

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,**  
**MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO**  
**AQUÍFERO CAUÊ, QUADRILÁTERO**  
**FERRÍFERO, MG**

**Maria Antonieta Alcântara Mourão**

**Belo Horizonte**  
**2007**

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO  
AQÜÍFERO CAUÊ, QUADRILÁTERO  
FERRÍFERO, MG**

**Maria Antonieta Alcântara Mourão**



**Maria Antonieta Alcântara Mourão**

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO  
AQÜÍFERO CAUÊ, QUADRILÁTERO  
FERRÍFERO, MG**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Meio Ambiente

Linha de pesquisa: Caracterização hidrodinâmica de sistemas de aquíferos

Orientador: Prof. Dr. Celso de Oliveira Loureiro

Co-orientador: Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim  
(Departamento de Geologia da Escola de Minas da  
Universidade Federal de Ouro Preto)

Belo Horizonte  
Escola de Engenharia da UFMG

2007

M929

Mourão, Maria Antonieta Alcântara  
Caracterização hidrogeológica do aquífero Cauê, Quadrilátero  
Ferrífero, MG [manuscrito] / Maria Antonieta Alcântara Mourão. – 2007.  
297 f., enc. : il.

Orientador: Celso de Oliveira Loureiro; Co-Orientador: Fernando  
Flecha de Alkmim

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais,  
Escola de Engenharia.

Bibliografia: f.284-297

1. Curral, Serra do (Belo Horizonte, MG) Aquífero - Teses.  
2. Quadrilátero Ferrífero(MG) - Teses. 3. Hidrogeologia – Teses.  
4. Gestão de recursos hídricos - Teses. I. Loureiro, Celso de Oliveira.  
II. Fernando Flecha de Alkmim. III. Universidade Federal de Minas Gerais,  
Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 628(043)



FOLHA DE APROVAÇÃO

Caracterização Hidrogeológica do Aquífero Cauê:  
Subsídios para a Gestão dos Recursos Hídricos no Quadrilátero Ferrífero

**MARIA ANTONIETA ALCÂNTARA MOURÃO**

Tese defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:

Prof. CELSO DE OLIVEIRA LOUREIRO - Orientador

Prof. FERNANDO FLECHA DE ALKIMIM - Co-Orientador

Prof. MÁRIO CICARELI PINHEIRO

Profª LEILA NUNES MENEGASSE VELÁSQUEZ

Profª MARIA MARLÚCIA FREITAS SANTIAGO

PESQ. RUBENS MARTINS MOREIRA

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

Versão Final aprovada por

Prof. Léo Heller  
Coordenador

Prof. Celso de Oliveira Loureiro  
Orientador

Belo Horizonte, 03 de dezembro de 2007.

*Para Marina.*

## **AGRADECIMENTOS**

A execução e conclusão deste trabalho não teriam sido possíveis se não fossem a colaboração e o apoio de tantas pessoas e a todas, mesmo que não mencionadas (pela minha falha memória), gostaria de manifestar a minha profunda gratidão.

Ao meu orientador Prof. Celso de Oliveira Loureiro, por ter me aberto definitivamente as portas para a busca da compreensão dos “enigmas” do escoamento subterrâneo, pela grande confiança depositada em meu trabalho, pela orientação firme e segura e sobretudo, pela amizade;

Ao meu co-orientador Prof. Fernando Flecha de Alkmim pelo apoio dado à pesquisa, pela dedicação nas correções dos textos, pelas valiosas sugestões e pelas agradáveis discussões sobre o Quadrilátero Ferrífero e o aquífero Cauê;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais pelo apoio financeiro, fundamental à execução do trabalho;

À CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, pelo incentivo e suporte dado no desenvolvimento da pesquisa, em especial ao diretor de Hidrologia e Gestão Territorial, José Ribeiro Mendes, ao chefe do departamento de Hidrologia, Frederico Cláudio Peixinho, ao chefe do departamento de Gestão Territorial, Cássio Roberto da Silva e ao gerente de Recursos Hídricos e Gestão Territorial da SUREG/BH, Márcio de Oliveira Cândido;

Ao geólogo César Augusto Paulino Grandchamp, ao técnico Nayrton Baeta (“Shaolim”), ao geólogo André Salvaterra e ao técnico Benedito Silva (“Bené”), funcionários da MBR – Minerações Brasileiras Reunidas (atualmente CVRD-Companhia Vale do Rio Doce), pela colaboração inestimável e essencial ao trabalho;

À COPASA – Companhia de Saneamento de Minas Gerais, nas pessoas do biólogo Tales Viana, gerente da Divisão de Proteção aos Mananciais, à geóloga Valéria Caldas Barbosa, à bióloga Aparecida Souza, Gilberto Azevedo (ETA-Ibirité), engenheiro Jorge Sadalla e aos meus antigos colegas Alexandre, Elizabeth, André, Délio e Carlos Alberto pela concessão de importantes dados e permissão ao acesso às áreas de mananciais;

Aos funcionários e representantes dos condomínios do Miguelão, Retiro do Chalé, Alphaville, Morro do Chapéu, Retiro das Pedras, do IBAMA e do Clube Serra da Moeda pela cooperação nos trabalhos e concessão de dados. Agradecimento especial a Carlos Branção e Adriano (condomínio Retiro do Chalé), Pedro Paulo (condomínio do Morro do Chapéu), Warley e Heloísa (condomínio do Miguelão) e Janaína (SAMOTRACIA-condomínio Alphaville);

Ao gerente do Parque Estadual do Rola Moça, Paulo Emílio Guimarães Filho, e aos demais funcionários do parque, pelo apoio durante a execução dos trabalhos na unidade de conservação;

Ao IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas, nas pessoas das geólogas Maricene Menezes de Oliveira Mattos Paixão, gerente de Apoio à Regularização Ambiental e Unidades Colegiadas e Maria Luiza Silva Ramos, gerente de Desenvolvimento de Recursos Hídricos, pelo fornecimento de dados referentes aos processos de licenciamento e outorga;

Ao geólogo Luis Vannucci, da empresa Vallourec & Mannesmann, por facilitar o acesso e o trabalho na mina do Pau-Branco e pela cessão de informações;

Aos geólogos Edson Albanez, Danilo Almeida e Gustavo Mafra, da CVRD – Companhia Vale do Rio Doce, pela colaboração nos estudos efetuados na mina do Córrego do Feijão;

À Mineral do Brasil, nas pessoas da sócia diretora Sra. Zaquia Cozac e do engenheiro Guido pelo apoio às atividades realizadas na área da mina e pela concessão de dados;

À EMBRAPA Milho e Sorgo, na pessoa de João Herbert Viana, pela gentileza, cuidado e dedicação na realização das análises de solos;

Às químicas Norma Rodrigues de Abreu e Lucilaine Valéria de Souza Santos, do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da UFMG, pelo empenho na execução das análises químicas;

Ao geólogo Eric Nelius Husseth, do Laboratório OMNI do Brasil, por ter aceitado o desafio de realizar testes físicos em amostras tão distintas daquelas usualmente ensaiadas;

Aos chefes dos laboratórios de isótopos, Marcelo Moreira (CENA), Luís Mancini (LIE/USP) e Zildete Rocha (Laboratório de Trítio/CDTN), pelo interesse e dedicação na execução das análises;

Ao engenheiro Paulo Minardi pelas discussões a respeito dos métodos de aplicação dos isótopos ambientais;

Aos hidrotécnicos da CPRM, Sidney Luiz do Nascimento e José Júlio de Souza, que demonstraram tanto rigor e empenho na operação dos pontos de medição e estações fluviométricas;

Ao colega e geólogo Orivaldo Ferreira Baltazar pela agradável companhia em algumas campanhas de campo e pela grande colaboração na interpretação dos aspectos estruturais da área;

Ao colega e geofísico, Antonino Juarez Borges, pela ajuda na interpretação dos mapas de anomalias magnéticas e radiométricas;

Aos estagiários da CPRM, Joel Barthels, Annita Luciano e João Las Casas pelo auxílio em algumas atividades da pesquisa;

Aos auxiliares de campo, Hélio, Vicente e Wellington,

Aos colegas da CPRM, pela colaboração em diversas situações; em especial, Márcio Silva, Francisco Eustáquio Silva, Frederico Favre, Décio Antônio Chaves Beato, Elizabeth de Almeida Costa, Márcio Ferreira Augusto, Juliane Costa Araújo Marinho, Denise Lemos Dias, Edson Jorge Pereira, Monica Rejane Dias e Renato Santiago;

À Ana Paula Lessa, da Fundação Christiano Ottoni, pelo acompanhamento competente da parte financeira do projeto;

À Iara Maria de Melo Malta, Secretária da Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, pelo apoio dado durante todas as fases do curso;

À colega, amiga e geógrafa, Rosângela Gonçalves B. de Souza, pela grande dedicação e primor na elaboração dos mapas da tese;

À colega, amiga e química, Magda Cristina Ferreira Pinto, pelo grande apoio na fase de coleta das amostras e pela ajuda na compreensão dos métodos de análises estatísticas;

À amiga e diagramadora, Valdiva de Oliveira, exemplo de força e superação, pela dedicação e esmero na editoração do texto;

À amiga Márcia Zucchetti, por compartilhar das alegrias e ansiedades durante o trabalho e pelo constante estímulo;

A todos os meus amigos, pelo incentivo e apoio;

Aos meus tios Hilda, José, Carlota e Edson por estarem incondicionalmente ao meu lado oferecendo-me, amor, carinho e estímulo, e pela compreensão do meu “distanciamento” na fase final da elaboração da tese;

À minha irmã, Kátia, e minha sobrinha, Marina, pela presença constante, palavras de conforto e por me proporcionarem momentos de muita alegria, mesmo nas fases mais angustiantes;

Ao Paulo Guilherme, pelo companheirismo, apoio, amor e carinho em todos os momentos e principalmente pela compreensão e tolerância diante de todas as minhas “ausências”;

Aos meus pais, Antônio e Maria de Lourdes, que muito além da imensa saudade me deixaram o exemplo de luta, perseverança, caráter e dignidade e me propiciaram os meios para chegar até aqui.



## RESUMO

O aquífero Cauê abrange a unidade geológica hospedeira dos corpos de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero (Formação Cauê). Possui significativo potencial hidrogeológico, aproveitado para o abastecimento de parte da região metropolitana de Belo Horizonte, e tem fundamental importância para a manutenção das condições ambientais na região. Nas áreas de extração mineral é afetado pelas atividades de desaguamento necessárias ao avanço da lavra. Considerando a necessidade do conhecimento integrado a respeito do aquífero, com vistas à adequada gestão dos recursos hídricos em área de grande complexidade geológica/hidrogeológica, um método de pesquisa, de abordagem multidisciplinar, foi criteriosamente planejado e executado. Verificou-se que o fluxo e o armazenamento subterrâneos encontram-se delimitados nos três grandes blocos regionais: Homoclinal Serra do Curral, Sinclinal da Moeda e Faixa Transpressiva Tamanduá-Mutuca. Intensa compartimentação é constatada em decorrência de falhamentos, diques básicos ou a presença de rochas menos permeáveis. O fluxo processa-se ao longo das camadas, pela dissolução e a lixiviação diferencial dos minerais, e nos planos de descontinuidades das rochas, representados por fraturas, clivagens e falhas. Foram encontradas evidências de que a reativação recente (neotectônica) tenha gerado superfícies preferenciais para o escoamento. Testes físicos, realizados em laboratório, mostraram que os maiores valores de condutividade hidráulica (máximo de  $2,3 \times 10^{-5}$  m/s) e de porosidade total (máximo de 46,3%) associam-se a hematitas médias (semifriáveis), hematitas compactas laminadas e itabiritos decompostos. A condutividade hidráulica é acentuadamente mais elevada nas direções aproximadamente paralelas ao acamamento. A recarga estimada para a área, por meio de cinco métodos distintos e empregando informações de natureza diversificada, revelou valor médio de 30,3% da precipitação média anual, com mínimo de 2,2% e máximo de 47,0%. Há uma forte relação dos tipos de solos e a geologia com os valores de recarga, sendo que taxas mais elevadas são verificadas em domínios da Formação Cauê (acima de 38%). Os tempos de residência das águas subterrâneas no aquífero Cauê indicam valores, em geral, entre 50 e 300 anos. Os conteúdos em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  apontam rápida infiltração. Em termos químicos, as águas do aquífero Cauê mostram-se muito pouco mineralizadas (condutividade elétrica média de 13,2  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), sem uma assinatura específica. A unidade limitante de topo, o aquífero Gandarela, constitui-se de rochas carbonáticas e apresenta feições cársticas importantes junto ao eixo do Sinclinal Moeda e no segmento oriental do Homoclinal Serra do Curral. Conexão hidráulica não foi determinada de forma conclusiva, levando-se em conta os aspectos químicos, isotópicos e relações de campo.

Exibe identidade química caracterizada pela elevada condutividade hidráulica (média de 108,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (em torno de 10,0‰), e composição predominante de cálcio, magnésio e bicarbonatos. As descargas no Sinclinal Moeda revelam tempos de residência (de 170 a acima de 500 anos) e concentrações minerais progressivamente mais elevados de norte para sul indicando fluxos a partir do platô do Jardim Canadá. A unidade confinante Batatal, que constitui a base do aquífero Cauê, mostra baixa permeabilidade em praticamente toda a área, manifestada pelas relações piezométricas nos arredores das minas e pelo condicionamento de grande parte das descargas junto ao seu contato. Na faixa Tectônica Tamanduá-Mutuca, a grande densidade de estruturas (especialmente rúpteis), decorrentes da deformação, favoreceu a percolação de água subterrânea nos filitos que mostram dois importantes pontos de descarga ao longo do ribeirão de Fechos. Trata-se de águas redutoras com elevada concentração em metais dissolvidos, em especial, ferro. Ensaio físicos realizados em amostras de filitos, em graus distintos de intemperismo, indicaram valores maiores de condutividade hidráulica ( $6,9 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ) e porosidade (29,1%) para as rochas muito decompostas.

## ABSTRACT

The Cauê aquifer encompasses the geological unit that is the host of the Iron Quadrangle bodies of iron ore (Cauê formation). It has got significant hydrogeological potential, which is used for part of the water supply for Belo Horizonte's metropolitan area, and has got a fundamental importance for the maintenance of the general environmental conditions of the region. In the areas involved in mineral extraction activities, the aquifer is affected by the dewatering procedures activities which are necessary for the expansion of the mining site. Considering the necessity of a deep and wide knowledge regarding the aquifer, in order to properly manage the water resources in an area of great geologic/hydrogeologic complexity, a research method with a multidisciplinary approach was systematically planned and carried out. It was verified that the groundwater flow and storage are limited to the three great regional blocks: Serra do Curral Homoclinal; Moeda Sinclinal; and, Tamanduá-Mutuca Transpressive Shear Zone. Intense compartmenting can be seen as a result of faulting and the presence of basic dikes and less permeable rocks. Groundwater flow occurs along the layers, due to the dissolution and the differential lixiviation of the mineral, and also on the discontinuity planes of the rocks, which are represented by fractures, cleavages and faultings. Evidences were found, pointing out that the recent (neotectonic) reactivation has generated preferential drainage surfaces. Physical tests, made in laboratories, showed that the highest values of hydraulic conductivity (maximum of  $2.3 \times 10^{-5}$  m/s) and total porosity (maximum of 46.3%) are associated to medium hematites (semi-friable), laminated compact hematites and decomposed itabirites. The hydraulic conductivity is distinctively higher in the directions that are approximately parallel to the bedding. The groundwater recharge estimated for the area, using five different methods and employing information of distinct natures, revealed a mean value of 30.3% of the annual average precipitation, with a minimum of 2.2% and a maximum of 47.0%. There is a strong correlation between the distinct types of soils and geology, with the recharge values, with the higher rates being observed in the domains of Cauê formation (above 38%). The groundwater residence time within the Cauê aquifer generally corresponds to values between 50 and 300 years. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  contents indicate quick infiltration. As to their chemical characteristics, the waters of the Cauê aquifer are very poorly mineralised (average electric conductivity of 13.2  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), having no specific signature. The top limiting geo-hydrostratigraphic unit of the Cauê aquifer, named the Gandarela aquifer, is made of carbonatic rocks and displays important karst features where it joins with the Serra da Moeda Sinclinal, and in the oriental segment of the Serra do Curral Homoclinal.

Its hydraulic connexion with the Cauê aquifer was not conclusively determined, taking into account the chemical and isotopic aspects, as well as the field relations. It exhibits a chemical identity characterised by high hydraulic conductivity (mean of 108.0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ),  $\delta^{13}\text{C}$  enrichment (around 10.0‰), and a composition in which, calcium, magnesium and bicarbonates predominate. The groundwater discharges, on the Moeda Sinclinal, show residence times from 170 up to more than 500 years, and the mineral concentrations, progressively higher from the North to the South, indicating groundwater flows oriented from the Jardim Canadá plateau. The confining hydrostratigraphic unit, named Batatal, constitutes the base for the Cauê aquifer and displays low permeability in almost all of its domain, a fact that is indicated by the piezometric relations in the surroundings of the mines located in the region, and by the positioning of the majority of the groundwater discharge points exactly at the contact of the Cauê with the Batatal unit. In the Tamanduá-Mutuca tectonic shear zone, the great density of structures (especially ruptile ones), due to the deformation, favoured the percolation of groundwater in the phyllites that show two important discharge points along the Fechos stream. The water in these two points is characterized by a reducing condition and a high concentration of dissolved metals, especially iron. Physical tests made on phyllite samples, with different degrees of weathering, indicated higher hydraulic values of conductivity ( $6.9 \times 10^{-6}$  m/s) and porosity (29.1%), for the rocks that were much decomposed.

# SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	i
<b>RESUMO</b> .....	v
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	xiv
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xvii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 OBJETIVOS E HIPÓTESE DE TRABALHO</b> .....	4
2.1 HIPÓTESE DE TRABALHO .....	4
2.2 OBJETIVO GERAL .....	4
2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	5
3.1 COLETA E CONSISTÊNCIA DE DADOS BÁSICOS .....	5
3.2 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA .....	6
3.3 INVESTIGAÇÕES DE CAMPO .....	6
3.4 INTERPRETAÇÃO DE CARTAS DE ANOMALIAS GEOFÍSICAS .....	7
3.5 IMPLANTAÇÃO DE ESTRUTURAS DE MONITORAMENTO DE VAZÕES DE NASCENTES COMPLEMENTARES À REDE EXISTENTE .....	7
3.6 ANÁLISES FÍSICO-QUÍMICAS .....	7
3.7 TRATAMENTO DOS DADOS HIDROQUÍMICOS .....	8
3.8 EMPREGO DE ISÓTOPOS AMBIENTAIS .....	10
3.9 DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS DE SONDAJENS DE MINERAÇÕES DE FERRO .....	11
3.10 DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E POROSIDADE TOTAL EM ENSAIOS DE LABORATÓRIO .....	12
3.11 DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DA ZONA NÃO-SATURADA .....	13
3.12 CARACTERIZAÇÃO DO REGIME DE DESCARGA DOS AQUÍFEROS .....	13
3.13 ESTIMATIVA DA RECARGA NATURAL DOS AQUÍFEROS .....	13
3.14 ELABORAÇÃO DE MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL .....	15
<b>4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA</b> .....	16
4.1 LOCALIZAÇÃO .....	16
4.2 ASPECTOS DO MEIO FÍSICO .....	16
4.2.1 <i>Geomorfologia</i> .....	16
4.2.2 <i>Solos</i> .....	18
4.2.2.1 <i>Cambissolos Háplicos</i> .....	18
4.2.2.2 <i>Latossolos</i> .....	18
4.2.2.3 <i>Neossolos</i> .....	19
4.2.2.4 <i>Argissolos</i> .....	20
4.2.3 <i>Uso do Solo e Cobertura Vegetal</i> .....	20
4.3 ASPECTOS HIDROCLIMATOLÓGICOS .....	21
4.3.1 <i>Clima</i> .....	21
4.3.2 <i>Pluviometria</i> .....	22
4.3.3 <i>Fluviometria</i> .....	22
4.4 USO DOS RECURSOS HÍDRICOS .....	22

<b>5</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA</b>	<b>24</b>
5.1	GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	24
5.1.1	<i>Litoestratigrafia</i>	24
5.1.1.1	Unidades litoestratigráficas pré-cambrianas	24
5.1.1.2	As Formações Superficiais Terciárias e Quaternárias	30
5.1.2	<i>Arcabouço Estrutural</i>	34
5.1.2.1	Morfotectônica mesozóica e cenozóica	37
5.1.3	<i>Formações Ferríferas Bandadas e Minérios de Alto Teor</i>	40
5.1.3.1	Gênese das Formações Ferríferas Bandadas	40
5.1.3.2	Gênese do Minério de Ferro Hospedado em BIF's	41
5.1.3.3	Os minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero	43
5.2	GEOLOGIA LOCAL	57
5.2.1	<i>Compartimentação Estrutural</i>	57
5.2.1.1	Homoclinal da Serra do Curral	57
5.2.1.2	Sinclinal Moeda	57
5.2.2	<i>Caracterização das Tipologias dos Minérios de Ferro e Formações Ferríferas</i>	60
5.2.2.1	Os minérios de ferro	60
5.2.2.2	As formações ferríferas	61
5.2.2.3	As demais litologias associadas	65
5.2.2.4	Discussão dos Resultados	66
5.2.3	<i>Propriedades Físicas das Formações Ferríferas, Minérios de Ferro e demais Litologias Associadas</i>	68
5.2.3.1	Os minérios de ferro	69
5.2.3.2	As formações ferríferas	69
5.2.3.3	As demais litologias associadas	72
5.2.3.4	Discussão dos Resultados	74
5.2.4	<i>Caracterização das Coberturas Detríticas e dos Solos</i>	79
5.2.4.1	Introdução	79
5.2.4.2	Aspectos Teóricos Relacionados ao Permeâmetro de Guelph	80
5.2.4.3	Resultados	81
5.2.4.4	Discussão dos Resultados	94
<b>6</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA</b>	<b>97</b>
6.1	INTRODUÇÃO	97
6.2	CARACTERÍSTICAS DAS BACIAS	97
6.3	OS LIMITES ADOTADOS PARA AS BACIAS HIDROGEOLÓGICAS	101
6.3.1	<i>Bacia do vertedouro VTD07/96CPX</i>	101
6.3.2	<i>Bacia de Fechos</i>	102
6.3.3	<i>Bacia do vertedouro VTD33/01JGD</i>	103
6.3.4	<i>Bacia de Mutuca Auxiliar (vertedouro VTD32/99CPX)</i>	103
6.3.5	<i>Bacia das nascentes da Tutaméia (vertedores S1 e S2)</i>	104
6.3.6	<i>Bacia do vertedouro VTB/01CPX</i>	104
6.3.7	<i>Bacia das fontes do córrego da Fazenda (pontos de medição PN02/00 e PN03/00)</i>	105
6.3.8	<i>Bacia das nascentes de Taboões, Bálsamo e Rola Moça</i>	105
6.3.9	<i>Bacia da nascente de Catarina Auxiliar (vertedouro VTD04/94CPX)</i>	106
6.3.10	<i>Bacia da nascente de Trovões (ponto de medição PN10/00)</i>	106
6.3.11	<i>Bacia da nascente de Cata Branca (vertedouro VTD27/99PIC)</i>	106
6.4	O REGIME FLUVIOMÉTRICO E OS ATRIBUTOS DO MEIO FÍSICO	106
6.5	A RELAÇÃO DAS VARIAÇÕES DE NÍVEL D'ÁGUA E A VAZÃO NOS CURSOS D'ÁGUA	113
6.6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	116

<b>7</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA</b>	<b>119</b>
7.1	AS UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	119
7.1.1	Aqüíferos Inconsolidados	120
7.1.2	Aqüíferos Quartzíticos	120
7.1.2.1	Aqüíferos Maquiné, Moeda, Taboões e Itacolomi	120
7.1.2.2	Aqüífero Cercadinho	121
7.1.3	Aqüífero Carbonático	121
7.1.4	Aqüíferos em formações ferríferas	122
7.1.4.1	Aqüífero Cauê	122
7.1.4.2	Aqüífero em formação ferrífera tipo Algoma	122
7.1.5	Aqüífero em Xistos	123
7.1.6	Aqüíferos em rochas granito-gnáissicas	123
7.1.7	Unidades Confinantes	123
7.2	OS GRANDES COMPARTIMENTOS HIDROGEOLÓGICOS	124
7.2.1	Compartimento Hidrogeológico Homoclinal da Serra do Curral	125
7.2.2	Compartimento Hidrogeológico do Sinclinal Moeda	126
7.2.3	Compartimento Hidrogeológico Faixa Tamanduá-Mutuca	129
7.3	OS PRINCIPAIS PONTOS DE DESCARGA DOS AQUÍFEROS	132
7.3.1	Compartimento Hidrogeológico Homoclinal da Serra do Curral	132
7.3.1.1	Nascente do manancial do Rola Moça (P69)	133
7.3.1.2	Nascente do manancial de Taboões (P73)	133
7.3.1.3	Nascente do manancial de Bálsamo (P70)	133
7.3.1.4	Nascente do Manancial de Mutuca Auxiliar (P50)	134
7.3.1.5	Nascente do Alto Barreiro (VT07/96CPX – ponto 221)	134
7.3.1.6	Nascente do Vertedouro 33 (Mina da Jangada – P56)	134
7.3.1.7	Nascente do Vertedouro 55 (Mina da Jangada – P55)	134
7.3.1.8	Nascente do Vertedouro 60 (Mina da Jangada – P57)	135
7.3.1.9	Nascente Leste (P106)	135
7.3.1.10	Nascente Jequitibá (P107)	135
7.3.1.11	Galeria de Drenagem (P104)	135
7.3.1.12	Nascente do Córrego da Fazenda (P97)	135
7.3.1.13	Galeria do Córrego da Fazenda (P96)	135
7.3.1.14	Túnel da Ferrovia do Aço – Taquaril (P94)	136
7.3.1.15	Nascente do Taquaril	136
7.3.1.16	Descarga no Rio Paraopeba	136
7.3.2	Compartimento Hidrogeológico do Sinclinal Moeda	136
7.3.2.1	Nascente do manancial de Fechos (Galeria – P52)	137
7.3.2.2	Nascente do manancial de Fechos (Auxiliar – P81)	137
7.3.2.3	Nascente do Rio do Peixe (ponto P65)	137
7.3.2.4	Nascente de Trovões (P66)	137
7.3.2.5	Nascente da Cata Branca (P67)	138
7.3.2.6	Nascente do Manancial de Catarina Principal (P48)	138
7.3.2.7	Nascente do Manancial de Catarina Auxiliar (P51)	139
7.3.2.8	Nascente da Tutaméia (P118)	139
7.3.2.9	Nascente da Mãe d'água – Condomínio Retiro do Chalé (P82B)	139
7.3.2.10	Nascente de Capitão Valente – Condomínio Retiro do Chalé (P82A)	139
7.3.2.11	Nascente da Comunidade Suzana (P83A)	139
7.3.2.12	Nascente do Manancial de Fechos (Surgência Cárstica – P53)	140
7.3.2.13	Nascente do Condomínio Lagoa do Miguelão (nascente da SKOL - P71)	140
7.3.2.14	Nascente do Condomínio Lagoa do Miguelão (Nascente do Miguelão – P72)	140

7.3.2.15 Nascente da BR040 – Portaria C do Condomínio Lagoa do Miguelão (P89).....	141
7.3.2.16 Nascente do IBAMA (P34) .....	141
7.3.2.17 Nascente do Clube Serra da Moeda (P84) .....	141
7.3.3 <i>Compartimento Hidrogeológico da Faixa Tamanduá-Mutuca</i> .....	142
7.3.3.1 Nascentes do manancial de Fechos (Casa de Bombas – P77 e P79) .....	142
7.3.3.2 Nascente do Meloso (Mina do Tamanduá – P58).....	142
7.3.4 <i>Discussão dos Resultados</i> .....	143
7.4 O PAPEL DAS ESTRUTURAS TECTÔNICAS NO FLUXO SUBTERRÂNEO .....	145
7.4.1 <i>Lineamentos Magnetométricos e Radiométricos e os Pontos de Descarga do Aquífero Cauê</i> .....	150
7.4.2 <i>Discussão dos Resultados</i> .....	152
7.5 ESTIMATIVA DA RECARGA.....	153
7.5.1 <i>Introdução</i> .....	153
7.5.2 <i>Os Métodos Empregados</i> .....	154
7.5.2.1 Método Manual de Separação das Hidrógrafas .....	154
7.5.2.2 Método de Flutuação do Nível d' água em Piezômetros e Indicadores de Nível .....	158
7.5.2.3 Método de Rorabaugh .....	159
7.5.2.4 Método Automatizado de Separação das Hidrográficas.....	160
7.5.2.5 Método de Green-Ampt.....	162
7.5.2.6 Método do Balanço Hídrico empregando a fração do escoamento de base em relação à vazão total de uma bacia .....	164
7.5.2.7 Método do balanço hídrico integrado a um sistema de informações geográficas (SIG).....	165
7.5.3 <i>Os Dados Utilizados na Aplicação dos Métodos</i> .....	167
7.5.3.1 Dados hidrológicos .....	167
7.5.3.2 Dados pluviométricos.....	168
7.5.3.3 Dados de variação de nível d'água .....	168
7.5.3.4 Características dos solos.....	169
7.5.3.5 Características do meio físico .....	170
7.5.4 <i>Resultados</i> .....	173
7.5.4.1 Método de Rorabaugh utilizando o programa RORA .....	173
7.5.4.2 Método de Green-Ampt.....	179
7.5.4.3 Método do Balanço Hídrico empregando a fração do escoamento de base.....	182
7.5.4.4 Método da Variação do Nível d'água .....	182
7.5.4.5 Método do balanço hídrico integrado a um sistema de informações geográficas (SIG).....	187
7.5.5 <i>Discussão dos Resultados</i> .....	190
7.6 CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA.....	194
7.6.1 <i>Aquífero Cauê</i> .....	195
7.6.2 <i>Aquífero Gandarela</i> .....	201
7.6.3 <i>Aquíferos Quartzíticos</i> .....	206
7.6.4 <i>Aquíferos Inconsolidados</i> .....	209
7.6.5 <i>Aquífero em xistos</i> .....	210
7.6.6 <i>Aquíferos em formações ferríferas</i> .....	212
7.6.7 <i>Aquíferos em rochas granito-gnáissicas</i> .....	214
7.6.8 <i>Unidade confinante Batatal</i> .....	215
7.6.9 <i>Discussão dos Resultados</i> .....	216
7.7 ESTUDOS ISOTÓPICOS .....	217
7.7.1 <i>Isótopos Ambientais</i> .....	218
7.7.1.1 Oxigênio-18 ( <sup>18</sup> O) e Deutério ( <sup>2</sup> H) .....	218
7.7.1.2 Carbono – 13 .....	220
7.7.1.3 Trítio.....	221
7.7.2 <i>Resultados Obtidos</i> .....	223
7.7.2.1 Trítio.....	223
7.7.2.2 Oxigênio-18 e Deutério .....	232
7.7.2.3 Carbono-13.....	235
7.7.2.4 Os isótopos ambientais e as características químicas das águas.....	237
7.7.3 <i>Discussão dos Resultados</i> .....	255



<b>8</b>	<b>MODELO HIDROGEOLÓGICO</b> .....	<b>258</b>
8.1	INTRODUÇÃO .....	258
8.2	ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS GERAIS .....	258
8.2.1	A gênese do aquífero Cauê .....	258
8.2.2	As estruturas das rochas e a influência na formação do aquífero e no fluxo e armazenamento subterrâneos .....	259
8.2.3	As propriedades físicas e hidráulicas das rochas constituintes do aquífero Cauê e das demais unidades associadas .....	260
8.2.4	A influência das características do meio físico no regime de descarga de água subterrânea.....	262
8.2.5	A recarga dos aquíferos.....	263
8.2.6	Origem e tempo de renovação das águas subterrâneas.....	264
8.3	OS COMPARTIMENTOS HIDROGEOLÓGICOS REGIONAIS E SUBDIVISÕES .....	265
8.3.1	O Homoclinal da Serra do Curral .....	265
8.3.1.1	O segmento oriental do Homoclinal da Serra do Curral.....	266
8.3.1.2	A região central do Homoclinal da Serra do Curral – Junção com o Sinclinal Moeda.....	267
8.3.1.3	O segmento ocidental do Homoclinal da Serra do Curral .....	268
8.3.2	O Sinclinal Moeda .....	270
8.3.2.1	A porção setentrional – Junção com o Homoclinal da Serra do Curral .....	270
8.3.2.2	O flanco oeste do Sinclinal Moeda .....	272
8.3.2.3	O flanco leste do Sinclinal Moeda.....	274
8.3.3	A faixa Tamanduá-Mutuca .....	275
<b>9</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>277</b>
<b>10</b>	<b>RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>281</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>283</b>

## APÊNDICES

Apêndice A -	Mapa Geológico.
Apêndice B -	Pontos de ensaio para determinação da condutividade hidráulica saturada (Permeâmetro de Guelph) e resultados das análise granulométricas efetuadas nas amostras coletadas.
Apêndice C -	Descrição dos métodos estatísticos adotados no tratamento dos dados.
Apêndice D -	Características das bacias hidrográficas e hidrogeológicas usadas no cálculo da recarga.
Apêndice E -	Mapa de Bacias Hidrológicas e Hidrogeológicas.
Apêndice F -	Características dos piezômetros e indicadores de níveis d'água usados no cálculo da recarga.
Apêndice G -	Mapa de Pontos d'Água.
Apêndice H -	Características dos pontos d'água visitados durante a pesquisa e obtidos do cadastro de Beato <i>et al.</i> (2005).
Apêndice I -	Resultados do monitoramento de vazões realizado em pontos de medição e estações fluviométricas instalados para o desenvolvimento da pesquisa.
Apêndice J -	Relação do coeficiente de escoamento superficial com vegetação, solo e declividade utilizado no método de balanço hídrico (WETSPASS).
Apêndice K -	Tabela comparativa dos resultados obtidos no cálculo de recarga para os diferentes métodos.
Apêndice L -	Resultados de análises químicas para os pontos d'água visitados durante a pesquisa.
Apêndice M -	Matrizes de correlação entre os parâmetros físico-químicos.
Apêndice N -	Mapa Hidrogeológico.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 -	Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero e localização da área de pesquisa.....	17
Figura 5.1 -	Mapa regional do cráton do São Francisco mostrando os cinturões orogênicos Brasileiros, a faixa de dobramento e cisalhamento Espinhaço (EFB) e o Quadrilátero Ferrífero (em destaque na moldura).....	25
Figura 5.2 -	Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. A parte direita da coluna representa as relações observadas no setor ocidental do QF, e a parte esquerda, as relações do setor oriental.....	26
Figura 5.3 -	Mapa das principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero.....	35
Figura 5.4 -	Relações estruturais observadas na junção do Homoclinal da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda. 1. Falha da Gordura; 2. Falha da Mutuca; 3. Falha da Catarina; 4. Falha do Barreiro.....	58
Figura 5.5 -	Perfis do mapa geológico da figura 5.4.(a) Seção XX'; (b) Seção YY' e (c) Seção ZZ'.....	59
Figura 5.6 -	Descrição litológico-petrográfica de testemunho de sondagem da Mina do Capão Xavier (CPX 05/05).....	62
Figura 5.7 -	Hematita compacta bandada, mina Capitão do Mato, furo CMT 09/92.....	63
Figura 5.8 -	Itabirito dolomítico, mina de Capão Xavier, furo CPX 15/91.....	64
Figura 5.9 -	Diagramas de dispersão para parâmetros físicos de itabiritos e minérios de ferro. (a) condutividade hidráulica <i>versus</i> porosidade e (b) porosidade <i>versus</i> densidade.....	73
Figura 5.10 -	Diagramas de dispersão para parâmetros físicos das rochas associadas aos itabiritos e minérios de ferro. (a) condutividade hidráulica <i>versus</i> porosidade e (b) porosidade <i>versus</i> densidade.....	74
Figura 5.11 -	Mapa de classes de solos com a localização dos ensaios de permeabilidade.....	82
Figura 5.12 -	Dendograma obtido na análise de agrupamento para os pontos com ensaios de permeabilidade e análise granulométrica. Variáveis usadas para análise: Areia fina, areia grossa, silte e Ksat.....	87
Figura 5.13 -	Diagrama das médias das características dos grupos definidos na análise de cluster.....	88
Figura 5.14 -	Classificação textural das amostras de solo discriminadas pelos grupos definidos na análise de cluster.....	89
Figura 5.15 -	Diagrama de frequência de ocorrência das classes de solos nos aglomerados.....	90
Figura 6.1 -	Classificação das bacias conforme o regime fluviométrico. I) regime permanente influenciado por eventos de precipitação; II) regime intermitente; III) regime permanente pouco influenciado pela pluviosidade ou com grande defasagem entre picos de vazão e chuva; IV) regime misto marcado por variações de vazão decorrentes de eventos de chuva, mas com fluxos relativamente constantes nos períodos de estiagem.....	99
Figura 6.2 -	Diagramas de scores e vetores das variáveis para a primeira e a segunda componentes principais associados a tabelas com a discriminação das bacias incluídas em cada grupo. a) geologia; b) solos – LATOVER: Latossolos vermelhos; CAMBDIS: Cambisolos Háplicos Distróficos; CAMBPER; Cambissolo Háplico Perférico; NEOFER; Neossolo Litólico Ferruginoso; c) declividade e d) cobertura vegetal e uso da terra.....	108
Figura 6.3 -	Isolinhas de variação de nível d'água na região do Bairro Jardim Canadá.....	114
Figura 6.4 -	Índices pluviométricos para os anos hidrológicos de 2001 a 2006, medidos na estação de Ibirité. Nota-se a redução na precipitação anual a partir do ano hidrológico de 2002-2003.....	116
Figura 7.1 -	Principais pontos de descarga: a) Unidade confinante Batatal na Faixa Tamanduá-Mutuca. Notar depósito de precipitado de tonalidade alaranjada e ao lado jorros de água a partir de fraturas e da foliação; b) Aquífero Cauê – Nascente do Rio do Peixe. Descarga em fratura em itabirito e ao lado aspecto compacto e pouco deformado da rocha; c) Aquífero Cauê – Nascente da Cata Branca. Barragem e vazão logo à jusante; d) Canyon da Nascente da Mãe d'água – Condomínio Retiro do Chalé; e) Aquífero Gandarela na Faixa Tamanduá-Mutuca. Nascente em cavidade cárstica; f) Aquífero Cauê – Nascente de Trovões. Uma das surgências ocorre em cavidade formada no itabirito; g) Aquífero Gandarela – Nascente da SKOL – Condomínio do Miguelão. Fonte em meio a blocos de canga (pintados de branco); h) Aquífero Cauê – Barragem Principal da Nascente de Catarina; i) Aquífero Cauê – Nascente de Taboões. Vazão a 500 metros a jusante da surgência.....	146

Figura 7.2 -	Feições de dissolução observadas no itabirito e no minério compacto. (a) Janelas formadas pela dissolução ao longo do acamamento verticalizado e de fraturas – Nascente de Trovões; (b) Itabirito – Nascente de Catarina Auxiliar; (c) Itabirito - Nascente do Rio do Peixe; (d) Hematita Compacta laminada – Mina de Tamanduá. ....	147
Figura 7.3 -	Estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis identificadas na Serra do Rola Moça, mas de ocorrência generalizada na área da pesquisa. (a) dobras redobradas em laço e intrafoliais à laminação do itabirito – estruturas mais antigas de natureza essencialmente dúctil; (b) dobras amplas em joelho com clivagem espaçada de mergulho médio a alto; (c) dobras amplas com eixos subhorizontais associadas a clivagem espaçada de mergulho baixo a médio (d) e (e).....	148
Figura 7.4 -	Estruturas rúpteis geradas por tectônica recente identificadas na Serra do Rola Moça. (a) contato itabirito dolomítico com sedimento argiloso em zona de falha normal. Notar escalonamento com rotação de blocos no itabirito. (b) detalhe da foto anterior, exibindo contato marcado por falha normal entre itabirito dolomítico e sedimento argiloso. (c) Sistema de fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro em cobertura detrito-laterítica. ....	150
Figura 7.5 -	Mapa de anomalias magnéticas (sinal analítico) contendo os lineamentos interpretados e as descargas dos aquíferos profundos. ....	151
Figura 7.6 -	Hidrográfa de vazão para o vertedouro VTD14/96TAM. ....	155
Figura 7.7 -	Período de recessão entre 20 de março e 28 de agosto de 2002. ....	157
Figura 7.8 -	Exemplo de hidrográfa de vazão mostrando o método de deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga de água subterrânea em resposta a um evento de recarga. ....	161
Figura 7.9 -	Determinação do escoamento de base pelo programa BASEFLOW. O filtro separa o escoamento superficial da descarga subterrânea. O ponto onde a curva gerada pelo filtro junta-se ao hidrograma real corresponde ao início da recessão. ....	161
Figura 7.10 -	Localização das estações pluviométricas usadas no estudo.....	169
Figura 7.11 -	Mapas temáticos digitais em formato raster utilizados no modelo de balanço hídrico: a) precipitação no período seco; b) precipitação no período chuvoso; c) topografia; d) declividade; e) solos; e f) cobertura vegetal e uso do solo. ....	174
Figura 7.12 -	Mapa de recarga (em porcentagem da precipitação total anual) obtido pela integração temática e balanço hídrico efetuados por meio do programa WETSPASS. ....	189
Figura 7.13 -	Mapas de localização dos pontos de coleta de amostras para análises químicas discriminados por grupos de características semelhantes. A) Aquífero Cauê; B) Aquífero Gandarela; C) Aquíferos Quartzíticos; D) Aquífero em rochas granito-gnáissicas; E) Aquíferos em Xistos; F) Aquíferos Inconsolidados). ....	196
Figura 7.14 -	Diagramas de Piper e Schoeller. a) Aquífero Cauê; b) Aquífero Gandarela; c) Aquíferos Quartzíticos, d) Aquíferos Inconsolidados; e) Aquífero em Xistos; f) Aquíferos em rochas granito-gnáissicas. ....	197
Figura 7.15 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras do aquífero Cauê em grupos com características químicas semelhantes. ....	199
Figura 7.16 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras do aquífero Gandarela em grupos com características químicas semelhantes. ....	203
Figura 7.17 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos Quartzíticos em grupos com características químicas semelhantes.....	207
Figura 7.18 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos inconsolidados em grupos com características químicas semelhantes.....	210
Figura 7.19 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos em xistos em grupos com características químicas semelhantes. ....	212
Figura 7.20 -	Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos em xistos em grupos com características químicas semelhantes. ....	214
Figura 7.21 -	Concentrações médias anuais de trítio estimadas para as precipitações na área de estudo. ....	226
Figura 7.22 -	Curva de tempo de renovação da água subterrânea em função da concentração do trítio concentração obtida com base no modelo de fluxo exponencial. ....	230
Figura 7.23 -	Diagrama $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ para as amostras coletadas na área de estudo.....	232

Figura 7.24 - Diagrama $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ para as amostras de água subterrânea coletadas na área de estudo. ....	234
Figura 7.25 - Relação da alcalinidade de bicarbonato e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ , para os diversos aquíferos e águas superficiais. ....	237
Figura 7.26 - Diagrama de Piper para as amostras de águas para as quais foram também analisados os isótopos ambientais. ....	239
Figura 7.27 - Relação entre $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ e $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ nas amostras investigadas. ....	239
Figura 7.28 - Diagrama de Chadha (1999) para as amostras investigadas e a discriminação dos grupos identificados. ....	240
Figura 7.29 - Diagrama de índice de saturação para calcita e dolomita <i>versus</i> sólidos totais dissolvidos. ....	241
Figura 7.30 - Dendograma resultante da análise de agrupamento para as variáveis $^{13}\text{C}$ , $^{18}\text{O}$ , $^3\text{H}$ e $^2\text{H}$ nas águas subterrâneas, associado à planilha com as médias das concentrações para cada grupo identificado. ....	245
Figura 7.31 - Mapa de localização dos pontos de coleta de água para análises de isótopos ambientais e classificação das amostras de acordo com os grupos identificados na análise de agrupamento (ver figura 7.30). ....	246

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 -	Métodos analíticos adotados e respectivos limites de detecção.....	8
Tabela 3.2 -	Relação das análises completas disponíveis para o trabalho.....	9
Tabela 3.3 -	Erro admissível de balanço iônico a partir da condutividade elétrica.....	10
Tabela 3.4 -	Relação dos programas e aplicativos usados na estimativa da recarga.....	14
Tabela 5.1 -	Tabela comparativa dos principais modelos genéticos para minérios de alto teor.....	44
Tabela 5.2 -	Principais Características Geológicas dos minérios hematíticos e itabiritos no Depósito de Tamanduá.....	55
Tabela 5.3 -	Porosidade associada ao tipo de minério, trama e tamanho médio dos grãos.....	56
Tabela 5.4 -	Resultados dos testes físicos (porosidade, permeabilidade intrínseca e densidade) realizados em amostras de formações ferríferas, minérios de ferro e demais litologias associadas.....	70
Tabela 5.5 -	Comparação dos dados obtidos nos testes físicos com os dados fornecidos por estudos efetuados na área.....	75
Tabela 5.6 -	Estatística descritiva dos dados de condutividade hidráulica saturada para as classes de solos.....	83
Tabela 5.7 -	Matriz de correlação para as frações granulométricas dos solos e a condutividade hidráulica saturada (coeficiente de correlação de Pearson).....	84
Tabela 5.8 -	Modelos de regressão obtidos e parâmetros estatísticos.....	85
Tabela 5.9 -	Coefficientes dos modelos de regressão.....	85
Tabela 5.10 -	Componentes dos aglomerados definidos pela análise de agrupamento.....	87
Tabela 5.11 -	Média das frações granulométricas e dos parâmetros físicos e hidráulico para os grupos definidos na análise de <i>cluster</i> .....	88
Tabela 5.12 -	Classificação das amostras incluídas em cada grupo por tipo de material e domínio geológico do substrato.....	91
Tabela 5.13 -	Distribuição dos valores de pH dos solos (reunidos em classes) nas unidades geológicas.....	93
Tabela 5.14 -	Distribuição dos valores de densidade dos solos (reunidos em classes) nas unidades geológicas.....	94
Tabela 6.1 -	Mediana do coeficiente de esgotamento para os tipos de bacias identificados.....	100
Tabela 6.2 -	Coefficientes de ponderação das características, suas correlações com os componentes principais e porcentagem da variância explicada por cada componente.....	110
Tabela 6.3 -	Parâmetros estatísticos básicos para o coeficiente de esgotamento nos grupos de bacias definidos nos atributos físicos do meio.....	111
Tabela 6.4 -	Resultados do método estatístico ANOVA aplicado para avaliação de diferenças entre os valores de coeficiente de esgotamento para os grupos semelhantes de bacias definidos em cada tema.....	111
Tabela 6.5 -	Classes dominantes dos temas geologia, declividade, cobertura vegetal e uso da terra nos grupos de bacias diferenciados para os solos.....	112
Tabela 7.1 -	Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Homoclinal da Serra do Curral.....	127
Tabela 7.2 -	Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Sinclinal Moeda.....	130
Tabela 7.3 -	Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Faixa Tamanduá-Mutuca.....	131
Tabela 7.4 -	Vazões totais para as descargas do aquífero Cauê nos grandes compartimentos hidrogeológico.....	145
Tabela 7.5 -	Descrição concisa dos métodos usados para estimativa da recarga.....	156
Tabela 7.6 -	Informações exigidas pelo programa WETSPASS para o cálculo do balanço hídrico.....	165
Tabela 7.7 -	Séries pluviométricas reunidas para o estudo.....	168
Tabela 7.8 -	Associação dos poços de monitoramento de nível d'água selecionados com as áreas de influência das minerações.....	169

Tabela 7.9 -	Parâmetros dos solos utilizados no cálculo da recarga pelo modelo de <i>Green-Ampt</i> .....	170
Tabela 7.10 -	Parâmetros empregados no modelo de balanço hídrico WETSPASS.....	171
Tabela 7.11 -	Atributos associados aos solos para cálculo do balanço hídrico pelo programa WETSPASS.....	175
Tabela 7.12 -	Atributos associados às classes de uso da terra e cobertura vegetal para cálculo do balanço hídrico pelo programa WETSPASS.....	176
Tabela 7.13 -	Principais características das bacias analisadas e valores de recarga obtidos com o método RORA (classificação por ordem crescente da recarga em % da precipitação).....	177
Tabela 7.14 -	Intervalos de recarga e características das bacias hidrológicas/hidrogeológicas.....	179
Tabela 7.15 -	Valores de recarga obtidos pelo método de Green-Ampt para bacias hidrológicas/hidrogeológicas e piezômetros e indicadores de nível d'água.....	180
Tabela 7.16 -	Valores de recarga obtidos pelo método do Balanço Hídrico empregando a fração de contribuição do escoamento de base (classificação por ordem crescente de % da precipitação).....	183
Tabela 7.17 -	Intervalos de recarga e correlação com as frações médias de contribuição do escoamento de base ao fluxo superficial e com as rochas predominantes nas bacias analisadas.....	184
Tabela 7.18 -	Valores de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água.....	185
Tabela 7.19 -	Intervalos de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água e comparação com as medianas de variação de nível d'água e porosidade efetiva.....	187
Tabela 7.20 -	Relação dos desvios padrões para os resultados de recarga obtidos os diversos método e a vazão específica das bacias.....	190
Tabela 7.21 -	Diferenças nas médias de porcentagem de precipitação entre os métodos usados para cálculo da recarga.....	191
Tabela 7.22 -	Taxas de recarga (em porcentagem da precipitação anual) para as bacias estudadas e a relação com os tipos dominantes de rochas.....	193
Tabela 7.23 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para o Aquífero Cauê.....	202
Tabela 7.24 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para o Aquífero Gandarela.....	204
Tabela 7.25 -	Simulação de mistura de águas dos aquíferos Cauê e Gandarela.....	206
Tabela 7.26 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos Quartzíticos.....	208
Tabela 7.27 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos Inconsolidados.....	211
Tabela 7.28 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos em Xistos.....	213
Tabela 7.29 -	Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos em rochas Granito-Gnáissicas.....	215
Tabela 7.30 -	Concentrações médias mensais de trítio nas precipitações em estações do Brasil e nos hemisférios sul e norte e procedimentos de determinação dos valores de T para as chuvas na área de estudo.....	225
Tabela 7.31 -	Resultados das análises de trítio de amostras de água subterrânea coletadas na área.....	227
Tabela 7.32 -	Concentrações médias de Trítio para as precipitações na área de estudo, corrigidas pelo método de pistão (desintegração) e referidas entre o ano indicado e o ano de coleta.....	228
Tabela 7.33 -	Tempos de renovação das águas subterrâneas calculados utilizando-se do modelo exponencial de fluxo.....	231
Tabela 7.34 -	Concentrações de oxigênio-18 e deutério.....	233
Tabela 7.35 -	Concentrações de carbono-13 (carbono inorgânico dissolvido – CID) nas amostras de água da área.....	236
Tabela 7.36 -	Índice de saturação (IS) na água, para os principais minerais de ocorrência na área de estudo.....	242

# 1 INTRODUÇÃO

A região do Quadrilátero Ferrífero representa, desde o período colonial, importante referência nacional e internacional como distrito ferrífero e aurífero, tendo sido uma das áreas de destaque no chamado ciclo do ouro, durante o qual se formaram as primeiras nucleações urbanas e do qual subsistem registros arquitetônicos, antropológicos, sociais e até mesmo das primeiras interferências ambientais. Em função da grande riqueza mineral tornou-se foco de estudos de cunho científico e exploratório atraindo pesquisadores de todo o Brasil e de outros países.

