. da Universidade do Rio Grande do Sul, ABRH, EDUSP. p. 177-241.
- BIGARELLA, J. J. 1948. Estudos preliminares na Série Açungui II - Rochas calcárias. *Arq. Biol. Technol.*, **3**:201-354.
- BIGARELLA, J. J. 1953. Estudos preliminares na Série Açungui III - Rochas calcárias da faixa central e sua classificação. *Arq. Biol. Techn.*, **8**:473-502.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Paraná). *Bol. Paulista de Geog.*, **29**: 3-19.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1958b. Estudos preliminares na Série Açungui VIII - A Formação Votuverava. *Bol. Inst. Hist. Nat. Geol.*, n° 2, 6 p.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Par. Geogr.*, **16/17**: 117-51.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F.; PASSOS, E.; SUGUIO, K. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis, Ed. UFSC. 3v, V.1, 425 p.
- BITTENCOURT, A. V. L. 1994. Hidroquímica. Módulo II. In: Curso Sul-Americano sobre Avaliação e Vulnerabilidade de Aquíferos, 1, Curitiba, 1994. *Memória...*,

- Curitiba, UFPR, ABAS, Universidad de la Republica Oriental del Uruguay, p. 23-53.
- BONACCI, O. 1987. *Karst hydrology, with special reference to the Dinaric karst*. Berlin, Springer-Verlag. 184 p.
- BOTTURA, & ALBUQUERQUE FILHO, . 1990. Condicionantes hidrogeológicas no processo de subsidência em Cajamar, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 6, Porto Alegre, 1990. *Anais...* Porto Alegre, ABAS., p. 216-25.
- CAMPANHA, G.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramento Apiatí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.725-42.
- CASTANY, G. 1971. *Tratado practico de las águas subterráneas*. Ediciones Omega, Barcelona. 256 p.
- CAVA, L. T. 1992. *Sistemas formadores de minérios: aplicação na Bacia do Paraná*. Rio Claro, 152 p. (Tese de doutoramento - Universidade Estadual de São Paulo - Rio Claro).
- CEHPAR - CENTRO DE HIDRÁULICA E HIDROLOGIA PROF. PARIGOT DE SOUZA. 1988. *Estudos hidrológicos do Alto Iguçu. Projeto HG-57*. Relatório final, primeira fase. Curitiba, CEHPAR. 101 p.
- CEHPAR - CENTRO DE HIDRÁULICA E HIDROLOGIA PROF. PARIGOT DE SOUZA. 1990. *Estudos hidrológicos do Alto Iguçu. Projeto HG-57*. Relatório final, segunda fase. Curitiba, CEHPAR. 53 p.
- CHEVALLIER, P. 1993. Aquisição e processamento de dados. In: TUCCI, C.M.E. organizador. *Hidrologia : ciência e aplicação*. Porto Alegre, Ed. da Universidade do Rio Grande do Sul, ABRH, EDUSP. p. 485-525.
- CHRISTOLOLETTI, A. 1979. *Análise de sistemas em geografia*. São Paulo, Hucitec. 106 p.
- CHRISTOLOLETTI, A. 1980. *Geomorfologia*. 2 ed. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda. 188 p.
- COELHO NETO, A. L. 1994. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. da, organizadores. *Geomorfologia fluvial: uma atualização de conceitos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. p. 93-148.
- CONTIN NETO, D. 1987. *Balanco hidrico em bacia hidrográfica situada em região de recarga do aquífero Botucatu*. São Carlos, 130 p. (Tese de doutoramento - Escola de Engenharia de São Carlos/USP).
- COPEL. 1995. Programa HG-77 - regionalização de vazões em pequenas bacias hidrográficas no Estado do Paraná. COPEL, Curitiba.
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):78-88.
- COSTA, W. D. 1980. A hidrogeologia do cristalino à luz da mecânica das rochas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1, Recife, 1980. *Anais...* Recife, ABAS., p. 375-83.

- COSTA, W. D. 1986. *Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural - Área piloto dos estados da Paraíba e R. G. do Norte*. São Paulo, 206 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- COSTA SOUZA, E. L. da; LISBOA, A. A.; FONTANA, M. A. 1992. *Relatório do projeto karst após execução da TP 001/92-DT*. Curitiba, SANEPAR, Gerência de Hidrogeologia, relatório interno. 16 p.
- CUSTÓDIO, E. & LLAMAS, M. R. 1976. *Hidrologia subterrânea*. Barcelona, Ediciones Omega. 2347 p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas - Uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 558 p.