A extração do minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero responde, atualmente, por 71% da produção brasileira (IBRAM, 2007), mas chegou a ser, até o ano de 1986, responsável pela totalidade da produção no país. Tais números indicam a importância da indústria extrativa de ferro na região, que se encontra em expansão na busca de novos alvos de prospecção e de tecnologias para o aproveitamento do minério menos enriquecido, visto que várias minas estão em vias de exaustão.

Ao lado dos recursos minerais sobressai um outro recurso, o hídrico, cuja grande disponibilidade conduziu à implantação de sistemas de abastecimento dos quais se destacam aqueles mantidos pela COPASA - sistemas Rio das Velhas, Morro Redondo, Catarina e Ibirité - que juntos suprem 51% da demanda de água para a região metropolitana de Belo Horizonte e correspondem a uma captação total de 7,2 m<sup>3</sup>/s (COPASA, 2007). Registros históricos indicam que o próprio local de implantação da Vila Del Rey (antiga denominação de Belo Horizonte) foi estabelecido, ao menos em parte, pela grande quantidade de água em seus arredores.

Tratando-se especificamente dos recursos hídricos subterrâneos, tem-se como principal aquífero a unidade geológica hospedeira dos corpos de minério de ferro, denominada de Formação Cauê, de idade paleo-proterozóica (2 Ga) e originada pela precipitação química em ambiente sedimentar plataformar de ferro e sílica (e secundariamente carbonato) dando origem às formações ferríferas bandadas. Estas rochas foram submetidas a processos diagenéticos e a dois eventos tectono-metamórficos (Transamazônico – 2,1 Ga e Brasileiro – 600 Ma) que suprimiram a porosidade primária e conduziram à formação de porosidade fissural dada pela presença de falhas, fraturas e clivagens.

A percolação de fluidos nessas rochas, originários da infiltração de águas meteóricas (MORRIS, 1980) e/ou de remobilização metamórfica (TAYLOR *et al.* 2001 e WEBB *et al.*, 2003) promoveram, em determinadas porções da unidade geológica, a dissolução da sílica e do carbonato e geraram corpos de hematita compacta (porosidade fissural e alta condutividade hidráulica) e corpos de hematita friável (porosidade intersticial e alta capacidade de armazenamento).

Verifica-se a ocorrência contínua da Formação Cauê no Sinclinal Moeda e no Homoclinal Serra do Curral, fazendo-se presente em todos os pontos culminantes da região. De modo geral, às ocorrências de minério associam-se importantes surgências de água subterrânea, como pode ser observado nas adjacências das minas (ou jazidas) do Córrego do Feijão, Jangada, Águas Claras, Pau-Branco e Capão Xavier, muitas delas captadas para abastecimento, podendo-se destacar Catarina Principal (com vazões da ordem de 324 m<sup>3</sup>/h) e Mutuca (Barragem Auxiliar, com vazão de 170 m<sup>3</sup>/h).

Revela-se, pelo exposto, que as formações ferríferas figuram como um destacado recurso mineral e econômico e como aquífero de grande potencial e de fundamental importância para manutenção das condições ambientais (em especial o escoamento de base de muitos cursos d'água) e para o abastecimento urbano e doméstico. Os conflitos de uso passaram a surgir com o início dos procedimentos de rebaixamento de nível d'água, necessários ao avanço da lavra para cotas inferiores à superfície piezométrica e que exigem o bombeamento de volume de água superior à recarga. Embora o Quadrilátero Ferrífero represente uma das áreas mais investigadas, em termos geológicos e de exploração mineral no território nacional, a hidrogeologia ainda carece de estudos mais detalhados e de aspecto integrado tendo em vista que as avaliações existentes tratam especificamente da área no entorno das minas de ferro.

Deste modo, várias estruturas de monitoramento preventivo e preditivo têm sido instaladas ao redor das minerações e dos principais mananciais captados em atendimento às exigências do órgão ambiental estadual ou por reivindicações das comunidades locais e administrações municipais. Existe hoje um acervo considerável de dados, com séries históricas que chegam a ser superiores a 10 anos, ou até mesmo a 20 anos. A utilização da modelagem computacional do fluxo d'água subterrânea para o dimensionamento dos impactos causados pelo desaguamento de minas, nos recursos hídricos subterrâneos, tem sido uma prática usual sendo que os dados obtidos nos monitoramentos são empregados nos procedimentos de calibração dos respectivos modelos hidrogeológicos estabelecidos.



Ainda que reconhecendo a concepção conservadora aplicada a esses modelos verifica-se a existência de várias incertezas de cunho geológico, hidrogeológico e hidroclimatológico que são incorporadas como aproximações, generalizações ou mesmo ajustadas após sucessivas simulações até que a calibração forneça um erro admissível entre valores de nível d'água e de vazão observados no campo e simulados pelo modelo.

Por fim, deve-se reiterar que cerca de um terço da superfície do Quadrilátero Ferrífero encontra-se inserido na Área de Proteção Sul da Região Metropolitana de Belo Horizonte (APA Sul RMBH) criada essencialmente com a finalidade de preservação dos mananciais superficial e subterrâneo, em reconhecimento à grande importância exercida para o abastecimento do município de Belo Horizonte e de parte de sua região metropolitana.

Selecionou-se, portanto, como área de abrangência da pesquisa, a porção ocidental da APA Sul RMBH que reúne os mananciais subterrâneos captados para abastecimento público, uma parte expressiva das minerações de ferro que atualmente estão em processo de rebaixamento do nível d'água e a maioria das estruturas instaladas para o monitoramento dos recursos hídricos subterrâneos e superficiais. Posto que o conhecimento hidrogeológico de maior detalhe encontra-se setorizado nas áreas de influências das lavras, teve-se como proposta de pesquisa a integração, consistência e tratamento dos dados existentes e a execução de estudos complementares, de caráter multidisciplinar, que permitissem promover um avanço expressivo no conhecimento do comportamento do aquífero, relacionado às formações ferríferas, e que fornecessem elementos de apoio e orientação para a gestão dos recursos hídricos na região.

## **2 OBJETIVOS E HIPÓTESE DE TRABALHO**

### **2.1 Hipótese de Trabalho**

A pesquisa foi norteada considerando como hipótese de trabalho que a complexidade dos processos geológicos atuantes no Quadrilátero Ferrífero, do pré-cambriano ao cenozóico, refletem-se na dinâmica do escoamento e no armazenamento de água subterrânea. Desta forma, a compreensão dos diversos fatores que contribuíram para a evolução do aquífero Cauê, em termos hidráulicos e hidroquímicos, é fundamental para a sua caracterização hidrogeológica de forma abrangente.

### **2.2 Objetivo Geral**

O estudo visou avaliar, compreender e caracterizar a dinâmica do sistema de fluxo subterrâneo da unidade aquífera relacionada às formações ferríferas bandadas (Formação Cauê), considerando as suas complexidades e tratando as influências e o papel das diversas unidades presentes incluindo as unidades limitantes de topo (Formação Gandarela) e de base (Formação Batatal); das rochas intrusivas que seccionam os metassedimentos; e dos materiais inconsolidados de cobertura.

### **2.3 Objetivos Específicos**

Discriminam-se como objetivos específicos do estudo:

- 1) identificação das feições geológicas, petrográficas e estruturais que contribuem para o armazenamento e o fluxo da água subterrânea;
- 2) determinação dos parâmetros hidrodinâmicos para os principais litotipos que compõem as unidades hidrogeológicas;
- 3) caracterização hidroquímica e isotópica como auxílio no estabelecimento da dinâmica de fluxo e relação entre as unidades hidrogeológicas;
- 4) determinação das taxas de recarga em diversos pontos de ocorrência do aquífero Cauê considerando as heterogeneidades e a presença de coberturas sedimentares;
- 5) estabelecimento do modelo conceitual hidrogeológico para a área; e,
- 6) fornecimento de subsídios para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos em uma área de conflito.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia adotada foi criteriosamente planejada de modo a permitir o avanço do conhecimento da dinâmica de fluxo subterrâneo do aquífero Cauê e o tratamento de questões específicas. A seqüência prevista para as atividades permitiu a condução da pesquisa de maneira controlada de tal forma que os resultados de uma etapa orientaram os trabalhos ou estudos da fase seguinte. Buscou-se utilizar ferramentas e recursos diversos tendo como escopo a abordagem multidisciplinar.

#### 3.1 Coleta e consistência de dados básicos

Compreendeu a criação de um acervo bibliográfico específico, de todos os documentos disponíveis, arquivados em empresas e órgãos que lidam com o assunto tratado. Dada a grande diversificação dos dados, foi efetuada uma análise preliminar para avaliação das informações quanto à qualidade, confiabilidade, relevância e interesse. As atividades subseqüentes foram avaliadas e dimensionadas a partir dos resultados desta etapa que acompanhou todo o desenvolvimento do projeto de pesquisa.

Discriminam-se abaixo os dados secundários disponibilizados para o desenvolvimento do projeto de pesquisa. Ressalta-se que parte desses dados constituía acervo do Projeto Área de Proteção Sul da Região Metropolitana de Belo Horizonte realizado pela CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e SEMAD - Secretaria de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável do Estado de Minas Gerais.

- 1) Dados de monitoramento de nível d'água medidos em piezômetros, indicadores de nível d'água e em poços tubulares;
- 2) Dados da rede de monitoramento de vazão operada por mineradoras e pela COPASA;
- 3) Estudo de caracterização climatológica e fluviométrica (DAVIS *et al.* 2005a);
- 4) Estudos de caracterização hidrogeológica (BEATO *et al.*, 2005 e BEATO E BERTACHINI, 2005);
- 5) Estudos do Uso da Terra e Cobertura Vegetal (OLIVEIRA *et al.*, 2005a), Pedologia (SHINZATO e CARVALHO FILHO, 2005), Geomorfologia (MEDINA *et al.*, 2005) e Uso e Disponibilidade dos Recursos Hídricos (DAVIS *et al.*, 2005b) e Geologia (SILVA *et al.*, 2005a e ALKMIM *et al.*, 1996a e 1996b).

### **3.2 Pesquisa Bibliográfica**

Foi efetuada uma análise abrangente dos trabalhos produzidos na área com enfoque para os recursos hídricos (superficiais e subterrâneos) e modelos prognósticos elaborados para procedimentos de rebaixamento de lençol e enchimento de cavas exauridas, bem como ampla pesquisa bibliográfica a respeito de vários temas concernentes à área de estudo, às formações ferríferas e ao minério de ferro, tais como: modelos genéticos; formação dos minérios de alto teor no Quadrilátero Ferrífero; geologia e evolução tectono-estrutural da porção oeste do Quadrilátero Ferrífero e aspectos petrográficos e texturais das formações ferríferas e do minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero.

### **3.3 Investigações de Campo**

Foram efetuadas oito campanhas de campo visando o reconhecimento dos aspectos litológicos e estruturais das unidades geológicas, e a avaliação dos principais pontos d'água subterrânea. As duas primeiras campanhas objetivaram essencialmente o reconhecimento geológico-estrutural, durante as quais foram percorridas cinco grandes seções transversais à conformação das camadas geológicas. As seis campanhas seguintes tiveram como objetivo a visita aos principais pontos d'água nas unidades aquíferas de interesse para a caracterização hidrogeológica, coleta de amostras para análises físico-químicas e compreensão do condicionamento geológico-estrutural e geomorfológico para o fluxo e o armazenamento subterrâneos.

Os levantamentos de campo contemplaram medidas ou estimativas de vazão, a determinação de parâmetros físico-químicos “in loco” (temperatura, condutividade elétrica, Eh e pH) com o uso de aparelhos portáteis de precisão e a coleta de amostras representativas de água para análise físico-química. No total foram visitados 119 pontos d'água e coletadas 61 (sessenta e uma) amostras de água conforme as normas do Guia de Coleta e Preservação de Amostras de Água (CETESB, 1987). Os pontos amostrados abrangeram especialmente os pontos de descarga dos aquíferos Cauê e Gandarela, mas foram também coletadas águas de restituição dos aquíferos de cobertura recente e quartzíticos.

### **3.4 Interpretação de cartas de anomalias geofísicas**

Visando auxiliar a interpretação do condicionamento estrutural no fluxo subterrâneo foi efetuada a interpretação de cartas de anomalias magnetométricas (intensidade magnética total, primeira derivada vertical, primeira derivada horizontal na direção W-E, primeira derivada horizontal na direção N-S e sinal analítico) e radiométricas (raios gama potássio e tório) resultantes do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais efetuado pela CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (Programa 2005/2006).

### **3.5 Implantação de Estruturas de Monitoramento de Vazões de Nascentes Complementares à Rede Existente**

Julgou-se necessário, em virtude de características determinantes do aquífero ou dada a ausência de informações, a instalação de pontos adicionais de monitoramento de vazões de nascentes cuja observação abrangeu um período entre 12 a 16 meses. Foram implantados 6 pontos de medição operados mensalmente e 3 estações fluviométricas, com um lance de régua e observação diária. O monitoramento, efetuado por hidrotécnicos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, foi iniciado em janeiro de 2006, após a finalização do levantamento de campo dos pontos d'água, e concluído em abril de 2007.

### **3.6 Análises físico-químicas**

As análises químicas das amostras de água foram realizadas pelo laboratório do Departamento de Engenharia Sanitária da UFMG. Com base no conhecimento prévio de que as águas do aquífero Cauê eram muito pouco mineralizadas e que este aspecto afetava sobremaneira a qualidade das análises concebeu-se a idéia de se trabalhar com a questão dos tipos litológicos principais envolvidos na interação água-rocha. Desta forma, trinta e cinco parâmetros foram selecionados para análise.

As análises de rochas, disponíveis para as formações Cauê (hematitas friáveis e compactas, itabiritos e itabiritos dolomíticos), Gandarela (dolomito e dolomito ferruginoso) e Batatal (filito), evidenciaram a existência de particularidades na concentração de certos metais tais como Ba, V, Ni, Cr (SPIER *et al.*, 2006). Entretanto, mesmo efetuando a concentração da água em 10 vezes não foi possível a detecção desses elementos para a maioria das amostras. Os métodos analíticos usados, com os respectivos limites de detecção, encontram-se apresentados na TAB. 3.1.

**Tabela 3.1** - Métodos analíticos adotados e respectivos limites de detecção.

Parâmetro	Método	Limite de detecção
Alcalinidade Bicarbonato, Carbonato e Hidróxido	SMEWW 18 (1992) Titulometria (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) até pH 4,5	2,0 mg/L CaCO <sub>3</sub>
Cloretos	SMEWW 18 (1992): Titulometria (Método Nitrato de Mercúrio)	1,0 mg/L
Cor Real	SMEWW 18 (1992): Colorimétrico	5 mg/L PtCl <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Dureza Carbonato e não-carbonato	SMEWW 18 (1992): Titulometria (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> )	2,0 mg/L CaCO <sub>3</sub>
Ferro Ferroso (Solúvel)	SMEWW 18 (1992): Colorimetria (Fenantrolina)	0,05 mg/L
Fluoretos	SMEWW 4500 - F- C: Íon Específico (Tampão CDTA)	0,10 mg/L
Fósforo Total (Total)	SMEWW 18 (1992): colorimétrico vanadomolybdato	0,2 mg/L P
Nitrato	Bibliografia Rodier - Análise de Águas Ed. 1981 Colorimetria (Salicilato de Sódio)	0,1 mg/L N
Nitrito	SMEWW 18 (1992) <sub>2</sub> : Colorimetria (Naftiletlenodiamina)	0,05 mg/L N
Silício Dissolvido	SMEWW 3030 B e 3120 B ICP	0,50 mg/L
Sólidos Dissolvidos Totais	SMEWW 18 (1992): Filtração em membrana 0,45 µm / Gravimetria	2,0 mg/L
Sólidos Suspensos Totais	SMEWW 18 (1992): Filtração em membrana 0,45 µm / Gravimetria	1,00 mg/L
Turbidez	SMEWW 18 (1992): Nefelométrico em NTU	1,0 NTU
<b>Metais Totais</b>		
Mn	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,002 mg/L
Al, Fe,	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,1 mg/L
Cu e Ca	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,05 mg/L
Pb	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,02 mg/L
Na	A análise feita por emissão, sendo 0,607 a média de emissão do maior padrão (5,00 µg/mL).	0,001 mg/L
Zn	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,01 mg/L
Cd	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,002 mg/L
Cr	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,005 mg/L
V	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,2 mg/L
Ni, Ba	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,02 mg/L
Mo	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,04 mg/L
K	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,08 mg/L
Mg	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,0005 mg/L
As	Espectrofotometria de Absorção Atômica	0,5 mg/L

### 3.7 Tratamento dos dados hidroquímicos

Os resultados analíticos, secundários e obtidos na pesquisa, foram importados para o banco de dados no aplicativo *Aquachem 3.7* para avaliação, consistência e tratamento. Além da classificação e tratamento das análises, com base em diagramas hidroquímicos, efetuou-se um procedimento estatístico para estabelecer o grau de similitude entre as amostras de um mesmo aquífero e para aquíferos distintos bem como para avaliar a proporção de mistura de águas. Na avaliação hidroquímica foram utilizadas 185 análises completas (cento e oitenta cinco) discriminadas na TAB. 3.2.

**Tabela 3.2** - Relação das análises completas disponíveis para o trabalho.

Unidade Hidrogeológica	Natureza dos pontos amostrados	Número de Amostras		
		Num Total	Inventário (Beato <i>et al.</i> , 2005)	Coletadas*
Aqüíferos Inconsolidados	Poço tubular	04	02	02
	Poço escavado	02	01	01
	Nascente	15	10	05
	<b>Total</b>	<b>21</b>	<b>13</b>	<b>08</b>
Aqüífero Quartzito Cercadinho	Poço tubular	03	02	01
	Nascente	04	03	01
	Cab. de drenagem	03	03	
	<b>Total</b>	<b>10</b>	<b>08</b>	<b>02</b>
Aqüífero Quartzítico	Poço tubular	03	03	
	Nascente	14	12	02
	Cab. de drenagem	02	02	
	Galeria	02	02	
	<b>Total</b>	<b>21</b>	<b>19</b>	<b>02</b>
Aqüífero Gandarela	Poço tubular	08	07	01
	Nascente	11	05	06
	Cab. de drenagem	04	04	
	<b>Total</b>	<b>23</b>	<b>16</b>	<b>07</b>
Aqüífero Cauê	Poço tubular	29	19	10
	Nascente	37	15	22
	Cab. de drenagem	05	04	01
	Surgência em cava	02	02	
	<b>Total</b>	<b>73</b>	<b>40</b>	<b>33</b>
Aqüífero em Xistos	Poço tubular	07	07	
	Nascente	03	02	01
	Cab. de drenagem	03	03	
	<b>Total</b>	<b>13</b>	<b>12</b>	<b>01</b>
Aqüíferos em rochas granito-gnáissicas	Poço tubular	04	04	
	Nascente	03	03	
	Cab. de drenagem	04	04	
	<b>Total</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>0</b>
Aqüífero Cauê e outros	Nascente	02	02	
	Galeria	03	01	02
	<b>Total</b>	<b>05</b>	<b>03</b>	<b>02</b>
Unidades Confinantes	Poço tubular	01	01	
	Nascente	01		01
	<b>Total</b>	<b>02</b>	<b>01</b>	<b>01</b>
Indefinido	Poço tubular	01	01	
	Galeria	05		05
	<b>Total</b>	<b>06</b>	<b>01</b>	<b>05</b>
<b>TOTAL</b>		<b>185</b>	<b>124</b>	<b>61</b>

O balanço iônico foi efetuado nas planilhas originais dos dados, em formato Microsoft Excel, por meio de geração de fórmula matemática para cálculo dos miliequivalentes e os erros estimados a partir da seguinte equação:

$$\frac{(Cátions - Ânions)}{[(Cátions + Ânions) \times 100]} = \text{Erro do balanço} \quad (3.1)$$

Onde:

Cátions = concentração dos íons com carga positiva, em meq/L;

Ânions= concentração dos íons com carga negativa, em meq/L.

Os erros de balanço considerados aceitáveis seguiram os limites sugeridos por Custódio e Llamas (1983), apresentados na TAB. 3.3. Análises com concentrações de sólidos dissolvidos muito baixas foram consideradas para o tratamento estatístico quando os resultados se mostraram um pouco acima do limite de erro admissível.

**Tabela 3.3** - Erro admissível de balanço iônico a partir da condutividade elétrica.

Condutividade elétrica $\mu\text{S/cm}$	50	200	500	2000	>2000
Erro admissível %	30	10	8	4	4

Fonte: Custódio e LLamas (1983), p.223.

### **3.8 Emprego de isótopos ambientais**

Os estudos envolvendo isótopos ambientais - trítio, oxigênio-18, carbono-13 e deutério - tiveram como objetivos a determinação da origem e da taxa de renovação da água subterrânea. A partir da análise dos dados obtidos nos levantamentos de campo foram selecionados 39 (trinta e nove) pontos d'água abrangendo especialmente o aquífero Cauê, mas contemplando também os aquíferos Gandarela e Inconsolidados. Foram coletadas ainda amostras em duas lagoas (Lagoa Grande e das Codornas) e em um poço escavado para distinção dos efeitos da evaporação nas concentrações em  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$ .

As análises foram realizadas pelos seguintes laboratórios: Laboratório de Ecologia Isotópica CENA/USP ( $^{18}\text{O}$  e  $^{13}\text{C}$ ); Laboratório de Isótopos Estáveis – LIE/USP (deutério); e Laboratório de Trítio Ambiental/CDTN.

A análise isotópica de oxigênio foi feita através do método tradicional de Epstein e Mayeda (1953), modificado de acordo com Fessenden *et al.* (2002). A precisão do método é de 0,3 partes por mil (0,3‰) e os resultados expressos em desvios relativos ao padrão internacional V-SMOW (Viena-Standard Mean Ocean Water). A concentração é obtida de forma indireta pela análise do oxigênio do gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ).

A determinação de deutério seguiu o método de Coleman *et al.* (1982) que envolve a análise em gás hidrogênio gerado por decomposição da água, sobre zinco metálico, em linha de alto-vácuo. A precisão é 2 (duas) partes por mil (2‰) e o padrão usado é o mesmo do  $^{18}\text{O}$ .



Para a análise de  $^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  dissolvido foi adotado o método de Quay *et al.* (1992) que implica na separação do  $\text{CO}_2$  por condensação total em  $\text{N}_2$  líquido ( $-196^\circ\text{C}$ ). A precisão do método é de 0,3 partes por mil (0,3‰) e o padrão aplicado é o internacional de carbono (VPDB - Vienna Pee Dee Belemnite).

O espectrômetro de massas, modelo Delta Plus da Thermo Electron, foi utilizado tanto no Laboratório de Ecologia Isotópica (CENA/USP) quanto no Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE/USP).

A determinação do teor de trítio ( $^3\text{H}$ ) em amostras de águas foi realizada por enriquecimento eletrolítico e contagem das emissões das radiações beta pelos isótopos do hidrogênio de massa três, o trítio, contidos nas amostras. O método consiste na execução do enriquecimento eletrolítico simultaneamente com amostras de água isentas de trítio, denominada "água morta" e com amostras de referência, águas com teor de trítio conhecido, estas amostras são conhecidas como "spike". Durante a eletrólise da água ocorre redução de volumes, de 500 mL para cerca de 15 mL. Em seguida ao processo de enriquecimento eletrolítico os teores de trítio das amostras e spikes enriquecidos são determinados por contagem em Cintiladores Líquidos e por comparação com amostras padrões, utilizadas para obtenção da eficiência do processo de detecção. São utilizados padrões do NIST.

Conhecidos os teores de trítio nas amostras e spikes enriquecidos, são determinados os fatores ou razões de enriquecimento da eletrólise realizada, possibilitando assim, a determinação das concentrações originais de trítio das amostras. O Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN, dispõe de infra-estrutura especial capaz de assegurar a obtenção de nível de radiação de fundo suficientemente baixo, em virtude dos reduzidos valores de trítio no hemisfério sul. A precisão analítica é de 0,1 UT.

A interpretação dos resultados isotópicos foi feita em conjunto com características hidroquímicas.

### **3.9 Descrição de Testemunhos de Sondagens de Minerações de Ferro**

Objetivando o conhecimento detalhado dos diversos litotipos que compõem as unidades geológicas de interesse (Fm. Cauê, Fm. Gandarela, Fm. Batatal, Fm. Moeda e diques básicos), foi efetuada a descrição de testemunhos de sondagens de várias minas, distribuídas pela área da pesquisa. As descrições consistiram da análise petrográfica, textural e composicional, bem como da relação e forma de ocorrência dos diversos litotipos.

Para que a caracterização pudesse ser mais completa e detalhada trabalhou-se, preferencialmente, com furos recentes e que não haviam sido ainda descritos ou amostrados e, portanto, permaneciam intactos. Os intervalos considerados de maior interesse foram amostrados para execução de testes físicos. Ao todo foram descritos 19 furos de sondagem e que resultaram na coleta de 72 amostras para testes físicos (condutividade hidráulica, porosidade e densidade).

### **3.10 Determinação da condutividade hidráulica e porosidade total em ensaios de laboratório**

O objetivo principal dessa atividade foi a determinação da condutividade hidráulica dos diversos litotipos, visto que todas as estimativas existentes baseiam-se em testes de bombeamento e de aquífero que envolvem conjuntamente vários tipos de rochas, não permitindo a avaliação nas direções principais de anisotropia. Após descrição detalhada de testemunhos de sondagens pertencentes a várias minas de ferro, distribuídas pela área da pesquisa, foram selecionadas 45 (trinta) amostras cilíndricas indeformadas, com 15 a 20 cm de comprimento e 3” e 4” de diâmetro, consideradas representativas das variedades litológicas e texturais identificadas, para execução de ensaios físicos em laboratório.

Buscou-se na indústria do petróleo, a técnica de determinação da permeabilidade de um plug de rocha utilizando ar seco ou um determinado gás. Esta prática é baseada na lei da Darcy, ou seja, que a taxa de fluxo é proporcional ao gradiente de pressão e que a constante de permeabilidade de um meio é propriedade intrínseca desse meio, independente do fluido. A partir dos testemunhos, foram cortados 2 *plugs* de rocha, de diâmetro máximo de 1 polegada e tamanho de até cerca de 10 cm: um na direção “x”, paralelo às camadas e outro na direção “z”, perpendicular às camadas. As amostras mais friáveis foram colocadas em um cilindro de hidrogênio para que congelassem, antes de serem cortadas, evitando que fossem destruídas.

Os volumes de poros foram determinados com uso do gás Hélio, adotando-se o princípio da Lei de Boyle. A permeabilidade absoluta foi obtida com o uso do gás nitrogênio, no regime permanente, e para uma pressão confinante 800 psi, considerada adequada para profundidades não muito elevadas. Os resultados da permeabilidade ao gás foram corrigidos para o líquido, pelo método de Klinkenberg (1941). As densidades de grãos ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) foram determinadas utilizando o peso da amostra seca (g) e dados de volume de grãos. Os testes físicos para determinação de condutividade hidráulica e porosidade total foram realizados no laboratório OMNI do Brasil.

### **3.11 Determinação da condutividade hidráulica da zona não-saturada**

A determinação em campo do  $K_{sat}$  na zona vadosa é necessária para a caracterização da infiltração da água meteórica e também fundamental na interpretação dos dados referentes às variações piezométricas. Para esse fim, foi empregado o infiltrômetro de Guelph, equipamento desenvolvido para realizar ensaios de campo de permeabilidade de variados tipos de solos por meio de carga constante, em profundidades diversas (até 1 m), e de maneira relativamente fácil e rápida. A seleção dos pontos para a execução das medidas, no total de 91, foi feita de modo a abranger os diferentes materiais de cobertura e permitir uma distribuição relativamente homogênea na área. Ressalta-se que a condutividade hidráulica saturada foi obtida também para itabiritos, minérios de ferro, filitos e rochas carbonáticas decompostas a semidecompostas. Em todos os pontos de ensaio foram coletadas amostras para a execução de análises granulométricas.

Os ensaios granulométricos foram realizados pelo laboratório de solos da EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, em Sete Lagoas.

### **3.12 Caracterização do regime de descarga dos aquíferos**

Baseando-se no conceito de que os períodos de recessão das hidrógrafas de vazão de uma bacia refletem as características dos aquíferos bem como o regime de fluxo e armazenamento subterrâneos foi adotada a técnica de decomposição dos hidrogramas de escoamento total para separação do escoamento direto do escoamento de base. O procedimento foi automatizado com o uso do programa Baseflow (ARNOLD *et al.*, 1995) e aplicado para 57 bacias distribuídas por toda a área.

Utilizando-se de técnicas estatísticas avançadas (análise de principais componentes – PCA e análise de variância – ANOVA) e de ferramentas de geoprocessamento (Arview 9.2) foi realizada a comparação dos coeficientes de recessão com as características do meio físico das bacias analisadas (geologia, solos, declividade e uso do solo e cobertura vegetal) visando determinar a influência desses fatores no regime de descarga.

### **3.13 Estimativa da recarga natural dos aquíferos**

A determinação da taxa de recarga natural dos aquíferos corresponde a uma atividade para a qual foi dado um enfoque especial por ser este um dos parâmetros menos conhecidos do aquífero Cauê.

Visto a importância do conhecimento da recarga para a gestão dos recursos hídricos, cinco métodos de estimativa de taxas de recarga foram empregados utilizando-se de toda a gama de dados e informações disponíveis envolvendo séries de monitoramento climatológico, hidrológico e de nível piezométrico e características do meio físico quais sejam: topografia, declividade, geologia, hidrogeologia, pedologia e uso da terra e cobertura vegetal.

Os métodos adotados foram: i) variação do nível d'água (HEPPNER e NIMMO, 2005); ii) equação de Rorabaugh (RUTLEDGE, 1998 e 2007); iii) Green-Ampt (GREEN-AMPT, 1911; *apud* CHOW *et al.*, 1988); iv) balanço hídrico com o emprego da fração do escoamento de base (SZILAGYI *et al.*, 2003); e v) balanço hídrico com a integração de dados climatológicos e atributos do meio físico (BATELAAN e DE SMEDT, 2001). Além desses métodos houve necessidade de aplicação do método de separação das hidrógrafas para a obtenção de determinados parâmetros (porosidade eficaz, índice e coeficiente de recessão, parcela do escoamento de base na vazão total) necessários ao emprego daqueles relacionados à variação de nível d'água, equação de Rorabaugh e balanço hídrico com fração de escoamento de base. Praticamente todos os métodos envolveram o uso de softwares e aplicativos específicos que se encontram relacionados na TAB. 3.4. Descrições detalhadas a respeito de cada método encontram-se no capítulo 7 - item 7.5.

**Tabela 3.4 -** Relação dos programas e aplicativos usados na estimativa da recarga.

<b>Método</b>	<b>Programa ou aplicativo adotado</b>
1. Separação das Hidrógrafas	Programa BASEFLOW desenvolvido por Arnold <i>et al.</i> (1995) e atualizado em 2006. Programa livre, executável em ambiente DOS. Pode ser obtido no endereço: <a href="http://www.brc.tamus.edu/swat/soft_baseflow.html">http://www.brc.tamus.edu/swat/soft_baseflow.html</a>
2. Variação do nível d'água	Programa MCR – Master Recession Curve, desenvolvido por Heppner e Nimmo (2005). Constitui arquivo executável no ambiente de programação do Matlab, software comercial desenvolvido pela empresa The MathWorks.
3. Equação de Rorabaugh	Programa RORA desenvolvido por Rutledge (1998) e modificado por Rutledge (2007). É um programa livre, executado em ambiente DOS, que pode ser obtido no endereço: <a href="http://water.usgs.gov/ogw/rora/">http://water.usgs.gov/ogw/rora/</a> .
4. Balanço Hídrico com o emprego da fração do escoamento de base	A fração de escoamento de base foi obtida dos arquivos de saída dos programas BASEFLOW (ARNOLD <i>et al.</i> , 1995) e WHAT (LIM <i>et al.</i> , 2005). Ambos são programas livres e podem ser obtidos, respectivamente, nos seguintes endereços: <a href="http://www.brc.tamus.edu/swat/soft_baseflow.html">http://www.brc.tamus.edu/swat/soft_baseflow.html</a> e <a href="http://cobweb.ecn.purdue.edu/~what/">http://cobweb.ecn.purdue.edu/~what/</a>
5. Balanço Hídrico com a integração de dados climatológicos e atributos do meio físico	Programa WETSPASS criado por Batellan e De Smedt (2001). Representa um módulo do programa Arcview (3.x), software comercial desenvolvido pela empresa ESRI.

### **3.14 *Elaboração de modelo hidrogeológico conceitual***

Consistiu na interpretação integrada de todos os resultados produzidos de modo a refletir a compreensão dos processos condicionantes do fluxo e armazenamento da água subterrânea, com enfoque para o aquífero Cauê. Os principais aspectos que compõem o modelo são:

- i) a geometria e característica petrográfica, textural e litológica das unidades rochosas;
- ii) a conformação estrutural das rochas e o papel das superfícies de descontinuidade na dinâmica dos aquíferos;
- iii) as propriedades hidráulicas e hidroquímicas;
- iv) a recarga dos aquíferos;
- v) a identificação dos padrões gerais de fluxo; e
- vi) a relação entre as unidades hidrogeológicas.

## **4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA**

### **4.1 Localização**

A área selecionada como alvo da pesquisa corresponde ao setor centro-norte do Sinclinal Moeda e o segmento central do homoclinal da serra do Curral (Figura 4.1). A delimitação da área de estudo baseou-se em um conjunto de características incluindo: a representatividade geológica; a grande concentração de minerações de ferro; a existência de estudos e monitoramentos efetuados pelas mineradoras; e a importância para o abastecimento de Belo Horizonte, refletida na existência de áreas de proteção especial de mananciais. Dentre as dez minerações de ferro em atividade na área, oito estão promovendo o desaguamento da mina. Além disso, existem 15 pontos de descarga, relacionados principalmente ao aquífero Cauê, atualmente captados para abastecimento público, sendo que 10 deles fazem parte do sistema da COPASA - Companhia de Saneamento de Minas Gerais.

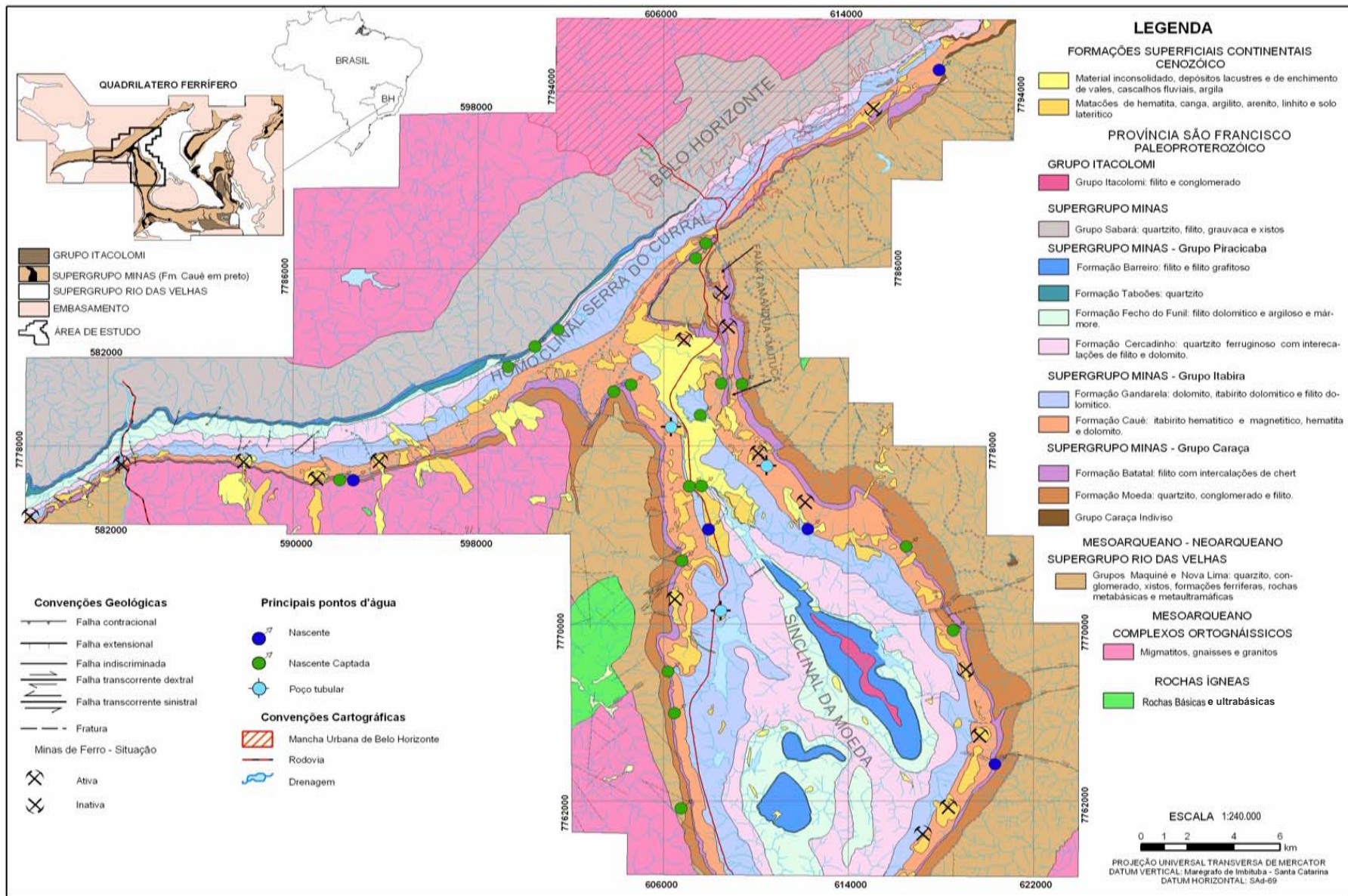
### **4.2 Aspectos do Meio Físico**

#### **4.2.1 Geomorfologia**

A grande diversidade de formas do modelado do relevo na porção norte do Quadrilátero Ferrífero é reflexo do forte controle litoestrutural, configurando dez grandes unidades morfoestruturais (MEDINA *et al.*, 2005). A área da pesquisa encontra-se nos domínios das unidades Crista Monoclinal da Serra do Curral e Platô do Sinclinal Moeda.

A Crista Monoclinal da Serra do Curral corresponde a um extenso “hogback” onde os fortes mergulhos das camadas geológicas impõem expressiva variação na conformação morfológica na qual se destacam a crista, com até 1400 m de altitude, sustentada pelas formações ferríferas. Esta crista exhibe altas declividades, superiores a 50°. Falhamentos de direção aproximada N-S também desempenham significativo controle na morfologia, formando colos (“wind-gaps”) e gargantas epirogênicas (“water-gaps”). Couraças de canga recobrem as vertentes orientadas para sul e os solos são pouco profundos, evidenciando o predomínio dos processos morfogenéticos sobre os pedogenéticos.

O Platô do Sinclinal Moeda é dividido morfológicamente em duas unidades: as abas externas e o platô interno. As abas são sustentadas por quartzitos e itabiritos, com altitudes de até 1600 m e por vezes recobertas por cangas, que conformam as serras da Moeda e do Itabirito.



**Figura 4.1** - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero e localização da área de pesquisa.  
Fonte: Modificado de Alkimm e Marshak (1998) e Amorim e Grandchamp (2001).

Desnivelamentos entre 100 e 150 m e extensas rampas de colúvio marcam a passagem do topo das cristas para o interior colinoso. O relevo suave do platô está sendo rejuvenescido ao longo dos ribeirões Mata-Porcos, Capitão da Mata e córrego de Fechos condicionado por estruturas tectônicas (BARBOSA, 1967; *apud* MEDINA *et al.*, 2005). Remanescentes de um pediplano formado no Terciário Superior são indicados pela presença de extensos topos aplainados no platô (MEDINA *et al.*, 2005).

#### **4.2.2 Solos**

O mapeamento de solos realizado por Shinzato e Carvalho Filho (2005), na região da APA Sul RMBH, identificou 10 (dez) classes de solos, das quais 8 (oito) são encontradas na área da pesquisa: Cambissolo Háplico, Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Flúvico, Neossolo Litólico, Argissolo Vermelho e Argissolo Vermelho-Amarelo. Além dos solos destacam-se também os tipos de terrenos classificados como afloramento rochoso, exposições de canga, áreas degradadas e áreas urbanas.

##### 4.2.2.1 Cambissolos Háplicos.

Os Cambissolos foram diferenciados em háplicos distróficos e háplicos perférricos. São solos minerais hidromórficos, com baixo grau de desenvolvimento pedogenético e forte influência do material de origem. Exibem horizonte B incipiente, subjacente a horizonte A de qualquer tipo ou horizonte hístico (horizonte de constituição orgânica) inferior a 40 cm. É a classe de maior ocorrência na área estando associada a todas as demais classes.

Os Cambissolos Háplicos Perférricos são solos pouco profundos que se relacionam aos domínios das rochas ferruginosas (itabiritos e itabiritos dolomíticos). Mostram fraca diferenciação dos horizontes A-Bi-C. Em decorrência da composição do substrato, apresentam alta concentração em óxidos de ferro, igual ou superior a 36%.

Os Cambissolos Háplicos Distróficos são igualmente pouco profundo, mas têm como principal substrato as rochas metapelíticas e xistosas dos Supergrupos Minas e Rio das Velhas e Grupo Sabará. Apresentam, caracteristicamente, baixa velocidade de infiltração.

##### 4.2.2.2 Latossolos

Subdivididos em Vermelhos e Vermelho-Amarelos. Correspondem a solos muito profundos, em elevado estágio de intemperização refletido nas grandes diferenças texturais e composicionais relativamente ao material originário.



São formados por processos que consistem na remoção da sílica e das bases do perfil após intemperismo dos minerais primários constituintes (OLIVEIRA, 2005).

Os Latossolos apresentam, em geral, valores elevados de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) em razão da sua estrutura microagregada, em especial quando são mais argilosos (BALBINO *et al.*, 2003). Entretanto, grandes variações são encontradas em função da textura do solo e da profundidade. Chagas *et al.* (1997, *apud* BALBINO *et al.* 2003), estudando tipos variados de latossolos, registraram valores de  $K_{sat}$  variando de 4,4 a 7,2 cm/h nos horizontes A e valores inferiores em profundidade (140 cm) para os horizontes B (0,014 a 0,33 cm/h). A redução da condutividade hidráulica com o aumento da profundidade foi também ressaltado por Monteiro e Campos (2007) que notaram que o solo passa a adquirir caráter grumoso a ausente, acarretando em infiltração lenta da água com uma tendência de desenvolvimento de fluxo interno, fato que dificulta a recarga dos sistemas aquíferos situados a maiores profundidades.