- DIAS, M. V. F. & SALAZAR JR, O. 1987. *Geologia da sequência Antinha - Grupo Açungui*, PR. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v. 1, p. 263-79.
- DNAEE - DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. 1995. *Dados hidrológicos. Estações Colombo (1975-1985), Juruqui-Alm. Tamandaré (1986-1995), Montante Aterro Sanitário (1994-1995)*. Curitiba, Banco de Dados Regional do Sistema de Informação de Dados Hidrológicos, DNAEE.
- ELLERT, N. 1978. *Eletroresistividade aplicada à prospecção de água em rochas cristalinas*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG., p. 2256-2262.
- ENGENMIN - ENGENHARIA E GEOLOGIA LTDA. 1995a. *Monitoramento de poços - aquífero karst, Tranqueira (Alm. Tamandaré)*. Curitiba, ENGENMIN, relatório final. 30 p.
- ENGENMIN - ENGENHARIA E GEOLOGIA LTDA. 1995b. *Problemática geotécnica na exploração do karst*. Curitiba, ENGENMIN. 30 p.
- FAIRCHILD, T. 1982. *New stromatolites from the Upprer Pre-Cambriam Açungui Group, eastern Paraná, Brazil and their potencial stratigraphic use*. *Bol. IG/USP*, 13:43-50.
- FIORI, A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. São Paulo, 261 p. (Tese de livre-docência - Instituto de Geociências/USP).
- FIORI, A. P. 1994. *Evolução geológica da Bacia Açungui*. *Bol. Paran. Geoc.*, 42:7-27.
- FIORI, A. P.; FASSBINDER, E.; GÓIS, J. R. de; FUMAGALLI, C. 1987. *Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG. v.1, p. 183-96.
- FIORI, A. P. & GASPAR, L. A. 1993. *Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil*. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 24:1-19
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. 1985. *Karst geomorphology and hydrology*. London, Unwin Hyman, 601 p.
- FRAGA, C. G. 1994. *Análise introdutória à hidrogeologia do "karst" paranaense*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8, Recife, 1994. *Anais...* Recife, ABAS/DNPM/CPRM, p.244-55.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1979. *Groundwater*. New Jersey, Prentice-Hall, 604 p.
- GAGEN, P. & GUNN, J. 1987. *A geomorphological approach to restoration blasting in limestone quarries*. In: BECK, B.F. & WILSON, W.L. ed. *Karst hydrogeology* :

- Engineering and environmental applications*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 457-61.
- GALE, S. J. 1984. The hydraulics of conduit flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, **70**: 309-27.
- GEA - GEOLOGIA E ENGENHARIA AMBIENTAL LTDA. 1994. *Levantamentos geofísicos, Tranqueira - Alm. Tamandaré*. Relatório final, Curitiba, GEA - Geologia e Engenharia Ambiental Ltda. 85 p.
- GEA - GEOLOGIA E ENGENHARIA AMBIENTAL LTDA. 1996. *Projeto "Caracterização hidrogeológica do aquífero karst na região Norte de Curitiba"*. Relatório final, Curitiba, GEA - Geologia e Engenharia Ambiental Ltda. 20 p
- GEOTECNICA; PROENSI; OSM SERENCO; CONSULT. 1992. *Aproveitamento do aquífero cárstico a Norte de Curitiba*. Relatório final, Curitiba, 30 p.
- GIANNINI, P. C. F. 1993. *Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba*, SC. São Paulo, V. 1, 278 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- GIUSTI, D. A. & JOSÉ, C. 1994. Métodos elétricos em áreas cársticas do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos, Balneário Camboriú*, SBG., p. 27-28.
- GROSSI SAD, J. H.; SARAIVA, N. T. A.; PINTO, C. P. 1984. *Rochas oleígenas da Formação Itaiti, área da usina industrial, Paraná*. Relatório final, Belo Horizonte, GEOSOL. 143 p.
- GUERRA, A. M. 1986. *Processos de carstificação e hidrogeologia do Grupo Bambuí na região de Irecê, Bahia*. São Paulo, 132 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- GUERRA, A. M. & MELLO, J. C. 1986. Localização de poços com base na relação entre estrutura e feições cársticas - Grupo Bambuí - Irecê - BA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4. Brasília, 1986. *Anais...Brasília, ABAS/DNAEE/DNPM.*, p. 208-20.
- GUNN, J. & GAGEN, P. 1987. Limestone quarrying and sinkhole development in the English Peak District. In: BECK, B.F. & WILSON, W.L. ed. *Karst hydrogeology: Engineering and environmental applications*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 121-25.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(4): 257-66.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 567 p.
- IAPAR - INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ. 1978. *Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná, 1978*. Londrina, Fundação Instituto Agronômico do Paraná. 38 p.
- IAPAR - INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ. 1995. *Dados hidrometeorológicos. Estação Fazenda Experimental da Faculdade de Agronomia, período 1986-1995*. Londrina, Banco de Dados Hidrometeorológicos, IAPAR.
- ITCF - INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E FLORESTAS. 1987. *Atlas do Estado do Paraná*. Curitiba, ITCF. 73 p.
- JACCON, G. & CUDO, K. J. 1989. *Hidrologia. Curva-chave, análise e traçado*. Brasília, DNAEE. 273 p.

- JICA - JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. 1995. *The master plan study on the utilization of water resources in Paraná State in the Federativa Republic of Brazil*. Tokyo, draft final report, sectorial report Hydrogeology and Groundwater, vol. C. 39 p.
- KARMMANN, I. 1994. *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 228 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- KLEIN, R. 1962. Fitofisionomia e notas sobre a vegetação para acompanhar a planta fitogeográfica de parte dos municípios de Rio Branco do Sul, Alm. Tamandaré e Colombo (PR). *Bol. UFPR*. Inst. Geol. e Geogr. Fis., n° 3, 93 p.
- KOHLER, H. C. 1994. Geomorfologia cárstica. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. da, organizadores. *Geomorfologia fluvial: uma atualização de conceitos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. p. 309-334.
- KOHLER, H. C. 1989. *Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa - MG*. São Paulo, 113 p. (Tese de Doutorado - Departamento de Geografia/USP).
- KRESIC, N. A. 1992. Review and selected bibliography on quantitative definition of karst hydrogeological systems. *International Contributions to Hydrogeology*, 13:51-87
- LADEIRA, E. A. 1985. Contribuição da geologia estrutural à pesquisa de águas subterrâneas em rochas fraturadas. *Águas Subterrâneas*, 9:07-34.
- LATTMAN, L. H. & PARIZEK, R. R. 1964. Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *Journal of Hydrology*, 2(2): 73-91.
- LIMA, S. A. 1986. *Mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Barigui. Curitiba*, 51 p. (Trabalho de graduação do curso de geografia - Departamento de Geografia/UFPR).
- LISBOA, A. A. 1992. *Proposta de metodologia compartimentada para avaliação hidrogeológica do aquífero cárstico - Compartimento São Miguel*. Curitiba, Programa Individual de Pós-Graduação, Curso de Pós-Graduação em Geologia. 8p.
- LISBOA, A. A. & BONACIM, E. A. 1995. Sistema aquífero cárstico - reservatório elevado da região metropolitana de Curitiba. *Sanare*, 4(4):26-30.
- LISBOA, A. A.; MAXIMIANO, G. A.; VIANNA, P. C. G.; SILVA, R. 1996. Mapeamento e compartimentação do aquífero cárstico na região metropolitana de Curitiba por um SIG. In: CONGRESSO E FEIRA PARA USUÁRIOS DE GEOPROCESSAMENTO, 2, Curitiba, 1996. *Anais...* Curitiba, Editora SAGRES, p 829-834.
- LLADÓ, N. L. 1970. *Fundamentos de hidrogeologia cárstica*. Madrid, Editorial Blume. 269 p.
- LUZ, C. R. F. da. 1992. *Levantamento das formas cársticas e sua utilização na parte noroeste do município de Colombo e seus arredores*. Curitiba, 62 p. (Trabalho de graduação do curso de geografia - Departamento de Geografia/UFPR).
- MAILLET, E. 1905. *Mécanique et physique du globe: essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. Paris, Editora A. Hermann, 218 p.
- MARINI, O. J. 1971. *Geologia da folha de Rio Branco do Sul, PR*. Rio Claro, 190 p. (Tese de Doutorado - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras/UNESP).

- MATTOS, A. 1990. Análise da validade de utilização de métodos climatológicos na avaliação da evapotranspiração em bacias hidrográficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 6, Porto Alegre, 1990. *Anais...* Porto Alegre, ABAS, p.237-45.
- MENEGASSE, L. N. 1991. *Estudo hidrogeológico das rochas metassedimentares do Grupo São Roque a nw da grande São Paulo - Critérios para locação de poços profundos*. São Paulo, 104 p. (Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- MILANOVIĆ, P. T. 1981. *Karst hydrogeology*. Littleton, Water Resources Publication, 434 p.
- MINEROPAR. 1987. *Perfil econômico - Mercado produtor de rochas calcárias no Estado do Paraná*. 1986. Curitiba, 38 p.