A diferenciação em vermelhos e vermelhos-amarelos refere-se ao uso dos limites de matiz de cor (com base na proporção de hematita-Hm e goethita-Gt), conforme apresentado por EMBRAPA (1999). Os latossolos vermelho-amarelos exibem matiz 5 YR ou mais vermelho e mais amarelo que 2,5 (relativo à razão Hm/Hm+Gt de 0,6 a 0,2) na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B. Por sua vez, os latossolos vermelhos apresentam matiz 2,5 ou mais vermelho (referente à razão Hm/Hm+Gt acima de 0,6) também na porção superior do horizonte B. Os teores em óxido de ferro, a saturação por base e demais atributos diagnósticos levaram à identificação de Latossolos Vermelhos Perféricos, Latossolos Vermelhos Distróficos, Latossolos Vermelhos Ácricos, Latossolos Vermelhos Acriféricos, Latossolos Vermelho-Amarelos Perféricos e Latossolos Vermelho-Amarelos Ácricos.

#### 4.2.2.3 Neossolos.

Foram individualizados em Litólicos e Flúvicos. São representados por solos rasos, pouco desenvolvidos e caracterizados pela ausência de horizonte B. Compreende solos formados por material mineral (ou orgânico) com forte correspondência com as rochas de origem.

Os Neossolos Litólicos possuem horizonte A de espessura inferior a 40 cm, assentado diretamente sobre a rocha ou horizonte C. Em decorrência da pouca espessura, apresentam comumente, elevados teores de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo, assim como cascalhos e calhaus de rocha semi-intemperizada na massa do solo.

Foram diferenciados os Neossolos Litólicos com substrato ferruginoso, de textura predominantemente média cascallhenta.

Os Neossolos Flúvicos originam-se dos sedimentos aluvionares recentes e caracterizam-se pela estratificação de camadas, com textura desde arenosa até argilosa, sem relação pedogenética entre si. A variação textural em profundidade condiciona o fluxo vertical da água e, conseqüentemente, influencia o estabelecimento de sistemas de drenagem. Têm expressão muito reduzida na área da pesquisa.

#### 4.2.2.4 Argissolos.

São de ocorrência muito restrita e, em geral, profundos e bem drenados. Apresentam como principais características, a presença de argila de baixa atividade e de horizonte B textural imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial. Verifica-se aumento dos teores de argila em profundidade. Foram separados em Vermelhos e Vermelho-Amarelos.

Os Argissolos Vermelhos ocorrem principalmente na região de Casa Branca, enquanto os Argissolos Vermelho-Amarelos aparecem na extremidade oriental da área. Conforme descrito por Oliveira *et al.* (1992; *apud* Shinzato e Carvalho Filho, 2005) esses solos, ao contrário dos Latossolos, mostram-se bastante erodíveis, devido às suas características físicas intrínsecas, como o gradiente textural, ou seja, diferença de textura entre os horizontes superficiais e subsuperficiais.

### **4.2.3 Uso do Solo e Cobertura Vegetal**

O estudo de uso da terra e da cobertura vegetal desenvolvido por Oliveira *et al.* (2005a), na APA Sul RMBH, demonstrou a existência de 14 classes, todas de ocorrência na área da pesquisa.

*Mata.* Apresenta estrato elevado, com até 20 m de altitude, e tem como principal característica a perda de parte das folhas durante o período de estiagem. Relacionam-se com frequência aos solos profundos como latossolos e eventualmente, aos cambissolos, quando mais espessos.

*Cerrado.* É de ocorrência restrita a cotas, em geral, superiores a 800 m. Compreende formações arbóreo-arbustivas mais densas de porte médio e troncos retorcidos.

*Capoeira*. Corresponde à primeira fase do processo de sucessão vegetal após expressiva intervenção no terreno (e.g. mineração, agricultura, pecuária). Exibe grande variabilidade de porte e diâmetro das árvores ou arbustos.

*Campo Graminoso – Campo Cerrado*. Refere-se à classe de ocorrência mais expressiva na área. Constitui uma formação vegetal associada ou mista composta de cerrado e espécies típicas de campo. Associa-se a solos rasos, principalmente Cambissolos e Neossolos Litólicos.

*Campo Rupestre*. Representa as formações vegetais assentadas diretamente sobre as rochas, especialmente os maciços quartzíticos e itabiríticos.

*Áreas alagadas*. Áreas planas e baixas, periodicamente alagadas, localizadas junto a rios, lagos e lagoas. Apresentam vegetação típica de planícies aluviais.

*Reflorestamento*. Corresponde às áreas plantadas com eucalipto.

As demais classes abrangem afloramento rochoso, solo exposto, agricultura (em especial hortaliças), pastagem, área urbana, mineração e corpos d'água (lagoas, rios, reservatórios e barragens).

### **4.3 Aspectos Hidroclimatológicos**

#### **4.3.1 Clima**

As características climáticas para a área de pesquisa foram extraídas do trabalho de Davis *et al.* (2005a). As temperaturas são variáveis de 16,5 a 23,2°C, com o predomínio de valores medianos a elevados durante quase todo o ano, mas especialmente no verão e primavera. Julho corresponde ao mês mais frio, com temperaturas entre 16,5 e 18,1°C.

A umidade relativa do ar apresenta valores máximos em torno de 79% no mês de janeiro e mínimos de cerca de 64% no mês de agosto, coincidindo com o incremento da insolação.

A evapotranspiração real média, obtida por meio de balanço hídrico, encontra-se entre 928 e 1059 mm/ano. A estimativa da evapotranspiração potencial média, feita pelo método de Thornthwaite, resultou em valores de 964,9 mm/ano para a estação de Ibirité e 992,6 mm/ano para a estação de Belo Horizonte. Déficit hídrico ocorre no período de abril a setembro.

### **4.3.2 Pluviometria**

Davis *et al.* (2005a) realizaram estudo de padrões pluviométricos por meio do cálculo das precipitações médias mensais e elaboração de hietogramas anuais. Os resultados mostram que o trimestre mais chuvoso (novembro, dezembro e janeiro) representa de 55 a 59% da precipitação média anual, enquanto o trimestre mais seco (junho, julho e agosto) entre 2 e 3%.

As isoietas de precipitação média anual revelam que os valores máximos (acima de 1700 mm/ano) encontram-se na porção noroeste da área de estudo abrangendo o segmento oriental da Serra do Curral e parte norte do platô da Moeda.

### **4.3.3 Fluviometria**

A área de estudo encontra-se inserida nas bacias estaduais do rio das Velhas e Paraopeba. Estudos de caracterização fluviométrica foram efetuados por Davis *et al.* (2005a) com base nas séries de vazões disponíveis.

A vazão específica média, para áreas acima de 175 km<sup>2</sup>, varia de 18 l/s.km<sup>2</sup> a 30 l/s.km<sup>2</sup>. Bacias com áreas de contribuição entre 175 a 1698 km<sup>2</sup> apresentam contribuições médias mensais, com 95% de permanência, no intervalo de 6,1 a 12,1 l/s.km<sup>2</sup>.

A capacidade média das bacias, com áreas de drenagem maiores (175 a 1.698 km<sup>2</sup>), de produzir escoamento frente ao índice pluviométrico anual é significativa e caracterizada por coeficientes de escoamento entre 0,38 a 0,50.

As vazões mínimas são fortemente influenciadas pela capacidade de armazenamento dos aquíferos, em especial para as bacias de área de drenagem pequena.

## **4.4 Uso dos Recursos Hídricos**

Estimativa do volume total captado pelos diferentes usuários de recursos hídrico na APA Sul RMBH foi feita por Davis *et al.* (2005b). Os resultados podem ser estendidos para a área de pesquisa visto que esta detém o maior número de captações da APA.

As formas de captação encontradas consistem de captação superficial de surgências ou nascentes, captação superficial e captação subterrânea. A primeira modalidade é feita por meio de construção de pequenas barragens ou poços escavados rasos junto às exsudações.

As captações superficiais constituem-se de estruturas ou dispositivos construídos ou montados em uma drenagem superficial – córrego, ribeirão, rio, lagoa, lago ou reservatório artificial - para a tomada d'água. As captações subterrâneas são efetuadas por poços tubulares profundos ou rasos, poços escavados, galerias e túneis.

O uso da água para abastecimento público prepondera sobre os demais e representa 54,2% do volume total estimado como captado (5.706.415 m<sup>3</sup>/mês). Destaca-se que a captação superficial de nascentes corresponde a 79,4% do volume utilizado para esse fim, enquanto as captações superficiais e subterrâneas (poços tubulares) respondem, respectivamente, por 13,3% e 7,3%. As captações de nascentes e subterrâneas estão associadas principalmente aos aquíferos Cauê e Gandarela.

A mineração representa o segundo usuário mais importante, utilizando 26,7% do volume total captado. Cerca de metade do volume retirado deve-se à atividade de desaguamento das minas e o restante ao suprimento das demais demandas.

A indústria, os condomínios e a atividade agrícola aproveitam, respectivamente, 8, 7,6 e 2,5% do volume total captado. A captação superficial é mais utilizada pela indústria e agricultura enquanto que o abastecimento de condomínios é feito essencialmente por meio de captações de nascentes ou poços tubulares.

## 5 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

### 5.1 Geologia do Quadrilátero Ferrífero

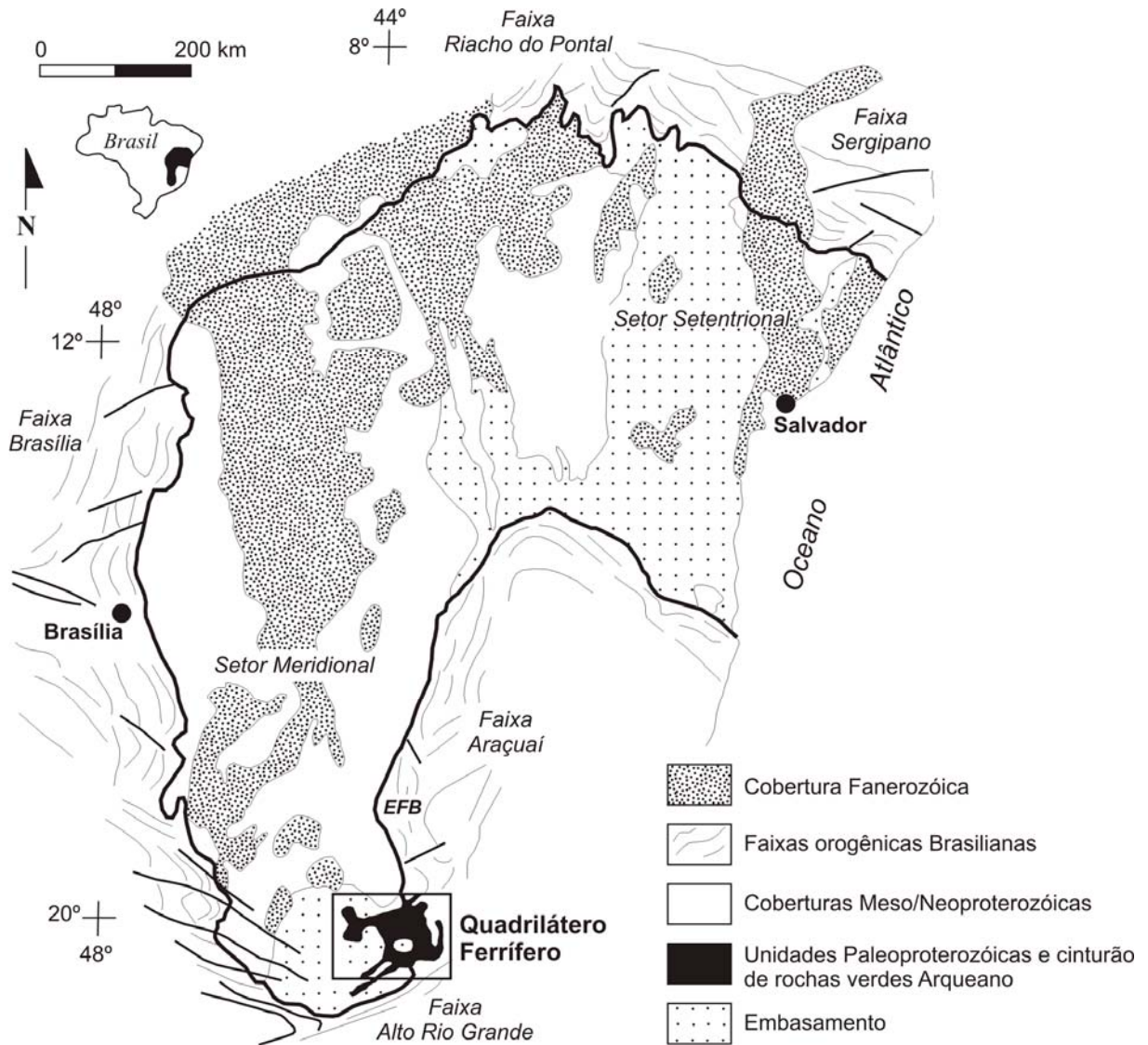
#### 5.1.1 Litoestratigrafia

O Quadrilátero Ferrífero está situado no segmento meridional do Cráton do São Francisco (Figura 5.1) que constitui uma entidade geotectônica neoproterozóica formada por rochas arqueanas e paleoproterozóicas pouco afetadas pelo evento tectonotermal Brasileiro, ocorrido entre 630 a 490 Ma (ALKMIM e MARSHAK, 1998).

Cinco grandes unidades litoestratigráficas pré-cambrianas encontram-se expostas na região do Quadrilátero Ferrífero. São elas as seguintes: 1) o embasamento arqueano; 2) o Supergrupo Rio das Velhas; 3) o Supergrupo Minas; 4) o Grupo Itacolomi; 5) rochas intrusivas pós-Itacolomi (pós-paleoproterozóicas; DORR 1969, RENGER *et al.*, 1994, ALKMIM e MARSHAK, 1998). Estas unidades encontram-se representadas na coluna estratigráfica da FIG. 5.2 e no mapa geológico referente à área da pesquisa (APÊNDICE A). Recobrimo as rochas metamórficas pré-cambrianas, ocorrem os depósitos sedimentares terciários, terciário-quaternários e os produtos do intemperismo representados, na região, pelas lateritas e cangas.

##### 5.1.1.1 Unidades litoestratigráficas pré-cambrianas

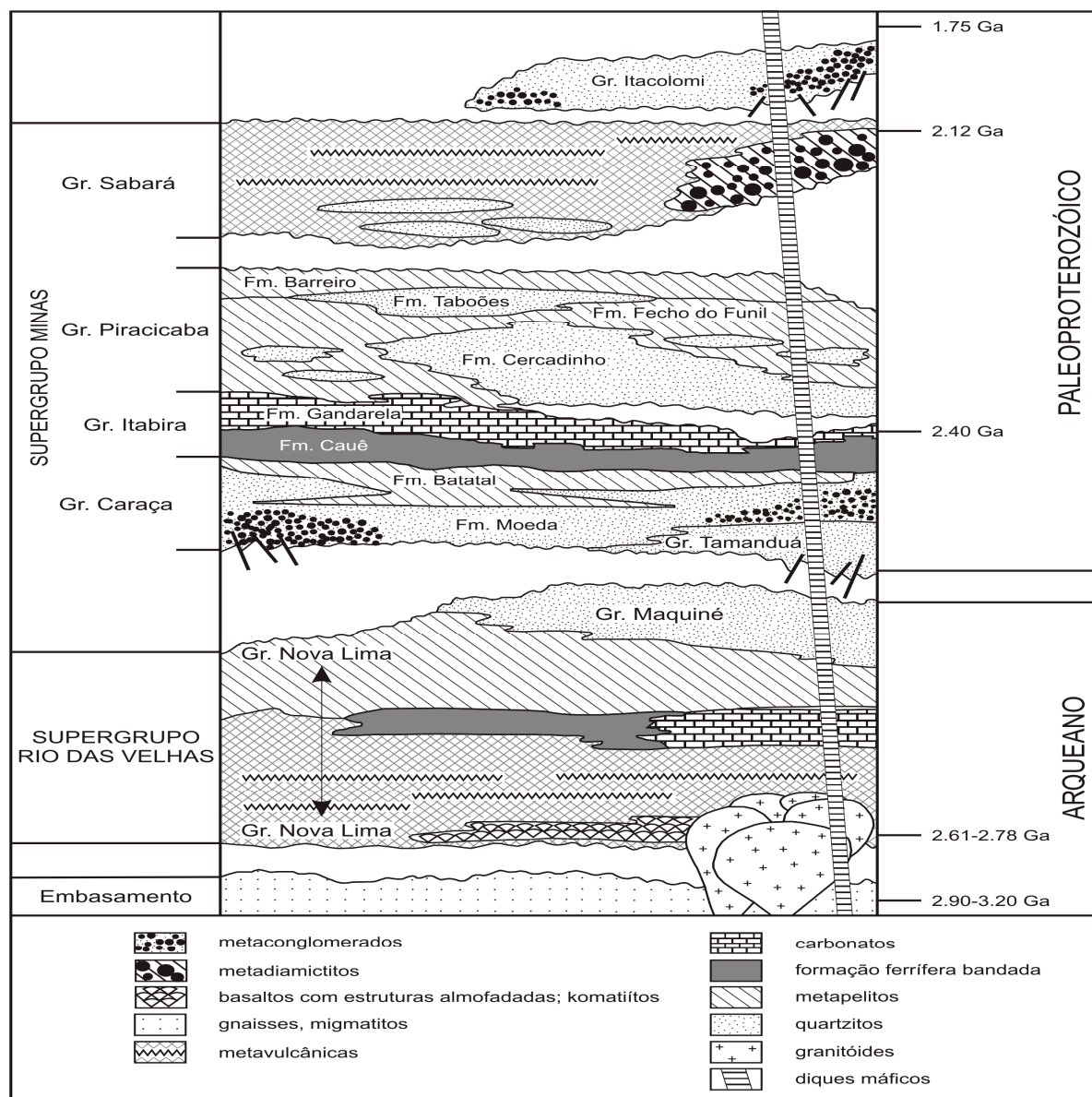
O embasamento arqueano compreende complexos metamórficos e duas gerações de plútons graníticos neoarqueanos. Os complexos metamórficos, com idades entre 2,9-3,2 Ga, englobam terrenos granito-gnáissicos constituídos por tonalitos migmatizados a gnaisses granodioríticos com características geoquímicas de suítes tonalíticas-trondjemíticas-granodioríticas arqueanas (TEIXEIRA, 1985 e 1993; MACHADO e CARNEIRO, 1992; CARNEIRO *et al.*, 1995, NOCE, 1995). Corpos granitóides e rochas básicas e metabásicas provenientes de diferentes etapas de acreção mantélica ou retrabalhamento crustal são encontradas intrudindo esses complexos (CARNEIRO, 1992, NOCE, 1995). Os plútons, conforme descrito em Noce (1995), são de natureza cálcio-alkalina (idade de 2,78 a 2,77 Ga) ou correspondem a granitos anorogênicos (idade 2,73 a 2,61 Ga). Os contatos desses complexos com as unidades sobrejacentes são, normalmente, de natureza tectônica (ENDO, 1997). Rochas do embasamento acham-se expostas na periferia e no interior do Quadrilátero Ferrífero, onde constituem o núcleo de uma série de estruturas dômicas (APÊNDICE A).



**Figura 5.1 -** Mapa regional do cráton do São Francisco mostrando os cinturões orogênicos Brasilianos, a faixa de dobramento e cisalhamento Espinhaço (EFB) e o Quadrilátero Ferrífero (em destaque na moldura).

Fonte: Alkmim e Marshak, 1998.

O supergrupo Rio das Velhas é constituído por rochas metavulcânicas (basaltos, komatiitos e lavas riolíticas) e metassedimentares que, em conjunto com os plútons intrudidos contemporaneamente à sua deposição, caracterizam esta unidade como um terreno granito-greenstone arqueano clássico (ALKMIM e MARSHAK, 1998). É subdividido, da base para o topo, nos grupos Quebra Osso (SCHORSCHER, 1978), Nova Lima e Maquiné (DORR, 1969). Os dois últimos grupos foram notadamente detalhados em mapeamento efetuado pela CPRM/DNPM (1998).



**Figura 5.2** - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. A parte direita da coluna representa as relações observadas no setor ocidental do QF, e a parte esquerda, as relações do setor oriental.

Fonte: Alkmim e Marshak (1998).

O Grupo Quebra Osso é constituído, em essência, por rochas máficas e ultramáficas. Na área tipo, o Grupo Nova Lima foi definido por Gair (1962, *apud* DORR, 1969) como uma sucessão de micaxistos e filitos com lentes e intercalações de formações ferríferas fácies carbonato, grauvacas, quartzitos, conglomerados, rochas metavulcânicas, xistos e filitos grafitosos, quartzo-anquerita xisto e quartzo-dolomita xisto. Zucchetti e Baltazar (1998) subdividiram o Grupo Nova Lima, em 12 unidades faciológicas. Tais unidades correspondem a uma sucessão *greenstone belt* que contém rochas vulcânicas basálticas e komatiíticas, na base, rochas sedimentares químicas, na porção intermediária, e metassedimentares clásticas marinhas no topo.



O grupo Maquiné, constituído pelas formações Palmital e Casa Forte, engloba metaconglomerados oligo e polimíticos, quartzitos maciços e sericíticos e sericita-quartzoxistos (DORR, 1969). Subdivididas por Zucchetti e Baltazar (1998), tais unidades foram interpretadas como sedimentos de ambiente litorâneo e marinho raso.

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas têm como principal área de ocorrência, a porção central do Quadrilátero Ferrífero, bacia hidrográfica homônima.

O Supergrupo Minas constitui uma unidade metassedimentar de idade paleoproterozóica (RENGER *et al.*, 1994, NOCE, 1995; MACHADO *et al.*, 1996; BABINSKY *et al.*, 1993) que se sobrepõe ao Supergrupo Rio das Velhas em discordância erosiva e angular. Como unidade característica do Quadrilátero Ferrífero, foi cartografada e estudada em detalhe durante a vigência de um convênio de cooperação entre o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) e o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), no período de 1946 a 1962. Os resultados desta campanha encontram-se sintetizados em Dorr (1969) e a subdivisão litoestratigráfica das rochas Minas ali proposta é até hoje adotada, com apenas umas poucas modificações.

A base do Supergrupo Minas é representada pelo Grupo Caraça, o qual é subdividido nas Formações Moeda e Batatal.

A Formação Moeda, composta essencialmente por meta-arenitos e metapelitos, foi subdividida por Wallace (1958) em três membros: o Membro Inferior (membro 1) composto de quartzito sericítico com lentes de conglomerado; o Membro Intermediário (membro 2) constituído de filito arenoso; e o Membro Superior (membro 3) formado por quartzito sericítico com lentes de filito arenoso. Estes membros foram interpretados por Vilaça (1981), como sedimentos aluviais (base e topo) e marinhos (unidade intermediária). A espessura máxima atribuída a esta formação é de 1200 m e a média é cerca de 200 m (SILVA *et al.*, 2005b).

A Formação Batatal consiste, predominantemente, de filitos com menor quantidade em metachert, formação ferrífera dolomítica, filitos carbonosos e dolomitos. O contato com a Formação Moeda é, de modo geral, abrupto, mas localmente pode apresentar-se gradacional. A sua espessura varia de poucos metros a até cerca de 250 m. O contato com a Formação Cauê sobreposta é gradacional e varia de um a dois metros (DORR, 1969).

A unidade intermediária do Supergrupo Minas é representada pelo Grupo Itabira que compreende duas formações: a Formação Cauê, inferior, e a Formação Gandarela, superior.

A Formação Cauê é composta de itabirito, itabirito dolomítico, itabirito anfibolítico, com lentes de meta-margas, xistos e filito. O termo itabirito foi definido por Dorr e Barbosa (1963) como “uma formação ferrífera fácies óxido, laminada e metamorfoisada, onde as bandas de chert ou de jaspe original foram recristalizados em quartzo granular e o ferro em hematita, magnetita ou martita”. As análises dos variogramas de ETR (elementos terras raras) juntamente com os teores de Cu, Co e Ni, feitas por Raposo (1996), sugerem que a deposição dos itabiritos ocorreu em águas a mais de 100 m de profundidade, a partir da interação de fluidos hidrotermais de piso marinho com água do mar, podendo ter ocorrido também alguma contribuição de ferro de origem continental. Spier *et al.* (2006) demonstraram que os padrões de enriquecimento em elementos terras raras pesados (HEER) para os itabiritos são compatíveis com águas oceânicas modernas, mas com contribuição hidrotermal. As assinaturas de HEER são interpretadas por este autor como indicativo, para os itabiritos dolomíticos, de deposição em águas rasas com contribuição de sedimentos continentais e para os itabiritos silicosos, de precipitação em águas profundas.

A espessura da Formação Cauê é bastante variável, sendo estimados por Dorr (1969) valores entre 200 e 400 m para porções pouco deformadas que pode elevar-se para muito mais de 1000 m em áreas mais intensamente deformadas.

Raposo (1996) destaca que, na Mina de Águas Claras, situada a sul de Belo Horizonte, (e também como verificado nas Minas de Mutuca, Tamanduá e Capão Xavier, na mesma região) a transição da Formação Batatal para a Formação Cauê é marcada pela ocorrência de rochas carbonáticas. Os carbonatos dessa transição são descritos pelo autor como ankerita ou dolomita ferrosa. O limite superior da transição, em Águas Claras, é caracterizado por um banco de dolomito avermelhado onde o mineral principal é a dolomita quase pura.

Itabiritos dolomíticos, como assinalado por Dorr (1969), ocorrem particularmente na porção superior da sucessão evidenciando contato transicional com a unidade superior, a Formação Gandarela. Dorr (1969) ressalta que o produto do intemperismo dos itabiritos dolomíticos resulta em rochas mais hidratadas que aquelas provenientes do itabirito comum e são caracterizadas por material argiloso ocre com conteúdo expressivo em magnetita, proveniente da rocha original. A presença de anfibólio substituído por limonita, nesse material intempérico, é considerada por este autor como forte evidência da origem a partir de itabiritos dolomíticos.

Em mapeamento realizado por Alkmim *et al.* (1996b), na região da junção do Sinclinal Moeda com o Homoclinal Serra do Curral, as rochas ocreas foram incluídas na Formação Cauê e diferenciadas dos itabiritos e hematitas.

A Formação Gandarela consiste, essencialmente, de meta-margas, filito dolomítico, dolomito ferruginoso, itabirito dolomítico, itabirito e filito. Texturas primárias tais como oólitos, oncólitos, esteiras algais e estromatólitos são descritos por Souza (1987). Análises por ICP e absorção atômica das rochas carbonáticas realizadas por Souza (1987) demonstraram teores de manganês variáveis de 0,13 a 3,91% que, apesar de relativamente baixos, poderiam ser concentrados no processo de intemperismo resultando nos depósitos de Mn, comumente encontrados nessa formação.

A Formação Gandarela possui uma espessura média da ordem de 200 m, sendo que o contato com a Formação Cercadinho do Grupo Piracicaba sobrejacente é discordante erosivo. Datação realizada por Babinsky *et al.* (1993) revelou uma idade de deposição de 2,42 Ga, o que conduziu os autores à interpretação de que a Formação Cauê sotoposta depositou-se a cerca de 2,52 Ga.

A dificuldade em separar a Formação Cauê da Formação Gandarela é descrita por Dorr (1969), em especial quando o contato se faz entre itabirito e itabirito dolomítico. Raposo (1996) aponta que a interdigitação faciológica dos dolomitos da Formação Gandarela com os itabiritos da Formação Cauê parece relacionar-se a oscilações batimétricas, ou a locais onde a plataforma era mais larga e com altos na sua zona distal em relação à costa. Os estromatólitos (SOUZA e MULLER, 1984 e BERTOLINO e PIRES, 1995, *apud* RAPOSO, 1996) são citados como um indicativo da deposição em águas rasas.

A unidade superior do Supergrupo Minas é representada pelo Grupo Piracicaba que abrange as formações Cercadinho (quartzitos ferruginosos e filitos), Fecho do Funil, (filitos cinza e lentes de mármore dolomítico), Taboões (quartzitos) e Barreiro (filitos carbonosos e manganésíferos). Correspondem, em conjunto, a uma espessa pilha de sedimentos clásticos, variando de conglomerados a filitos com raros sedimentos químicos (dolomitos e itabiritos).

De acordo com o modelo elaborado por Raposo (1996), a transição do Grupo Itabira para o Grupo Piracicaba teria ocorrido por uma passagem do ambiente plataformal para um ambiente de talude continental. A deposição dos carbonatos da Fm. Fecho do Funil é interpretada como resultante de variações de profundidade na zona de transição entre a plataforma distal e o topo do talude continental, ou poderiam ter sido depositados em águas profundas.

Noce (1995) sugere que o término da deposição desse grupo deve anteceder à intrusão do Batólito de Alto Maranhão (2124 +/- 2 Ma) que marca uma nova etapa de instabilidade tectônica da bacia Minas.

O Grupo Sabará consiste de clorita e biotita-xistos, metagrauvascas, quartzitos, quartzitos feldspáticos, formações ferríferas, itabiritos e metaconglomerados, que repousam em discordância sobre as diferentes formações do Grupo Piracicaba. As rochas são interpretadas (DORR, 1969 e RENGER *et al.*, 1994) como turbiditos, tufos, vulcanoclásticas e diamictitos. Dorr (1969) estima que a espessura máxima aparente desta unidade, na seção tipo, ultrapasse 3.000 m. Estudos geocronológicos realizados por Noce (1995) revelaram idade máxima de 2,1 Ga para a sua deposição, indicando ser este Grupo significativamente mais novo que as unidades do Supergrupo Minas.

O Grupo Itacolomi, repousa em discordância angular sobre as unidades sobrejacentes, engloba um pacote de quartzitos de granulação grossa com lentes de filito e conglomerado. Datações (MACHADO *et al.* 1996) indicam idade máxima de 2,0 Ga para esta unidade, semelhante à obtida para o Grupo Sabará.

Diques máficos seccionam todas as unidades descritas anteriormente e, de acordo com Silva (1992), são resultantes de quatro eventos geradores: abertura da bacia Espinhaço (1,7-1,5 Ga); estágios iniciais do ciclo Panafricano/Brasiliano (906 Ma); estágios finais do ciclo Brasiliano (655 Ma); e fragmentação do Supercontinente Gondwana (120 Ma).

#### 5.1.1.2 As Formações Superficiais Terciárias e Quaternárias

Os depósitos terciários e quaternários do Quadrilátero Ferrífero são representados principalmente pelas bacias do Fonseca, Gandarela, Rio do Peixe (ROCHA, 1998) e Congo Soco (MAIZATTO, 1997). Além desses, têm-se aluviões, colúvios com matacões de minério de ferro, canga, argila e arenito que podem estar associados a materiais de valor econômico tais como a bauxita e caulinita.

#### *Coberturas detrítico-lateríticas e depósitos de bauxita*

O termo laterita é usado por Dorr (1969) para designar materiais destituídos de estruturas, altamente aluminosos e muitas vezes ferruginosos, que são formados pelo intemperismo residual das rochas. O mesmo autor descreve os depósitos de bauxita como resultantes do processo de laterização nos locais onde a remoção do produto do intemperismo

foi impedida, seja por sua posição no relevo, ou pelo desenvolvimento de uma crosta alumino-ferruginosa. Varajão (1988) mostra que vários autores associam a bauxitização à alteração *in situ* de rochas sobre as quais se encontram assentadas, dentre essas os filitos dolomíticos, filitos sericíticos, vulcânicas ácidas e rochas ultramáficas.

Estudos mais recentes efetuados por Varajão (1988) e Rocha (1998) revelaram que a laterização apresenta-se de duas formas: material transportado e *in situ*. Varajão (1988) mostra que os depósitos de bauxita encontram-se em diferentes níveis batimétricos com nítido controle estrutural o que os dissocia das superfícies de aplainamento. A maioria dos depósitos está associada ao Grupo Itabira e para estes foi atribuída uma gênese a partir de filitos dolomíticos. Atribuiu-se uma idade máxima eocênica para os depósitos. Em trabalho posterior Varajão *et al.* (1990) mostra a existência de superposição de duas unidades argilosas de origem diferentes: uma unidade inferior, produto de uma evolução “*in situ*” e uma unidade superior alóctone, gerada a partir de perfis lateríticos situados nas vertentes. Conclusão semelhante foi obtida por Rocha (1998) ao estudar as coberturas superficiais da Mina de Capão Xavier. A autora identificou dois conjuntos distintos de material, um argiloso (*in situ*) e outro ferruginoso (alóctone), cuja formação foi controlada pela erosão diferencial (química e mecânica) das rochas subjacentes pertencentes ao Grupo Itabira. Estes materiais podem atingir, em conjunto, espessuras de até 92 m.

Vale ressaltar ainda a ocorrência dos chamados “*mudstones*”, designação dada por Dorr (1969) à argila laterítica, não estratificada, com alto teor de alumínio e titânio, contendo grãos arredondados de quartzo com diâmetro de 1 a 3 mm homogeneamente disseminados. Gênese diversas são propostas para este material, a partir de estudos efetuados por vários autores em regiões diferentes, o que levou Varajão (1988) e Rocha (1998) a suspeitarem da análise de materiais distintos.

#### *Depósitos elúvio-colúviais (cangas)*

A canga é um produto de alteração, de espessura variável de 2 a 10 m, consistindo de fragmentos de formação ferrífera, hematita compacta e minoritariamente outros minerais, cimentados por óxido de ferro hidratado. Seu conteúdo de ferro varia em média de 40 a 60%. Dorr (1969) revela que a porosidade varia de muito baixa a valores acima de 50%. No entanto, considera a permeabilidade, de modo geral, baixa.

Ocorre, recobrando os topos das serras e as encostas associadas principalmente ao Itabirito Cauê e à Formação Gandarela, mas pode estender-se por vários quilômetros sobre formações não ferruginosas, incluindo Complexos Ortognáissicos. As cangas podem ser sobrepostas por solo altamente poroso com fragmentos ferruginosos e demais sedimentos terciários e quaternários como lateritas e mudstone. Foi classificada por Dorr (1969) em três tipos:

- 1) canga rica – é uma brecha ou conglomerado de hematita compacta cimentada por pouca limonita, com teor de ferro superior a 66%. O cimento preenche total ou parcialmente os interstícios dos grãos, no entanto, a maior parte dos poros encontra-se vazia;
- 2) canga comum – é constituída por lascas de hematita e fragmentos de itabirito em proporção de 20 a 80% da rocha, cimentados por limonita; e
- 3) canga química – consiste, principalmente, de limonita cimentando argila e solo ferruginoso. Exibe baixa porosidade e permeabilidade.

A origem da canga é associada por Dorr (1969) ao ferro dissolvido no processo de intemperismo e depositado pela evaporação da água subterrânea, durante as estações secas, que cimentou os detritos provenientes da desagregação das rochas da Formação Cauê.

Como apontado por Varajão (1988) a questão da idade da canga é polêmica e historicamente sempre foi relacionada à idade dos sedimentos terciários Gandarela e Fonseca e, principalmente às interpretações morfogenéticas fornecidas para o Quadrilátero Ferrífero (HARDER e CHAMBERLIN, 1915, GORCEIX, 1876, TRICART, 1961 e BARBOSA, 1960, *apud* VARAJÃO, 1988).

Dois tipos de couraça - de platô e de vertente - foram identificados no Sinclinal do Gandarela por Tricart (1961, *apud* Varajão 1988). O primeiro tipo que recobre a superfície cimeira foi relacionado à idade cretácea, e o segundo, assentado sobre colinas internas do Sinclinal, ao plioceno evidenciando longo período erosivo. Em termos gerais, estas conclusões foram corroboradas por estudos posteriores (LIMA e SALARD-CHEBOLDAEFF, 1981; BARBOSA e RODRIGUES 1965, 1967; *apud* VARAJÃO, 1988). Entretanto, Varajão (1988) questiona que o posicionamento distinto dos tipos de couraças, em termos de morfologia de relevo e de substrato, poderia ser explicado por uma erosão diferencial e não apenas por ciclos erosivos distintos.

### *Depósitos lacustrinos*

Depósitos sedimentares lacustrinos de idade cenozóica são encontrados distribuídos nas bacias do Gandarela, rio do Peixe, Fonseca e Gongo Soco (MAIZATTO, 2001). Na área específica da pesquisa são descritos por Pomerene (1964) na bacia do rio do Peixe, próximo à Lagoa do Miguelão, depósitos pouco espessos argilosos, contendo níveis fossilíferos.

Estudo efetuado por Maizatto (2001) nas bacias do Gandarela e Fonseca demonstrou que a sedimentação iniciou-se no Neoceno e estendeu-se até o Mioceno.

### *Depósitos coluviais e de tálus*

Correspondem a depósitos compostos por matacões e calhaus arredondados de hematita compacta de alto teor acumulados nas regiões mais baixas das encostas das serras. Espessuras de até 30 m e extensão superficial superior a centenas de metros são relatadas por Dorr (1969).

### *Depósitos aluviais antigos*

Os terraços fluviais, ou depósitos aluviais antigos ocorrem em vários níveis e devem representar sedimentos terciários e quaternários (POMERENE, 1964). Aqueles situados em posição topográfica mais elevada, a cerca de 100 m do nível de base, são formados, de modo geral, por seixos, calhaus e matacões bem arredondados predominantemente de quartzo de veio. Por outro lado, os depósitos localizados 30 a 40 m abaixo são compostos por calhaus de hematita compacta, muito bem arredondados.

### *Depósitos de enchimento de vales*

Correspondem a sedimentos heterogêneos compostos por argila, grãos de quartzo, hematita e limonita com teores de ferro de até 30 a 40%. São pobremente estratificados e podem estar sobrepostos tanto aos depósitos de canga quanto às rochas pré-cambrianas. Sua espessura pode chegar a 100 m.

Ribeiro (2003) aponta a ocorrência de dois depósitos cenozóicos na Mina do Pico controlados, respectivamente, pela direção das camadas e por um dique de rocha metabásica. São formados por blocos rolados de minério compacto, itabiritos, cangas e argilas que gradam para frações mais finas em direção ao topo. A gênese desses depósitos é relacionada pelo autor como decorrente de colapsos e subsidências advindos da redução do volume dos itabiritos sotopostos no processo de alteração supergênica.

### *Depósitos aluviais recentes*

Os depósitos aluvionares não são muito comuns no Quadrilátero Ferrífero em virtude dos cursos d'água encontrarem-se acima do nível de base regional e da intensidade do intemperismo que reduziu as rochas às frações de silte e argila. As acumulações mais expressivas ocorrem a montante de cânions onde rios de primeira ordem atravessam rochas mais resistentes, como acontece próximo a Honório Bicalho, no rio das Velhas, em que há diminuição abrupta do gradiente (Dorr, 1969). As drenagens de menor expressão apresentam depósitos aluvionares de pequeno porte e descontínuos.

### *Depósitos eluviais*

Consistem de fragmentos de itabirito misturados com solo ferruginoso, podendo apresentar até 4 m de espessura e teor de ferro acima de 60%. Foram identificados por Pomerene (1964) na quadrícula de Ibirité, que os nomeou de “*rubble ore*”, termo que foi traduzido como eluvião no mapa geológico elaborado para o Projeto APA Sul RMBH (SILVA e MONTEIRO, 2005).

## **5.1.2 Arcabouço Estrutural**

O Quadrilátero Ferrífero é reconhecido como uma região de grande complexidade estrutural fato este que tem conduzido a diferentes interpretações para os arranjos das unidades estratigráficas bem como para a gênese, evolução e distribuição das diversas estruturas.

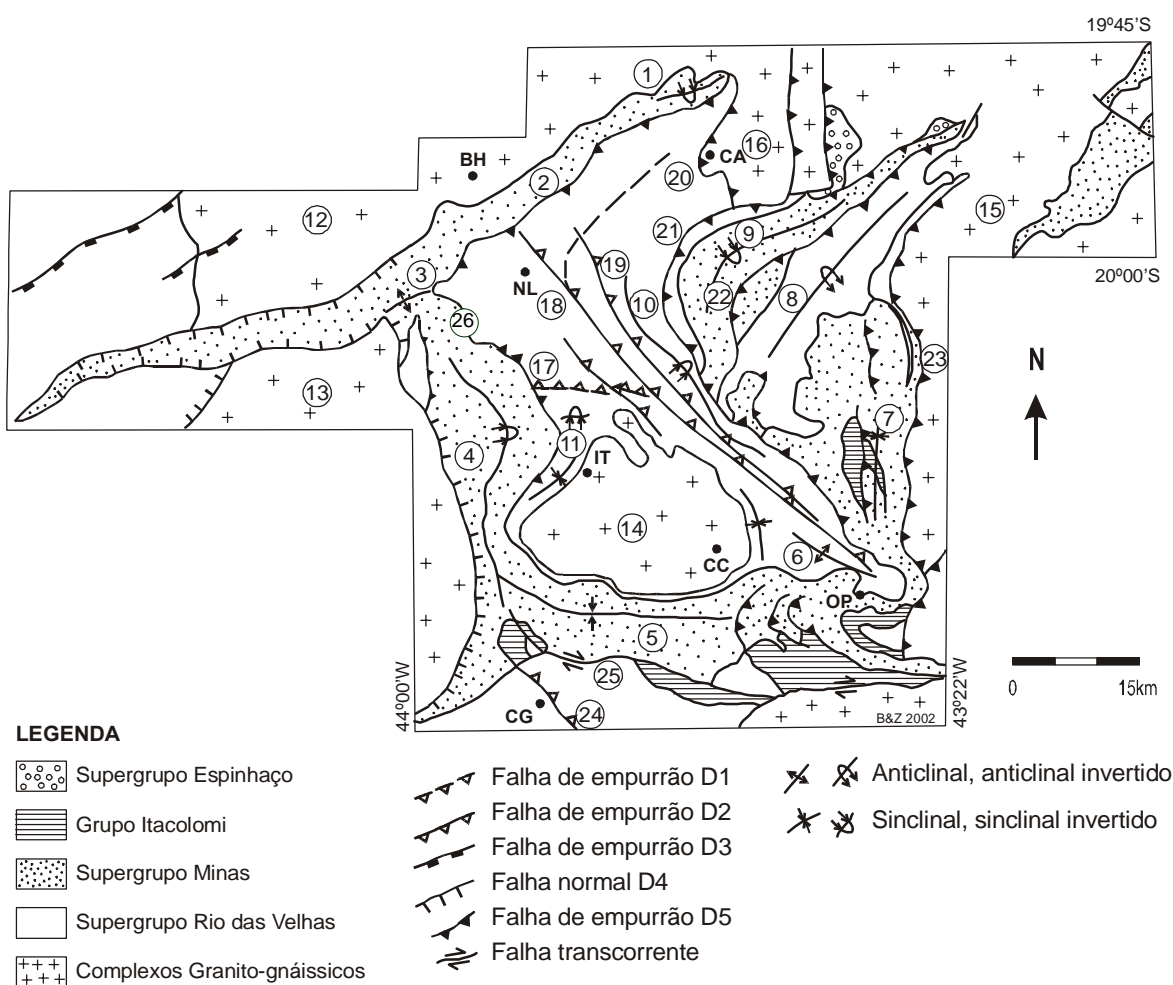
A geometria das unidades do embasamento e das seqüências metassedimentares do Quadrilátero Ferrífero configura-se como um arranjo em domos e bacias (ALKMIM e MARSHAK, 1998), no qual os domos são nucleados pelos complexos gnáissicos arqueos (Bação, Bonfim, Caeté, Santa Rita, Belo Horizonte, Florestal e Itaúna) e as quilhas (grandes sinformes cônicos; e.g. Moeda, Dom Bosco, Mateus Leme), envolvem rochas dos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Itacolomi. Outras estruturas que se destacam na região correspondem a uma série de falhas de empurrão com vergência para oeste, de maior expressão no setor oriental (Figura 5.3).

Dorr (1969) postula uma história de deformação em três períodos para o Quadrilátero Ferrífero: o primeiro, pré-Minas, afetaria as rochas da “série” Rio das Velhas e possuiria sentido de transporte tectônico para WSW; o segundo, Pós-Minas e Pré-Itacolomi, seria caracterizado pelos arqueamentos e soerguimentos da “Série Minas” e o terceiro



Pós-Itacolomi, o mais significativo, teria vetor de transporte dirigido para WNW e resultaria no sistema de dobras e falhas de empurrão característico da área.

Vários trabalhos de análise estrutural foram efetuados a partir do trabalho de Dorr (1969) em setores diversos do Quadrilátero Ferrífero, podendo-se citar Pires (1979), Rosière (1981), Guba (1982), Ladeira e Viveiros (1984) e Chemale Jr. e Rosière (1987). Estudos mais recentes, desenvolvidos à luz de novos conceitos, referem-se à Chemale Jr. *et al.* (1994), Baltazar *et al.* (1995), Endo (1997), Alkmim e Marshak (1998) e Baltazar e Zucchetti (2000).



**Dobras:** 1 - Sinclinal Piedade, 2 - Homoclinal Serra do Curral, 3 - Anticinal da Serra do Curral, 4 - Sinclinal Moeda, 5 - Sinclinal Dom Bosco, 6 - Anticinal de Mariana, 7 - Sinclinal Santa Rita, 8 - Anticinal Conceição, 9 - Sinclinal Gandarela, 10 - Sinclinal Vargem do Lima, 11 - Sinclinal dos Andaimos. Complexos granito-gnáissicos: 12 - Belo Horizonte, 13 - Bonfim, 14 - Bação, 15 - Santa Bárbara, 16 - Caeté. Falhas: 17 - Bem-Te-Vi, 18 - São Vicente, 19 - Raposas, 20 - Caeté, 21 - Cambotas, 22 - Fundão, 23 - Água Quente, 24 - Congonhas, 25 - Engenho, 26 - Faixa Transpressiva Tamanduá-Mutuca. Cidades: BH - Belo Horizonte, CC - Cachoeira do Campo, IT - Itabirito, NL - Nova Lima, CA - Caeté, CG - Congonhas, OP - Ouro Preto.

**Figura 5.3** - Mapa das principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero.  
Fonte: Modificado de CHEMALE Jr. *et al.* (1994, *apud* Baltazar e Zuchetti, 2005).

Chemale Jr. *et al.* (1994) admitem a superposição de dois principais eventos tectônicos: i) evento extensional Transamazônico (2,1 a 1,7 Ga), de direção presumida WNW-ESE, responsável pela ascensão dos domos graníticos e formação dos sinclinais regionais gerando a arquitetura de domos e bacias característica do Quadrilátero Ferrífero; ii) evento compressional Brasileiro (650 a 500 Ma), com campo dirigido para W, que resultou no desenvolvimento de dobras e falhamentos de empurrão vergentes para oeste envolvendo três fases de deformação (uma dúctil e duas de natureza dúctil-rúptil).

Endo (1997) interpreta a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes como o resultado da superposição de três ciclos tectono-deformacionais: 1) Ciclo orogênico Jequié (2,78 a 2,55 Ga) responsável pela deformação do Supergrupo Rio das Velhas; 2) Ciclo Orogênico Transamazônico (2,25 a 1,90 Ga), compreendendo dois eventos compressoriais e dois eventos extensionais, em regime transpressional e plano de fluxo N-S; e 3) Ciclo Orogênico Brasileiro, que englobaria dois eventos tectônicos em regime transpressional com plano de fluxo NE-SW, originando os sistemas de dobramentos e cavalgamentos com vergência para NW e W.

Modelo distinto foi elaborado por Alkmim e Marshak (1998) para elucidar a história tectônica da região envolvendo as seguintes etapas: 1) Geração e evolução do *greenstone belt* do Rio das Velhas, durante o arqueano; 2) Formação da Bacia Minas em evento distensivo, após 2,6 Ga e antes de 2,4 Ga; 3) Geração, por evento compressivo Transamazônico (2,1 Ga), de dobramentos e falhamentos de empurrão com vergência para norte; 4) Colapso gravitacional do orógeno Transamazônico (em torno de 2,095 Ga), dando origem a geometria de domos e quilhas; 5) Formação do rift Espinhaço e intrusão de diques máficos, a cerca de 1,75 Ga; e 6) Desenvolvimento de falhamentos de empurrão com vergência para oeste, durante o evento compressivo do Brasileiro (0,7 a 0,45 Ga).

Baltazar e Zucchetti (2005) baseando-se nas propostas de Baltazar e Zucchetti (2000) e de Alkmim e Marshak (1998) reconhecem, para as seqüências arqueanas e coberturas proterozóicas da região do Quadrilátero Ferrífero, três eventos de deformação distribuídos em cinco episódios: Evento Rio das Velhas (deformações D1 e D2) que tem como principais eventos a formação do sinclinal Andaime e geração de falhamentos de empurrão, com importante componente direcional sinistral e orientados segundo N40°-60°W aos quais se associam as mineralizações auríferas; Evento Transamazônico (deformações D3 e D4) marcado pelo desenvolvimento na região de um orógeno contracional paleoproterozóico com transporte de massa de SE para NW (deformação D3), seguido de um colapso orogênico,

extensional, regional e com o posicionamento de domos granito-gnáissicos (deformação D4); e o Evento Brasileiro (deformação D5) representado por foliação regional com mergulho para leste relacionada a rampas oblíquas e frontais de *fronts* de empurrão, em formas de arcos, com concavidade para leste, sendo progressivamente mais novos de oeste para leste, em sentido oposto ao de transporte tectônico (BALTAZAR *et al.*, 1995).

#### 5.1.2.1 Morfotectônica mesozóica e cenozóica

A análise da evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero durante o Fanerozóico mostra-se importante quando se considera que os principais fatores que controlam a circulação e o armazenamento de água subterrânea em rochas de baixa porosidade primária referem-se às falhas e fraturas que podem ser geradas ou reativadas nesse longo espaço de tempo. Outro aspecto de especial interesse corresponde ao papel desempenhado pelas estruturas (reativadas ou geradas) na evolução do processo de gênese do minério de ferro e que envolve a geração de alta porosidade intersticial em rocha originalmente de porosidade fissural.

Uma das feições notáveis da morfologia do Quadrilátero Ferrífero é que todo o conjunto encontra-se sobrelevado (tectonicamente soerguido) com intervalo de altitude entre 900 e 1.000 m, podendo alcançar 1.500 m em alguns trechos e até mais de 2.000 m, como na Serra do Caraça. Como sugerido por Varajão (1988), o Quadrilátero Ferrífero constitui um mosaico formado por províncias geomorfológicas ligadas diretamente às condições estruturais, nas quais variações altimétricas e a declividade das vertentes relacionam-se a variações litológicas.

Como principais traços fisiográficos da área podem-se citar (SAADI, 1991): i) grande escarpa (Serra do Curral) de direção SW-NE (com 100 Km de comprimento e altura superior a 200 m e exposição para NW) que constitui um *hogback* e provavelmente, uma escarpa de falha; ii) os Sinclinais Moeda e Gandarela de direção geral NNW-SSE, relativamente planas, suspensas e localmente entulhadas de depósitos cenozóicos; e iii) a depressão NNW-SSE escavada pelo rio das Velhas, num eixo de caráter antiformal. Estas feições de relevo indicam que o conjunto litoestrutural da região foi submetido a variações climáticas e a atividade erosiva desde o Proterozóico, com nítido controle litoestrutural (VARAJÃO, 1991).

Admite-se que o Quadrilátero Ferrífero foi afetado por soerguimentos epirogenéticos e falhamentos relacionados à tectônica distensional pós-cretácica cujos indícios consistem de (SAADI, 1991 e VARAJÃO, 1991): i) idade eocênica das bacias terciárias Gandarela e Fonseca ii) evidências cinemáticas distensivas encontradas em falhas de empurrão

pré-cambrianas; iii) o reentalhamento da drenagem e o rejuvenescimento do relevo, com fenômenos de captura associados e realce das estruturas através dos relevos invertidos. Há um consenso entre os autores que o maciço correspondeu a uma área de forte soerguimento epirogenético durante o Mesozóico e o Cenozóico tendo sido estimado por King (1956; *apud* VARAJÃO, 1988) que os valores acumulados das compensações isostáticas positivas, desde o final do ciclo pós-Gondwana, alcançam 1.094 m na região de Itabirito.

De acordo com Barbosa (1980) a serra do Caraça, testemunho de superfície cimeira, apresenta as mais altas elevações (cotas entre 1.500 e 1.600 m) devido a processos de reativação neotectônica em que se ressalta o papel relevante assumido pelos sistemas de falhas no processo de esculturação do relevo. Os topos residuais das cristas dos sinclinais da Moeda e do Gandarela e da estrutura homoclinal da serra do Curral (cotas entre 1.308 a 1.600 m) seriam resultantes de uma segunda geração de aplainamento configurando um dos mais importantes registros da evolução da paisagem, a inversão do relevo, onde as estruturas dobradas refletem morfologias de sinclinais suspensos e anticlinais escavados. Considera-se que após esses eventos de aplainamento e período de dissecação o *Plateau* da Moeda tenha permanecido preservado e foi aberto, em períodos pós-pleistocênicos, pelos ribeirões Mata Porcos, Capitão do Mato e córrego dos Fechos, condicionados por uma zona de falha localizada próximo ao eixo da estrutura sinclinal (MEDINA *et al.*, 2005).

Estes aspectos são reforçados por Medina *et al.* (*op. cit.*) que admitem a formação da paisagem geomorfológica regional durante um período geológico mais recente (Neogeno e Quaternário) atestando o papel expressivo da tectônica Cenozóica no Quadrilátero Ferrífero que se revela pelo ajuste da rede de drenagem ao nível de base regional e pelas capturas de drenagem nos sinclinais suspensos que teriam ocasionado o esvaziamento de paleolagos. Estas últimas feições têm interesse particular no estudo da dinâmica de fluxo subterrâneo na área, visto que os pontos de abertura dos sinclinais pelo processo de captura de drenagem representam pontos importantes de descarga do aquífero de maior potencial na região (aquífero Cauê).

Saadi (1991) em estudo a respeito da morfotectônica em Minas Gerais advoga para a região do Quadrilátero Ferrífero que os esforços tectônicos registrados foram compressivos na direção E-W no neo-cretáceo e trativos SW-NE (provavelmente compressivos SE-NW) no Cenozóico o que pode indicar a possibilidade de reativação das estruturas proterozóicas E-W e NE.

Evidências de falhamentos afetando sedimentos terciários e superfícies de aplainamentos foram percebidas por Gorceix (1884, *apud* MEDINA *et al.*, 2005) e RADAMBRASIL (1983).

Estudos mais recentes (MAGALHÃES e SAADI, 1994 e MARQUES *et al.*, 1994; *apud* MEDINA *et al.*, 2005) apontam a ocorrência de movimentos tectônicos durante o Pleistoceno em virtude da constatação de anomalias de perfis longitudinais de terraços dos rios das Velhas e Paraopeba e que se relacionam a falhamentos nos contatos entre os três principais compartimentos morfoestruturais regionais: o Quadrilátero Ferrífero, a Depressão de Belo Horizonte e a Bacia do Bambuí. Maizatto (2001) demonstra que formação e evolução dos depósitos sedimentares das bacias Gandarela e Fonseca foram conduzidos durante o Oligoceno, período marcado por intensa atividade tectônica de caráter extensional, responsável pela geração de falhas sindeposicionais e de altos e baixos estruturais.

Magalhães (2002; *apud* RIBEIRO, 2003) ao estudar os depósitos cenozóicos na Mina de Águas Claras, afirma que estes depósitos têm condicionamento estrutural ligado a falhamento e à evolução do relevo. Quanto a este aspecto é interessante notar os limites retilíneos dos depósitos de cobertura que ocorrem na extremidade sudoeste da Serra do Curral.

Trabalho importante sobre a evolução neotectônica do Quadrilátero Ferrífero foi realizado por Lipski *et al.* (2001) em que os autores, a partir da análise de 14 depósitos sedimentares identificaram três eventos neotectônicos (D1, D2 e D3) sob campos de tensões distintos. O evento D1, iniciado no Oligoceno-Mioceno, teria ocorrido sob regime trativo com o eixo de tensão máximo orientado segundo NNE-SSW que ocasionou a geração de um sistema de estruturas WNW-ESSE correspondentes a *grabens e horsts*. Foi verificado localmente campo de compressão WNW-ESSE, induzido pela movimentação de blocos do embasamento, que desenvolveu falhas de componentes direcionais de movimento. São relatados grandes lineamentos regionais (falhas normais com eventuais componentes direcionais) de direção E-W associados a esse evento. O evento D2, de idade mínima Pliocênica e caráter compressivo, deformou os sedimentos segundo as direções E-W e NW-SE e reativou as estruturas pré-cambrianas, de orientação E-W, como falhas direcionais dextrais e, com menor frequência, sinistrais. O evento D3, também do Plioceno, caracteriza-se pelo alívio das tensões geradas em D2 com regime de tensão radial no setor ocidental do Quadrilátero Ferrífero e de direção WNW-ESSE na porção ocidental. Manifesta-se como planos de deslizamento tanto nas estruturas do embasamento quanto naquelas geradas previamente nos sedimentos.

Lipski *et al.* (2001) destacam também a influência das discontinuidades crustais pré-cambrianas no controle das orientações dos campos de tensões locais e a reativação das estruturas, em especial as de orientação E-W, chegando a afetar até mesmo as coberturas lateríticas dos depósitos sedimentares.

### **5.1.3 Formações Ferríferas Bandadas e Minérios de Alto Teor**

#### **5.1.3.1 Gênese das Formações Ferríferas Bandadas**

O termo formação ferrífera bandada (banded iron formation – BIF) foi dado por Gross (1965) para denominar rochas sedimentares ricas em ferro constituídas por bandas de chert intercaladas por bandas de minerais de ferro (óxidos, silicatos e carbonatos) que foram classificadas como do tipo Lago Superior. Nesta classificação o autor incluiu os depósitos paleoproterozóicos que se encontram associados a dolomitos, quartzitos, folhelhos negros e rochas vulcanogênicas, estas em menor proporção.

As formações ferríferas bandadas são um registro característico do ambiente sedimentar no pré-cambriano visto que ocorrem somente em sequências marinhas de idade entre 2,6 e 1,8 Ga e encerram cerca de 90% dos depósitos ferruginosos do mundo e com representantes em cinco regiões diferentes do globo: Bacia de Hamerley, na Austrália; Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais, Brasil; Transvaal-Griquatown, África do Sul; Depressão de Labrador e adjacências, América do Norte; e Krivoy-Rog-KMA, na antiga União Soviética.

Vários modelos têm sido propostos para explicar a gênese das formações ferríferas, mas algumas controvérsias ainda permanecem visto que existem problemas bastante peculiares a esses sedimentos, quais sejam: fonte do ferro e da sílica; tipo de transporte dos elementos químicos; ambiente deposicional; mecanismo de deposição; origem do bandamento, grau de pureza química e concentração temporal. O consenso entre os pesquisadores restringe-se praticamente a três aspectos (SIMONSON e HASSLER, 1996): i) a sedimentação ocorreu em ambiente marinho; ii) o ambiente de deposição corresponde a uma plataforma continental relativamente rasa; e iii) havia um reservatório de ferro dissolvido nas águas profundas dos oceanos, provavelmente derivado de atividade hidrotermal.

O modelo de geração das formações ferríferas proposto por Simonson e Hassler (1996) considera que durante períodos de níveis altos do mar as águas oceânicas profundas ricas em ferro permitiram a deposição das BIF's em porções distais da plataforma continental. Nos períodos de mar baixo não haveria possibilidade das águas profundas ferruginosas alcançarem a plataforma e deste modo seria depositado material siliciclástico (pobre em ferro), carbonatos e sedimentos vulcanoclásticos. Este modelo pressupõe as seguintes hipóteses: i) grandes transgressões, em uma escala de tempo de 20 a 125 Ma., em função de ciclos tectono-eustáticos, variação a longo prazo na taxa de produção crustal e ajuntamento ou fragmentação de supercontinentes e ciclos glacio-eustáticos; ii) mudanças na posição e

tamanho dos continentes que influenciariam as circulações marinhas; iii) alterações na composição da atmosfera e na química dos oceanos induzidas pela proliferação e diversificação de microorganismos que surgiram antes de 3,5 Ga; e iv) atividades tectônicas regionais conduzindo a mudanças locais do nível do mar.

Proposição diferenciada foi estabelecida por Klein e Beukes (1989 e 1992) que conjecturam a existência pretérita de um oceano estratificado, com diferenciação de fácies dada pela taxa de suprimento de oxigênio e carbono, e submetido a variações periódicas do nível do mar. Nos períodos regressivos (mar baixo), haveria um grande suprimento de carbono de origem orgânica que favoreceria a precipitação de chert e folhelho. Já nos eventos transgressivos (mar alto), com a redução do aporte de carbono, seria criado um ambiente propício para a precipitação de óxidos (e hidróxidos) de ferro a partir da oxidação do  $\text{Fe}^{+2}$  dissolvido na água do mar.

Abordagem mais detalhada quanto à origem da sílica para formação das bandas de chert foi feita por Klemm (2000) e duas teorias foram consideradas: precipitação de sílica inorgânica concentrada na água do mar e sedimentação biogênica.

Raposo (1996) sugere que a geração das formações ferríferas bandadas do Quadrilátero Ferrífero estaria ligada a um extenso rift, marcado por grande movimentação tectônica, no local da Serra do Curral (ou mais a sudeste devido ao transporte tectônico de sudeste para noroeste) o que explicaria as fontes de ferro e sílica. A correlação de elementos terras raras com a soma dos teores de Cu, Co e Ni foi considerada por Raposo (op.cit.) um indicativo de que os itabiritos teriam sido depositados a partir da interação de fluidos hidrotermais de piso marinho com água do mar, mas pondera sobre algumas evidências de contribuição de uma fonte continental. A origem do óxido de ferro foi associada também à exsolução de carbonatos (ankerita ou dolomita ferrosa) dos itabiritos dolomíticos presentes na base da Formação Cauê.

#### 5.1.3.2 Gênese do Minério de Ferro Hospedado em BIF's

Grande parte dos grandes depósitos mundiais de hematita resulta do enriquecimento das formações ferríferas Pré-Cambrianas. Entretanto, os processos responsáveis ainda não são bem conhecidos e suscitam muita polêmica entre os pesquisadores, por vezes até de forma acirrada.

Beukes *et al.* (2002) apontam que as principais incertezas quanto à origem dos minérios de alto teor residem em sua composição monomineralógica, hematita (e martita), mineral de amplo campo de estabilidade e constituição química muito simples o que impede a identificação de dados genéticos de forma mais consistente. Outros fatores citados pelos autores referem-se à obliteração das estruturas primárias pelos eventos tectono-metamórficos e pelo intemperismo, e a quase ausência de estudos que integrem os dados produzidos na avaliação das jazidas com análises petrográficas e geoquímicas sistemáticas para diferentes gerações do minério e da hematita.

As principais teorias genéticas foram criadas a partir de estudos desenvolvidos especialmente na Bacia de Hamersley, situada no oeste da Austrália e que encerra os principais depósitos de ferro mundiais tanto em termos de reserva quanto de produção: Mount Tom Price, Mount Whaleback e Paraburdoo-Channar.

Dois modelos fundamentais são atualmente discutidos para a gênese dos minérios de alto teor: o modelo supergênico e o modelo hipogênico.

O modelo supergênico, estabelecido no clássico trabalho de Morris (1980 e 1985) postula o enriquecimento de ferro a partir da infiltração, ainda no Pré-Cambriano, de águas meteóricas oxidadas. Neste modelo os minerais de ganga seriam substituídos por hidróxidos de ferro, a partir de processos ativados por células eletroquímicas dinâmicas que permitiriam o carreamento do ferro de porções superficiais para níveis mais profundos. Admite-se que a sílica lixiviada seria liberada para as drenagens sob a forma de  $H_4SiO_4$ .

O modelo hipogênico, defendido em especial por Taylor *et al.* (2001), sustenta que em um primeiro estágio houve a remoção de sílica da rocha por fluidos hidrotermais, deixando um resíduo enriquecido em óxidos de ferro, carbonato, silicatos de magnésio e apatita. Os estágios subsequentes, de natureza supergênica, promoveram a dissolução do carbonato, fósforo e magnésio e geração de minério hematítico poroso de alto teor. Os dois modelos, mas em especial o hipogênico, atribui um papel relevante aos falhamentos como planos condutores aos fluidos.

Webb *et al.* (2003) percebendo que a seqüência paragenética das rochas do depósito de Mont Whaleback não se conformava ao modelo de Taylor *et al.* (2001) propôs uma teoria alternativa de caráter hipogênico-supergênico cujos principais aspectos consistem de: i) os fluidos hidrotermais metamórficos redutores dos estágios iniciais não afetaram



significativamente as formações ferríferas bandadas; ii) em estágio subsequente, fluidos ácidos e oxidantes de origem meteórica dissolveram o carbonato e o silicato e transformaram a magnetita em martita; e iii) nos estágios finais também de natureza supergênica, a formação ferrífera alterada é convertida em minério hematítico de alto teor pela dissolução da sílica, processo este que não requer adição em ferro. Os autores ressaltam que nenhum modelo simples é capaz de explicar a transformação de BIF's em minério e que conforme suas observações, a oxidação de magnetita para hematita é independente da remoção de sílica e que a geração da mineralização principal pós-data o metamorfismo.

A redução de volume das formações ferríferas bandadas decorrente do processo de enriquecimento em ferro, pela remoção da ganga, é destacado tanto por Morris (2002) que calcula um adelgaçamento do pacote sedimentar entre 32 e 36%, quanto por Taylor *et al.* (2001) que prevê valor de 40%. O conseqüente aumento da porosidade, com variação de 6% no protólito a 30% na hematita porosa de alto teor, é demonstrado por Taylor *et al.* (2001).

A comparação dos principais aspectos considerados nos modelos elaborados por Morris (1980, 1985 e 2002), Taylor *et al.* (2001) e Webb *et al.* (2003) para explicar a geração dos minérios de ferro é apresentada na TAB. 5.1.

#### 5.1.3.3 Os minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero

##### *Teorias genéticas*

Os minérios maciços de hematita foram primeiramente considerados singenéticos por Harder e Chamberlin (1915) que se referiram a estes como sendo resultantes da precipitação atípica de lentes de óxidos e hidróxidos de ferro praticamente puros. Interpretação distinta foi dada por Sanders (1933; *apud* Guild, 1957), Grösse et al (1946, *apud* Guild, 1957) e Guild (1957); que os classificaram como hipogenéticos e decorrentes do enriquecimento da formação ferrífera. Guild (*op.cit.*) discriminou as principais evidências encontradas que corroboravam esta teoria: i) os cristais de martita mostram claramente que a hematita substituiu a magnetita pré-existente; ii) os minérios exibem uma fina laminação deformada tectonicamente o que indica que as rochas sofreram processo posterior de enriquecimento; iii) as brechas de hematitas encontram-se completamente 'seladas' sendo que alguns fragmentos mostram textura foliada provavelmente anterior à brechação; e iv) não se encontram seixos de hematita no conglomerado Itacolomi, embora seixos de itabirito sejam comuns.

**Tabela 5.1** - Tabela comparativa dos principais modelos genéticos para minérios de alto teor.

	<b>Modelo de Morris (2002)</b>	<b>Modelo de Taylor <i>et al.</i> (2001)</b>	<b>Modelo de Webb <i>et al.</i> (2003)</b>
<b>Nº de estágios</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
Estágio inicial	O metassomatismo da BIF ocorreu a partir de células eletroquímicas acionadas por reações catódicas na porção superior da camada durante períodos úmidos.	Fluidos ascendentes sob pressão e saturados, provenientes de aquíferos dolomíticos.	Migração de fluidos fracamente redutores e ácidos resultantes de metamorfismo de mais alto grau.
Relação da alteração hidrotermal com a formação do minério	A alteração é posterior à mineralização.	A mineralização é consequência da alteração hidrotermal.	A alteração é anterior à mineralização.
A formação do minério	A gênese do minério está relacionada ao metamorfismo do minério supergênico martita-goetita.	Episódios de intemperismo profundo promoveram a oxidação de magnetita para martita e de siderita para hematita microlamelar e ankerita, seguida por lixiviação da ganga e geração do minério.	Intemperismo profundo provocado por águas meteóricas aquecidas ocasionando a oxidação das rochas, sem a dissolução da sílica. Em fase posterior, com a circulação de fluidos supergênicos ocorre a dissolução da sílica e reprecipitação de ferro.
A questão da goetita	A re-exposição dos depósitos de hematita levaram à perda de fósforo pela lixiviação da goetita remanescente.	A goetita corresponde ao material superficial redepositado, mas que não atingiu o minério.	A goetita está presente no BIF alterado, ou seja, na fase anterior à mineralização.
A oxidação profunda das BIF's	Condução elétrica nos horizontes de magnetita gerando alteração supergênica.	Circulação profunda de águas meteóricas a elevadas temperaturas.	Circulação profunda de águas meteóricas a elevadas temperaturas.
Formação Ferrífera Jasperoidal	Resulta da oxidação do BIF, sem que haja perda de sílica.	Preenchimento dos poros do minério por sílica de textura colóide. Metassomatismo pós-minério.	
Idade dos processos	Minério Magnetita-Goetita – 2,0 Ga Conversão parcial da goetita a $H^{*1}$ , antes da deposição dos conglomerados da Fm. MacGrath (sobreposta ao Grupo Hamersley que abrange as BIF's e o minério). Exposição dos corpos de minério $H^{*1}$ a partir do Mesozóico.	A idade da mineralização está entre 2,2 e 1,8 Ma, antes da Orogenia Capricorniana (1,8 a 1,6 Ga), mas depois da Orogenia Oftálmica (2,45 a 2,2 Ga).	Estágio 3 relacionado aos fluidos gerados no metamorfismo de mais alto grau - Orogenia Oftálmica (2,45 a 2,2 Ga) Estágios 4 e 5 - Intemperismo a partir do Proterozóico (?).

\*<sup>1</sup> -  $H^{*1}$  - Hematita microcristalina.

Dorr (1965) afirma que os corpos de hematita compacta corresponderiam ao produto de uma substituição metassomática sin-metamórfica. Trabalhos mais recentes, no entanto, demonstram que a hematita compacta é de origem sedimentar (ROSIÈRE *et al.*, 1983; XAVIER, 1994 E ZAVAGLIA, 1995) cuja composição original é dada por magnetita formada durante a diagênese em ambiente redutor.

Para Zavaglia (1995) o acamamento primário é reconhecido pela alternância de bandas de hematita com bandas de goethita, magnetita e quartzo (baixa proporção). Fernandes (2003) destaca não ter encontrado evidências de metassomatismo nas hematitas compactas na mina do Pico. Varajão *et al.* (1997) ressalta que os corpos de hematita compacta são, na verdade, constituídos essencialmente de cristais de magnetita porosa formados pela alteração supergênica da magnetita primária sedimentar. Estudo realizado por Spier *et al.* (2003) com base em aspectos geológicos e geoquímicos das Minas de Águas Claras e Pico indica que a gênese dos minérios maciços está relacionada a soluções hidrotermais que lixiviam a ganga e preencheram os poros com hematita.

Beukes *et al.* (2002) interpreta que os depósitos do Quadrilátero Ferrífero correspondem a minérios hidrotermais modificados por processos supergênicos. São comparados aos depósitos de Dalli-Rajhara na Índia sendo caracterizados pela presença de grandes volumes de minérios friáveis derivados de enriquecimento supergênico das formações ferríferas alteradas hidrotermalmente, com frequência associados aos minérios maciços. A origem dos minérios porosos de alto teor é tida por Beukes *et al.* (op. cit.) como resultante da lixiviação de itabiritos dolomíticos que se formaram a partir da substituição das bandas de chert por carbonato e a mina de Águas Claras é exemplificada como uma das principais evidências para esse processo.

Outro argumento dado por Beukes *et al.* (2002) em favor da lixiviação preferencial do carbonato para a formação do minério é a ocorrência de grandes extensões de itabiritos friáveis próximos aos depósitos. Os corpos de itabirito encontrados em meio ao minério friável são interpretados como bolsões de BIF's não afetados pelo metassomatismo carbonático. Os autores observam que a mineralização parece ter se desenvolvido em tempos tardios da história geológica após o dobramento, falhamento e intrusão de diques e sills básicos e relacionam a formação do minério de ferro na fase sin ou pós tectônica extensiva do Brasileiro.

Quanto ao minério friável, Dorr (1965) admite uma origem supergênica o que parece ser um consenso entre os pesquisadores.

Processos diferenciados de enriquecimento supergênico podem ser resultantes do semiconfinamento dos itabiritos por rochas pouco permeáveis (filitos e metabasitos) o que gera regiões medianamente hidratadas, como verificado nas minas do Pico e Tamanduá (XAVIER, 1994 e ZAVAGLIA, 1995). É conferido à camada impermeável de filitos (Fm. Batatal), encontrada sotoposta ao minério, papel importante para a intensificação da hidratação das rochas ferruginosas resultando em leitos de goethita de volume expressivo. O protólito é associado ao itabirito dolomítico nas minas de Águas Claras, Capão Xavier e Tamanduá, e ao itabirito silicoso na mina do Pico. Spier *et al.* (2003) apontam que a composição original dos itabiritos e a presença de estruturas controlando a circulação de água subterrânea influenciou a intensidade de enriquecimento em ferro.

Zavaglia (1995) afirma que a gênese dos minérios de ferro friáveis do depósito de Tamanduá provavelmente está associada a uma sedimentação anormalmente rica em ferro, com contribuições carbonáticas cujo depósito sofreu posteriormente lixiviação intensa e profunda favorecida pela ocorrência de rochas impermeáveis (diques básicos e filitos da Fm. Batatal) e pela falha do Tamanduá que serviria de conduto para os fluidos. Da mesma forma, Fernandes (2003) constata que na mina do Pico os corpos mais espessos de hematitas estão associados à espessura maior de dique máfico/ultramáfico e em contato com o filito Batatal. Ao norte do dique predominam lentes métricas de itabiritos médios e itabiritos friáveis, compactos e anfibolíticos e ausência de lentes de hematita. O autor confere ao dique máfico/ultramáfico o papel de barreira impermeável que permitiu uma lixiviação mais eficiente na porção sul.

Ribeiro (2003) estabelece, a partir de estudos conduzidos na mina do Pico, que as alterações ocorrem nos itabiritos em consequência da alteração supergênica, com base em informações de campo, dados granulométricos, mineralógicos e químicos e tendo como ferramentas auxiliares a modelagem física e numérica. O autor, ao analisar a sucessão litológica resultante da intensidade crescente de intemperismo – itabiritos compactos (protólitos), itabiritos semifriáveis, itabiritos friáveis e hematititos friáveis – observou que: i) os teores de sílica diminuem de 22% nos itabiritos friáveis ricos para 2,65% nos hematititos friáveis; ii) aumento do teor de ferro, de 43% nos itabiritos semifriáveis para 66% nos hematititos friáveis; iii) elevação dos teores de alumina e porcentagem de perda por calcinação provocada pela

presença de fases hidratadas e argilosas, iv) variação do bandamento composicional, de mergulhos suaves e de direção contrária nas bordas das zonas alteradas a mergulhos elevados nas porções intermediárias (mais compactas); vi) identificação de estruturas *kink-bands* e *chevrons* distribuídas de forma distinta nas porções mais friáveis e nas porções consistentes; e vii) associação de depósitos sedimentares recentes, de espessura significativa junto ao maior corpo mineralizado do depósito.

Diante dessas observações, reforçadas pelas modelagens efetuadas, Ribeiro (op. cit.) conclui que a transição do protolito (itabirito silicoso ou dolomítico) para o hematítico friável envolve a lixiviação quase total do quartzo ou carbonato em solução e redução do volume original de 30 a 40% que é acompanhada de importante modificação textural originada por colapsos e subsidências formando depressões no terreno que posteriormente foram preenchidas por depósitos lacustres/fluviais argilosos. A porosidade residual, após a lixiviação e acomodação da rocha, é estimada entre 29% e 37%.

Vale destacar que Dorr II (1973) estabelece que o clima tropical e o relevo formado por peneplanos e antigas superfícies de erosão suspensas propiciaram o intemperismo profundo das formações ferríferas.

#### *Tipologia dos Minérios de Ferro e Itabiritos do Setor Ocidental do Quadrilátero Ferrífero*

O armazenamento e a dinâmica da percolação da água subterrânea estão diretamente associados aos aspectos texturais e estruturais do meio, seja poroso ou fraturado. A Formação Cauê, a despeito da presumida monotomia litológica marcada essencialmente por itabiritos e minérios de ferro, exhibe uma notável diversidade quanto aos atributos mineralógicos, de arranjo, forma e distribuição dos grãos e de feições estruturais que fornecem forte anisotropia ao aquífero e respondem por marcantes diferenças de porosidade e permeabilidade.

As variedades em termos químicos, texturais e estruturais são o produto, em combinações e magnitudes distintas, de processos sedimentares, diagenéticos, deformação, metamorfismo e intemperismo.

Estudos efetuados em itabiritos e minérios de alto teor (VIANNA, 1993; ROSIÈRE *et al.*, 1993; ROSIÈRE *et al.*, 1996; ROSIÈRE *et al.*, 1997; ZAVAGLIA, 1995; ZAVAGLIA *et al.* 1997a e b; VILELA, 2001 e SANTOS, 2002) utilizando-se de técnicas como microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura (MEV), microsonda eletrônica (MSE) e

determinação de anisotropia de susceptibilidade magnética têm permitido a identificação e caracterização dos tipos de minérios e itabiritos, a determinação das fases mineralógicas e de sua cronologia relativa e o reconhecimento dos tipos texturais. Como consequência dessas pesquisas, inferências a respeito da porosidade e permeabilidade das rochas são fornecidas ou podem ser deduzidas.

### *Mineralogia de Itabiritos e Minérios de Alto Teor*

Os principais constituintes dos itabiritos e minérios de alto teor referem-se aos óxidos de ferro, oxihidróxidos de ferro e alumínio e aos minerais de ganga. Os óxidos são representados em ordem decrescente de importância por hematita ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) e maghemita ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), enquanto os oxihidróxidos correspondem a goethita ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) e gibbsita [ $\text{Al}(\text{OH})_3$ ]. Os minerais de ganga de maior relevância são o quartzo, a caulinita, a dolomita e o anfibólio (ROSIÈRE e CHEMALE JR., 1997; VIANNA, 1993; RAPOSO, 1996; SANTOS, 2002; FERNANDES, 2003).

**Hematita** – Constitui o mineral de maior significado nos minérios pré-cambrianos. É usualmente considerada como sendo  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  puro formado por 70% de ferro e 30% de oxigênio, podendo por vezes conter pequenas quantidades de manganês e titânio. Diversas formas de ocorrência são identificadas, sendo um dos componentes das formações ferríferas de morfologia mais variável (SANTOS, 2002): i) placas agrupadas em forma de rosetas; ii) botroidal com estrutura fibrorradiada (minério reniforme); iii) material cristalino com brilho metálico (hematita especular); iv) material cristalino de estrutura lamelar (hematita micácea); e v) de aspecto terroso e cor avermelhada (ocre vermelho). Pode ser encontrada desde diminutas inclusões lamelares dentro de grãos de quartzo a maciços agregados anédricos. Parece ser o componente de maior estabilidade dentro de condições supergênicas como é indicado pela presença de hematita primária, aparentemente não modificada, em minérios altamente intemperizados (VIANNA, 1993). O termo **martita** é aplicado à hematita que ocorre em cristais octaédricos ou dodecaédricos, pseudomórficos da magnetita anterior.

**Magnetita** – Ocorre como cristais de hábito octaédrico, e de forma mais rara como dodecaedro. Quimicamente é considerada como  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  formada por 72,4% de ferro e 27,6% de oxigênio com quantidades menores de Mg, Mn, Zn, Al e Ti. A oxidação a baixa temperatura, associada à lixiviação e oscilação do nível da água subterrânea, resulta na conversão dos cristais de magnetita à hematita, mas conservando a morfologia original da magnetita, processo conhecido como martitização. Portanto, uma das formas mais comuns de

ocorrência é como grãos euédricos de magnetita, feição esta que é identificada em especial onde a oxidação resultou em uma estrutura composta por lamelas de hematita entrelaçadas em rede, caracterizando a textura em treliça, formada pela difusão do íon ferroso ( $\text{Fe}^{+2}$ ) ao longo dos planos de partição do octaedro de magnetita e posterior reação com o oxigênio conforme postulado por Morris (1985). Estudos micromorfológicos de perfil de intemperismo complementados por microanálise, desenvolvidos por Varajão (1994) e Varajão *et al.* (1996 e 1997), mostram que a alteração supergênica promove a martitização quase completa das magnetitas preservando alguns núcleos de kenomagnetita e maghemita (fases intermediárias da transformação magnetita-hematita).

**Maghemita** – Resultante da alteração supergênica da magnetita que promove um enriquecimento gradual em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  cujo termo extremo corresponde à maghemita. Representa uma forma metaestável, invertendo-se para hematita por aquecimento a temperaturas variáveis de 200 a 700°C (SANTOS, 2002).

**Goethita** – Ocorre como cristais aciculares, reniformes, maciços, estalactíticos e na forma de agregados fibrorradiais. Em termos químicos é expressa como  $\alpha\text{-FeOOH}$  formada por 62,9% de ferro, 27,0% de oxigênio e 10,1% de água, sendo que Al, Ca, Ba, Si e Mn podem estar presentes em quantidades superiores a 5,0%. É um mineral bastante comum resultante do processo de intemperismo, sob condições de oxidação, dos minerais portadores de ferro (VIANNA, 1993). A goethita gerada pela alteração da hematita pode apresentar duas formas diferentes (SANTOS, 2002): i) partículas alongadas formando, desordenadamente, agregados aproximadamente arredondados de microcristais; e ii) grãos aciculares desenvolvidos perpendicularmente aos cristais primários e envolvendo-os. A presença da goethita na mina de Tamanduá é relacionada por Zavaglia (1995) a regiões de reativação de falhas reversas em que foram criadas condições para percolação de água subterrânea e conseqüente hidratação dos óxidos de ferro. Nessas regiões, conforme este autor, a goethita pode alcançar 20% da composição do minério de ferro. Ainda no depósito de Tamanduá, Vianna (1993) verifica que a goethita chega a preencher totalmente o interior dos cristais euédricos de magnetita e pode, com menos freqüência, ser encontrada em faixas orientadas segundo o bandamento da rocha ou como grãos e cordões associados ou não à hematita e cimentados em uma matriz goethita-limonita. Varajão *et al.* (1997) observa que os poros gerados na alteração supergênica pela dissolução preferencial de magnetitas (kenomagnetita e maghemita) são parcialmente preenchidos por um plasma goethítico-hematítico com teores de alumínio e titânio oito vezes superiores à composição química dos óxidos de ferro.

**Limonita** – Corresponde a um termo de campo para designar óxidos de ferro hidratados, de aspecto terroso, fracamente cristalinos e de identidade não definida. Pode ser amorfa ou criptocristalina tendo sido originalmente definida como tendo fórmula equivalente a  $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Entretanto, tem sido demonstrado que se constitui principalmente de goethita cristocristalizada ou lepidocrosita ( $\gamma\text{FeOOH}$ ), contendo água adsorvida (SANTOS, 2002). Como a distinção de goethita e limonita é difícil e controversa, Vianna (1993) adotou a terminologia goethita-limonita para material terroso de granulação muito fina, de baixa cristalinidade ou amorfo, de coloração característica amarelo-alaranjado ao microscópio ótico.

**Gibbsita** – Mineral raro presente nos perfis mais intemperizados da unidade ferrífera, de constituição aluminosa  $[\text{Al}(\text{OH})_3]$ , representada por 63,45% de alumina e 34,47% de água. Resulta do intemperismo prolongado e lixiviação de sílica, em condições tropicais a subtropicais, de rochas contendo alumínio, em especial de argilas. Foi identificado na mina do Tamanduá por Vianna (1993) sob a forma de grãos alongados, por vezes estriados e com frequência agrupados, associados à goethita-limonita preenchendo poros e pequenas fraturas na hematita policristalina ou como grãos cimentados por uma matriz goethítica-limonítica. Zavaglia (1995) observou também no mesmo depósito, este mineral em regiões de intensa deformação, em especial zonas de cisalhamento próximas a rochas básicas.

**Quartzo** – Constitui o principal mineral de ganga dos minérios ricos, sendo considerado como  $\text{SiO}_2$  puro com 46,7% de silício e 53,3% de oxigênio, eventualmente com traços de Li, Na, K, Al,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Mn}^{+2}$  e Ti, geralmente em consequência de pequenas inclusões de outros minerais ou de líquidos que preenchem cavidades em seu interior. Ocorre como grãos monocristalinos inequigranulares ou como inclusões nos cristais de hematita (VIANNA, 1993). Em minérios hematíticos compactos aparece como um mineral acessório e muitas vezes incluso em hematita primária, enquanto que em minérios de hematita compacta porosa está presente em laminações que marcam o acamamento (ZAVAGLIA, 1995). Nos itabiritos é um componente importante, concentrando-se em bandas de espessura milimétrica a centimétrica.

**Caulinita** – É um silicato de hidratado de alumínio  $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$  sendo o principal constituinte do caulim. Forma-se por processos de alteração hidrotermal ou meteorização de silicatos de alumínio, especialmente de feldspatos. A caulinita, conforme as observações de Santos (2002), aparece na forma de agregados criptocristalinos envolvendo a hematita lamelar fina, preenchendo microporos da hematita e goethita martítica, em cavidades nas bordas dos



grãos, como finas crostas ao redor dos grãos ou em grãos individuais. No depósito do Pico concentra-se principalmente nas frações granulométricas finas, inferiores a 17 $\mu$ m. É um componente importante nas formações ferríferas argilosas.

**Dolomita** – Corresponde a um carbonato de cálcio e magnésio podendo conter na Formação Cauê proporções significativas de manganês e ferro, como demonstrado por Raposo (1996). Corresponde a um componente principal dos itabiritos dolomíticos marcados pela alternância de bandas, mili a centimétricas, essencialmente dolomíticas e bandas contendo hematita e dolomita. A identificação por Raposo (op.cit) de formas ovóides de dolomita contornadas por opacos conduziu à hipótese de que a hematita possa também ter sido gerada a partir da oxidação de carbonatos e não exclusivamente da magnetita.

**Anfibólitos** – Referem-se a silicatos que contêm cálcio, magnésio ou ferro podendo também apresentar quantidades significativas de manganês, sódio e potássio. Encontram-se presentes em maior proporção nos itabiritos anfíbolíticos e sua geração é comumente associada ao metamorfismo de contato dos domos graníticos com itabiritos dolomíticos. Foram identificados por Rosière e Chemale Jr. (1997) como tremolita-actinolita e hornblenda.

Outros minerais também contidos nos diferentes tipos de minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero são: clorita, sericita, pirofilita, óxidos de manganês e fosfatos de ferro.

#### *Tipos de Minérios e Itabiritos*

A classificação dos diversos tipos de rochas com alto conteúdo em ferro foi inicialmente estabelecida por Harder e Chamberlim (1915) seguido por Sanders (1933) com interpretações diversas quanto à origem das formações ferríferas e minérios de alto teor. Mas foi somente após a integração do conhecimento a respeito do Quadrilátero Ferrífero, resultante do convênio firmado pelo DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral com o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), no período de 1945 a 1969, é que se verificou um avanço na caracterização das formações ferríferas bandadas.

Dorr II (1951) classificou os minérios de ferro nos tipos de alto grau, grau intermediário e baixo grau. Os minérios de alto grau foram subdivididos em minério “lump” (maciço) e minério “soft” (friável). O minério lump é constituído por especularita (variedade de hematita) e subordinadamente, por magnetita e martita para o qual é aventada uma baixa porosidade.

Sob a designação de minério “soft” foram incluídos dois tipos diferentes de rochas: i) corpos pequenos de cor preta ou cinza-escuro contendo fragmentos de minério maciço; e ii) corpos de grande extensão de tonalidade azulada presentes ao redor do minério maciço. É ressaltada a transição existente entre minérios maciços e friáveis e advoga-se a origem destes a partir do intemperismo dos primeiros. A composição do minério “soft” é dada principalmente por especularita. Os minérios intermediários correspondem àqueles cuja consistência encontra-se entre os maciços e os friáveis. No entanto, é admitida a dificuldade em delimitá-los. Os minérios de baixo grau, com porcentagem de ferro inferior a 66%, encerram as cangas, as formações ferríferas lixiviadas (porosas) e os itabiritos.

Os minérios presentes na Formação Cauê foram individualizados por Rosière *et al.* (1993) em itabiríticos e de alto teor, sendo estes últimos de maior homogeneidade química. Os minérios de alto teor são divididos em dois tipos: i) compactos que correspondem a corpos maciços, bandados a laminados, foliados ou brechados; e ii) pulverulentos que podem se apresentar foliados/lineados e granulares sem estrutura interna. Os itabiritos, definidos pela alternância de bandas de óxido de ferro e minerais transparentes, com teor em ferro variando entre 20 e 55%, foram individualizados em três tipos: itabirito normal, itabirito dolomítico e itabirito anfíbolítico. É ainda acrescentada a ocorrência de itabiritos manganésíferos e filíticos nas interfaces entre os carbonatos da Formação Gandarela e os filitos da Formação Batatal. De acordo com os autores, os itabiritos podem ser duros ou friáveis a depender da intensidade de atuação dos processos supergênicos.

Zavaglia (1995) dividiu as formações ferríferas presentes no depósito de Tamanduá em minérios hematíticos e itabiritos. Os minérios hematíticos, com teores de Fe acima de 64% foram discriminados de acordo com a mineralogia, textura e posição estrutural em quatro tipos: hematita compacta maciça, hematita compacta porosa, hematita compacta foliada e hematita macia (friável). Os itabiritos foram individualizados a partir das análises químicas e características granulométricas em seis tipos: silicoso, silicoso rico, limonítico, aluminoso, compacto e sílico-aluminoso. A TAB. 5.2 mostra as principais características dos minérios hematíticos e itabiritos identificados por Zavaglia (1995).

#### *Aspectos texturais dos itabiritos e minérios de ferro*

A textura das formações ferríferas bandadas e dos minérios de ferro são resultantes da recristalização em fases pré, sin e pós-tectônicas. De acordo com Rosière *et al.* (1997), a recristalização de hematita resultou em cinco tipos texturais: i) textura granoblástica porosa em minérios bandados constituídos de martita e hematita com recristalização incompleta;

ii) textura granoblástica poligonal de hematitas hipidioblásticas a idioblásticas em minérios ferrosos compactos; iii) textura lepidogranoblástica em minérios lamelares com a especularita definindo uma foliação penetrativa e uma lineação mineral bem desenvolvida; iv) textura protomilonítica em minérios xistosos com especularita envolvendo porfiroclastos, contendo ainda martita e exibindo bandamento sedimentar; e v) textura lepidoblástica ou milonítica em minérios xistosos com forte alinhamento dos grãos lamelares.

No Depósito de Tamanduá, Zavaglia (1995) caracterizou e individualizou duas texturas metamórficas básicas: a textura granoblástica e a textura lepidoblástica, esta com duas variedades. A textura granoblástica associa-se a grãos xenomórficos de hematita que não exibem orientação preferencial. Está relacionada com bandas de diferentes níveis de porosidade, sendo que onde esta se mostrava elevada, a textura foi denominada de granoblástica porosa. A textura lepidoblástica é dada por grãos de hematita resultantes da recristalização metamórfica (hematitas III), de forma hipidiomórfica à idiomórfica e com orientação preferencial de cristais segundo os planos da foliação principal e da foliação milonítica. Estas texturas correspondem, respectivamente, aos tipos 2, 1 e 5 de Rosière *et al.* (1997). Tramas semelhantes para a hematita compacta foram observadas por Vilela (2001).

#### *A porosidade das formações ferríferas e dos minérios de alto teor*

Três tipos de porosidade são identificados nos litotipos da Formação Cauê: intergranular, intragranular e associada a fraturas ou falhas.

A porosidade intergranular resulta da lixiviação do quartzo ou carbonato em solução, por processos de alteração supergênica. Em estágios avançados de intemperismo, o quartzo e o carbonato podem ser totalmente extraídos da rocha, o que envolve redução de 30 a 40% do volume original da rocha sendo acompanhado por acomodações gravimétricas e geração de porosidade residual entre 29% e 37% (RIBEIRO, 2003).

Estudos efetuados por Varajão *et al.* (2000) mostram que a porosidade intergranular dos minérios hematíticos friáveis pode alcançar de 30 a 40%. Vianna (1993) estima intervalos de valores de porosidade para itabiritos friáveis das minas do Pico e de Tamanduá, respectivamente, de 15% a 20% e de 25% a 30%.

Vale ressaltar que Varajão *et al.* (2002) considera a existência de uma porosidade intragranular primária para as hematitas compactas da porção oeste do Quadrilátero Ferrífero, caracterizada por menor magnitude de deformação. Estes poros, de dimensões diminutas (Å a 1  $\mu\text{m}$ ), estariam associados aos cristais de hematita microcristalina que preenchem cavidades entre a hematita granular. Entretanto, são de importância reduzida, pois não se mostram conectados. Outra forma de porosidade intragranular, citada por Xavier (1994) e Lagoeiro (1998), refere-se aos microfraturamentos gerados na redução de volume procedente da transformação magnetita/martita, que se distribuem de forma aleatória e atuam como caminhos preferenciais à percolação de fluidos.

A porosidade decorrente de fraturas e falhas têm desde dimensões megascópicas a microscópicas. A associação de grandes falhas e zonas de cisalhamento com corpos enriquecidos em ferro, ainda que a relação direta ao processo metalogenética não tenha sido estabelecida, é encontrada na mina de Tamanduá (VIANNA, 1993; ZAVAGLIA, 1995 e VILELA, 2001) e na mina da Mutuca (XAVIER, 1994). Este tipo de porosidade assume importância nas hematitas e itabiritos compactos que exibem fraturamento sistemático ou são interceptados por falhas, devendo-se considerar também a descontinuidade promovida pelo bandamento. A porosidade por microfraturamentos é reconhecida pelo seu caráter retilíneo, cortando o bandamento dos minérios ou mesmo fraturando os minerais (VILELA, 2001).

As diferenças de porosidade observadas para hematitas compactas da mina do Tamanduá, de diferentes domínios geológico-estruturais, foram interpretadas por Zavaglia (1995) e Vilela (2001) como decorrentes da estrutura dos minérios. A predominância de poros maiores nas estruturas bandada e bandada xistosa é explicada pela maior facilidade de percolação de água e conseqüente alteração da rocha. Por outro lado, a baixa permeabilidade da estrutura maciça é refletida na elevada proporção de poros menores e não conectados.