- MOORE, D. L. & STEWART, M. T. 1983. Geophysical signatures of fracture traces in a karst aquifer (Florida, U.S.A.). *Journal of Hydrology*, 61(1-3):325-40.
- MÜLLER, W. 1982. *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Hannover, AG Bodenkunde. 329 p.
- MYLROIE, J. E. 1987. Influence of impermeable beds on the collapse of bedrock voids in the vadose zone. In: BECK, B.F. & WILSON, W.L. ed. *Karst hydrogeology : Engineering and environmental applications*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 95-99.
- NADAL, C. A.; RATTON, E.; ROSA FILHO, E. F. da; GIUSTI, D. A.; BITTENCOURT, A. V. L.; JULIANO, K. A. 1995. Monitoramento de subsidências do terreno devido a exploração de aquífero cárstico. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 9, MERCOSUL DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1, Curitiba, 1995. *Anais...* Curitiba, ABAS., p. 83-87.
- NADALIN, J. R. 1996. Tema Geologia, Folha B. In: SANEPAR - COMPANHIA DE SANEAMENTO DO PARANÁ. *Projeto "Caracterização Hidrogeológica do Aquífero Karst na região norte de Curitiba"*. Curitiba, GEA. 26 p.
- NAKAGAWA, V. A.; PRANDINI, F. L.; ÁVILA, I. G. de; POÇANO, W. L.; BRAGA, A.C. de O., BOTTURA, J.A.; SANTORO, E. 1987. Cajamar - carst e urbanização : investigação e monitoramento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, São Paulo, 1987. *Anais...* São Paulo, ABGE, p.431-41.
- NEWTON, J. G. 1984. Review of induced sinkhole development. In: BECK, B. F. ed. *Sinkholes: their geology, engineering & environmental impact*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 3-9.
- OLIVEIRA, F. A. R. de. 1992. Ensaio geofísicos para o estudo de acidentes geológicos urbanos na região cárstica de Sete Lagoas - projeto vida. In: SIMPÓSIO SITUAÇÃO AMBIENTAL E QUALIDADE DE VIDA NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELO HORIZONTE E MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 199. *Atas...* p. 53-55.
- PALOC, H. 1977. Karsts anciens et eaux actuelles. In: TOLSON, J.S. ed. *Karst hydrogeology*. Huntsville, University of Alabama in Huntsville. p. 229-38.
- PARIZEK, R. P. 1976. On the nature and significance of fracture traces and lineaments in carbonate and other terranes. In: YEVJEVICH, V. ed. *Karst Hydrology*. Fort Collins, Water Research Publications, v. 1, p. 47-108.

- PARKHURST, D. L.; THORSTENSON, D. C.; PLUMMER, L.N. 1990. PHREEQUE - A computer program for geochemical calculations. *U.S. Geol. Survey, Water Resour. Invest.*, **80-96**, 210 p.
- PETTIJOHN, F. J. 1949. *Sedimentary rocks*. 1 ed. New York, Harper & Brothers. 526 p.
- PRANDINI, F. L.; NAKAGAWA, V. A.; ÁVILA, I. G. de; OLIVEIRA, A. M. S.; SANTOS, A.R. dos. 1987. Cajamar - carst e urbanização : zoneamento de risco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, São Paulo, 1987. *Anais...* São Paulo, ABGE, p.461-70.
- RAUCH, H. W. & WHITE, W. B. 1977. Dissolution kinetics of carbonate rocks: 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resources Res.*, **13**(2):381-94.
- REIS NETO, J. M. & SOARES, P. C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, v.1, p.147-65.
- ROSA FILHO, E. F. da. 1993. Caracterização da depleção de um aquífero através do coeficiente de descarga,  $\alpha$ , de Maillet. *Bol. Paran. Geoc.*, UFPR, Curitiba, **41**:125-44.
- ROSA FILHO, E. F. da; LISBOA, A. A.; SCHOENAU, O. 1996. Abastecimento de água de Curitiba - situação atual e proposta de solução. In: Workshop Internacional Ampliações dos Sistemas de Abastecimento de Água Potável nas Grandes Metrôpoles, 1, Belo Horizonte, 1996. *Atas...* Belo Horizonte, ABAS, p.1-22.
- SANCHEZ, L. E. 1992. O sistema, unidade lógica de referência dos estudos espeleológicos. *Espeleo-Tema*, São Paulo, **16**:3-14.
- SANJULIAN, J. J. C.; LATORRE, F. G.; LOZANO, V. I. 1986. Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): su caracterización a partir del análisis del hidrograma. *Boletín geológico y minero*, **6**:92-102.