A TAB. 5.2 apresenta os valores de porosidade encontrados para as diferentes tramas do minério hematítico do depósito de Tamanduá. Estudo efetuado por Correa (1999) na mina Cauê, setor oriental do Quadrilátero Ferrífero, permitiu associar a porosidade dos tipos de minérios com a trama e o tamanho médio dos grãos (Tabela 5.3).

**Tabela 5.2** - Principais Características Geológicas dos minérios hematíticos e itabiritos no Depósito de Tamanduá.

Características Geológicas/tipo de Minério	Geometria dos Corpos/Posição Estrutural	Mineralogia Essencial	Mineralogia Secundária	Contaminantes	Textura	Forma das partículas	Granulometria	Porosidade
Hematita Compacta Maciça	Dobrado com caimento de zona de charneira para SE .	Hematita Ia / Ib	Magnetita I, hematita IV e hematita II	Quartzo, goetita, óxidos de Mn e limonita	Granoblástica	Xenomórficas à hipidiomórficas	Muito fina	15% - 20%
Hematita Compacta Porosa	Acamadado no flanco normal (E) do sinforme Tamanduá.	Hematita Ia / Ib	Magnetita I e hematita II	Quartzo	Granoblástica e Granoblástica porosa	Xenomórficas	Muito fina	30% - 40%
Hematita Compacta Foliada	Flanco rompido do sinforme Tamanduá nas zonas de cisalhamento reversas sinistrais NS	Hematita II	Magnetita II hematita III e hematita Ib	Quartzo, gibbsita, goetita e limonita	Lepidoblástica (Granolepidoblástica)	Hipidiomórficas à idiomórficas	Muito fina	15% - 20% (25%)
Itabirito Silicoso	Extremamente dobrado com dobras apertadas, dobras tipo "kink" e dobras suaves. Cortado por megazonas de cisalhamento e mesozonas rúpteis. Muito fraturados.	Hematita e sílica	argilas e óxidos de manganês					
Itabirito Silicoso Rico	Ocorre nas partes superiores do depósito e como lentes no corpo hematítico.	Hematita, sílica	argila	alumínio				
Itabirito Limonítico	Dobrado em forma de "kinks" e com bandas milimétricas. Pode-se associar a zonas de cisalhamento ou ocorrer como lentes dobrados em minérios e outros tipos de itabirito.	Sílica, hematita macia ou compacta, limonita, argila,	caulim, talco e gibbsita	Manganês				
Itabirito Aluminoso	Camada junto ao contato com o filito Batatal ou lentes dobradas dentro do minério hematítico.	Argila, hematita, sílica		alumínio				
Itabirito Compacto Pobre	Rocha preservada dos processos intempéricos. Pode ocorrer como lentes dobradas em minérios macios e compactos de hematita. Consistência muito elevada.	Hematita, sílica e magnetita						
Itabirito Silico-Aluminoso	Itabirito intermediário entre aluminoso e silicoso	Hematita e sílica						

Fonte: Zavaglia, 1995.

**Tabela 5.3** - Porosidade associada ao tipo de minério, trama e tamanho médio dos grãos.

<b>Tipo de Minério</b>	<b>Nº de amostras</b>	<b>Trama</b>	<b>Porosidade %</b>	<b>Tamanho médio (mm)</b>
Muito xistoso	7	Lepidoblástica	20	0,14
Xistoso	15	Granolepidoblástica	20	0,07
Maciço	12	Granoblástica	10	0,05
Xistoso	15	Granolepidoblástica	25	0,13
Maciço	17	Granoblástica	10	0,12
Maciço	16	Granoblástica	10	0,05
Muito Xistoso	15	Lepidoblástica	15	0,09
Muito Xistoso	15	Lepidogranoblástica	25	0,11

Fonte: Correa, 1999.

Um aspecto salientado por Zavaglia (1995) refere-se à distribuição dos poros. A porosidade de distribuição heterogênea, dada pela variação do tamanho dos poros e disseminação irregular no minério, mostra tendência de associação com determinadas bandas (especialmente aquelas com maior concentração em goethita, magnetita e quartzo) e provoca a formação de condutos preferenciais à percolação de água. A distribuição homogênea da porosidade é verificada nas rochas onde não há segregação mineral intensa como, por exemplo, as hematitas compactas porosas e hematitas compactas foliadas. Vale destacar os valores elevados de porosidade encontrados por Zavaglia (op.cit), mesmo nas hematitas compactas classificadas como maciças (Tabela 5.2) e que segundo o autor apresentam ao microscópio alternância milimétricas de bandas compactas maciças e bandas compactas porosas.

Um aspecto curioso encontrado por Zavaglia (1995) e que ressalta o papel preponderante da água subterrânea na geração de porosidade corresponde aos valores significativamente menores de liberação de enxofre\*<sup>1</sup> encontrados para os minérios situados abaixo do nível d'água na mina de Tamandú (cota 1250), em domínio delimitado por zona de cisalhamento (domínio IIc). Esse aspecto mostra a atuação do fluxo subterrâneo na lixiviação da goethita e das partículas finas.

Análise promovida por Vilela (2001) mostrou que a porosidade varia linearmente com a densidade, sendo que a partir do ponto referente a densidade 4,7 t/m<sup>3</sup> e porosidade 10% (d=4,7 e P=10) há aumento da inclinação da curva, ou seja, a porosidade passa a aumentar mais rapidamente com a diminuição da densidade.

---

\*<sup>1</sup> A liberação de enxofre corresponde à quantidade de enxofre (em ppm) liberado na forma de H<sub>2</sub>S durante o processo de redução de minério de ferro. É maior em minérios limoníticos e em minérios que apresentam finos aderidos às partículas. A liberação de enxofre aumenta com a porosidade (MAROC *et al.*, 1986; *apud* ZAVAGLIA, 1995).

## 5.2 GEOLOGIA LOCAL

### 5.2.1 Compartimentação Estrutural

Será feita, a seguir, descrição pormenorizada das feições estruturais do Sinclinal Moeda e Homoclinal Serra do Curral por envolverem a conformação das rochas do Supergrupo Minas na área da pesquisa.

#### 5.2.1.1 Homoclinal da Serra do Curral

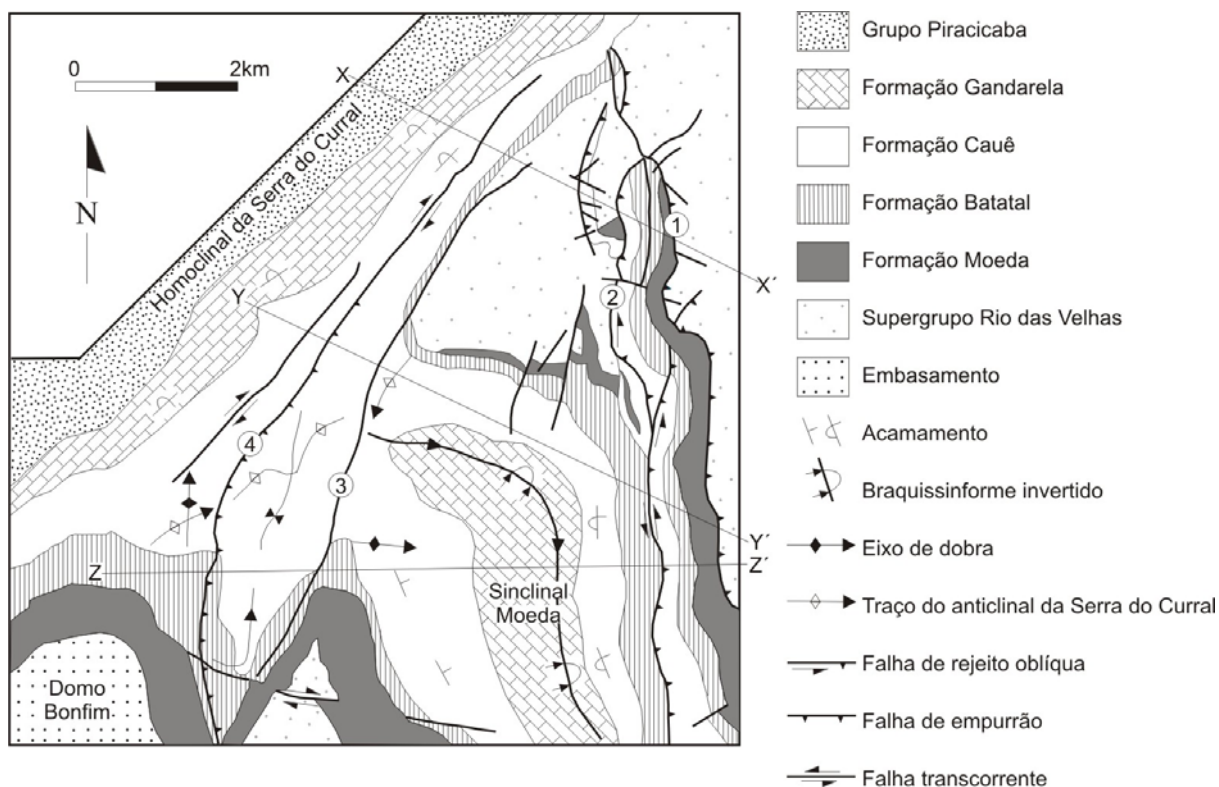
A serra do Curral desenvolve-se sobre uma estrutura homoclinal em que a sucessão estratigráfica encontra-se invertida, fato que levou à sua interpretação como flanco invertido de uma anticlinal vergente para noroeste (DORR, 1969; PIRES, 1979 e ALKMIM e MARSHAK, 1998).

Alkmim e Marshak (1998) identificaram dois setores estruturalmente distintos no Homoclinal Serra do Curral. A oeste de Sarzedo ocorrem dobras apertadas vergentes para noroeste e falhas de empurrão com mergulho para sudeste, responsáveis pela duplicação de camadas, estruturas estas interceptadas por zonas de cisalhamento normais que bordejam o contato com os gnaisses e migmatitos dos complexos Belo Horizonte e Bonfim. O setor a leste de Sarzedo é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, atribuídas ao evento Brasileiro e que mascaram as estruturas mais antigas preservadas na porção ocidental, bem como, por falhamentos normais de direção norte-sul, por vezes, associados a diques máficos (1,75 Ga).

Uma das estruturas mais notáveis no Quadrilátero Ferrífero corresponde à junção do Homoclinal da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda. Alkmim *et al.* (1996a) corroborando em parte o modelo proposto por Pires (1979), definem que a conexão se faz por meio de uma depressão antiformal, com charneira paralela à Serra do Curral (Figuras 5.4 e 5.5).

#### 5.2.1.2 Sinclinal Moeda

Na sua porção meridional, o Sinclinal Moeda exibe traço axial NW-SE que, a medida em que avança para sul, adquire, progressivamente a orientação NS. Apresenta grande assimetria marcada pelo flanco leste invertido ou verticalizado e o flanco oeste com mergulho de cerca de 40° para leste. Falhas reversas e de empurrão vergentes para W seccionam sua aba leste na região próxima a junção com o homoclinal da Serra do Curral. Dentre estas falhas têm-se as falhas de Gorduras, Mutuca, Catarina e Barreiro (Figuras 5.4 e 5.5).



**Figura 5.4** - Relações estruturais observadas na junção do Homocline da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda. 1. Falha da Gordura; 2. Falha da Mutuca; 3. Falha da Catarina; 4. Falha do Barreiro.

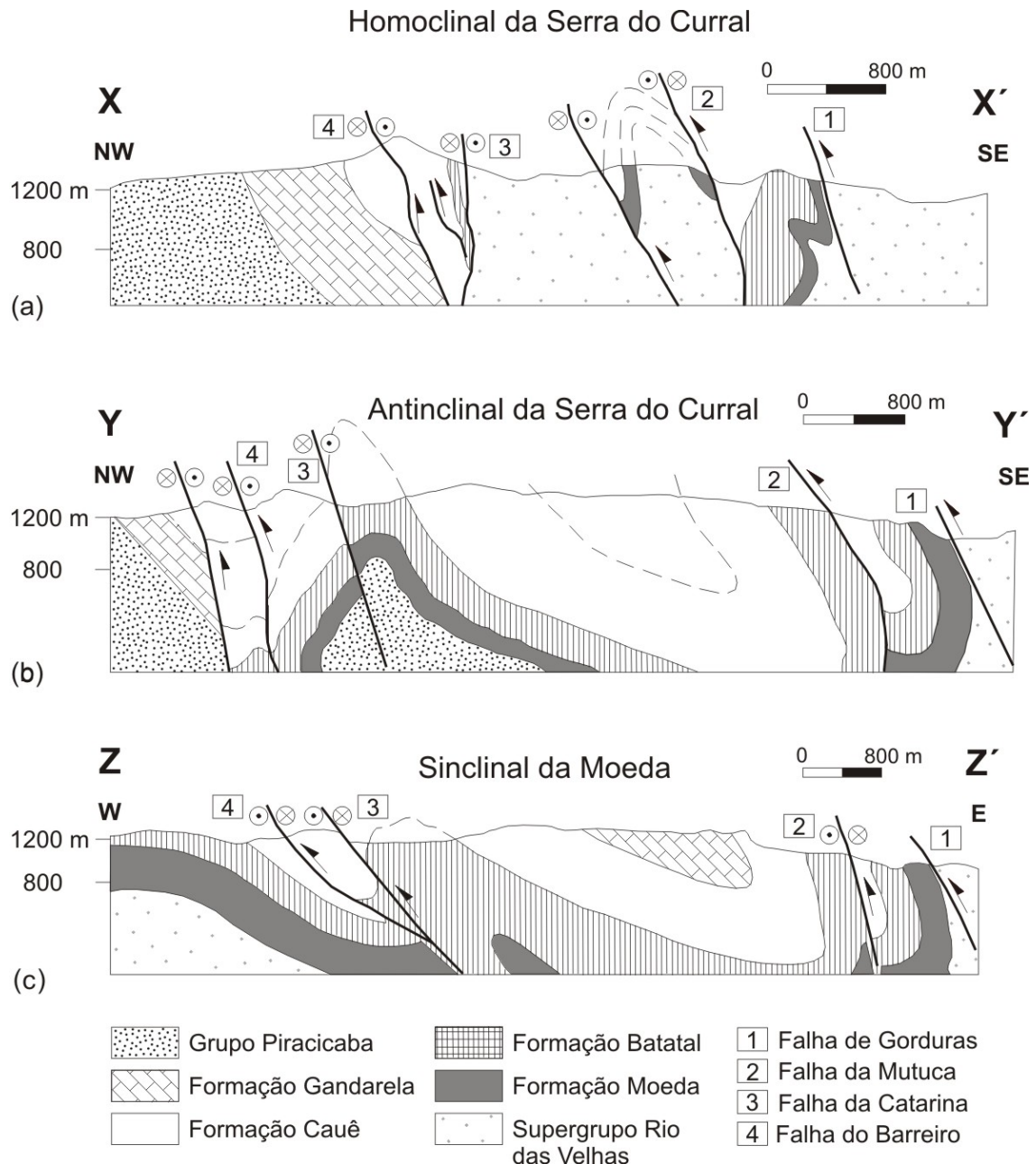
Fonte: Alkmim e Marshak, 1998.

Zavaglia (1995) identificou, ao longo do flanco nordeste do Sinclinal Moeda, um corredor transpressivo-sinistral (Corredor Tamanduá-Mutuca), de idade Brasileira, formado por zonas de cisalhamento dúcteis de direção geral NS, com movimentos reversos sinistrais, e por falhas transcorrentes dextrais de orientação ENE-WSW. São descritas ainda, pelo autor, falhas mesoscópicas de empurrão e falhas normais. A deformação de caráter transpressional nesse setor produziu a duplicação de camadas por uma extensão de cerca de 4 km cuja feição mais significativa para o presente estudo é o isolamento de um pacote de formações ferríferas bandadas (Fm. Cauê) entre dois níveis de rochas da Formação Batatal (Figuras 5.4 e 5.5).

O contato, na aba oeste do Sinclinal, entre os quartzitos Moeda e as unidades granito-gnáissicas do Complexo Bonfim é caracterizado por zona de cisalhamento de caráter dúctil e movimento normal que é cortada por famílias de falhas inversas de direção NE-SW e por falhas de rasgamento de orientação NW-SE, todas de caráter dúctil-rúptil (ENDO, 1997).



O contato, na aba oeste do Sinclinal, entre os quartzitos Moeda e as unidades granito-gnáissicas do Complexo Bonfim é caracterizado por zona de cisalhamento de caráter dúctil e movimento normal que é cortada por famílias de falhas inversas de direção NE-SW e por falhas de rasgamento de orientação NW-SE, todas de caráter dúctil-rúptil (ENDO, 1997).



**Figura 5.5** - Perfis do mapa geológico da figura 5.4.(a) Seção XX'; (b) Seção YY' e (c) Seção ZZ'.

Fonte: Alkmim e Marshak, 1998.

## 5.2.2 Caracterização das Tipologias dos Minérios de Ferro e Formações Ferríferas

A descrição detalhada de testemunhos de sondagem permitiu o conhecimento das variedades litológicas que compõem os minérios de ferro e as formações ferríferas extraindo-se dessa atividade importantes características quanto à porosidade (intersticial e fissural) e seu processo de geração, como também as associações, relações e gradações entre os litótipos e seus aspectos texturais e composicionais.

### 5.2.2.1 Os minérios de ferro

Os minérios de ferro podem ser divididos, em termos de compactidade, em hematitas friáveis a médias e compactas. As hematitas friáveis a medianamente friáveis exibem alta porosidade e texturas homogêneas ou laminadas enquanto as compactas podem ser maciças ou porosas eventualmente com texturas laminadas, bandadas ou foliadas. A tonalidade das rochas é variável dependendo da presença de outros elementos ou minerais além da hematita. Para os minérios com alto grau de pureza a tonalidade varia de cinza metálico (rochas compactas) a cinza escuro (rochas friáveis a medianamente friáveis) e cinza azulado (minério pulverulento). A presença de manganês faz com que as rochas tenham coloração próxima ao preto, a de alumínio nas porções mais superficiais fornece uma tonalidade fracamente rosada e a de hidróxidos de ferro gera tonalidade marrom-avermelhada. Ressalta-se ainda a ocorrência eventual de argilo-minerais disseminados na rocha, que geram um aspecto mosqueado, e em filmes concordantes com o bandamento/foliação ou preenchendo fraturas. O quartzo pode também ocorrer, em baixa proporção, disseminado ou concentrado em lâminas e, nesse caso, produz uma tonalidade cinza-clara.

O minério friável apresenta granulometria variável de areia média a argila (pulverulento) tendo sido verificados pacotes, de espessuras superiores a 200 m, com predominância desse material, mas sabe-se que podem alcançar até 500 m como reportado na Mina do Tamanduá (ZAVAGLIA, 1995). Alternâncias de materiais medianamente friáveis e compactos são bastante comuns, sendo encontradas também intercalações de itabiritos e de material ocre. Texturas laminadas ou foliadas são mais bem identificadas nas porções de menor friabilidade (hematita média). A foliação é dada pela orientação preferencial de cristais tabulares de hematita e/ou specularita, enquanto as lâminas constituem-se principalmente da alternância de níveis hematíticos acinzentados e de níveis avermelhados formados por proporção significativa em hidróxidos de ferro. A quantidade de magnetita é geralmente muito baixa.

Proporções elevadas em manganês, restritas a níveis centimétricos a métricos, foram encontradas em testemunhos de sondagem das minas de Capão Xavier e Capitão do Mato.

A hematita compacta apresenta geralmente granulometria fina e forma intervalos contínuos de até 50 m de espessura, intercalados ou bordejando os níveis de hematita friável. Trechos de hematita brechada são de ocorrência freqüente e mostram fragmentos angulares exclusivamente de hematita compacta podendo exibir grandes poros (de diâmetro médio de 0,5 cm) não conectados. Nas hematitas compactas bandadas ou laminadas verificam-se feições de dissolução condicionadas pela variação composicional (provavelmente níveis mais ricos em magnetita, goethita e quartzo) representadas por “box-works” de dimensões centimétricas que se colmatam e formam grandes vazios na rocha (Figura 5.6). Ocorrem também tipos laminados não porosos caracterizados pela alternância de níveis de cor cinza brilhantes e níveis acinzentados foscos (Figura 5.7). Verificam-se, por vezes, neste litotipo, dobramentos do tipo “kink-bands”.

Os fraturamentos que afetam a hematita compacta mostram-se, muitas vezes, preenchidos por hidróxidos de ferro. Uma feição bastante interessante foi encontrada no furo CPX 05/05 (Figura 5.6) em que fraturamento decimétrico de mergulho elevado (em torno de 70°) marca contato entre hematita compacta e hematita friável indicando provavelmente a influência de processos supergênicos, condicionados pelas estruturas, na geração do minério macio a partir do minério compacto.

#### 5.2.2.2 As formações ferríferas

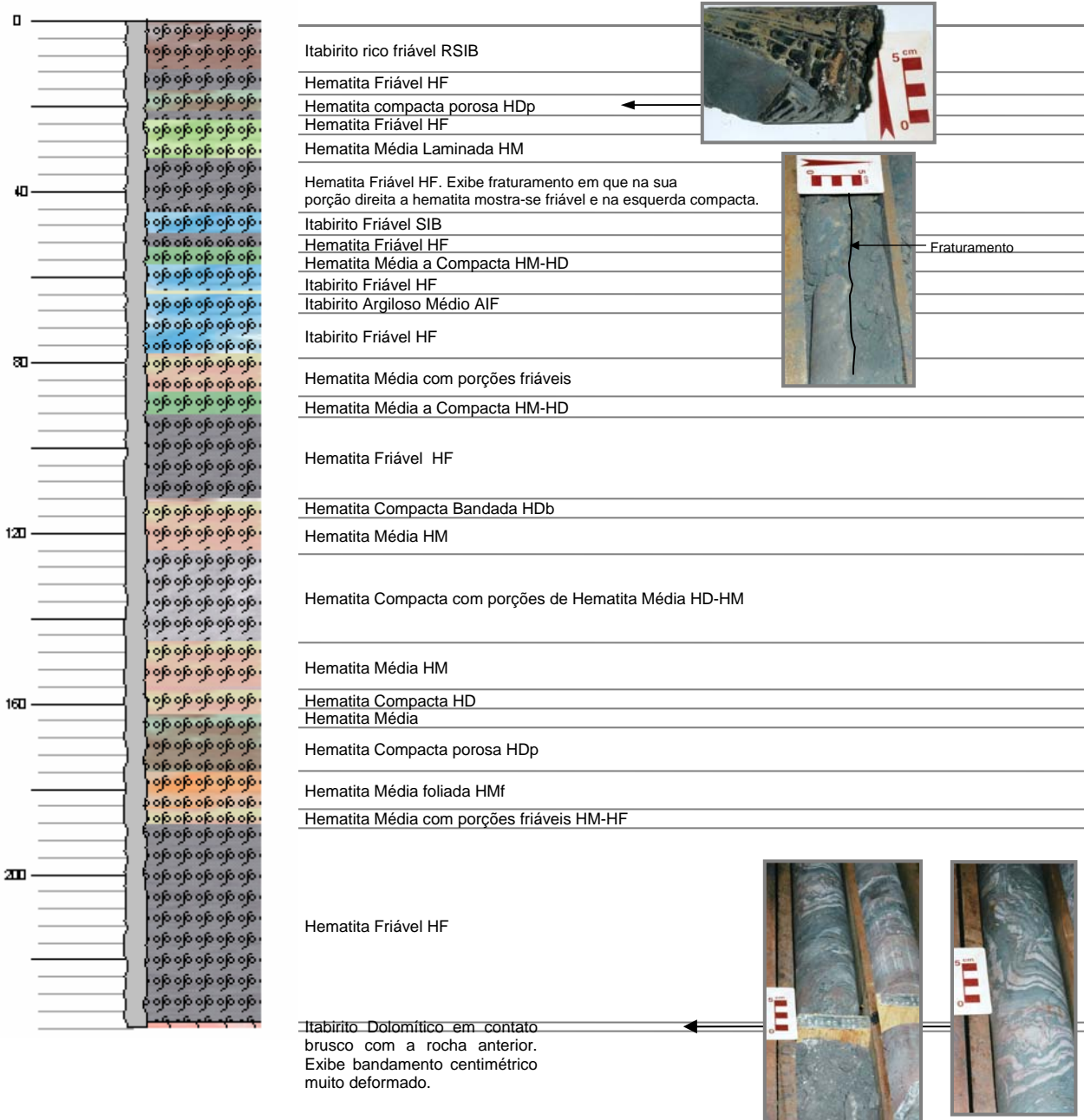
As formações ferríferas são representadas, de modo geral, por itabiritos silicosos, itabiritos argilosos, itabiritos ricos, itabiritos dolomíticos e itabiritos anfíbolíticos que variam de duros a extremamente friáveis e têm como característica peculiar o bandamento, de dimensões milimétricas a métricas, formado pela alternância de níveis silicatados e/ou carbonatados com níveis compostos essencialmente por óxidos de ferro. Possuem, comparativamente aos minérios de ferro, maior proporção em magnetita. Os itabiritos duros ou friáveis podem ser interceptados no início da perfuração e ocorrem várias vezes intercalados ao minério de ferro. No entanto, são invariavelmente encontrados no final da seqüência mineralizada como itabiritos silicosos nas minas de Abóboras, Capitão do Mato e Pico, como itabiritos anfíbolíticos na mina da Jangada, e como itabiritos dolomíticos na minas de Capão Xavier e Águas Claras.

## PERFIL LITOLÓGICO

Município: Nova Lima  
 Nome: CPX 05-05  
 Local: Mina Capão Xavier

Latitude: 20°02'51"  
 Longitude: 43°59'22"

UTM N: 7.782.938,0  
 UTM E: 605.685,0



**Figura 5.6** - Descrição litológico-petrográfica de testemunho de sondagem da Mina do Capão Xavier (CPX 05/05).



**Figura 5.7** - Hematita compacta bandada, mina Capitão do Mato, furo CMT 09/92.

Nessas rochas, as estruturas de deformação mostram-se realçadas pela laminação, sendo marcadas principalmente por dobramentos apertados intrafoliares. Verificou-se localmente concentração de hematita compacta em charneiras de dobras.

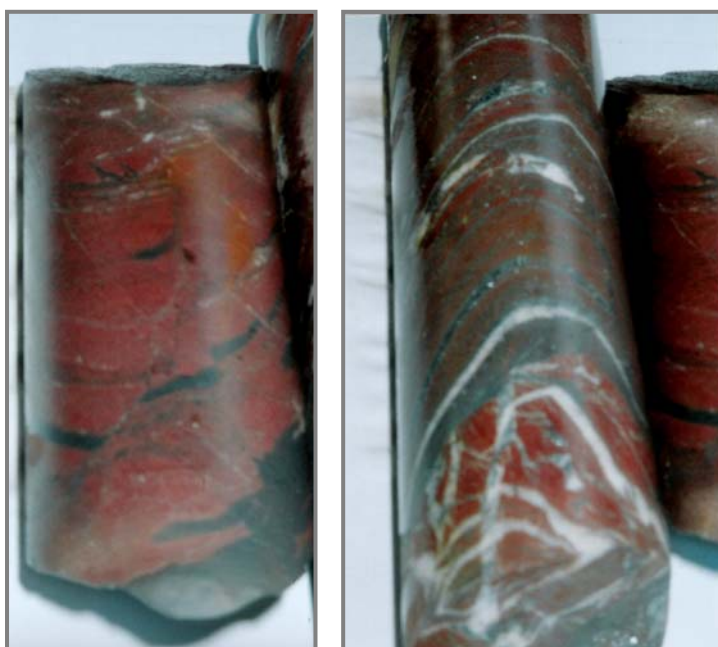
A porosidade é dada pelas fraturas e pela lixiviação preferencial de carbonatos e silicatos processo esse que gera vazios, em geral concentrados nos níveis menos ferruginosos que se mostram, com frequência, friáveis. Localmente, foram observados fraturamentos decimétricos com nítida feição de percolação de água dada pela dissolução das paredes formando cavidades centimétricas e de contornos irregulares. Foram também encontradas fraturas com preenchimento de material argiloso e de hidróxidos de ferro de habitus concrecionário.

O itabirito silicoso é o tipo mais comum sendo distinguido pela alternância de bandas formadas de hematita e, subordinadamente, magnetita e bandas quartzosas.

O itabirito argiloso diferencia-se dos demais pela proporção elevada em argilo-minerais que o torna caracteristicamente sedoso ao tato e com manchas e filmes esbranquiçados. Foi encontrado em diversos posicionamentos estratigráficos dentro da unidade ferruginosa, possuindo espessura de até 20 m. Entretanto, conforme relato de diversos autores (e.g. ZAVAGLIA, 1995) ocorre de forma destacada no contato da formação ferrífera com o filito Batatal.

O itabirito rico caracteriza-se pela predominância de níveis hematíticos de espessura milimétrica a centimétrica dobrado e de granulometria areia fina. Pode marcar, mas não necessariamente, a passagem do itabirito silicoso para o minério de ferro.

O itabirito dolomítico é encontrado usualmente em profundidades variáveis de 75 m a 270 m no depósito de Capão Xavier, constituindo o protolito do minério. Este depósito mostra-se bastante enriquecido de modo que os testemunhos demonstram a preponderância do minério friável, com pequenas intercalações de hematita compacta e quase nenhum nível itabirítico. Este mesmo aspecto é descrito por Grandchamp (2003) na mina de Águas Claras. Tal fato comprova a maior intensidade de atuação dos processos supergênicos nas rochas carbonáticas. O contato se faz comumente com a hematita friável. Entretanto, pode localmente ser feito com a hematita compacta, sendo de caráter brusco e marcado por superfícies tanto concordantes quanto discordantes do bandamento e com paredes muito lisas evidenciando a percolação de água. Exibe tonalidade vermelho-carne com bandas centimétricas hematíticas (Figura 5.8), em geral deformadas (Figura 5.6), e contendo muitas venulações de calcita e quartzo que preenchem fraturas e falhas centimétricas e criam localmente uma feição brechada. Quando o contato é feito com a hematita compacta esta se mostra laminada e igualmente muito deformada.



**Figura 5.8** - Itabirito dolomítico, mina de Capão Xavier, furo CPX 15/91.

O itabirito anfibolítico é de ocorrência usual na vertente sul do Homoclinal da Serra do Curral e sua origem é atribuída ao metamorfismo de contato em itabiritos dolomíticos, promovido pela ascensão dos domos graníticos. Entretanto, são também descritos na aba leste do Sinclinal Moeda. Possuem tonalidade esverdeada quando frescos e amarelada quando decompostos sendo facilmente identificados nessas situações pela presença dos cristais aciculares de anfibólio.

Outro litotipo verificado com relativa frequência é a brecha itabirítica que se caracteriza por fragmentos centimétricos de itabirito pobre, quartzo e chert cimentados por uma matriz limonítica ou quartzo-hematítica.

### 5.2.2.3 As demais litologias associadas

O ocre representa um material argiloso maciço ou laminado que ocorre, com frequência, intercalado na unidade ferruginosa, especialmente nas minas de Capão Xavier e Capitão do Mato. Possui espessuras decimétricas a métricas tendo sido encontrado a profundidades de até 123,0 m.

A Formação Batatal foi descrita em testemunhos provenientes da mina do Tamanduá e Capitão do Mato perfurados particularmente para fins de avaliação geotécnica. O filito decomposto ocorre a profundidades de até 150 m e mostra uma feição peculiar de deslocamento dos planos da foliação principal. Possui tonalidade amarelada sendo muitas vezes ainda possível identificar fina laminação de tonalidade acinzentada ou esbranquiçada. O filito fresco exhibe tonalidade cinza-escura podendo ser carbonoso e conter sulfetos disseminados. Exibe laminação característica dada por filmes esbranquiçados comumente deformados e frequentemente transpostos pela foliação principal. Trata-se de uma rocha muito compacta e não foram evidenciados fraturamentos expressivos que denotassem a percolação de água. Ocorre intercalado aos níveis decompostos ou semidecompostos ocorrendo comumente a profundidades superiores a 90 m.

Um aspecto que merece destaque na Formação Batatal é a presença, em todos os testemunhos descritos, de níveis decimétricos a métricos de chert de granulometria areia fina contendo grânulos de quartzo. Estes níveis mostram-se friáveis a semifriáveis em profundidades que podem ultrapassar 100 m e por vezes exibem textura brechada muito porosa com matriz ferruginosa oxidada. Apresentam, eventualmente, laminações hematíticas ou de material ocre e proporção significativa de material síltico. Níveis compactos foram encontrados a maiores profundidades, acima de 95 m, próximos ao contato com o filito fresco.

As rochas básicas mostram formas diversificadas de ocorrência podendo apresentar-se como corpos concordantes ou discordantes do acamamento, foliados ou maciços e com graus diferenciados de intemperismo. São descritas em praticamente todos os depósitos. Quando muito decompostas apresentam tonalidade variegada ou esbranquiçada, granulometria de silte e, por vezes, com proeminente foliação podendo ser confundidas com os filitos intemperizados da Formação Batatal. As rochas semidecompostas exibem tonalidade esverdeada clara e as frescas, cor verde-escura. A mesma feição de deslocamento dos filitos foi encontrada nas porções mais intemperizadas. A porosidade é dada pela foliação que se destaca, em especial, nas bordas dos corpos e pelos fraturamentos que seccionam as intrusões.

O quartzito Moeda foi interceptado em poucos furos mostrando contato gradacional com os filitos Batatal evidenciado pelo aumento gradativo da proporção em material pelítico. Corresponde a um quartzito relativamente impuro, de granulometria média a grossa, contendo filmes micáceos. A porosidade é marcada por fraturamentos que indicam a percolação de água pela precipitação de hidróxidos de ferro nas paredes.

#### 5.2.2.4 Discussão dos Resultados

Os principais aspectos observados que possibilitam inferências quanto à facilidade de percolação e armazenamento da água subterrânea correspondem basicamente à porosidade, intersticial ou fissural, e a conectividade entre os poros.

Os minérios de ferro friáveis são seguramente as rochas de maior porosidade na unidade ferruginosa o que se deve à dissolução e lixiviação dos silicatos e carbonatos. Ainda que esse processo tenha promovido um rearranjo dos grãos pela perda de massa, a granulometria e forma dos cristais de hematita mantêm os vazios conectados e claramente visíveis na lupa com aumento de 10 vezes, perfazendo até mais de 30% do volume da rocha.

A hematita compacta laminada pode apresentar também porosidade relativamente alta, mas de caráter localizado onde o processo de meteorização afetou preferencialmente as bandas constituídas além da hematita, de magnetita, goethita e quartzo. Conduitos centimétricos podem ser formados, mas normalmente encontram-se isolados pelas bandas não afetadas pelo processo supergênico (essencialmente hematíticas) e a conexão destes depende provavelmente dos fraturamentos.



Porosidade expressiva foi igualmente verificada na hematita compacta maciça. Entretanto, a despeito do tamanho dos poros (diâmetro médio de 0,5  $\mu$ m), estes não se encontram conectados o que indica uma baixa capacidade de transmissão da água. Valores elevados de condutividade hidráulica encontrados em testes de bombeamento efetuados nas áreas das minas se devem às fraturas observadas, por exemplo, na mina de Tamanduá, mas pouco freqüentes na escala de testemunhos em decorrência do espaçamento de dimensões decimétricas.

Os itabiritos exibem tanto porosidade intersticial quanto fissural, com uma forte relação entre os dois tipos. As fraturas e falhas de espaçamento centimétrico que afetam a rocha facilitam a dissolução das bandas silicatadas e carbonatadas com a geração de vários condutos ao longo de um mesmo nível.

Outro aspecto também comum é a alternância de níveis hematíticos endurecidos com níveis quartzosos muito friáveis e de porosidade intersticial elevada. Nesse caso, o meio apresenta-se altamente heterogêneo e anisotrópico com níveis centimétricos a decimétricos de alta condutividade hidráulica bordejados por bandas pouco permeáveis e todo o conjunto é entrecortado por fraturamentos, por vezes de alta densidade. Essas feições foram encontradas desde a superfície até profundidades acima de 200 m. Entretanto, à medida que se aprofunda no pacote ferruginoso vão se tornando mais raras. É preciso ressaltar que não é incomum encontrar, em toda a sucessão litológica, porções extremamente compactas de itabirito.

Os itabiritos dolomíticos, em decorrência de sua composição, representam as rochas em que os processos supergênicos apresentam maior facilidade de atuação o que é demonstrado pelo intenso enriquecimento em ferro verificado nas minas de Capão Xavier e Águas Claras onde constituem o protolito. Nos furos em que foram interceptados apresentam-se muito frescos e compactos, sem sinais aparentes de dissolução, sendo afetados por fraturas e falhamentos de espaçamento centimétrico, muitas vezes preenchidos por venulações de quartzo e calcita.

A Formação Batatal mostra heterogeneidade dada pela presença de níveis de chert intercalados aos filitos e que representam intervalos de maior condutividade hidráulica deduzida pela granulometria (areia fina), alta porosidade e baixa compactação. Os filitos frescos são bastante compactos, no entanto, à medida que o grau de intemperização aumenta a rocha passa a exibir deslocamento ao longo da foliação o que deve ocasionar uma maior facilidade à percolação da água.

A avaliação hidrogeológica das rochas básicas intrusivas mostra-se bastante difícil visto que existem quatro gerações de diques que foram afetados distintamente pelos eventos tectônicos, de acordo com a idade da intrusão. Portanto, além da variabilidade composicional, há também a diversidade relativa às estruturas de descontinuidade (foliação e fraturamentos). Além disso, deve-se considerar o grau de intemperismo que provoca mudanças expressivas na rocha. Diques foliados e muito decompostos tendem a apresentar feições de deslocamento como observado nos filitos da Formação Batatal.

Os quartzitos Moeda possuem porosidade essencialmente fissural que se destaca nos locais de alta densidade de fraturas, verificada inclusive em escala mesoscópica.

### **5.2.3 Propriedades Físicas das Formações Ferríferas, Minérios de Ferro e demais Litologias Associadas**

Amostras representativas dos diversos litotipos que compõem as formações Cauê, Gandarela e Batatal, bem como de diques de rochas básicas, em diferentes graus de intemperismo, foram coletadas durante a descrição de testemunhos de sondagem e submetidas a testes físicos para determinação da permeabilidade intrínseca, porosidade total e densidade.

Praticamente, todas as amostras mais friáveis, ou seja, mais decompostas, quebraram-se durante o procedimento de corte de pluques e não puderam ser analisadas, em especial aquelas referentes às hematitas e aos itabiritos. Os resultados obtidos devem ser considerados, portanto, como valores mínimos para as rochas que constituem os aquíferos de maior potencial na área.

A TAB. 5.4 apresenta a relação das amostras e os valores dos parâmetros físicos determinados. Foram inseridas informações complementares referentes às superfícies de descontinuidades observadas e os respectivos ângulos de mergulho e uma comparação, a partir dos valores calculados de condutividade hidráulica, das rochas testadas com litotipos sedimentares e cristalinos apresentados por Domenico e Schwartz (1990). Ressalta-se que, para fins de representação gráfica, foi atribuído arbitrariamente valor de 0,00005 milidarcy para os resultados de permeabilidade intrínseca abaixo do limite de detecção (<0,0001 milidarcy).

### 5.2.3.1 Os minérios de ferro

Os maiores valores de permeabilidade intrínseca (máximo de 933 milidarcy) e de porosidade total (máximo de 35,3%) encontrados referem-se às hematitas médias (semifriáveis) e hematitas compactas laminadas. Verifica-se acentuada diferença da permeabilidade nas direções aproximadamente paralelas e perpendiculares à laminação sendo aquela ao longo do acamamento de 2,5 a 3 vezes superior à da direção ortogonal.

A única amostra de hematita compacta maciça mostra baixas permeabilidade e porosidade, indiferentes à direção do teste.

Quanto à densidade, maiores valores foram obtidos para a hematita compacta laminada ( $5,2 \text{ g/cm}^3$ ) e hematita média laminada ( $5,05 \text{ g/cm}^3$ ).

### 5.2.3.2 As formações ferríferas

As formações ferríferas representam 58% das amostras testadas abrangendo itabiritos frescos, laterizados e friáveis.

Os itabiritos frescos, independentes da composição, apresentam permeabilidade e porosidade muito reduzidas, com médias de 0,01 milidarcy e 3,9%. Distinção significativa destes parâmetros, conforme a direção do teste, foi verificada para duas amostras de itabirito fresco (silicoso e anfibolítico), com resultados até duas ordens de grandeza mais elevados para a direção paralela ao bandamento. Por outro lado, os itabiritos laterizados e friáveis revelaram valores muito expressivos, variáveis de 261 a 1.920 milidarcy e 30,0 a 41,4%.

As densidades mais elevadas foram encontradas nos itabiritos ricos decompostos da mina Mineral do Brasil (média de  $4,8 \text{ g/cm}^3$ ), comparável àquelas das hematitas.

Os itabiritos semidecompostos exibem expressiva diferença de condutividade hidráulica com relação aos termos friáveis. Possuem permeabilidade variável de 0,0002 a 269 milidarcy notavelmente maiores na direção paralela ao bandamento. Para a amostra FD0006-103,0 (mina córrego do Feijão) esta anisotropia alcança várias ordens de grandeza. Os valores de porosidade encontram-se entre 3,3 e 18,3%.

Em função da constituição mineralógica, os itabiritos argilosos exibem, caracteristicamente, altas porosidades (média de 44%) e valores muito reduzidos de permeabilidade, de 0,2 milidarcy ao longo do acamamento e de 0,001 milidarcy na direção ortogonal.

**Tabela 5.4 - Resultados dos testes físicos (porosidade, permeabilidade intrínseca e densidade) realizados em amostras de formações ferríferas, minérios de ferro e demais litologias associadas (continua).**

Número da amostra* <sup>1</sup>	Identificação da amostra	Classificação da Rocha	Mina	Permeabilidade Intrínseca* <sup>2</sup> mildarcy	Condutividade Hidráulica* <sup>3</sup> m/s	Porosidade Percentual* <sup>4</sup>	Densidade de Grão g/cm <sup>3</sup>	Características das superfícies de descontinuidade	Ângulo dos plugues de teste com as superfícies de descontinuidade	Tipos rochosos correlacionáveis* <sup>5</sup>	
										Sedimentares	Cristalinos
19_Kmax	BFVD 05-31.91	Itabirito argiloso macio	Mineral do Brasil	0,129	1,24E-09	46,3	3,16	bandamento de mergulho vertical	paralelo ao bandamento	siltito	metamórfica fraturada
20_K90	BFVD 05-31.96	Itabirito argiloso macio	Mineral do Brasil	0,0098	9,42E-11	41,8	3,33		perpendicular ao bandamento	siltito	metamórfica fraturada
19H	CPX 05/05-070.35	Itabirito macio	Capão Xavier	417,00	4,01E-06	30,33	3,73	foliação de mergulho de 30°	ângulo de 30° com o bandamento	arenito	metamórfica fraturada
27_Kmax	FDCF 05-161.48	Itabirito médio com filmes argiloso	Pau Branco				4,22	bandamento de mergulho de 40°	paralelo ao bandamento		
18H	TAM 29/04-033.70	Itabirito limonítico médio	Tamanduá	261,00	2,51E-06	32,59	4,13	foliação de mergulho de 60°	ângulo de 60° com o bandamento	arenito	metamórfica fraturada
18V	TAM 29/04-033.70	Itabirito limonítico médio	Tamanduá	1260,00	1,21E-05	39,59	4,14		ângulo de 30° com o bandamento	areias muito puras	
3Kmax	FD 0006 - 103.5	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	269,0	2,59E-06	6,6	4,58		paralelo à foliação/bandamento	arenito	metamórfica fraturada
4K90	FD 0006-103.12	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	0,0002	1,92E-12	3,3	3,18	bandamento de mergulho de 80°	perpendicular à foliação/bandamento	folhelho	metamórfica não fraturada
3-3V	FD 0006-103.09	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	0,0008	7,69E-12	4,1	3,24		ângulo de 10° com o bandamento	folhelho	metamórfica não fraturada
23_K90	FDCF 0006-13.92	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	0,21	2,01E-09	15,5	3,45		perpendicular ao bandamento	siltito	metamórfica fraturada
24_Kmax	FDCF 0006-13.97	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	2,49	2,39E-08	17,8	3,43	bandamento de mergulho de 70°	paralelo ao bandamento	arenito/siltito	metamórfica fraturada
23-3V	FDCF 0006-13.95	Itabirito anfíbolítico médio	Córrego do Feijão	0,22	2,12E-09	18,3	3,39		ângulo de 20° com o bandamento	siltito	metamórfica fraturada
13_K90	FDF 0001-60.68	Itabirito médio	Mineral do Brasil	70,20	6,75E-07	11,6	4,14		perpendicular ao bandamento	siltito	metamórfica fraturada
14_Kmax	FDF 0001 - 60.73	Itabirito médio	Mineral do Brasil				3,75	bandamento de mergulho de 60°	paralelo ao bandamento		
13-3V	FDF 0001 - 60.71	Itabirito médio	Mineral do Brasil	74,10	7,13E-07	16,1	3,67		ângulo de 30° com o bandamento	siltito	metamórfica fraturada
15_Kmax	BFVD 05-49.74	Itabirito rico médio	Mineral do Brasil	946,0	9,10E-06	30,0	5,00	bandamento de mergulho vertical	paralelo ao bandamento	arenito	metamórfica fraturada
16_K90	BFVD 05-49.78	Itabirito rico médio	Mineral do Brasil	722,0	6,94E-06	30,9	5,03		perpendicular ao bandamento		metamórfica fraturada
17_Kmax	BFVD 05-60.68	Itabirito rico médio	Mineral do Brasil	1920,0	1,85E-05	38,0	4,58	bandamento de mergulho vertical	paralelo ao bandamento	areia fina	metamórfica fraturada
18_K90	BFVD 05-60.72	Itabirito rico médio	Mineral do Brasil	1300,0	1,25E-05	41,4	4,58		perpendicular ao bandamento		metamórfica fraturada
3H	CPX 02/05-75,55	Itabirito dolomítico	Capão Xavier	<0,0001	4,81E-13	0,11	3,01	bandamento de mergulho de 40°	ângulo de 40° com o bandamento	folhelho	metamórfica não fraturada
3V	CPX 02/05-75,55	Itabirito dolomítico	Capão Xavier	<0,0001	4,81E-13	0,10	3,02		ângulo de 50° com o bandamento		
4H	CPX 04/05-147,55	Itabirito dolomítico	Capão Xavier	<0,0001	4,81E-13	0,57	2,98	bandamento de mergulho de 30°	ângulo de 30° com o bandamento	folhelho	metamórfica não fraturada
4V	CPX 04/05-147,55	Itabirito dolomítico	Capão Xavier	<0,0001	4,81E-13	0,23	3,59		ângulo de 60° com o bandamento		
15H	JG 05/04-117.10	Itabirito fresco anfíbolítico	Jangada	0,01	5,67E-11	2,47	3,21	foliação de mergulho de 50°	ângulo de 50° com o bandamento	siltito/folhelho	metamórfica não fraturada
15V	JG 05/04-117.10	Itabirito fresco anfíbolítico	Jangada	0,00	9,62E-13	2,33	3,29		ângulo de 40° com o bandamento	folhelho	
16H	ABO 13/04-118.40	Itabirito fresco	Abóboras	0,06	5,77E-10	3,61	3,58	foliação de mergulho de 10°	ângulo de 10° com o bandamento	siltito	metamórfica não fraturada
16V	ABO 13/04-118.40	Itabirito fresco	Abóboras	0,0001	9,62E-13	1,60	3,59		ângulo de 80° com o bandamento	folhelho	

**Tabela 5.4 - Resultados dos testes físicos (porosidade, permeabilidade intrínseca e densidade) realizados em amostras de formações ferríferas, minérios de ferro e demais litologias associadas (conclusão).**

Número da amostra*1	Identificação da amostra	Classificação da Rocha	Mina	Permeabilidade Intrínseca*2 mildarcy	Condutividade Hidráulica*3 m/s	Porosidade Percentual*4	Densidade de Grão g/cm <sup>3</sup>	Características das superfícies de descontinuidade	Ângulo dos plugues de teste com as superfícies de descontinuidade	Tipos rochosos correlacionáveis*5	
										Sedimentares	Cristalinos
25_Kmax	FDCF 006-29.27	Itabirito anfibolítico fresco	Córrego do Feijão	0,01	1,15E-10	11,7	3,64	bandamento de mergulho de 70°	paralelo ao bandamento	siltito/folhelho	metamórfica não fraturada
26_K90	FDCF006-29.33	Itabirito anfibolítico fresco	Córrego do Feijão	0,0001	9,62E-13	8,5	3,32	sem estruturação	perpendicular ao bandamento	folhelho	metamórfica não fraturada
9H	JG 05/04-037.25	Hematita compacta maciça	Jangada	<0,0001	4,81E-13	3,14	4,80		folhelho	metamórfica não fraturada	
9V	JG 05/04-037.25	Hematita compacta maciça	Jangada	<0,0001	4,81E-13	3,72	4,77	foliação de mergulho de 85°	ângulo de 85° com a laminação	arenito	metamórfica fraturada
10H	JG 10/04-184.40	Hematita compacta laminada	Jangada	279,00	2,68E-06	30,57	5,20				
10V	JG 10/04-184.40	Hematita compacta laminada	Jangada	699,00	6,72E-06	31,14	5,19	ângulo de 05° com a laminação			
8H	CPX 04/05-078.70	Hematita média laminada limonitizada	Capão Xavier	294,00	2,83E-06	33,93	4,24	foliação de mergulho de 60°	ângulo de 60° com a laminação	arenito	metamórfica fraturada
8V	CPX 04/05-078.70	Hematita média laminada limonitizada	Capão Xavier	933,00	8,97E-06	35,28	4,40	ângulo de 30° com a laminação			
5_K90	BFVD 05-71.83	Hematita fina média laminada	Mineral do Brasil	372,0	3,58E-06	28,3	4,91	bandamento de mergulho vertical	perpendicular à foliação	arenito	metamórfica fraturada
6_Kmax	BFVD 05-71.85	Hematita fina média laminada	Mineral do Brasil	542,0	5,21E-06	28,6	4,92		paralelo à foliação		metamórfica fraturada
11_Kmax	BFVD 05-43.16	Hematita média laminada	Mineral do Brasil			35,9	5,05	foliação de mergulho de 60°	paralelo à foliação		
12_K90	BFVD 05-43.21	Hematita média laminada	Mineral do Brasil	2410,0	2,32E-05	38,7	4,88	perpendicular à foliação		areia fina	metamórfica fraturada
31_Kmax	FSDS 05-115.05	Hematita com filmes argilosos	Pau Branco				3,69	bandamento de mergulho de 40°	paralelo ao bandamento		
7H	CMT 15/04-148.75	Filito semidecomposto	Capitão do Mato	9,02	8,67E-08	11,71	2,77	foliação de mergulho de 80°	ângulo de 80° com a foliação	siltito	metamórfica fraturada
5H	CMT 15/04-023.10	Filito decomposto	Capitão do Mato	94,90	9,13E-07	24,21	2,80	foliação de mergulho de 20°	ângulo de 20° com a foliação	arenito	metamórfica fraturada
5V	CMT 15/04-023.10	Filito decomposto	Capitão do Mato	711,00	6,84E-06	29,11	2,78		ângulo de 70° com a foliação		
29H	JG 10/04-136.70	Rocha básica fresca	Jangada	0,0047	4,52E-11	5,08	3,04	foliação de mergulho de 50°	ângulo de 50° com a foliação	folhelho	metamórfica não fraturada
29V	JG 10/04-136.70	Rocha básica fresca	Jangada	0,0003	2,88E-12	2,44	3,05		ângulo de 40° com a foliação		
30H	TAM 11/04-125.50	Rocha básica semidecomposta	Tamanduá	0,01	1,06E-10	13,68	2,81	foliação de mergulho de 30°	ângulo de 30° com a foliação	siltito/folhelho	metamórfica não fraturada
30V	TAM 11/04-125.50	Rocha básica semidecomposta	Tamanduá	0,01	1,25E-10	17,88	2,81		ângulo de 60° com a foliação		
1_K90	FDCF 0006-99.42	Rocha básica decomposta	Córrego do Feijão	0,057	5,48E-10	30,9	2,93	foliação de mergulho de 50°	perpendicular à foliação	folhelho	metamórfica não fraturada
1-3V	FDCF 0006-99.47	Rocha básica decomposta	Córrego do Feijão	0,072	6,92E-10	32,6	2,99		ângulo de 40° com a foliação		metamórfica não fraturada
26H	TAM 29/04-150.25	Ocre	Tamanduá	35,10	3,38E-07	37,29	3,53	sem estruturação		arenito	metamórfica fraturada
27H	CMT 17/04-125.10	Quartzito Moeda semidercomposto	Capitão do Mato	0,35	3,33E-09	4,01	2,66	foliação de mergulho de 25°	ângulo de 25° com a foliação	siltito	metamórfica fraturada
2H	TAM 01/05-050,10	Chert compacto fraturado	Tamanduá	119,00	1,14E-06	1,66	2,65	fraturamento de espaçamento centimétrico e mergulho de 70°	ângulo de 70° com os fraturamentos	arenito	metamórfica fraturada

\*1 - H - plugue horizontal em relação às paredes do testemunho de sondagem, V - plugue vertical em relação ao topo do testemunho de sondagem, Kmax - plugue na direção das camadas/ foliação, K90 - plugue ortogonal às camadas/foliação; \*2 - Com correção de Klinkenberg; \*3 - valor calculado a partir da permeabilidade intrínseca; \*4 - pressão de confinamento de 800 psi; \*5 - Domenico e Schwartz (1990).

Obs: Todas as amostras foram previamente secas em estufa a 60°C.

O ocre refere-se ao material silto-argiloso comumente encontrado nas porções superiores das formações ferríferas ou intercalado a estas. A amostra desse material apresentou resultados elevados de permeabilidade e porosidade (35,1 milidarcy e 37,29%), para apenas uma direção de teste. A permeabilidade é comparável, em ordem de grandeza, à dos filitos decompostos, porém a porosidade é bem mais alta.

As FIG. 5.9 a e b apresentam, respectivamente, os gráficos de dispersão elaborados para a porosidade total *versus* condutividade hidráulica e porosidade total *versus* densidade. Verifica-se no primeiro gráfico três conjuntos bem distintos: i) de baixa condutividade hidráulica e porosidade formado pelos itabiritos frescos e hematita compacta maciça; ii) de médias a altas condutividades hidráulicas e porosidades medianas constituído pelos itabiritos semidecompostos; e iii) de altas condutividades e porosidades representado pelas hematitas compactas laminadas, hematitas médias e itabiritos decompostos. O gráfico de porosidade total *versus* densidade demonstra não haver relação evidente entre os parâmetros, mas ilustra a distinção, em termos de densidade, entre os itabiritos frescos e as hematitas e itabiritos macios.

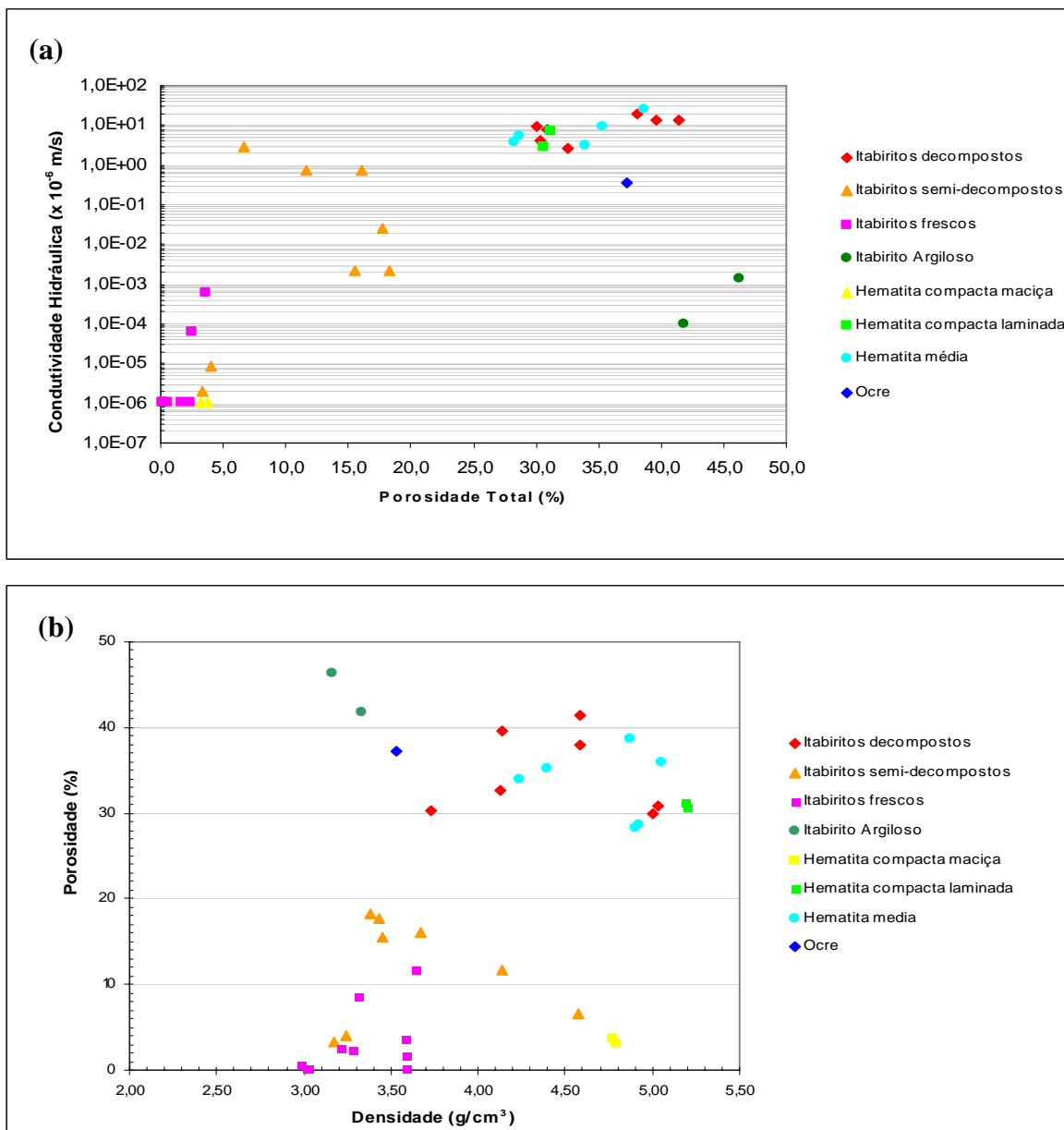
#### 5.2.3.3 As demais litologias associadas

Correspondem aos filitos e chert da Formação Batatal, ao quartzito da Formação Moeda e às rochas básicas intrusivas. Os dolomitos característicos da Formação Gandarela não foram amostrados por não terem sido interceptados nos furos descritos. Entretanto, pode-se admitir que possuam propriedades físicas similares aos itabiritos dolomíticos (CPX 02/05 – 75,55 e CPX 04/05 – 147,55).

Os resultados analíticos indicaram que a amostra de filito decomposto possui porosidade (24,2 e 29,1%) e permeabilidade (94,9 e 711,0 milidarcy) significativamente mais elevadas que o filito semidecomposto (11,71% e 9,02 milidarcy). Curiosamente, a direção de teste aproximadamente ortogonal à foliação forneceu os resultados mais altos, não tendo sido verificado, na amostra, fraturamento expressivo em escala mesoscópica.

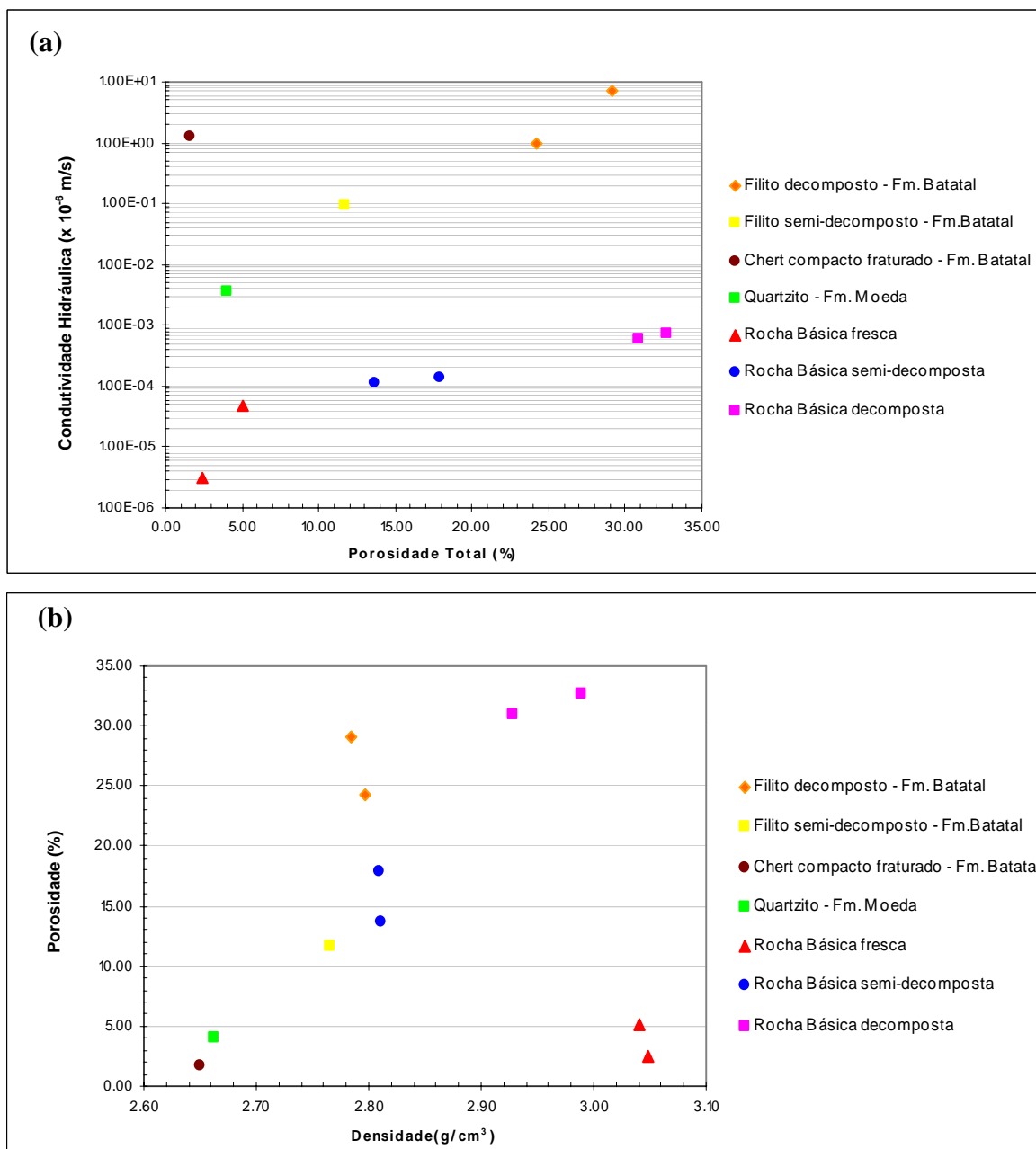
A amostra de quartzito Moeda semidecomposto e fraturado apresentou valores mais baixos que os filitos (0,35 milidarcy e 4,0%), mas superiores aos itabiritos frescos.

As rochas básicas foliadas indicaram valores baixos para os parâmetros físicos, independente do grau de intemperismo. Todavia, verifica-se um aumento expressivo da permeabilidade e da porosidade do termo são para o alterado, de tal modo que o último tipo mostra valores de permeabilidade duas ordens de grandeza superior e porosidade até 12 vezes maior que o segundo.



**Figura 5.9** - Diagramas de dispersão para parâmetros físicos de itabiritos e minérios de ferro. (a) condutividade hidráulica *versus* porosidade e (b) porosidade *versus* densidade.

Os diagramas de dispersão para a porosidade *versus* condutividade hidráulica e densidade encontram-se apresentados, respectivamente, nas FIG. 5.10 a e b. O primeiro diagrama mostra grande dispersão das amostras, evidenciando as marcantes diferenças entre os litotipos. É nítido o progressivo aumento de porosidade e condutividade hidráulica para as rochas básicas em decorrência do incremento no estágio de intemperismo. A amostra que mais se destaca refere-se ao chert que exibe porosidade muito baixa, mas condutividade hidráulica elevada, aspecto que se deve à ocorrência de fraturamentos localizados. O segundo diagrama revela que, independente do valor da porosidade, todas as rochas, possuem densidade entre 2,65 e 3,04.



**Figura 5.10** - Diagramas de dispersão para parâmetros físicos das rochas associadas aos itabiritos e minérios de ferro. (a) condutividade hidráulica *versus* porosidade e (b) porosidade *versus* densidade.

#### 5.2.3.4 Discussão dos Resultados

Os resultados obtidos nos testes não devem ser tratados de forma generalizada e conclusiva tendo em vista o número reduzido de amostras, mas considerados como indicativo das propriedades físicas das litologias testadas. Ressalta-se que a seleção e coleta das amostras foram feitas de forma bastante criteriosa, buscando a representatividade e integridade, e assegurando durante o transporte e a plugagem que não fossem deformadas.

Visando comparar os dados produzidos com os valores fornecidos e adotados em diversas modelagens matemáticas e estudos elaborados na área foi montada a TAB. 5.5.



**Tabela 5.5** - Comparação dos dados obtidos nos testes físicos com os dados fornecidos por estudos efetuados na área (continua).

LITOLOGIA	Valores apresentados em estudos realizados na área				Valores obtidos nos testes físicos realizados nesse estudo			
	Densidade g/cm <sup>3</sup>	Porosidade (%)	Condutividade Hidráulica		Densidade g/cm <sup>3</sup>	Porosidade (%)	Condutividade Hidráulica	
			Kxy (m/d)	Kz (m/d)			Kxy (m/d)	Kz (m/d)
Hematita compacta maciça	3,6 a 4,7 <sup>*9</sup> 5,1 <sup>*10</sup>	15 - 20 <sup>*1</sup> 10 <sup>*2</sup>	4,6 <sup>*12</sup>	0,46 <sup>*12</sup>	4,8	3,14 e 3,72	4,32×10 <sup>-8</sup>	4,32×10 <sup>-8</sup>
Hematita Compacta Porosa		30 - 40 <sup>*1</sup>	1,5 a 3,0 <sup>*3</sup>	3,0 <sup>*3</sup>				
Hematita Compacta Laminada/Foliada	3,6 a 5,2 <sup>*9</sup>	15 - 20 <sup>*1</sup> 15-25 <sup>*2</sup>			5,2	30,6 e 31,1	0,60	0,24
Hematita média Laminada					4,2 e 4,4	33,9 e 35,28	0,81	0,25
Hematitas Friáveis	3,4 a 3,6 <sup>*10</sup>	30 <sup>*3</sup>	1,5 a 3,0 <sup>*3</sup> 0,3 <sup>*6</sup> 0,9 <sup>*5</sup> 1,0 a 2,4 <sup>*7</sup>	3,0 <sup>*3</sup> 0,1 <sup>*6</sup> 0,5 <sup>*5</sup> 1,0 a 2,4 <sup>*7</sup>				
Itabiritos decompostos	2,7 <sup>*10</sup>	30 <sup>*3</sup>	4,0 a 7,0 <sup>*3</sup> 0,09 a 1,0 <sup>*6</sup>	1,4 <sup>*3</sup> 0,09 a 1,0 <sup>*6</sup>	3,73 a 4,14	30,3 a 39,6	4,36 a 19,96	2,71 a 13,52
Itabiritos médios			1,5 a 3,0 <sup>*12</sup>	1,5 <sup>*12</sup>	3,18 a 4,58	3,3 a 18,3	0,002 a 0,24	1,8×10 <sup>-7</sup> a 0,06
Itabiritos frescos	3,7 <sup>*10</sup>		8,0×10 <sup>-6*5</sup> 1,0×10 <sup>-4*7</sup> 9,0×10 <sup>-3*6</sup>	8,0×10 <sup>-6*5</sup> 1,0×10 <sup>-4*7</sup> 9,0×10 <sup>-3*6</sup>	2,98 a 3,64	0,11 a 11,7	9,0×10 <sup>-8</sup> a 5,3×10 <sup>-5</sup>	9,0×10 <sup>-8</sup>
Itabiritos Argilosos			0,9 <sup>*5</sup> 0,1 <sup>*13</sup>	0,9 <sup>*5</sup> 0,1 <sup>*13</sup>	3,16 a 3,33	41,8 a 46,3	1,2×10 <sup>-4</sup>	8,8×10 <sup>-6</sup>
Itabiritos em geral		30 <sup>*3</sup> 7 <sup>*8</sup>	9,0×10 <sup>-3</sup> a 1,0 <sup>*6</sup> 0,12 <sup>*5</sup> 0,3 <sup>*7</sup> 0,75 a 1,5 <sup>*3</sup> 1,0 <sup>*8</sup>	0,1 <sup>*6</sup> 0,012 <sup>*5</sup> 0,3 <sup>*7</sup> 1,5 <sup>*3</sup> 1,0 <sup>*8</sup>				
Dolomitos Gandarela - Fraturados		5 <sup>*8</sup>	9,0×10 <sup>-3</sup> a 0,8 <sup>*4</sup> 0,1 <sup>*7</sup> 0,1 <sup>*8</sup>	9,0×10 <sup>-3</sup> a 2,0×10 <sup>-3*4</sup> 0,1 <sup>*7</sup> 0,01 <sup>*8</sup>				

**Tabela 5.5** - Comparação dos dados obtidos nos testes físicos com os dados fornecidos por estudos efetuados na área (conclusão).

LITOLOGIA	Valores apresentados em estudos realizados na área				Valores obtidos nos testes físicos realizados nesse estudo			
	Densidade g/cm <sup>3</sup>	Porosidade (%)	Condutividade Hidráulica		Densidade g/cm <sup>3</sup>	Porosidade (%)	Condutividade Hidráulica	
			Kxy (m/d)	Kz (m/d)			Kxy (m/d)	Kz (m/d)
Dolomitos Gandarela - Cársticos			5,0 <sup>*6</sup> 2,55 <sup>*5</sup>	5,0 <sup>*6</sup> 2,55 <sup>*5</sup>				
Ocre			1,0×10 <sup>-8*5</sup>	1,0×10 <sup>-8*5</sup>	3,53	37,29	0,03	0,03
Filitos Batatal Decompostos					2,8	24,2 a 29,11	0,64	0,08
Filitos Batatal semidecompostos					2,8	11,7		0,008
Filitos Batatal - sem distinção do grau de intemperismo			1,0×10 <sup>-8*5</sup> 1,0×10 <sup>-3*14</sup>	1,0×10 <sup>-8*5</sup> 1,0×10 <sup>-3*14</sup>				
Chert			0,4 <sup>*14</sup>	0,4 <sup>*14</sup>	2,65	1,66		119,00
Quartzito Moeda			0,3 <sup>*13</sup> 0,05 <sup>*14</sup>	0,3 <sup>*13</sup> 0,05 <sup>*14</sup>	2,66	4,01	0,0003	
Material de cobertura (colúvio)			0,1 a 0,8 <sup>*6</sup> 0,09 <sup>*5</sup>	0,001 a 0,01 <sup>*6</sup> 0,01 <sup>*5</sup>				
Argilas Terciárias			5,0×10 <sup>-5*5</sup>	5,0×10 <sup>-5*5</sup>				
Rolados de Hematita			0,3 <sup>*6</sup> 0,35 <sup>*5</sup>	0,3 <sup>*6</sup> 0,35 <sup>*5</sup>				
Depósitos de Canga			0,3 <sup>*6</sup> 0,25 <sup>*5</sup>	0,3 <sup>*6</sup> 0,25 <sup>*5</sup>				
Rocha Básica Fresca			Aquiclude <sup>*11</sup> 4,0×10 <sup>-4*14</sup> 1,0×10 <sup>-3*15</sup>	Aquiclude <sup>*11</sup> 4,0×10 <sup>-4*14</sup> 1,0×10 <sup>-3*15</sup>	3,00	2,4 e 5,1	2,7×10 <sup>-7</sup>	4,2×10 <sup>-6</sup>
Rocha Básica semidecomposta a decomposta			Aquiclude <sup>*11</sup>	Aquiclude <sup>*11</sup>	2,81	13,7 e 32,6	1,2×10 <sup>-5</sup> a 6,4×10 <sup>-5</sup>	9,9×10 <sup>-6</sup> a 5,2×10 <sup>-5</sup>

\*1 - Zavaglia, 1995 - Mina de Tamanduá  
 \*2 - Correa, 1999  
 \*3 - MDGEO (1999b) - Mina de Tamanduá  
 \*4 - ECOLAB (2002) - Mina Capão Xavier  
 \*5 - Lazarim (1999) - Mina Capão Xavier

\*6 - Rubio (1995 e 1996, apud Lazarim, 1999)  
 \*7 - ÁGUA Consultores (1999, 2001b, 2001c e 2002)  
 \*8 - ÁGUA Consultores (2001a e 2002b)  
 \*9 - Vilela (2001)  
 \*10 - Ribeiro (2003)

\*11 - MDGEO (2002), ECOLAB (2002), MDGEO (1999b)  
 \*12 - ÁGUA Consultores (2006)  
 \*13 - MDGEO (2005a)  
 \*14 - MDGEO (2005b)  
 \*15 - MDGEO (2004)

A análise dessa tabela mostra que os minérios de ferros têm sido tratados de forma conjunta nos estudos hidrogeológicos, considerados como constituídos predominantemente de hematitas friáveis. Esta assunção revela-se conservadora e apropriada, mas deve-se destacar os valores relativamente altos de condutividade hidráulica e porosidade encontrados para as hematitas compactas foliadas e laminadas e para as hematitas semifriáveis (médias). Especificamente quanto à porosidade, os valores obtidos para as hematitas compactas foliadas e laminadas revelaram-se significativamente maiores aos apresentados por Zavaglia (1995) e Correa (1999).

O aspecto que se sobressai para os minérios de ferro é a existência de forte anisotropia evidenciada por expressiva diferença de condutividade hidráulica entre as direções aproximadamente paralelas e ortogonais ao bandamento/foliação, sendo o vetor  $K_{xy}$  até três vezes superior ao vetor  $K_z$ . Estes resultados corroboram as observações feitas em escala mesoscópica que indicaram a ocorrência de processos diferenciais de lixiviação/dissolução ao longo do acamamento das hematitas compactas e que se coadunam também com os estudos petrográficos-texturais efetuados por Zavaglia (1995) e Vilela (2001).

As simulações matemáticas consideram os itabiritos de duas formas distintas: i) itabiritos frescos e pouco fraturados referenciados como aquitardos ou aquicludes; ii) itabiritos fraturados e semidecompostos a decompostos, com permeabilidade fissural e intesticial e tratados como aquíferos de médio potencial, ou seja, a estes são atribuídos valores de condutividade hidráulica duas a três vezes menores que das hematitas friáveis. Os testes físicos mostraram que os itabiritos decompostos podem exibir condutividade hidráulica igual ou superior à das hematitas médias e também friáveis, neste caso considerando os valores de  $K$  atribuídos pelos modelos matemáticos, com o vetor de condutividade hidráulica no plano  $xy$  ( $K_{xy}$ ) significativamente superior ao vetor no plano  $z$  ( $K_z$ ). Estes resultados confirmam as observações de campo quanto à atuação diferencial dos processos supergênicos, condicionada pela textura e composição das bandas.

De modo geral, os valores de condutividade hidráulica para os itabiritos mostram-se sensivelmente maiores àqueles adotados por Rubio (1995 e 1996, *apud* Lazarim, 1999) e Lazarim (1999) na mina de Capão Xavier. Para os modelos efetuados em outras minas (MDGEO, 1999b; ÁGUA Consultores 1999, 2001a, 2001b, 2001c e 2002a e 2002b), os valores são equiparáveis. Destaca-se, novamente, a forte anisotropia dada por condutividades hidráulicas bem mais elevadas ao longo do bandamento e que nem sempre é inserida nos modelos.

Os aquíferos associados às rochas carbonáticas da Formação Gandarela são abordados de acordo com a permeabilidade dominante, fissural ou cárstica. Os valores de condutividade hidráulica conferidos aos dolomitos fraturados assemelham-se aos dos itabiritos fraturados e parcialmente decompostos. Por outro lado, para os dolomitos carstificados são dados obviamente valores bem mais altos, que suplantam as hematitas. No entanto, a área de ocorrência estabelecida para estes aquíferos restringe-se a uma pequena região no entorno da mina de Capão Xavier. Não foram efetuados testes físicos para estes litotipos por não terem sido interceptados nos testemunhos descritos.

O ocre pela sua composição essencialmente silto-argilosa é considerado como um material praticamente impermeável. Entretanto, os resultados encontram-se no intervalo característico de silt e *loess*, para materiais inconsolidados, e de arenitos para rochas sedimentares, conforme Domenico e Schwartz (1990). A amostra foi coletada em intercalação nos itabiritos da mina de Tamanduá, a cerca de 150 m de profundidade. É possível que esta amostra não seja totalmente representativa do que foi definido como unidade ocre e itabirito ocre, situada no topo da Formação Cauê, em mapa elaborado por Alkmim *et al.* (1996b) para a região da junção do Homoclinal da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda.

Os resultados obtidos para as demais litologias associadas ou em contato com a Formação Cauê foram talvez os mais interessantes, por serem as suas características hidrogeológicas ainda muito pouco conhecidas.

Os filitos Batatal são tratados, indistintamente e em todos os modelos matemáticos, como rochas de permeabilidade muito baixa, aquitardos ou aquicludes, com o apoio de dados piezométricos e resultados de testes de bombeamento. Na descrição dos testemunhos de sondagem verificou-se que esta classificação é provavelmente acertada para as rochas frescas ou muito pouco intemperizadas. Entretanto, para as rochas decompostas ou semidecompostas pressupôs-se, pelas feições de deslocamento ao longo da foliação, que a permeabilidade poderia ser mais elevada. Os testes físicos de certa forma confirmaram esta hipótese e revelaram valores correlacionáveis a arenitos ou rochas metamórficas fraturadas.

A presença de chert, como intercalações nos filitos Batatal, reforça a heterogeneidade dessa unidade hidrogeológica e evidencia a ocorrência de níveis de condutividade hidráulica mais elevada. Foram realizados testes em somente uma amostra de chert compacto e fraturado, pois os tipos friáveis e semifriáveis não resistiram à plugagem. O resultado, para apenas uma direção, indica que a condutividade hidráulica está restrita às fissuras, em função da baixa porosidade total, e é comparável a de rochas metamórficas fraturadas.

As intrusões básicas são abordadas, nos estudos realizados na área, de forma similar aos filitos Batatal. A avaliação do comportamento hidrogeológico dessas rochas é dificultada, em parte, pela existência de quatro gerações de diques o que implica em estruturação e composição diferenciadas. A amostragem abrangeu corpos foliados frescos, semidecompostos e decompostos. Todos os tipos exibiram valores muito baixos de condutividade hidráulica, caracterizando-os realmente como aquíferos ou aquícluses, porém as rochas semidecompostas e decompostas mostraram resultados significativamente mais elevados, tanto de permeabilidade quanto porosidade. Pode-se supor por estes resultados, complementados pelas observações macropetrográficas, que as rochas básicas decompostas foliadas apresentem comportamento semelhante ao de rochas ígneas e metamórficas fraturadas.

O quartzito Moeda está representado por somente uma amostra e os resultados assinalam característica de rocha pouco fraturada. Todavia, são relatadas transmissividades de até 600 m<sup>2</sup>/dia (BERTACHINI, 1994).

Os materiais de cobertura terciária e terciário-quadernária não foram abrangidos pela amostragem, mas os dados existentes revelam a grande heterogeneidade litológica e a especial importância atribuída às cangas e rolados de hematita para a recarga dos aquíferos sotopostos. Vale comentar que os dados de condutividade hidráulica apresentados por Rubio (1995 e 1996, apud LAZARIM, 1999) e Lazarim (1999) correspondem a estimativas e não a valores medidos.

Tratando-se especificamente da densidade, não foi encontrada relação direta desse parâmetro com porosidade, ao contrário do que foi observado por Vilela (2001) para o minério hematítico da mina do Tamanduá.

## **5.2.4 Caracterização das Coberturas Detríticas e dos Solos**

### **5.2.4.1 Introdução**

Os solos foram alvos de investigações voltadas para a aquisição de dados que pudessem subsidiar a estimativa da recarga e a compreensão do regime hidrológico na área. A principal finalidade dos estudos desenvolvidos foi conhecer algumas das características dos solos que influenciam no processo de infiltração.

A capacidade de infiltração do solo é uma propriedade indicativa da intensidade máxima de água que o solo é capaz de absorver, em determinado período de tempo. Apresenta um valor elevado no início do processo que se reduz gradualmente até atingir um valor constante, quando o solo torna-se saturado. Esse valor constante é conhecido como VIB - velocidade de infiltração básica (SALLES *et al.*, 1999 e ALVES SOBRINHO *et al.*, 2003). A condutividade hidráulica saturada associa-se à VIB e à permeabilidade intrínseca dos macroporos dos solos (OTTONI FILHO, 2003).

A infiltração de água no solo é influenciada pela textura, estrutura, tamanho e disposição do espaço poroso, constituição mineralógica, umidade inicial (para solos com argilas expansivas), atividade biológica, rugosidade superficial, declividade do terreno e manejo (SALLES *et al.*, 1999 e ALVES SOBRINHO *et al.*, 2003).

Os estudos compreenderam a execução de 97 (noventa e sete) testes de permeabilidade com o emprego do permeâmetro de Guelph e a realização, pelo laboratório do Centro Nacional de Pesquisa de Milho e Sorgo da EMBRAPA, de análises granulométricas, de densidade e pH para as amostras coletadas em cada ensaio. O mapeamento efetuado por Shinzato e Carvalho Filho (2005) orientou a localização e distribuição dos ensaios, buscando-se a representatividade das principais classes de solos e a sua distribuição ao longo da área de forma mais homogênea possível.

#### 5.2.4.2 Aspectos Teóricos Relacionados ao Permeâmetro de Guelph

O permeâmetro de Guelph funciona como um permeâmetro a carga constante e emprega o princípio de Mariotte. A análise da velocidade de infiltração básica em regime estacionário, a partir de um furo cilíndrico em um solo, pressupõe a atuação tridimensional das forças hidráulica, gravitacional e de capilaridade. A condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_{sat}$ ) é determinada a partir da seguinte equação (REYNOLDS e ELRICK, 1985):

$$Q = \left( \frac{2\pi H^2}{C} + \pi a^2 \right) K_{sat} + \left( \frac{2\pi H}{C} \right) \phi_m \quad (5.1)$$

Onde:

Q é a vazão necessária para manter a altura de água (H) constante em (cm<sup>3</sup>/min);

H é a altura de água no furo (cm);

a é o raio do furo (cm);

C é o coeficiente de forma que considera a textura do solo;

$\phi_m$  é o fluxo matricial (cm<sup>2</sup>/min) e equivale a  $K_{sat}/\alpha$ , onde  $\alpha$  corresponde o gradiente da curva  $\ln K_{sat}$  versus o potencial de pressão.

O valor de  $\alpha$  é estimado a partir das características de textura e estrutura do solo. O fator C é dependente, além da textura do solo, da altura da água (H) e do raio do furo (a), sendo calculado a partir de equações empíricas criadas por Zhang *et al.* (1988). A EQUAÇÃO 5.1 assume que o solo é homogêneo e possui extensão infinita. O fluxo ao redor do poço é afetado por camadas ou níveis impermeáveis, caso estes se situem a uma distância inferior a dez vezes a altura da água no furo (REYNOLDS e ZEBCHUK, 1996).

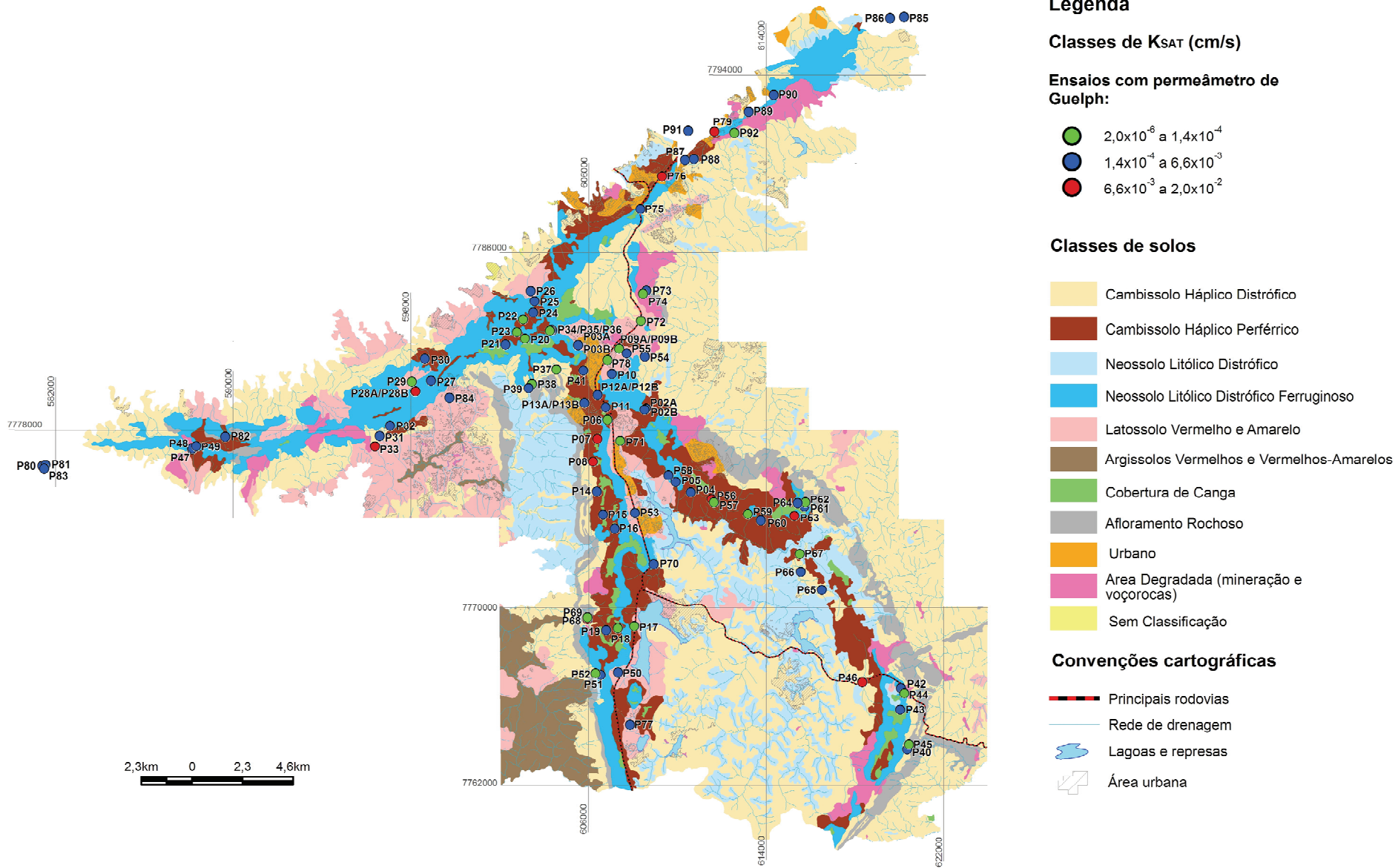
O método parte do princípio de que, a partir da aplicação de uma carga constante no furo aberto no solo, forma-se um bulbo saturado cujas dimensões dependem das características do solo, do raio do poço e da carga de água. No momento em que o formato desse bulbo se estabiliza, a taxa de infiltração alcança a estacionaridade, permitindo o cálculo da condutividade hidráulica saturada.

A estimativa de  $K_{sat}$  é feita a partir da execução de dois ensaios consecutivos, em um mesmo ponto, mas a cargas distintas (5 e 10 cm). O valor de  $K_{sat}$  é obtido a partir da subtração dos resultados dos dois ensaios aplicando-se fórmulas padronizadas para as especificações do permeâmetro (raio do furo, constantes dos reservatórios e cargas de pressão) derivadas da EQUAÇÃO 5.1.

#### 5.2.4.3 Resultados

A distribuição dos pontos de ensaio encontra-se apresentada no mapa de solos da FIG. 5.11 e os resultados de análises físicas e granulométricas, com os respectivos valores de condutividade hidráulica saturadas estão relacionados no APÊNDICE B.

A TAB. 5.6 apresenta os resultados estatísticos descritivos para a condutividade hidráulica saturada nas principais classes de solos. Observa-se que há uma grande diferença entre a média e a mediana para latossolos, cambissolos háplicos perférricos e neossolos litólicos. O coeficiente de variação é extremamente alto, indicando, com exceção das cangas, que o desvio padrão é superior à média. A assimetria mostra-se positiva para todos os casos, mais acentuada para os latossolos e cambissolos háplicos perférricos. Os valores de curtose apontam um achatamento da distribuição para o neossolos litólicos ferruginosos, latossolos e cambissolos háplicos perférricos e alongamento para cambissolos háplicos distróficos, neossolos litólicos e cangas.



**Figura 5.11** - Mapa de classes de solos com a localização dos ensaios de permeabilidade.

Fonte: Modificado de Shinzato e Carvalho Filho (2005).



**Tabela 5.6** - Estatística descritiva dos dados de condutividade hidráulica saturada para as classes de solos.

Condutividade Hidráulica Saturada (cm/s)						
Parâmetros Estatísticos	Neossolos Litólicos Ferruginosos	Latossolos e Latossolos Vermelhos Perfêrricos	Cambissolos Háplicos Perfêrricos	Cambissolos Háplicos Distróficos	Neossolos Litólicos	Cangas
Número de amostras*	29	11	27	9	6	9
Média	$3,2 \times 10^{-3}$	$1,7 \times 10^{-3}$	$2,9 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$1,3 \times 10^{-3}$	$3,9 \times 10^{-3}$
Mediana	$2,0 \times 10^{-3}$	$3,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$3,6 \times 10^{-4}$	$8,4 \times 10^{-4}$	$2,8 \times 10^{-3}$
Curtose	3,87	4,92	6,47	0,03	-2,36	0,98
Desvio Padrão	$3,5 \times 10^{-3}$	$2,7 \times 10^{-3}$	$4,9 \times 10^{-3}$	$8,0 \times 10^{-4}$	$1,4 \times 10^{-3}$	$2,6 \times 10^{-3}$
Coefficiente de Variação	110,87	169,82	169,60	131,21	105,21	67,27
Mínimo	$5,0 \times 10^{-6}$	$1,02 \times 10^{-5}$	$1,8 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-6}$	$8,3 \times 10^{-4}$
Máximo	$1,53 \times 10^{-2}$	$7,3 \times 10^{-3}$	$1,97 \times 10^{-2}$	$1,6 \times 10^{-3}$	$3,3 \times 10^{-3}$	$8,8 \times 10^{-3}$
Assimetria	1,86	2,20	2,50	1,11	0,44	1,02

\* Foram ao todo 97 ensaios em 91 localidades distintas (6 repetições). Cinco ensaios encontram-se fora da área de mapeamento de solos e um ensaio pertence à classe afloramento rochoso.

Esses resultados em conjunto, demonstram a alta variabilidade da condutividade hidráulica e corroboram os estudos de Warrick e Nielsen (1980, *apud* EGUCHI *et al.*, 2003) e Souza e Alves (2003) que concluem que os parâmetros indicativos de movimento da água no solo são os mais variáveis, principalmente, a profundidades reduzidas.

A expressiva dispersão dos valores de  $K_{sat}$  deve ser também atribuída, além da heterogeneidade intrínseca dos solos, aos seguintes fatores: i) ensaio e amostragem feitos para subclasses distintas de solo, dentro de uma mesma classe; ii) diferentes horizontes pedológicos de ensaio e amostragem; iii) a elevada distância entre os ensaios, superiores a 1 km, aumentando a influência das variações litológicas do substrato rochoso nas características dos solos; e iii) a escala regional de mapeamento de solos que impede a identificação de especificidades locais.

Em vista desses resultados procurou-se adotar outras técnicas estatísticas que permitissem compreender melhor a relação da condutividade hidráulica e as características dos solos da região.

Primeiramente, foi feita uma análise da variabilidade e da dependência espacial de  $K_{sat}$  com o uso de ferramentas da geoestatística, não sendo possível estabelecer, a partir dos semivariogramas construídos, o grau e o alcance dessa dependência. Esse resultado negativo está, provavelmente, relacionado à grande distância entre os ensaios (acima de 1 km)

visto que, de acordo com os trabalhos de Cichota *et al.* (2003) e Eguchi *et al.*(2003), os alcances de dependência espacial para  $K_{sat}$ , obtidos em argissolo vermelho e solo hidromórfico, encontram-se entre três e quatro metros. Valores mais elevados de alcance foram encontrados por Bufon (2005) para a capacidade de armazenamento em latossolos (128 m), mas ainda assim muito inferiores à densidade de amostragem e ensaio.

De posse das análises granulométricas e dos resultados  $K_{sat}$  buscou-se, então, verificar a relação entre a textura dos solos e a condutividade hidráulica com adoção de técnicas de correlação e regressão. Inicialmente foi efetuada a determinação da correlação simples para os parâmetros cascalho, areia grossa, areia fina, argila, silte e  $K_{sat}$  e avaliada a significância dos coeficientes de correlação ao nível de confiança de 95% (Tabela 5.7).

A análise da TAB. 5.7 mostra que há correlações significativas positivas de  $K_{sat}$  com as frações areia e negativas com as frações argila e silte. Restringindo-se apenas aos elementos de granulometria, verifica-se a correlação positiva entre cascalho e areia grossa e correlações negativas entre areia fina e argila e entre silte e as demais frações.

**Tabela 5.7** - Matriz de correlação para as frações granulométricas dos solos e a condutividade hidráulica saturada (coeficiente de correlação de Pearson)

	Cascalho	Areia grossa	Areia Fina	Argila	Silte	Ksat
Cascalho	1,00					
Areia grossa	0,47	1,00				
Areia Fina	0,02	-0,08	1,00			
Argila	0,04	0,13	-0,35	1,00		
Silte	-0,35	-0,68	-0,50	-0,35	1,00	
Ksat	0,06	0,34	0,29	-0,22	-0,33	1,00

Valores em vermelho indicam que a correlação é significativa ao nível de confiança de 95%.