- SANTOS, P. R. S. & SCHOTT, S. C. M. 1982. *Relatório da Folha Geológica Tranqueira/Parcial Leste de Capivara*. Curitiba, 65 p. (Trabalho de graduação do curso de geologia - Departamento de Geologia/UFPR).
- SHUSTER, E. T. & WHITE, W. B. 1972. Sources areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Journal of Hydrology*, **8**:1067-1073.
- SILVA, A. B. da. 1984a. *Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais*. São Paulo, 190 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- SILVA, A. B. da. 1984b. Evolução química das águas subterrâneas. . *Águas Subterrâneas*, **7**:05-12.
- SILVA, A. B. da. 1986. Contribuição da geologia estrutural na exploração de águas subterrâneas do Grupo Bambuí na região norte do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4. Brasília, 1986. *Anais...* Brasília, ABAS/DNAEE/DNPM, p. 251-62.
- SILVA, R. da. 1991. *Identificação de formas cársticas através de análises geomorfológicas (das quadrículas A-90, A-100, A-101) da região metropolitana*

- de Curitiba. Curitiba, 68 p. (Trabalho de graduação do curso de geografia - Departamento de Geografia/UFFPR).
- SOARES, P. C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paraense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v.2, p.743-71.
- STEARNS, W. D. & FRIEDMAN, M. 1972. Reservoirs in fractured rock. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Memoir 16, 82-106.
- SUMMERFIELD, M. A. 1994. *Global geomorphology: An introduction to the study of landforms*. Essex, Longman Scientific & Technical. 533 p.
- SUREHMA - SUPERINTENDÊNCIA DE RECURSOS HÍDRICOS E MEIO AMBIENTE. 1986. *Estudo da bacia hidrográfica do Rio Barigui*. Curitiba, SUREHMA. 82 p.
- SZIKSZAY, M. 1981. *Hidrogeológica das fontes das Águas da Prata, Estado de São Paulo. Origem, classificação e caracterização*. São Paulo, p. (Tese de Livre-docência - Instituto de Geociências/USP).
- SZIKSZAY, M. 1993. Geoquímica das águas. Bol. IG-USP. Série Didática. n° 5. 166 p.
- TEDESCO, O. M. 1989. *O cultivo da bracatinga (Mimosa scabrella Benth) como alternativa para a conservação do solo - município de Bocaiúva do Sul - PR*. Curitiba, 99 p. (Trabalho de graduação do curso de geografia - Departamento de Geografia/UFFPR).
- TORBAROV, K. 1976. Estimation of permeability and effective porosity in karst on the basis of recession curve analysis. In: YEVEVICH, V. ed. *Karst Hydrology*. Fort Collins, Water Research Publications, v. 1, p. 121-36.
- TUCCI, C. E. M. 1987. Modelos determinísticos. In: BARTH. F.T. et al. *Modelos para gerenciamento de recursos hídricos*. São Paulo, Nobel/ABRH. p. 211-324.
- TUCCI, C. E. M. 1993. Fundamentos do escoamento não-permanente. In: TUCCI, C.M.E. organizador. *Hidrologia : ciência e aplicação*. Porto Alegre, Ed. da Universidade do Rio Grande do Sul, ABRH, EDUSP. p. 373-90.
- UNESCO - UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION. 1974. *Methods for water balance computations*. Paris, UNESCO. 170 p.
- UNESCO. 1983. *International legend for hydrogeological maps*. Paris, UNESCO, IAH, IAHS. 51 p.
- VAINE, J. L. 1995. *Balanco hídrico da bacia do rio Passaúna*. Curitiba, SUDERHSA, relatório interno. 70 p. no prelo.
- VENI, G. 1987. Fracture permeability : Implications on cave and sinkhole development and their environmental assessments. In: BECK, B.F. & WILSON, W.L. ed. *Karst hydrogeology : Engineering and environmental applications*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 101-05.
- VIDOLIN, A. C. & SCHICKER, G. 1991. *Relatório do mapa geológico da Região de Campina dos Pintos (Rio Branco do Sul - Paraná)*. Curitiba, 68 p. (Trabalho de graduação do curso de geologia - Departamento de Geologia/UFFPR).
- VIEIRA, M. A.; DREWS, M. G. P.; NETTO, C. 1991. *Prospecção geofísica de cobre, chumbo e zinco na Formação Itaiacoca - Pr*. Belo Horizonte, DNPM, Centro de Geofísica Aplicada. 50 p.
- WILLIAMS, P. W. 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61(1-3):45-67.