Os resultados, de certa forma esperados, revelaram que a condutividade hidráulica é uma variável dependente da granulometria dos solos. Isto posto, procurou-se estabelecer um modelo matemático que expressasse a contribuição das frações granulométricas no valor de  $K_{sat}$  utilizando-se da técnica de regressão linear múltipla com o auxílio do programa STATISTICA 5.0. Foi adotada a regressão *stepwise (backward e forward)* por ser a estratégia mais adequada a estudos exploratórios quando a hipótese de relacionamento entre as variáveis não permite estabelecer afirmações consistentes sobre a magnitude ou direção desses relacionamentos, ou seja, não se dispõe previamente de um modelo teórico (STATSOFT, 2007). Informações detalhadas a respeito da técnica de regressão múltipla encontram-se no APÊNDICE C.

Os resultados apresentados para as regressões *forward* e *backward* mostraram-se bastante distintos quanto às variáveis consideradas. No primeiro caso, areia fina e areia grossa foram incluídas no modelo e no segundo, argila e silte, refletindo, respectivamente, a assimilação das variáveis positiva e negativamente correlacionadas com a condutividade hidráulica.

As TAB. 5.8 e 5.9 apresentam os resultados obtidos para os dois modelos. Verifica-se que apesar dos valores de  $\beta$  (beta) serem significativos a um nível de confiança de 95%, sugerindo a contribuição expressiva das variáveis na explicação de Ksat, o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é baixo. O teste de normalidade de Shapiro Wilk (com nível de confiança de 95%) para os resíduos padronizados revelou que estes seguem uma distribuição normal e, portanto a premissa básica dos modelos foi respeitada.

**Tabela 5.8 - Modelos de regressão obtidos e parâmetros estatísticos.**

Modelo	Variáveis Incluídas* <sup>1</sup>	Variáveis Removidas	Método	R	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> ajustado	F* <sup>4</sup>	Sig. (p)* <sup>5</sup>
1	Areia Fina e Areia Grossa	Silte, Argila e Cascalho	<i>Stepwise Forward</i> * <sup>2</sup>	0,52	0,27	0,23	8,05	0,00001
2	Silte e Argila	Areia Fina, Areia Grossa e Cascalho	<i>Stepwise Backward</i> * <sup>3</sup>	0,45	0,20	0,18	11,55	0,00003

\*1- a variável dependente corresponde à condutividade hidráulica saturada; \*2- a equação começa vazia e cada preditor (variável) entra um por um, até que os melhores sejam identificados; \*3- todos os preditores são incluídos na equação e retirados um a um, até que os melhores sejam identificados; \*4- Valor estatístico do teste F realizado para testar a significância do modelo ao nível de confiança de 95%; \*5- Os valores de p (p-value) são inferiores a  $\alpha$  (0,05), contrariando a hipótese nula e sugerindo que o modelo ajustado é significativo.

**Tabela 5.9 - Coeficientes dos modelos de regressão.**

Modelo	Elementos* <sup>1</sup>	Coeficiente não padronizado		Coeficiente Padronizado	t* <sup>4</sup>	Sig. (p)* <sup>5</sup>	Teste normalidade resíduos Shapiro Wilk	
		B * <sup>2</sup>	Erro Padrão	Beta* <sup>3</sup>			W* <sup>6</sup>	Sig. (p)* <sup>7</sup>
1	Constante	-0,0068	0,0029		-2,36	0,02	0,9821	0,25
	Areia Grossa	0,00018	4,375E-05	0,71	4,09	9,27E-05		
	Areia Fina	0,00012	3,264E-05	0,52	3,76	0,0003		
2	Constante	0,0063	0,0009302		6,82	1,00E-09	0,9742	0,08
	Argila	-0,000118	3,127E-05	-0,31	-3,48	0,0007		
	Silte	-6,84E-05	1,613E-05	-0,40	-4,24	5,33E-05		

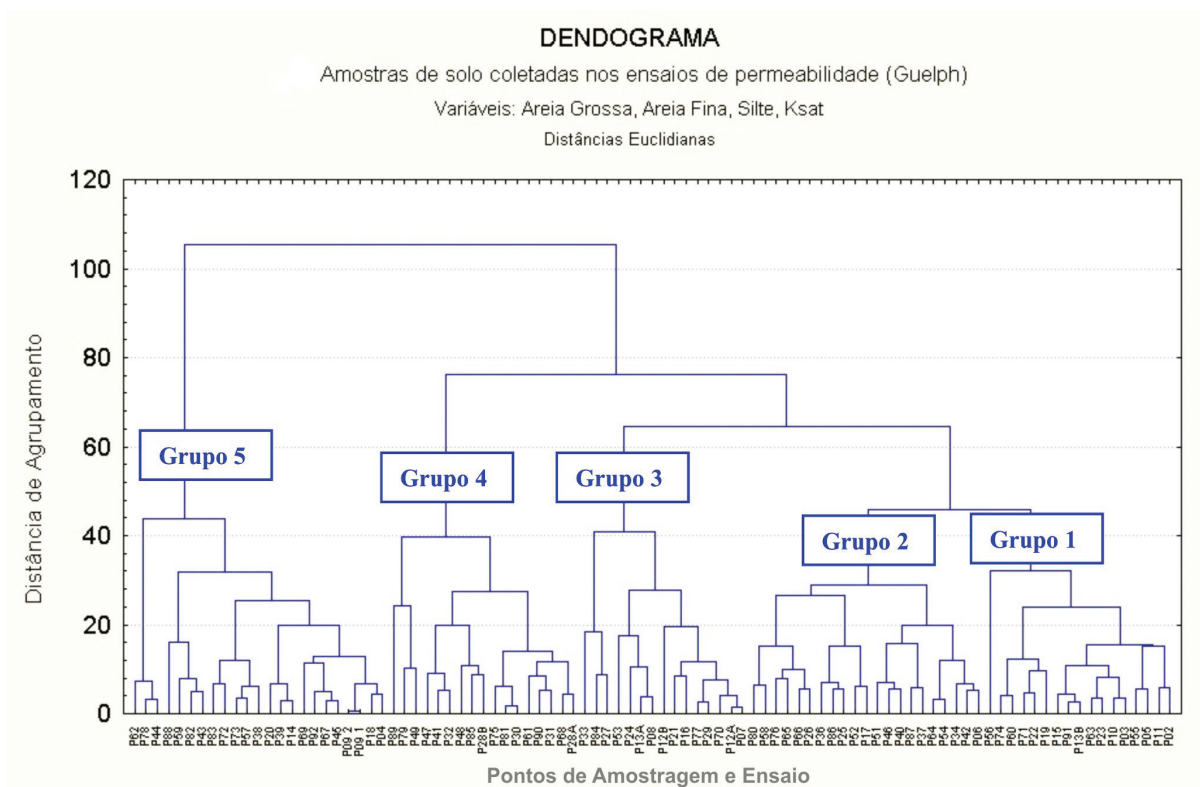
\*1- a variável dependente é a condutividade hidráulica saturada; \*2- coeficiente parcial de regressão; corresponde à contribuição de cada variável independente para explicação da condutividade hidráulica; \*3- Indica quanto a variável dependente modifica-se quando Ksat cresce de um desvio padrão e todas as demais variáveis dependentes são mantidas constantes. Aponta a importância exclusiva da variável no modelo; \*4- Teste *t* realizado para testar a significância dos coeficientes parciais de regressão ao nível de confiança de 95%; \*5- Os valores de p (p-value) são menores que  $\alpha$  (0,05) e, portanto os coeficientes são significativos; \*6- Valor da estatística de teste de Shapiro Wilk para testar a normalidade dos resíduos; \*7- Os valores de p (p-value) são maiores que  $\alpha$  (0,05) o que leva a não rejeição da hipótese nula e admite-se a normalidade dos erros aleatórios.

O reduzido valor de coeficiente de determinação pode ser um indicativo de que outros fatores devem também contribuir para a condutividade hidráulica tais como a estrutura do solo e o tamanho e disposição do espaço poroso. Todavia, deve-se mencionar o trabalho de Rawls *et al.* (1982) onde os autores fazem a estimativa de  $K_{sat}$  exclusivamente a partir da textura do solo, não tendo sido encontrados resultados satisfatórios quando adotados os parâmetros de porosidade total, conteúdo residual da água e índice de distribuição do tamanho dos poros (equação de Brooks e Corey).

Considerando a correlação entre a condutividade hidráulica e a granulometria dos solos, ainda que a explicação das variáveis para  $K_{sat}$  tenha sido pequena, foi utilizada a técnica estatística de *clusters* (ou agrupamentos) para a identificação de grupos de solos relativamente homogêneos com base na semelhança de suas características granulométricas e de valores de  $K_{sat}$ . A análise de cluster é uma técnica que, ao contrário da regressão, examina a relação de interdependência entre o conjunto de variáveis. Os aglomerados constituídos devem apresentar tanto uma homogeneidade interna (dentro de cada aglomerado) quanto uma significativa heterogeneidade externa (entre os aglomerados). A distância euclidiana é a unidade de similaridade entre os objetos, quanto menor o seu valor maior a semelhança, e corresponde à raiz quadrada da soma dos quadrados das diferenças de valores para cada variável. Descrição detalhada da análise de agrupamento encontra-se apresentada no APÊNDICE C.

Para avaliação da normalidade das variáveis, premissa do método, foi necessário aplicar a técnica de transformação logarítmica dos dados. O teste de normalidade Shapiro-Wilk demonstrou que todas as variáveis, com exceção da argila, mostram distribuição log-normal. Desta forma foram utilizadas, primeiramente, para aplicação da análise de agrupamento, as variáveis areia fina, areia grossa, silte, cascalho e  $K_{sat}$ . O resultado obtido não permitiu a separação clara dos aglomerados, portanto a fração cascalho foi retirada do conjunto de variáveis devido à sua fraca contribuição para  $K_{sat}$  e a correlação significativa com a fração areia grossa.

A análise foi realizada em duas etapas. Na primeira etapa, determinou-se o número de *clusters* individualizados no gráfico dendograma, gerado a partir do método hierárquico de análise. Na segunda etapa, foi aplicado o método k-médias (não hierárquico), para formação dos clusters. Observa-se no dendograma da FIG.5.12 a separação de cinco aglomerados cuja composição encontra-se relacionada na TAB. 5.10.



**Figura 5.12** - Dendograma obtido na análise de agrupamento para os pontos com ensaios de permeabilidade e análise granulométrica. Variáveis usadas para análise: Areia fina, areia grossa, silte e Ksat.

**Tabela 5.10** - Componentes dos aglomerados definidos pela análise de agrupamento.

Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	Grupo 5
P02	P06	P07	P28A	P04
P03	P17	P08	P28B	P09A
P05	P25	P12A	P30	P09B
P10	P26	P12B	P31	P14
P11	P34	P13A	P32	P18
P13B	P36	P16	P41	P20
P15	P37	P21	P47	P38
P19	P40	P24	P48	P39
P22	P42	P27	P49	P43
P23	P46	P29	P61	P44
P55	P51	P33	P68	P45
P56	P52	P53	P75	P57
P60	P54	P70	P79	P59
P63	P58	P77	P81	P62
P71	P64	P84	P85	P67
P74	P65		P89	P69
P91	P66		P90	P72
	P76			P73
	P80			P78
	P86			P82
	P87			P83
				P88
				P92

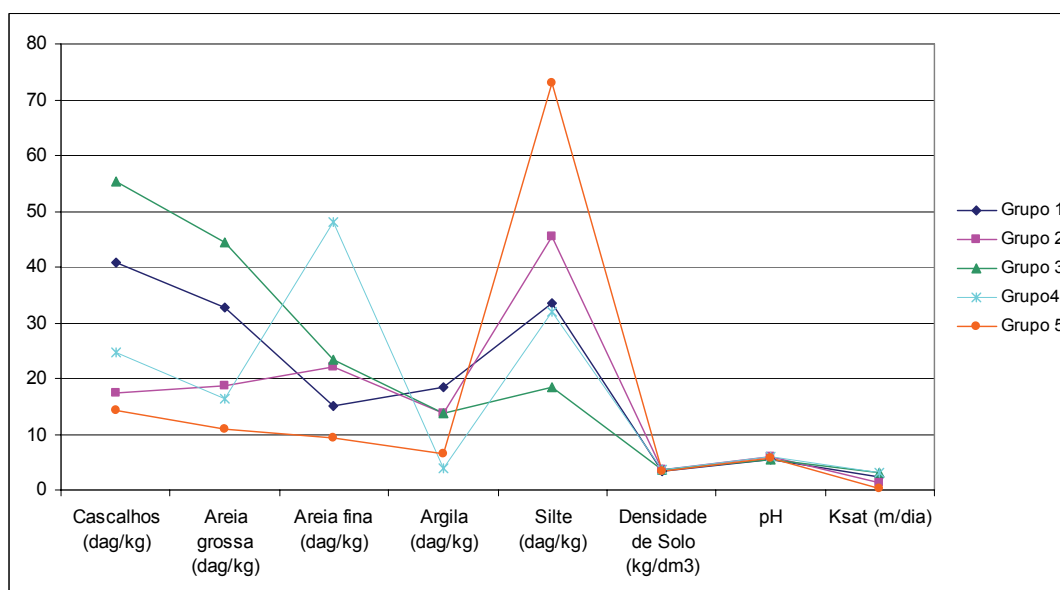
Visando conhecer as características que definiram a discriminação de cada grupo foi efetuada a média de todas as variáveis usadas para análise e também daquelas não adotadas ou excluídas no processo (Tabela 5.11). O exame da TAB. 5.11 e da FIG.5.13 revela que há uma grande distinção dos grupos em termos das frações granulométricas. As médias para a densidade de partículas e o pH não possuem diferenciação clara provavelmente em decorrência do baixo espectro de variação no conjunto amostral. Quanto à condutividade hidráulica saturada, verifica-se uma notável separação entre os grupos 4 e 5. Os demais grupos mostram valores médios intermediários a esses dois extremos, havendo semelhança entre os aglomerados 3 e 4.

Visto que a separação entre os aglomerados foi influenciada principalmente pelos aspectos granulométricos, procurou-se estabelecer a classificação textural dos grupos por meio do diagrama ternário de Lemos e Santos (1984; *apud* MEDRADO SILVA *et al.*, 2004).

**Tabela 5.11** - Média das frações granulométricas e dos parâmetros físicos e hidráulico para os grupos definidos na análise de *cluster*.

Aglomerado	Nº de amostras	Variáveis usadas na análise de <i>cluster</i>				Cascalhos (dag/kg)*	Argila (dag/kg)*	Densidade de Partículas do solo (kg/dm <sup>3</sup> )	pH
		Areia grossa (dag/kg)*	Areia fina (dag/kg)*	Silte (dag/kg)*	K <sub>sat</sub> (m/dia)				
1	17	33	15	34	2,46	41	18	3,48	5,5
2	21	19	22	45	1,41	17	14	3,60	5,9
3	15	44	23	19	3,00	55	14	3,65	5,4
4	17	16	48	32	3,17	25	4	3,64	6,0
5	23	11	9	73	0,23	14	7	3,28	5,8

\* decagrama por kilograma.



**Figura 5.13** - Diagrama das médias das características dos grupos definidos na análise de *cluster*.

A FIG. 5.14 evidencia a distinção textural dos aglomerados que podem ser assim caracterizados:

Grupo 1: Reúne solos de texturas predominantes franco-arenosas ou francas com pequena proporção de amostras franco-argilosas ou argilosas.

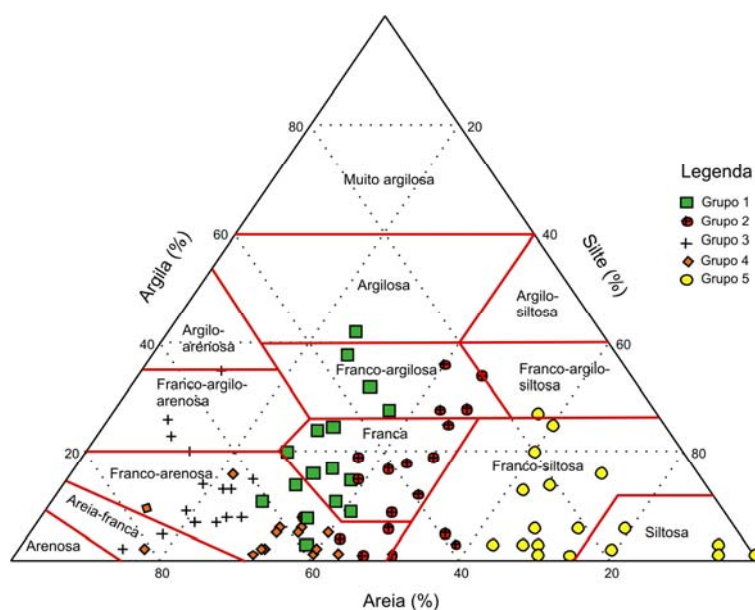
Grupo 2: Assemelha-se ao grupo 1 em termos texturais, entretanto mostra uma maior proporção em silte. Fazendo-se uma análise conjunta com a FIG.5.13 verifica-se que esses dois grupos também se diferenciam quanto às proporções de areia grossa e areia fina.

Grupo 3: Abrange solos de texturas franco-arenosas e de forma subordinada, areias-francas e franco-argilo-arenosas. São compostos principalmente por areias com proporções relativamente baixas de silte e argila.

Grupo 4: Compreende solos de texturas exclusivamente franco-arenosas e, de modo geral, com proporção muito baixa em argila.

Grupo 5: Inclui solos de textura siltosa ou franco-siltosa.

A despeito de não haver uma grande distinção de valores de  $K_{sat}$  para os aglomerados, percebe-se a relação dos valores com a granulometria. Em termos das frações mais finas, nota-se que as influências do silte e da argila parecem ser análogas tendo em vista a semelhança dos valores de  $K_{sat}$  entre os grupos 3 e 4.



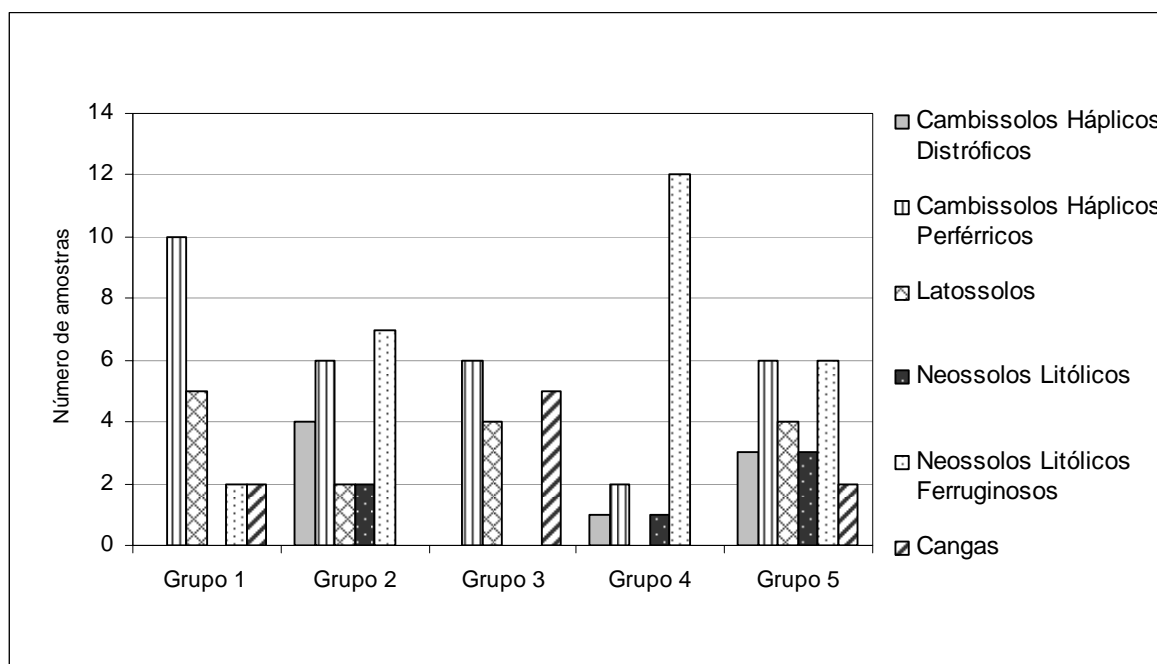
**Figura 5.14** - Classificação textural das amostras de solo discriminadas pelos grupos definidos na análise de cluster.

Fonte: Lemos e Santos (1984; *apud* Medrado Silva *et al.*, 2004).

De posse desses dados, procedeu-se à investigação da ocorrência de classes específicas de solos em cada um dos grupos identificados na análise de agrupamentos. Para tanto, foi elaborado um diagrama de freqüência das principais classes de solos para cada aglomerado (Figura 5.15). Observa-se que os grupos incluem quase todas as classes não havendo uma tendência nítida de predomínio. Esse resultado deve-se, provavelmente, aos seguintes fatores:

- i) o método de classificação de solos abrange vários outros aspectos, além da textura;
- ii) a amostragem foi feita em horizontes distintos dentro de uma mesma classe;
- iii) particularidades locais não são identificadas na escala de mapeamento disponível (1:50.000).

Passou-se, então, à avaliação da influência do substrato rochoso nos atributos determinados para os solos (textura, densidade de partículas, pH e condutividade hidráulica saturada).



**Figura 5.15** - Diagrama de freqüência de ocorrência das classes de solos nos aglomerados.

#### *A influência da constituição geológica nas características e atributos dos solos*

Visando avaliar o papel da constituição geológica nas características dos solos, foi efetuada a classificação das amostras em rochas intemperizadas, solos propriamente ditos (horizontes A e/ou B) e cangas. Em seguida, promoveu-se a associação dessas amostras, separadas nos cinco aglomerados da análise de *cluster*, com a unidade geológica do substrato. O resultado pode ser visualizado na TAB. 5.12 cuja análise, em conjunto com os atributos físicos dos solos (Tabela 5.11 e Figura 5.15), permite tecer as seguintes considerações:



**Tabela 5.12** - Classificação das amostras incluídas em cada grupo por tipo de material e domínio geológico do substrato.

Grupos	Litologia	Domínios Geológicos				
		Formação Cauê	Formação Gandarela	Formação Batatal	Formação Moeda	Complexo Bonfim
Grupo 1	Canga	2				
	Solo de textura cascalhenta	6	5			
	Itabirito decomposto/ Hematita Friável	2				
	Ocre	1				
Grupo 2	Canga					
	Solo de textura média a cascalhenta	4	1			
	Itabirito decomposto/ Hematita Friável	6				
	Ocre	1	2			
	Dolomito intemperizado		5			
Grupo 3	Filito intemperizado			2		
	Canga	4				
	Solo de textura média a cascalhenta	6	2		1	1
	Itabirito decomposto/ Hematita Friável	1				
Grupo 4	Filito intemperizado					
	Canga					
	Solo de textura média a cascalhenta	1	1			
	Solo de textura média ou fina			1		
Grupo 5	Itabirito decomposto/ Hematita Friável	11				
	Itabirito dolomítico intemperizado		3			
	Canga	2				
	Solo de textura média a argilosa	2	3	1		
	Itabirito dolomítico intemperizado	2	2			
Grupo 5	Filito intemperizado			10		

Grupo 1. Composto por amostras com elevada proporção em cascalhos, areias (grossa e fina) e silte, de baixa densidade de partículas e  $K_{sat}$  média a alta. O substrato predominante é a Formação Cauê. Entretanto, sobressaem os solos de textura média a cascalhenta e, de forma subordinada, as cangas. Mesmo quando o substrato é a Formação Gandarela, preponderam os solos com fragmentos.

Grupo 2. Compreende amostras com elevada proporção em silte, quantidades médias de areia e argila e valores reduzidos de cascalho, além de pH elevado, densidade média de partículas e  $K_{sat}$  baixa a média. A Formação Cauê representa o substrato dominante, seguida pela Formação Gandarela. As amostras correspondem, principalmente, a itabiritos siltosos intemperizados (eventualmente situados junto ao contato com a Formação Batatal), itabiritos dolomíticos intemperizados e ocre.

Grupo 3. Caracteriza-se por altos valores em cascalho e areia grossa, densidade de partículas elevada, alta  $K_{sat}$  e baixo pH. É formado principalmente por cangas e solos ferruginosos de textura cascalhenta ou areia grossa, tendo como principal substrato a Formação Cauê e, subordinadamente, a Formação Gandarela.

Grupo 4. Destaca-se por proporções altas em areia, média em silte e muito baixa em argila, bem como por valores elevados de densidade de partículas, pH e  $K_{sat}$ . Constitui-se, principalmente, de itabiritos decompostos e hematitas friáveis e, em menor proporção, de itabiritos dolomíticos intemperizados. A Formação Cauê é o substrato dominante.

Grupo 5. É o único grupo que não tem a Formação Cauê como principal substrato, mas a Formação Batatal. É marcado pela proporção muito elevada em silte e por exibir baixas densidades de partículas e condutividade hidráulica. Constitui-se, predominantemente, de filitos intemperizados seguidos por solos de textura silto-argilosa e de itabiritos dolomíticos decompostos.

Verifica-se pelas características peculiares de cada grupo que, de modo geral, o substrato exerce grande influência nos atributos dos solos, mesmo nos casos onde predominam cangas e materiais de textura muito cascalhenta. Entretanto, o grupo 1 parece constituir uma exceção, pois a despeito de estar no domínio da Formação Cauê, suas amostras exibem densidade de partículas relativamente baixas. É possível que esse grupo seja constituído, ao menos em parte, por materiais transportados como, por exemplo, colúvios e depósitos de tálus ou por sedimentos flúvio-lacustres cenozóicos.

Na tentativa de detalhar melhor o papel da constituição geológica nas características dos solos, foram realizadas avaliações em separado para os parâmetros pH e densidade de partículas. As TAB. 5.13 e 5.14 mostram a discriminação das amostras por unidade geológica do substrato e por classes dos respectivos parâmetros.

**Tabela 5.13** - Distribuição dos valores de pH dos solos (reunidos em classes) nas unidades geológicas.

Substrato	Tipos de solos	Classes de pH/Freqüência						
		<4,8	4,8<x<5,4	5,4<x<6,0	6,0<x<6,6	6,6<x<7,2	7,2<x<7,8	>7,8
Fm. Cauê	Saprolito de Itabirito e Minério friável	3	4	10	4	1		
	Ocre			2				
	Canga	1		5	1			
	Solo de textura média a cascalhenta	4	5	6	5			
	Argissolo	1						
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Cauê		<b>17,31%</b>	<b>17,31%</b>	<b>44,23%</b>	<b>19,23%</b>	<b>1,92%</b>		
Fm. Gandarela	Saprolito de Dolomito/Itabirito dolomítico			2	3	2	1	1
	Ocre					2		
	Canga				1			
	Solo de textura média cascalhenta ou média argilosa		4	2	2			1
	Argissolo							2
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Gandarela			<b>17,39%</b>	<b>17,39%</b>	<b>26,09%</b>	<b>17,39%</b>	<b>4,35%</b>	<b>17,39%</b>
Fm. Batatal	Saprolito de filito		5	2	1	3	1	
	Solo de textura média argilosa ou argilosa		1	1				
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Batatal			<b>42,86%</b>	<b>21,43%</b>	<b>7,14%</b>	<b>21,43%</b>	<b>7,14%</b>	
Outros*	Solo de textura média cascalhenta, média argilosa ou argilosa e saprolito		3	1				
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio das demais unidades			<b>75,0%</b>	<b>25,0%</b>				

\*Formações Moeda e Cercadinho, Complexo Bonfim e dique básico.

A análise da TAB. 5.13 permite extrair as seguintes observações: i) os solos e saprolitos mais ácidos (pH<4,8) estão associados, exclusivamente, ao domínio da Formação Cauê; ii) a Formação Cauê é caracterizada por solos predominantemente ácidos, com pH abaixo de 6,0; iii) para intervalos de pH acima de 7,2, praticamente todas as amostras relacionam-se à Formação Gandarela; iv) amostras no domínio da Formação Gandarela possuem, de modo geral, pH acima de 6,0 e; v) os solos e saprolitos da Formação Batatal apresentam predominância de termos mais ácidos, ou seja, com pH abaixo de 6,0.

Os pontos que sobressaem do exame da TAB. 5.14 são: i) as amostras no domínio da Formação Cauê mostram, comumente, densidades acima de 3,22 kg/dm<sup>3</sup>; ii) a Formação Gandarela caracteriza-se por valores abaixo de 3,92 kg/dm<sup>3</sup>, com cerca de um terço das amostras no intervalo de menor densidade (<2,87 kg/dm<sup>3</sup>); iii) amostras associadas ao

domínio da Formação Batatal exibem, de modo geral, densidades inferiores a 3,22 kg/dm<sup>3</sup>; iv) valores acima de 3,92 kg/dm<sup>3</sup> encontram-se relacionados, essencialmente, ao domínio da Formação Cauê.

A ocorrência de número significativo de amostras com valores muito baixos de densidade, no domínio das Formações Gandarela e Cauê, corrobora a observação feita anteriormente quanto à presença de solos transportados e de sedimentos cenozóicos na área de estudo.

**Tabela 5.14** - Distribuição dos valores de densidade dos solos (reunidos em classes) nas unidades geológicas.

Substrato	Tipos de solos	Classes de densidade (kg/dm <sup>3</sup> )/Frequência						
		<2,87	2,87<x<3,22	3,22<x<3,57	3,57<x<3,92	3,92<x<4,27	4,27<x<4,62	>4,62
Fm. Cauê	Saprolito de Itabirito e Minério friável	1	3 <sup>*1</sup>	3	7	2	4	2
	Ocre	1		1	2			
	Canga	1	1	3	1	1	1	
	Solo de textura média a cascalhenta	2	2	3	6	4	1	
	Argissolo			1				
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Cauê		<b>9,4%</b>	<b>11,3%</b>	<b>20,8%</b>	<b>30,2%</b>	<b>13,2%</b>	<b>11,3%</b>	<b>3,8%</b>
Fm. Gandarela	Saprolito de Dolomito/Itabirito dolomítico	2		1	3	1	1	1
	Ocre							
	Canga			1				
	Solo de textura média cascalhenta ou média argilosa	3	2	3	2			
	Argissolo	2						
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Gandarela		<b>31,8%</b>	<b>9,1%</b>	<b>22,7%</b>	<b>22,7%</b>	<b>4,5%</b>	<b>4,5%</b>	<b>4,5%</b>
Fm. Batatal	Saprolito de filito	3	1	2	1	1	1	
	Solo de textura média argilosa ou argilosa	1	4					
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio da Fm. Batatal		<b>28,6%</b>	<b>35,7%</b>	<b>14,3%</b>	<b>7,1%</b>	<b>7,1%</b>	<b>7,1%</b>	
Outros* <sup>2</sup>	Solo de textura média cascalhenta, média argilosa ou argilosa e saprolito	1			2	1		
Percentagem do Total de amostras classificadas no domínio das demais unidades		<b>25,0%</b>			<b>50,0%</b>	<b>25,0%</b>		

\*<sup>1</sup> - Itabiritos quartzosos; \*<sup>2</sup> - Formações Moeda, Cercadinho, Complexo Bonfim e dique básico.

#### 5.2.4.4 Discussão dos Resultados

Os procedimentos estatísticos efetuados para compreensão da variabilidade das características físicas do solo e sua relação com a condutividade hidráulica, bem como os fatores que, de certa forma, condicionam essa variação permitiram delinear um quadro de tendência para a área de estudo.

Verificou-se expressiva dispersão dos atributos físicos dentro de uma mesma classe de solos que foi atribuída, afora a heterogeneidade inerente dos solos, à escala regional de mapeamento, aos critérios de classificação dos solos e à amostragem em horizontes pedológicos distintos.

A adoção de técnicas estatísticas de correlação e regressão múltipla demonstrou haver uma relação significativa, porém não muito elevada devido à influência de outros fatores não considerados (porosidade e estrutura), entre a condutividade hidráulica saturada e a composição granulométrica dos solos. As frações areia grossa e areia fina contribuem positivamente para os valores de  $K_{sat}$ , enquanto silte e argila apresentam comportamento inverso.

A reunião das amostras em grupos com características granulométricas e de condutividade hidráulica semelhantes, por meio da técnica estatística de análise de agrupamentos, possibilitou a realização de investigações mais sistemáticas quanto às variedades texturais dos solos na região e os fatores que as condicionam. A análise das médias das frações granulométricas e a classificação textural para os cinco grupos definidos revelaram que as amostras exibem, de modo geral, proporções médias a baixas de argila e o que as diferencia são as quantidades dos constituintes silte e areia.

Não se encontrou um predomínio de determinadas classes de solo nos grupos texturais. Entretanto, a avaliação feita para os domínios geológicos apontou uma nítida influência do substrato nas características dos solos.

Amostras no domínio das Formações Cauê e Gandarela distinguem-se texturalmente quanto ao tipo de material, se saprolitos ou solos de textura média a cascalhenta. As rochas intemperizadas agrupam-se em dois conjuntos distintos, dependendo do tipo de litologia que lhes deu origem. Itabiritos com níveis pelíticos e itabiritos dolomíticos decompostos mostram maior quantidade em silte, enquanto que itabiritos silicosos e hematitas friáveis maiores proporções em areia. Os solos nitidamente relacionados ao substrato ferruginoso, em virtude da elevada densidade das partículas, compõem-se principalmente de cascalho e areia grossa. As maiores condutividades hidráulicas são verificadas para os solos contendo muitos fragmentos, em especial cangas, saprolitos de itabiritos silicosos e hematitas friáveis.

As amostras associadas à Formação Batatal, tanto saprolitos quanto solos, reúnem-se em um grupo específico marcado pelos valores bastante elevados em silte o que implica em taxas reduzidas de condutividade hidráulica.

A densidade das partículas e o pH dos solos também se relacionam ao substrato. Solos mais ácidos são encontrados nos domínios das Formações Cauê e Batatal ( $\text{pH} < 6,0$ ), enquanto que solos com pH acima de 6,0 (seis) vinculam-se à Formação Gandarela. Quanto à densidade das partículas, verificam-se valores mais elevados ( $> 3,92 \text{ kg/dm}^3$ ) para amostras provenientes das áreas de ocorrência da unidade ferruginosa. A Formação Gandarela exhibe densidades médias a baixas ( $< 3,92 \text{ kg/dm}^3$ ) e a Formação Batatal valores predominantemente baixos ( $< 3,22 \text{ kg/dm}^3$ ).

A identificação de algumas amostras com densidade muito baixa de partículas para os domínios da Formação Gandarela e Cauê indica a existência de solos cuja origem não está diretamente ligada ao substrato. São solos transportados, colúvios ou depósitos de talus, ou sedimentos flúvio-lacustres cenozóicos de ocorrência conhecida na área de estudo.

Apesar dos resultados satisfatórios obtidos na análise das características dos solos, o emprego desses para a aplicação dos métodos de estimativa de recarga tornou-se um tanto problemático, dada a insuficiência de informações. Se por um lado ficou claro o papel da constituição do substrato nas características dos solos, por outro não se dispõe de um mapeamento de detalhe que discrimine as variações litológicas, os solos de natureza alóctone e sedimentos recentes e as áreas onde predominam os saprolitos (sem a cobertura de solo). Do mesmo modo, as grandes classes de solos delimitadas no mapa pedológico abrangem uma ampla variedade textural e distintos substratos.

Optou-se, então, por uma solução intermediária, utilizando-se do mapa de solos como base e promovendo-se algumas alterações para ajuste à influência do substrato rochoso. Esse procedimento mostrou-se aceitável, visto que os cambissolos e neossolos, predominantes na área, são solos pouco desenvolvidos com forte controle do material de origem sobre suas características. Adicionalmente, incorporou-se a presença dos latossolos que, ao contrário dos demais, são muito profundos, evoluídos e em avançado estágio de intemperização (SHINZATO e CARVALHO FILHO, 2005).

Embora reconhecendo que uma maior precisão na determinação das características físicas dos solos exigiria um número bem superior de amostras e ensaios e a realização de análises complementares tais como densidade, microporosidade e porosidade total, conforme recomendado por Sales *et al.* (1999), os resultados foram considerados adequados ao escopo da pesquisa.

## **6 CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA**

### **6.1 Introdução**

O regime de recarga e descarga de água subterrânea tem uma forte conexão com os demais componentes do ciclo hidrológico, influenciando diretamente a vazão dos cursos d'água. Assim sendo, a análise das vazões de uma bacia, ao longo do tempo, permite a obtenção de dados importantes quanto às características dos aquíferos e ao regime de fluxo e armazenamento subterrâneos.

As informações relativas à água subterrânea (recarga, reserva renovável, coeficiente de esgotamento) podem ser extraídas dos períodos de recessão das hidrógrafas de vazão por meio do método de separação das componentes, escoamento superficial e escoamento de base. A componente relacionada à descarga dos aquíferos é uma característica hidromórfica, ou seja, é uma função da topografia, do padrão de drenagem, dos solos, da geologia e da cobertura vegetal de uma bacia (FETTER, 1994).

Baseando-se nesses conceitos, foi feito o cálculo do coeficiente de recessão para 57 microbacias selecionadas na área. Os resultados foram avaliados, utilizando-se de técnicas estatísticas e de um sistema de informações geográficas, quanto aos aspectos geológicos, de declividade, de tipos de solos e de cobertura vegetal e uso da terra.

### **6.2 Características das Bacias**

Dentre o universo de quase uma centena de bacias com dados de monitoramento de vazões, fornecidos por minerações e pela Companhia de Saneamento de Minas Gerais ou obtidos junto ao órgão gestor estadual, 57 (cinquenta sete) foram selecionadas com base nos seguintes critérios: i) representatividade quanto à inserção em domínios geológicos de interesse; ii) série de monitoramento de, no mínimo, um ano hidrológico; iii) a existência de períodos sem hiatos significativos, ou seja, acima de 30 dias; e iv) pequena ou nenhuma intervenção antrópica ou a existência de períodos anteriores a essa alteração.

Para a análise foram ainda acrescentados os dados de monitoramento produzidos durante a pesquisa e resultantes da instalação e operação de cinco estações fluviométricas, com réguas linimétricas, e de medidas mensais com micromolinete em quatro pontos de medição. As principais informações relacionadas às bacias usadas no estudo encontram-se no APÊNDICE D.

Inicialmente, foram construídos diagramas combinados de vazões e precipitação para todas as bacias selecionadas. Esse procedimento permitiu que fossem identificados três tipos principais de acordo com o regime de fluxo e resposta aos eventos pluviométricos: bacias de regime permanente influenciado pelos episódios de chuva, bacias de regime intermitente e bacias de regime permanente pouco influenciado pela precipitação ou com grande defasagem entre os picos de chuva e vazão. O conhecimento prévio que se dispunha a respeito de algumas bacias possibilitou ainda a discriminação daquelas de regime misto que exibem variações de vazão associadas aos eventos de chuva, mas fluxos relativamente constantes nos períodos de estiagem.

A FIG. 6.1 apresenta a classificação das bacias conforme o regime fluviométrico com exemplos ilustrativos de hidrogramas característicos. A localização das bacias estudadas quanto aos domínios geológicos encontra-se no APÊNDICE E.

Em seguida, efetuou-se a estimativa do coeficiente de esgotamento ( $\alpha$ ) para todas as bacias utilizando-se do programa BASEFLOW (ARNOLD *et al.*, 1995) que adota técnica de filtragem digital de frequência de sinais para a separação das componentes do hidrograma: o escoamento de base é identificado como sinais de baixa frequência e o escoamento superficial como sinais de alta frequência. A constante de recessão ( $\alpha$ ) é calculada como a declividade da reta de declínio de vazão em uma escala semilogarítmica. O método compreende a combinação de retas individuais de recessão para obtenção de uma configuração média para o escoamento de base, processo conhecido como Curva de Recessão Principal (Master Recession Curve – MCR). Os resultados são apresentados no APÊNDICE D.

O coeficiente de esgotamento ou constante de recessão  $\alpha$  caracteriza a descarga dos aquíferos em regime não influenciado. É inversamente proporcional à extensão (dimensão linear) dos reservatórios subterrâneos e ao coeficiente de armazenamento (EQUAÇÃO 6.1).

$$\alpha = \frac{\pi^2 T}{4SL^2} \quad (6.1)$$

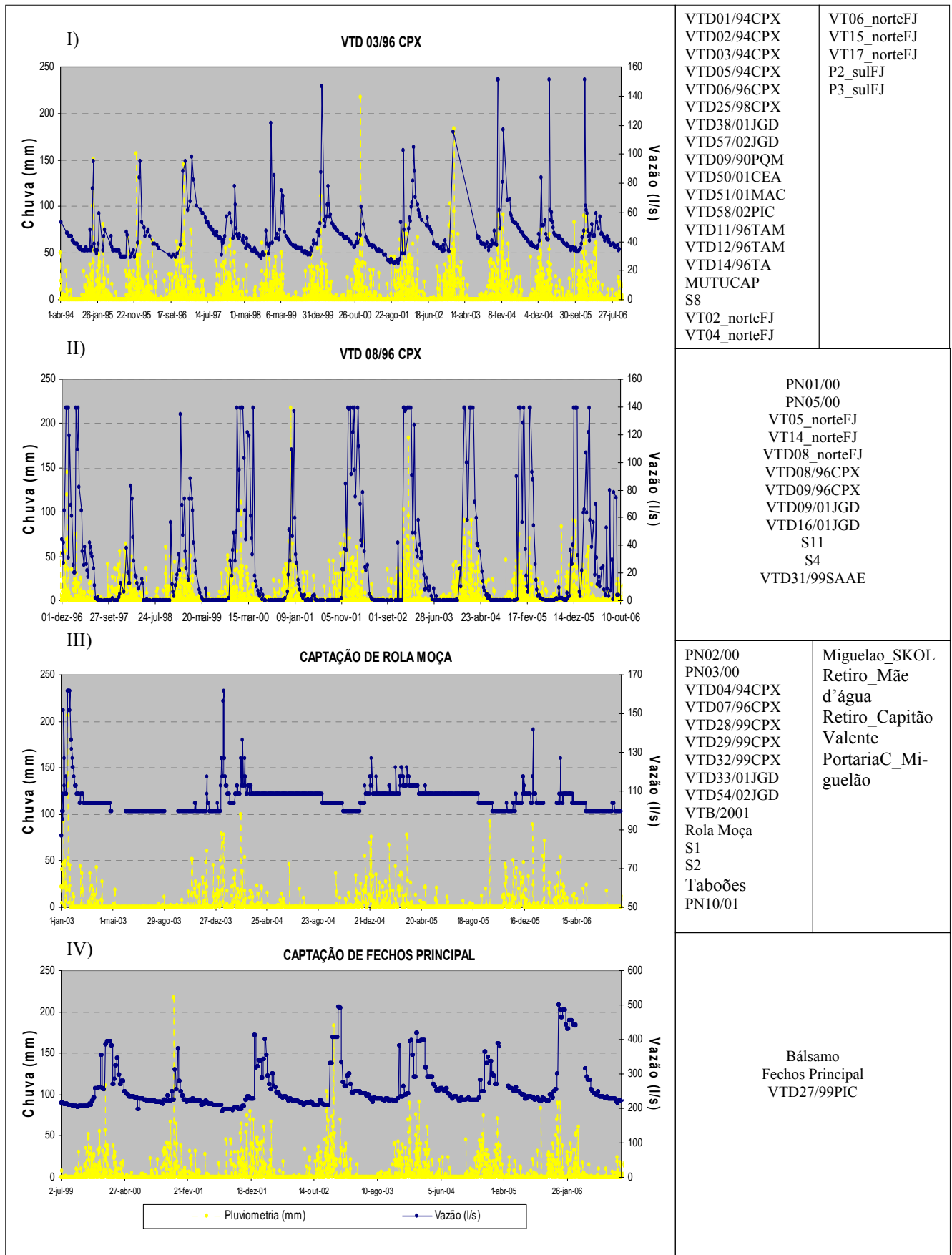
Onde:

T é a transmissividade;

S é o coeficiente de armazenamento;

L = é a extensão do aquífero.





**Figura 6.1** - Classificação das bacias conforme o regime fluviométrico. I) regime permanente influenciado por eventos de precipitação; II) regime intermitente; III) regime permanente pouco influenciado pela pluviosidade ou com grande defasagem entre picos de vazão e chuva; IV) regime misto marcado por variações de vazão decorrentes de eventos de chuva, mas com fluxos relativamente constantes nos períodos de estiagem.

A razão da transmissividade com o coeficiente de armazenamento corresponde à difusividade do aquífero. Portanto, o coeficiente de esgotamento aumenta com a difusividade e diminui com o quadrado da largura do aquífero (medida na direção perpendicular ao fluxo). Assim, quanto menor a difusividade e maior a extensão do aquífero, mais reduzido é o  $\alpha$  o que implica na permanência do escoamento de base durante todo o período de estiagem (PONCE, 1989). Deduz-se da EQUAÇÃO 6.1 que quanto maiores forem os parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais dos aquíferos, tanto menores serão os valores do coeficiente de esgotamento e mais elevada a capacidade de armazenamento subterrâneo.

A mediana do coeficiente de esgotamento ( $\alpha$ ) para os tipos principais de bacias evidencia a distinção entre os grupos como destacado pela análise da TAB. 6.1.

**Tabela 6.1** - Mediana do coeficiente de esgotamento para os tipos de bacias identificados.

	Tipos de bacias definidos a partir do regime fluviométrico			
	Tipo I	Tipo II	Tipo III	Tipo IV
Mediana de $\alpha$	0,0045	0,01	0,0012	0,0007

Visto que o valor do coeficiente de recessão é um parâmetro indicativo das propriedades dos aquíferos, em especial a transmissividade e o armazenamento, pode-se deduzir da TAB. 6.1 que as bacias do tipo II estão inseridas em terrenos pouco permeáveis e de baixa capacidade de armazenamento, enquanto que as bacias dos tipos III e IV sugerem o escoamento em meios fissurados ou porosos com elevada capacidade de armazenamento. As bacias do tipo I apontam uma situação intermediária entre os dois extremos, ou seja, materiais que dadas as suas características hidráulicas permitem a manutenção do escoamento de base, ainda que reduzido, durante os períodos de estiagem. O baixo valor de  $\alpha$  encontrado para as bacias do tipo IV revela que, apesar da conhecida contribuição de águas provenientes da descarga de aquíferos rasos ou do escoamento superficial para a vazão total da bacia, a restituição dos aquíferos profundos, de elevados coeficiente de armazenamento, é preponderante na recessão.

Visando aprofundar a compreensão do processo de descarga dos aquíferos e sua relação com as características físicas das bacias foi realizada a avaliação dos valores do coeficiente de esgotamento com a geologia, tipos de solos, declividade e cobertura vegetal e uso da terra. Para isso foram utilizadas as cartas digitais elaboradas no Projeto APA Sul RMBH (CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005) e com o auxílio de um programa de edição e análise de dados geográficos (ArcView 9.1) feitos recortes dos temas nos limites de cada bacia.

A delimitação das bacias constituiu um trabalho à parte. Para as bacias dos tipos I e II cujos valores de alpha indicam períodos de residência menores, visto a redução acentuada das vazões com o cessar das precipitações, foram adotados os limites fisiográficos. Entretanto, para as bacias dos tipos III e IV em que os baixos valores de alpha revelam contribuição importante dos aquíferos profundos, a definição dos limites tornou-se bem mais complexa. Foram empregados aspectos geológico-estruturais, hidroquímicos, topográficos e as condições de contorno aplicadas em alguns modelos matemáticos para as áreas de influência de minerações. Mesmo com as incertezas associadas a esse procedimento, buscou-se a maior aproximação possível da área dessas bacias hidrogeológicas.

As bacias dos tipos I e II, em que a recessão encontra-se vinculada à restituição de aquíferos pouco profundos ou inconsolidados, foram denominadas de *bacias hidrológicas*. Este termo foi utilizado apenas para destacar a distinção quanto ao regime fluviométrico, visto que a designação *bacia hidrográfica*, por ser abrangente, não oferece uma clara diferenciação dessa particularidade das descargas na período de estiagem.

### **6.3 Os limites adotados para as bacias hidrogeológicas**

O esforço em estabelecer os limites das bacias hidrogeológicas foi instigado não somente pela avaliação dos aspectos físicos que influenciam o regime fluviométrico, mas também pelo fato de que alguns métodos adotados para a estimativa da recarga requeriam as medidas de suas superfícies. Somente as bacias que possibilitaram o cálculo do coeficiente de esgotamento, em virtude da existência de monitoramento periódico, foram demarcadas.

A descrição dos critérios empregados na delimitação das bacias é feita conjuntamente com os procedimentos usados em alguns casos para adequação dos dados hidrológicos às exigências dos métodos de cálculo da recarga (capítulo 7 - item 7.5).

#### **6.3.1 Bacia do vertedouro VTD07/96CPX**

A borda sudeste foi definida como o contato com a Formação Batatal e a noroeste inferida como o prolongamento de falha direcional que corta o pacote ferruginoso em sua porção central, paralelamente ao contato com a Formação Gandarela. Os limites nordeste e sudoeste foram traçados de acordo com a topografia, mas orientados por alguns indícios estruturais. Dois grandes lineamentos identificados na interpretação de mapas geofísicos aparecem interceptando o ponto de descarga e o local próximo onde foi traçado o limite sudoeste.

A presença de cobertura de canga com traçado retilíneo, paralelo aos lineamentos citados e junto a uma elevação topográfica guiou a delimitação do contorno nordeste. Deve-se mencionar a existência de piezômetro seco (PZ26/93CPX com profundidade de 103 m) a cerca de 700 m ao sul da bacia o que representa também um fator de balizamento.

### 6.3.2 Bacia de Fechos

Foi delimitada considerando Fechos Auxiliar, Fechos Galeria e Surgência Cárstica como os principais pontos de descarga em concordância com o estudo divulgado por MBR (2005). Os limites foram traçados de acordo com as direções de fluxo apontadas pelos diversos piezômetros instalados na bacia e com algumas inferências baseadas nas características químicas das águas. O contorno norte foi definido, principalmente, pela topografia, retirando-se o setor formado pelos piezômetros PZ34/99CPX e INA22/93CPX que mostra comportamento diferenciado (MBR, op.cit). As bordas leste e oeste foram associadas, respectivamente, aos contatos com as formações Batatal e Gandarela, sendo que este último limite se justifica pelo caráter ácido das nascentes de Catarina Principal e Catarina Auxiliar.

Tal aspecto é apontado por MBR (2005) como decorrente das diferenças de conformação das camadas entre os flancos leste e oeste do Sinclinal Moeda, com maior facilidade de interconexão na situação de inversão estratigráfica (flanco leste) e menor na condição normal (flanco oeste). Definiu-se o limite sul a partir da dedução de fluxos provenientes da região do condomínio Vale do Sol e que teriam Fechos Galeria como ponto de descarga (MBR, op. cit), adotando-se a topografia para demarcação.

O emprego das vazões em conjunto para cálculo da recarga (capítulo 7 - item 7.5) exigiu a extração da contribuição da descarga procedente de Fechos Cárstica do hidrograma de Fechos Principal, já que essa surgência não é monitorada e as vazões medidas na barragem incluem as águas da bacia intermitente do córrego Seco. Utilizou-se da fração de escoamento de base da bacia de Fechos Principal (0,92 ou 92%), fornecida pelo programa BASEFLOW (ARNOLD *et al.*, 1995), para a decomposição do hidrograma, valendo-se do programa WHAT-Web based Hydrograph Analysis Tools (LIM *et al.*, 2005) que adota a técnica de filtro recursivo para cálculo do escoamento de base por meio da seguinte equação:

$$b_k = [(1 - FEB_{\max})ab_{k-1} + (1 - a)FEB_{\max}v_k] / (1 - aFEB_{\max}) \quad (6.2)$$

Onde:

$b_k$  é o escoamento de base no estágio  $k$ ;

$b_{k-1}$  é o escoamento de base no estágio  $k-1$ ;

$v_k$  é a vazão total no estágio  $k$ ;

$FEB_{max}$  é a fração do escoamento de base (razão da descarga subterrânea pela vazão total);

$a$  é o parâmetro do filtro equivalente a 0,98.

### **6.3.3 Bacia do vertedouro VTD33/01JGD**

A região dessa nascente de grande vazão apresenta ainda dois outros pontos expressivos de exsudação monitorados pelos vertedouros VTD54/02JGD e VTD55/02JGD. Deste modo, foi delimitada uma bacia hidrogeológica tendo estas três nascentes como pontos de descarga. O contorno inferior foi associado à Formação Batatal e o superior à Formação Gandarela, supondo não haver, nesse local, conexão hidráulica entre esta unidade e a Formação Cauê visto que as águas são muito pouco mineralizadas e exibem caráter ácido. O limite leste foi determinado a partir da topografia e o oeste relacionado à falhamento indiscriminado preenchido por dique básico.

É interessante mencionar que a hipótese assumida da barreira formada pelo dique está provavelmente correta, pois o rebaixamento na mina de Jangada encontra-se abaixo da cota da nascente de VDT33/01JGD (1.100 m), localizada em nível inferior às outras duas, e não foi verificada ainda alterações nas vazões.

A utilização das vazões integradas para o cálculo da recarga demandou algum ajuste para a descarga medida em JGD54/02 em virtude da existência de captações a montante do ponto de monitoramento. Foi assumida uma captação de 30% da vazão total e feito o recálculo das medidas nesse vertedouro.

Um aspecto curioso observado refere-se ao condicionamento dos limites ocidental e oriental da bacia, e dos próprios pontos de descarga, com estruturas falhadas que indicam reativação cenozóica dado o traçado retilíneo das coberturas detríticas.

### **6.3.4 Bacia de Mutuca Auxiliar (vertedouro VTD32/99CPX)**

Adotou-se para o limite nordeste o divisor de águas traçado por Grandchamp (2003) a partir da superfície piezométrica definida pelo monitoramento de nível d'água na mina de Águas Claras e adjacências. A borda sudoeste é coincidente com o contorno da bacia do VTD07/96CPX. A Formação Batatal constitui o limite sudeste, enquanto a Formação Gandarela, em função das características químicas da água, representa o limite noroeste.

### **6.3.5 Bacia das nascentes da Tutaméia (vertedores S1 e S2)**

O modelo matemático realizado por Água Consultores (2006) para a mina do Pau Branco estabeleceu a área de simulação abrangendo o condomínio Alphaville, a Lagoa dos Ingleses, a Lagoa do Miguelão e envolvendo os domínios geológicos das formações Cercadinho, Gandarela e Cauê. As nascentes da Tutaméia foram tratadas como os únicos pontos de descarga para o sistema simulado.

Entretanto, face aos valores extremamente reduzidos de condutividade elétrica e pH dessas nascentes optou-se por não considerar, no traçado da bacia hidrogeológica, a conexão hidráulica entre a unidade Cauê e as unidades sobrejacentes. O limite fisiográfico norte adotado por Água Consultores (2006) foi mantido, ou seja, córrego Fundo, e o limite sul foi atribuído a falhamento transcorrente logo ao sul da mina do Pau Branco. Os contatos entre as formações Batatal/Cauê e Cauê/Gandarela foram definidos como os contornos oeste e leste, respectivamente.

Destaca-se a ocorrência de lineamentos interpretados de mapas geofísicos (magnetometria e radiometria) tanto no limite sul quanto próximos às nascentes.

### **6.3.6 Bacia do vertedouro VTB/01CPX**

Este vertedouro situa-se na faixa tectônica Tamanduá-Mutuca e monitora as vazões de nascentes (média de 214 m<sup>3</sup>/h) que ocorrem no trecho do ribeirão de Fechos balizado por duas camadas de filito Batatal.

Grande incerteza envolve a delimitação dessa bacia, pois as nascentes de altas vazões nessa faixa estão associadas a filitos sulfetados e a camada de dolomito, não tendo sido verificada qualquer descarga direta do itabirito. É possível que todo o escoamento subterrâneo esteja restrito à faixa, porém é preciso destacar que a Formação Batatal, nesse local, se comporta como uma unidade capaz de armazenar e transmitir água, mesmo que somente em porções mais tectonizadas.

A ocorrência de surgência em cavidade esculpida em rocha dolomítica é também bastante interessante, pois a Formação Gandarela não é mapeada ao longo de toda a faixa.

Os limites da bacia foram definidos supondo a ausência de conexão hidráulica com as unidades externas à faixa, mas admitindo que parte da camada ocidental de filitos contribua

para a descarga das nascentes. O contorno leste foi atribuído ao contato da Formação Cauê e Batatal, a borda norte ao dique básico posicionado em fraturamento de direção leste-oeste, ao sul da mina da Mutuca e a borda sul ao divisor das bacias hidrográficas dos córregos de Tamanduá e Macacos.

Vale mencionar que um grande lineamento (radiométrico e magnetométrico) cruza a faixa próximo aos pontos de descarga.

### **6.3.7 Bacia das fontes do córrego da Fazenda (pontos de medição PN02/00 e PN03/00)**

Este curso d'água apresenta, a cerca de 1500 m de sua cabeceira, dois pontos de descarga do aquífero Cauê, um natural e o outro associado a uma antiga galeria de pesquisa mineral. Foi adotada, para delimitação da bacia hidrogeológica, a situação de confinamento da Formação Cauê gerada pelos dolomitos da Formação Gandarela e filitos da Formação Batatal comprovada pela disposição estrutural e constituição litológica das unidades, pelas características hidroquímicas e, principalmente, pelas diferenças potenciométricas (GRANDCHAMP, 2003). O limite sul foi associado ao divisor de águas estabelecido por Grandchamp (op.cit) e o norte ao ponto de máximo estreitamento da unidade ferruginosa.

### **6.3.8 Bacia das nascentes de Taboões, Bálsamo e Rola Moça**

Estas três surgências têm uma característica bastante peculiar, todas estão posicionadas próximas ao contato da Formação Cauê com a Formação Gandarela e não com a Formação Batatal como, geralmente, se observa na área. Em termos geológicos, estão localizadas em uma área de grande complexidade tectônica caracterizada pela junção do anticlinal pretérito da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda.

Exibem vazões muito elevadas (total de 1107,0 m<sup>3</sup>/h) e águas pouco mineralizadas e de caráter ácido. O monitoramento de nível d'água existente não abrange a área de ocorrência dessas nascentes e portanto a delimitação da bacia hidrogeológica cerca-se de grande imprecisão.

Os limites nordeste e sudoeste são essencialmente fisiográficos, caracterizados por divisores de bacias hidrográficas. A extremidade sudeste foi também associada a altos topográficos, em parte coincidentes com traço de falha de empurrão (falha da Catarina). Os contornos sul e noroeste são representados, respectivamente, pelos contatos com as Formações Batatal e Gandarela.

### **6.3.9 Bacia da nascente de Catarina Auxiliar (vertedouro VTD04/94CPX)**

Foi efetuada a delimitação apenas da bacia hidrogeológica de Catarina Auxiliar, visto que não há monitoramento contínuo de vazão na barragem principal. Os limites traçados são em grande parte fisiográficos, com exceção da extremidade sul que corresponde ao contato com a Formação Batatal. Trata-se de descarga com vazão média de 197,0 m<sup>3</sup>/h e com águas de características químicas típicas da Formação Cauê, baixos pH e condutividade elétrica. Pode-se supor que a recarga proceda, em parte, da região do platô do bairro Jardim Canadá, mas com percolação essencialmente na unidade ferruginosa.

### **6.3.10 Bacia da nascente de Trovões (ponto de medição PN10/00)**

Representa um importante ponto de descarga da Formação Cauê localizado nas proximidades da mina do Fernandinho (antiga Itaminas). Exibe vazão média de 259,0 m<sup>3</sup>/h e águas de pH relativamente baixo e reduzida mineralização. Foram adotados os contatos da Formação Cauê com as unidades sub e sobrejacentes como os limites oriental e ocidental, respectivamente. Quanto aos limites sul e norte, foram relacionados às falhas de rasgamento de Cata Branca e Abóboras.

### **6.3.11 Bacia da nascente de Cata Branca (vertedouro VTD27/99PIC)**

Este ponto de descarga situa-se próximo à falha de Cata Branca, em local onde o rejeito põe em contato filitos da Formação Batatal com itabiritos da Formação Cauê. Apresenta vazão média de 123 m<sup>3</sup>/h, contudo verifica-se uma pequena contribuição de águas provenientes da cobertura de canga. Limita-se ao norte com a bacia de Trovões, ao sul por dique básico que intercepta a mina do Pico e lateralmente pelos contatos geológicos conforme as condições de contorno estabelecidas na modelagem numérica realizada por MDGEO (2001b) e corroboradas por MBR (2006).

## **6.4 O Regime Fluviométrico e os Atributos do Meio Físico**

Visando avaliar o papel dos atributos do meio físico no regime fluviométrico das bacias foram escolhidos quatro temas – geologia, solos, declividade e cobertura vegetal e uso da terra – para que fossem definidos para cada um, grupos de bacias com características semelhantes e posteriormente determinado o atributo que mais contribui para o padrão de recessão.



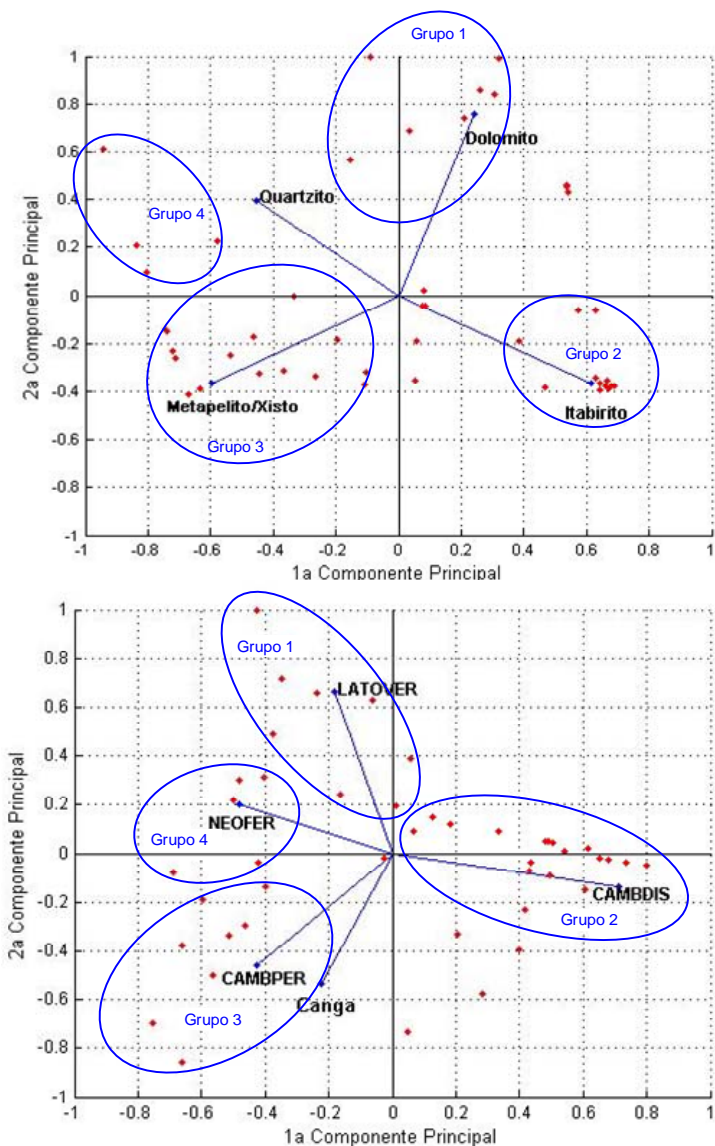
Primeiramente foi necessário, para facilitar a análise, reduzir as diversas unidades mapeadas em cada tema para grandes classes, em número máximo de 5 (cinco). Utilizando-se de ferramentas de um sistema de informações geográficas (Arcview 9.1) foi feito o recorte das áreas das bacias para cada um dos temas e calculadas as áreas de contribuição das classes representadas em porcentagem da superfície total.

Optou-se pelo emprego da técnica estatística de Análise de Principais Componentes (PCA) para a identificação de padrões nos dados obtidos e o realce das diferenças e similaridades, utilizando-se do programa MATLAB 7.0.1. Trata-se de uma técnica poderosa que pode ser empregada para redução do número de variáveis e permitir a visão estatisticamente privilegiada do conjunto de dados e a identificação das variáveis mais importantes no espaço das componentes principais. Consiste em reescrever as variáveis originais em novas variáveis denominadas componentes principais, através de uma transformação de coordenadas, ou seja, dos valores das variáveis medidas usando matrizes. Cada componente principal é uma combinação linear de todas as variáveis originais. Por exemplo, um sistema com oito variáveis, após a transformação, terá oito componentes principais. Cada uma destas componentes principais, por sua vez, será escrita como uma combinação linear das oito variáveis originais. Nestas combinações, cada variável terá uma importância ou peso diferente (LINDSAY, 2002).

Cada componente principal traz uma informação estatística diferente das outras de modo que (MOITA NETO, 2004): i) podem ser analisadas separadamente devido à ortogonalidade entre elas, possibilitando interpretar o peso das variáveis originais na combinação das componentes principais mais importantes; e ii) podem servir para visualizar o conjunto da amostra apenas pelo gráfico das duas primeiras componentes principais, que detêm maior parte da informação estatística. Explicação detalhada sobre o método de principais componentes encontra-se no APÊNDICE C.

Os diagramas da FIG. 6.2 mostram os dados originais – as áreas (em %) das classes (variáveis) estabelecidas para cada tema e em cada bacia – transformados no novo sistema de coordenadas (*scores*) definido pelas duas primeiras componentes principais e a representação, em conjunto, dos coeficientes de cada variável (ou classe temática). Os pontos nos diagramas representam as bacias e o tamanho e a direção dos vetores das variáveis, a intensidade e a forma de contribuição de cada uma nas componentes.

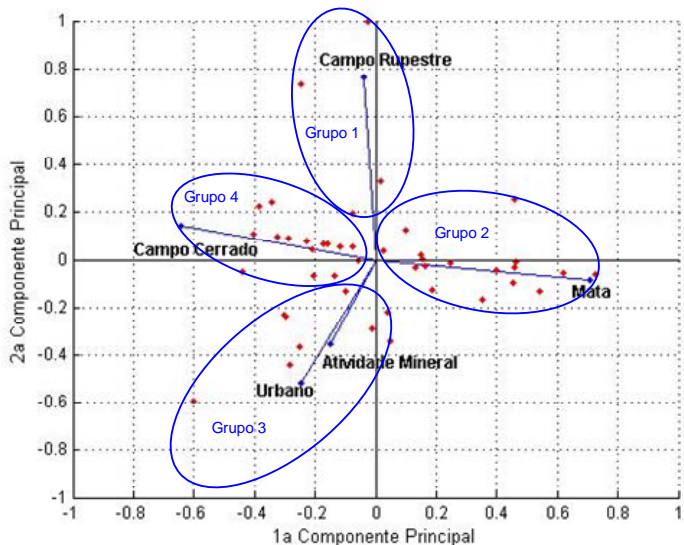
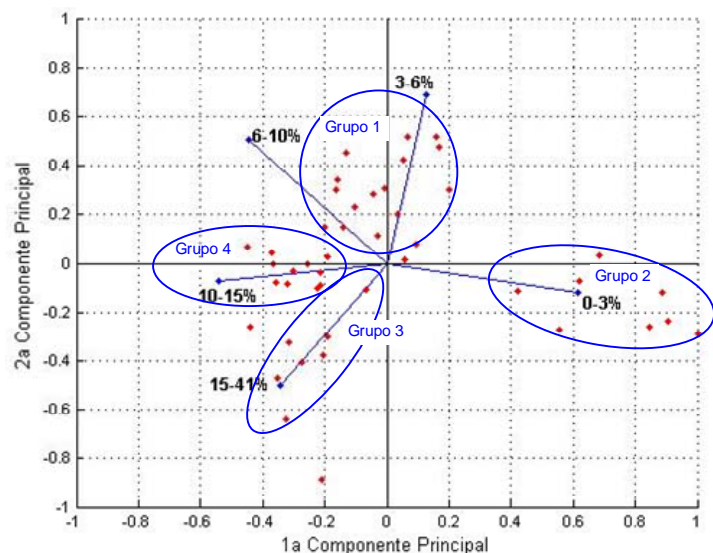
As porcentagens da variância explicada pelos componentes e os coeficientes de ponderação das características e suas correlações (em porcentagem) com cada componente encontram-se apresentados na TAB 6.2.



Grupo 1	Grupo2	Grupo3	Grupo4	Discrepantes
VTD57/02JGD	PN02/00	VTD11/96TAM	VT08_norteFJ	P3_sulFJ
VT17_norteFJ	PN03/00	VTD12/96TAM	VT06_norteFJ	P2_sulFJ
VT02_norteFJ	VTD04/94CPX	VTD14/96TAM	VT05_norteFJ	VTD16/01JGD
VTD09/90PQM	VTB/2001	VTD31/99SAAE	S8	VTD38/01JGD
VT14_norteFJ	S1	VTD50/01MAC		VTD05/94CPX
VT04_norteFJ	S2	VTD51/01MAC		VTD09/96CPX
VTD09/01JGD	VTD32/99CPX	VTD58/02PIC		VTD08/96CPX
	VTD28/99CPX	MUTUCAP		Fechos Principal
	Rola Moça	S11		
	Bálsamo	S4		
	Taboões	VTD01/94CPX		
	VTD27/99PIC	VTD02/94CPX		
	VTD07/96CPX	VTD03/94CPX		
	VTD25/98CPX	VTD06/96CPX		
	PN10/01	VT15_norteFJ		
	VTD33/01JGD			
	VTD54/02JGD			

Grupo 1	Grupo2	Grupo3	Grupo 4	Discrepantes
VTD08/96CPX	VTD01/94CPX	S11	VTD07/96CPX	VTD05/94CPX
VTD09/96CPX	VTD28/99CPX	VTD27/99PIC	PN02/00	VTD02/94CPX
Fechos Principal	VTD16/01JGD	VTD04/94CPX	PN03/00	VTD03/94CPX
VTD09/01JGD	VTD38/01JGD	PN10/01	VTD33/01JGD	VTD06/96CPX
VTD57/02JGD	VTD50/01MAC	S1	VTD32/99CPX	S4
P3_sulFJ	VTD51/01MAC	S2	Bálsamo	
VTD09/90PQM	MUTUCAP	VTB/2001	Taboões	
	P2_sulFJ	VT02_norteFJ	Rola Moça	
	VTD58/02PIC	VT04_norteFJ	VTD54/02JGD	
	S8	VTD25/98CPX		
	VTD31/99SAAE			
	VTD11/96TAM			
	VTD12/96TAM			
	VTD14/96TAM			
	VT05_norteFJ			
	VT06_norteFJ			
	VT08_norteFJ			
	VT14_norteFJ			
	VT15_norteFJ			
	VT17_norteFJ			

**Figura 6.2** - Diagramas de scores e vetores das variáveis para a primeira e a segunda componentes principais associados a tabelas com a discriminação das bacias incluídas em cada grupo. a) geologia; b) solos – LATOVER: Latossolos vermelhos; CAMBDIS: Cambissolos Háplicos Distróficos; CAMBPER; Cambissolo Háplico Perférico; NEOFER; Neossolo Litólico Ferruginoso; c) declividade e d) cobertura vegetal e uso da terra (continua).



Grupo 1	Grupo2	Grupo3	Grupo4	Discrepantes
VTD01/94CPX	VTD27/99PIC	VTD05/94CPX	VTD07/96CPX	VT08_norteFJ
VTD02/94CPX	VTD04/94CPX	VTD06/96CPX	VTD16/01JGD	S4
VTD03/94CPX	VTD08/96CPX	VTD28/99CPX	VTD33/01JGD	
VTD50/01MAC	VTD09/96CPX	PN02/00	VTD54/02JGD	
MUTUCAP	Fechos Principal	PN03/00	VTD57/02JGD	
P2_sulFJ	S11	VTD09/01JGD	VTD51/01MAC	
VTD09/90PQM	S8	VTD38/01JGD	VTD32/99CPX	
Bálsamo	S1	VTD31/99SAAE	VTD58/02PIC	
Taboões	S2	VT04_norteFJ	VTD12/96TAM	
Rola Moça			VT06_norteFJ	
VTD11/96TAM			VT14_norteFJ	
VTD14/96TAM			VT17_norteFJ	
PN10/01				
VTB/2001				
VT02_norteFJ				
VT05_norteFJ				
P3_sulFJ				
VTD25/98CPX				
VT15_norteFJ				

Grupo 1	Grupo2	Grupo3	Grupo4
VTD57/02JGD	VTD02/94CPX	VTD27/99PIC	VTD07/96CPX
VT14_norteFJ	VTD05/94CPX	VTD51/01MAC	VTD58/02PIC
VTD09/01JGD	VTD06/96CPX	VTD11/96TAM	Rola Moça
VTD04/94CPX	VTD28/99CPX	VTD08/96CPX	Bálsamo
	VTD16/01JGD	Fechos Principal	Taboões
	VTD33/01JGD	VTD32/99CPX	VT06_norteFJ
	VTD54/02JGD	VTD12/96TAM	MUTUCAP
	VTD50/01MAC	VTD14/96TAM	PN10/01
	P2_sulFJ	VTB/2001	VT05_norteFJ
	P3_sulFJ	S8	VTD25/98CPX
	VTD09/90PQM	S1	VT08_norteFJ
	S11	S2	PN02/00
	S4		PN03/00
	VTD31/99SAAE		VTD38/01JGD
	VT02_norteFJ		VTD01/94CPX
	VT04_norteFJ		VTD03/94CPX
	VT15_norteFJ		
	VT17_norteFJ		

**Figura 6.2** - Diagramas de scores e vetores das variáveis para a primeira e a segunda componentes principais associados a tabelas com a discriminação das bacias incluídas em cada grupo. a) geologia; b) solos – LATOVER: Latossolos vermelhos; CAMBDIS: Cambisolos Háplicos Distróficos; CAMBPER; Cambissolo Háplico Perférico; NEOFER; Neossolo Litólico Ferruginoso; c) declividade e d) cobertura vegetal e uso da terra (conclusão).

**Tabela 6.2** - Coeficientes de ponderação das características, suas correlações com os componentes principais e porcentagem da variância explicada por cada componente.

Tema	Característica/Classe	Componentes Principais				
		PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
Geologia	Xisto/Metapelito	-0,598	0,365	-0,398	0,591	
	Quartzito	-0,455	-0,396	0,745	0,286	
	Dolomito	0,242	-0,760	-0,421	0,431	
	Itabirito	0,613	0,363	0,330	0,619	
<i>Variância Explicada (%)</i>		<b>46,89</b>	<b>31,95</b>	<b>18,10</b>	<b>3,06</b>	
Solos	Cambissolo Háplico Distrófico	0,710	-0,137	-0,078	-0,027	-0,686
	Cambissolo Háplico Perférico	-0,427	-0,460	0,379	0,538	-0,415
	Neossolo Litólico Ferruginoso	-0,480	0,203	-0,720	-0,0491	-0,454
	Canga	-0,222	-0,536	0,116	-0,798	-0,104
	Latossolo	-0,182	0,663	0,563	-0,264	-0,375
<i>Variância Explicada (%)</i>		<b>38,25</b>	<b>27,44</b>	<b>17,35</b>	<b>15,59</b>	<b>1,37</b>
Declividade	0-3%	-0,614	0,117	0,259	0,135	0,723
	3-6%	-0,126	-0,689	-0,437	-0,505	0,255
	6-10%	0,443	-0,507	0,0787	0,6695	0,305
	10-15%	0,542	0,072	0,545	-0,529	0,353
	15-41%	0,341	0,499	-0,663	0,028	0,441
<i>Variância Explicada (%)</i>		<b>49,08</b>	<b>32,46</b>	<b>14,09</b>	<b>4,36</b>	<b>2,3e-030</b>
Uso do solo e cobertura vegetal	Campo Cerrado	0,642	0,141	0,255	-0,403	-0,584
	Mata	-0,709	-0,085	0,184	-0,069	-0,672
	Atividade Mineral	0,150	-0,351	-0,847	0,097	-0,356
	Campo Rupestre	0,039	0,762	-0,141	0,584	-0,237
	Urbano	0,247	-0,518	0,404	0,694	-0,156
<i>Variância Explicada (%)</i>		<b>35,71</b>	<b>26,18</b>	<b>19,63</b>	<b>15,78</b>	<b>2,70</b>

Definidos os grupos similares de bacias para os temas, foram calculados os parâmetros estatísticos básicos para o coeficiente de esgotamento em cada um deles (Tabela 6.3) na tentativa de se avaliar a existência, com relação aos atributos físicos do meio focados, de uma separação nítida de valores de alpha entre os conjuntos.

A análise da TAB. 6.3 mostra que apenas com os parâmetros estatísticos usados não é possível estabelecer uma clara distinção do regime de descarga entre os grupos e consequentemente entre os temas. Aplicou-se, portanto, a técnica estatística ANOVA usada para testar a hipótese  $H_0$  de que as médias entre dois ou mais grupos são iguais, com o auxílio do programa Microsoft Office Excel 2003. O método avalia as variâncias dos valores dentro dos grupos e como essas podem ser traduzidas em diferenças entre os grupos. O teste estatístico F é empregado para testar se as médias são significativamente distintas. A TAB. 6.4 apresenta os resultados obtidos e evidencia que somente para o tema solos há diferença significativa entre as médias do coeficiente de recessão para os grupos de bacias.

**Tabela 6.3 --** Parâmetros estatísticos básicos para o coeficiente de esgotamento nos grupos de bacias definidos nos atributos físicos do meio.

	GRUPOS / TEMAS			
	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4
<b>Geologia</b>				
Média	0,0075	0,0021	0,0096	0,0050
Médiana	0,0045	0,0016	0,0053	0,0042
Mínimo	0,0030	0,0002	0,0013	0,0015
Máximo	0,0170	0,0067	0,0450	0,0100
Desvio padrão	0,0053	0,0021	0,0122	0,0036
<b>Solos</b>				
Média	0,0221	0,0079	0,0043	0,0012
Médiana	0,0072	0,0052	0,0030	0,0009
Mínimo	0,0013	0,0013	0,0002	0,0004
Máximo	0,0793	0,0450	0,0110	0,0024
Desvio padrão	0,0290	0,0093	0,0036	0,0008
<b>Declividade</b>				
Média	0,0051	0,0168	0,0105	0,0073
Médiana	0,0044	0,0018	0,0046	0,0042
Mínimo	0,0006	0,0002	0,0017	0,0004
Máximo	0,0130	0,0793	0,0450	0,0316
Desvio padrão	0,0032	0,0290	0,0148	0,0085
<b>Cobertura Vegetal e Uso da Terra</b>				
Média	0,0077	0,0092	0,0083	0,0088
Médiana	0,0068	0,0053	0,0042	0,0039
Mínimo	0,0002	0,0004	0,0006	0,0006
Máximo	0,0170	0,0450	0,0426	0,0793
Desvio padrão	0,0074	0,0117	0,0132	0,0196

**Tabela 6.4 -** Resultados do método estatístico ANOVA aplicado para avaliação de diferenças entre os valores de coeficiente de esgotamento para os grupos semelhantes de bacias definidos em cada tema.

Tema	Fonte da Variação	S* <sup>1</sup>	M* <sup>2</sup>	F* <sup>3</sup>	Valor-P* <sup>4</sup>	F Crítico* <sup>5</sup>
Declividade	Entre grupos	0,00079	0,00026	1,30	0,29	2,83
	Dentro dos grupos	0,00837	0,00020			
	<b>Total</b>	<b>0,00917</b>				
Geologia	Entre grupos	0,00039	0,00013	1,90	0,15	2,88
	Dentro dos grupos	0,00233	6,86E-05			
	<b>Total</b>	<b>0,00272</b>				
Solos	Entre grupos	0,00172	0,00058	3,12	0,037* <sup>6</sup>	2,86* <sup>6</sup>
	Dentro dos grupos	0,00681	0,00018			
	<b>Total</b>	<b>0,00854</b>				
Cobertura vegetal e uso da terra	Entre grupos	9,573E-06	3,19E-06	0,014	0,99	2,83
	Dentro dos grupos	0,00916	0,00022			
	<b>Total</b>	<b>0,00917</b>				

\*1- soma dos desvios quadrados; \*2- média dos quadrados; 3- valor estatístico do teste F; \*4- Valores de p (p-value) para o nível de significância de 0,05; \*5- valor de F crítico para nível de significância de 0,05; \*6- a hipótese nula (de que as médias são iguais) é rejeitada, pois F crítico é menor que F e P inferior a  $\alpha$  (0,05).

Pode-se, portanto, inferir que os solos possuem um papel preponderante, dentre os demais temas, no regime de escoamento de base das bacias na área. Todavia, buscou-se compreender a influência dos outros atributos nos grupos de bacias identificados para os tipos de solos. Para tal foi efetuada uma análise de frequência dos conjuntos relativos a cada tema nos grupos de solos. O resultado encontra-se apresentado na TAB. 6.5, sobressaindo, de sua análise, alguns aspectos interessantes e bastante coerentes.

Verifica-se uma nítida relação entre os tipos de solos, geologia e declividade para os grupos 2, 3 e 4. Cambissolos Háplicos Distróficos associam-se a metapelitos e xistos em terrenos de baixa declividade enquanto itabiritos associam-se a Cambissolos Háplicos Perféricos, em áreas de média a baixa inclinação e a Neossolos Litólicos Ferruginosos em regiões de alta declividade. Ao se comparar esses resultados aos valores médios de coeficiente de recessão para os grupos (Tabela 6.3), observa-se que os menores valores relacionam-se aos grupos 3 e 4.

**Tabela 6.5** - Classes dominantes dos temas geologia, declividade, cobertura vegetal e uso da terra nos grupos de bacias diferenciados para os solos.

Tipos de solos dominantes para os grupos de bacias				
Classes dominantes dos demais temas nos grupo de solos	Grupo 1 Média de $\alpha$ =0,0221	Grupo 2 Média de $\alpha$ =0,0079	Grupo 3 Média de $\alpha$ =0,0043	Grupo 4 Média de $\alpha$ =0,0012
		Latossolos e Latossolos Vermelhos	Cambissolos Háplicos Distróficos	Cambissolos Háplicos Perféricos
Geologia	Dolomito e Itabirito	Metapelito e Xisto	Itabirito	Itabirito
Declividade	Inferior a 6%	Entre 3 e 6%	Inferior a 6%	Entre 10 e 15%
Cobertura Vegetal e Uso da Terra	Campo rupestre, Mata, Atividade Mineral e Área Urbana	Mata	Campo Cerrado/Campo Graminoso, Atividade Mineral e Área Urbana.	Campo Cerrado/ Campo Graminoso

O grupo 1, formado por bacias inseridas predominantemente em domínios de latossolos e latossolos vermelhos, tem como substrato dolomitos e itabiritos, porém os valores mais altos de coeficiente de esgotamento. Esse aspecto se justifica pelo fato de que latossolos, ao contrário dos demais, são muito profundos, altamente evoluídos e em elevado estágio de intemperização (SHINZATO e CARVALHO FILHO, 2005) não possuindo relação direta como substrato. A esse tipo de solo são geralmente associadas condutividades hidráulicas elevadas, mas como demonstrado por Chagas et al. (1997, *apud* BALBINO *et.al.* 2003) e Monteiro e Campos (2007) em profundidade verifica-se a redução do valor desse parâmetro.

Há de se destacar que na região do Bairro Jardim Canadá os latossolos recobrem sedimentos argilosos contribuindo para o regime intermitente das bacias relativas aos vertedores VTD08/96CPX e VTD09/96CPX. Além disso, na porção sudoeste da Serra do Curral encontram-se sobrepostas a camadas argilosas em domínios da Formação Gandarela.

Nota-se, portanto, que a presença dos latossolos, muitas vezes em associação com materiais de composição argilosa, impõe uma diferenciação significativa para o regime de descarga entre as bacias que têm parte expressiva de sua superfície na unidade ferruginosa.

### **6.5 A Relação das Variações de Nível d'água e a Vazão nos Cursos d'água**

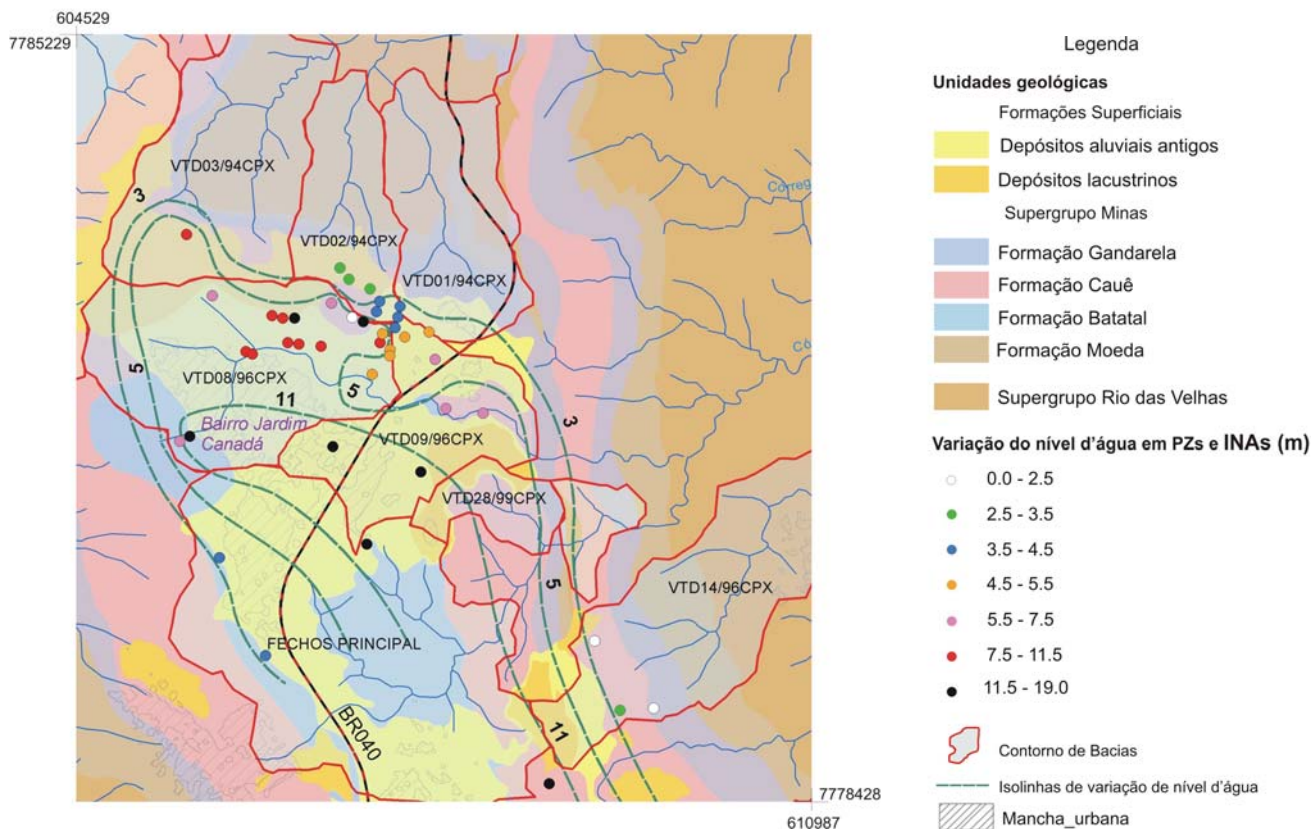
As séries de monitoramento de variação do nível d'água e de vazões foram utilizadas para estimativa da porosidade efetiva para os materiais (rocha e solos) que constituíam as bacias analisadas, visando o cálculo da recarga (capítulo 7 - item 7.5). Dessa forma, foi necessário estabelecer uma análise detalhada das relações entre as vazões e os níveis d'água para se conhecer o tempo de resposta bem como determinar quais os piezômetros (e suas câmaras) e indicadores deveriam ser incluídos na estimativa de recarga para uma dada bacia. Os dados relacionados aos piezômetros e indicadores de nível escolhidos para o estudo encontram-se no APÊNDICE F.

O procedimento inicial consistiu na estimativa da média anual de variação de nível para os piezômetros e INAs selecionados com o emprego do programa MCR (HEPPNER e NIMMO, 2005). Visto que existe uma concentração desses instrumentos no Bairro Jardim Canadá e adjacências da mina do Capão Xavier foi possível gerar um mapa de isolinhas para essa área (Figura 6.3).

As maiores variações de nível ocorrem na porção mais elevada do Bairro onde as formações superficiais atingem, certamente, espessuras mais pronunciadas. As variações tornam-se progressivamente menores à medida que se avança para as bordas do platô, em direção às bacias de Mutuca, Catarina e Fechos.

Três aspectos contribuem para as flutuações mais expressivas na região mais elevada e de relevo plano: i) trata-se de uma área essencialmente de recarga e como demonstrado por Risser *et al.* (2005) as diferenças entre as zonas de recarga e a região de meia encosta podem ser até 5 (cinco) vezes maiores como efeito do aumento do gradiente hidráulico e conseqüente elevação da velocidade de fluxo; ii) parte do material de cobertura é de natureza argilosa o que implica em baixas transmissividades e rápida ascensão do nível d'água nos eventos de chuva; e iii) áreas de maior declive favorecem o escoamento superficial.





**Figura 6.3** - Isolinhas de variação de nível d'água na região do Bairro Jardim Canadá.

Observou-se, de forma mais generalizada para a área, que grande parte dos piezômetros selecionados mostra concordância entre os picos de nível d'água e os de vazão na bacia onde estão inseridos, com uma defasagem de, no máximo, um mês o que possibilitou o uso conjunto dessas informações para o cálculo da recarga. Verificou-se também que as câmaras mais rasas nos piezômetros tendem a exibir maior intensidade na flutuação de nível em provável decorrência da evapotranspiração.

Descreve-se abaixo algumas particularidades notadas durante o procedimento de seleção dos piezômetros e INAs e o cotejo entre vazões e variações de nível.

*Bacia do vertedouro VTD08/96CPX* - Bacia inserida no domínio de sedimentos argilosos exibindo queda abrupta de vazão com a redução das chuvas. Foram escolhidos piezômetros com nível d'água em cota acima do vertedouro, ou seja, 1345 m. Esses piezômetros têm como principal característica a grande variação de nível o que denota a baixa transmissividade do material.



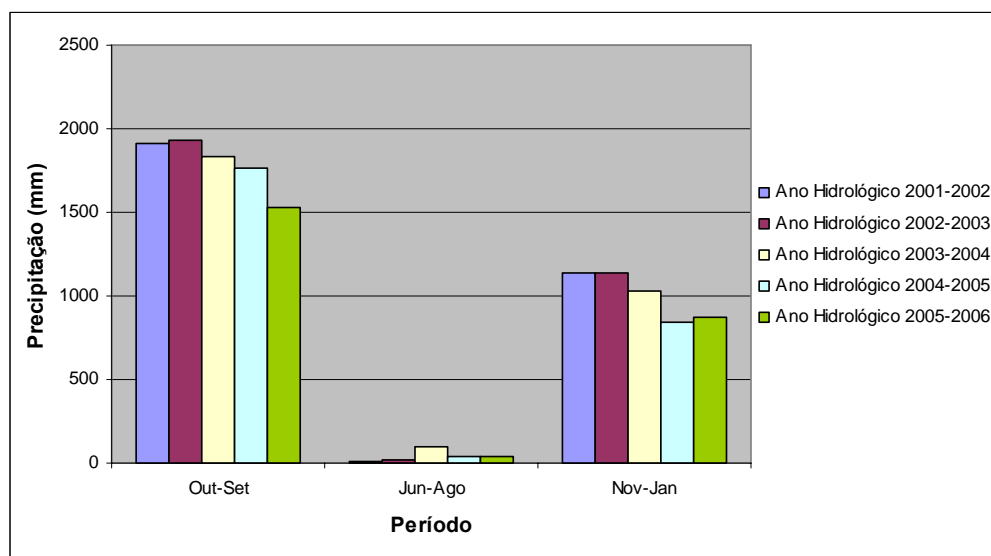
*Bacia do vertedouro VTD09/96CPX* - As vazões nesse vertedouro são exatamente iguais àquelas medidas em VTD08/96CPX, localizado a cerca de 1100 m a montante, o que significa que não há restituição de água subterrânea nesse setor da bacia compreendido pelos dois vertedores. A subtração da quantidade de chuva que precipita sobre a bacia, transformada em m<sup>3</sup>/ano, pelo volume anual escoado e pela evapotranspiração anual (942 mm/ano; DAVIS *et al.*, 2005a) demonstrou que a recarga ocorre a uma taxa de 560 mm/ano, mas provavelmente é transmitida lentamente para os aquíferos sotopostos, com quase nenhuma descarga para o curso d'água. Esse valor de recarga encontra-se provavelmente superestimado em virtude da ausência de monitoramento diário o que exigiu que fossem efetuadas estimativas para os hiatos. Valores obtidos por métodos diversos (capítulo 7 - item 7.5) indicam taxas entre 112 a 362 mm/ano.

*Bacia do vertedouro VTD07/96CPX* - Não mostra variação sazonal de vazão, mas em grandes ciclos de amplitude de 1.100 dias. Esse mesmo comportamento é observado para as flutuações de nível no INA35/99CPX.

*Bacia do vertedouro VTD28/99CPX (Fechos Auxiliar)* – Não há variações bruscas de vazão com a precipitação, mas observa-se uma relação entre as vazões anuais e os índices pluviométricos de modo que, em anos mais chuvosos, as vazões anuais são mais elevadas e vice-versa. Verifica-se ainda que o incremento de vazão exibe uma defasagem de 3 a 4 meses relativamente ao pico de chuvas.

*Bacia do vertedouro VTD57/01JGD*: Essa bacia está localizada na vertente norte imediatamente lateral à mina da Jangada, em domínios das formações Gandarela e Cercadinho. A análise tanto do comportamento do nível d'água no INA 06/02 como das vazões no vertedouro evidencia um rebaixamento contínuo a partir de julho de 2005. Entretanto, parece não haver relação com as atividades de desaguamento da mina, mas a uma seqüência de anos hidrológicos progressivamente mais secos desde 2003, como apontado pela FIG. 6.4.

*Bacia do vertedouro VTD09/02JGD*. Bacia adjacente à anterior, mas quase totalmente inserida no domínio da Formação Gandarela. Apesar de possuir uma área maior que a bacia de VTD57/05JGD exibe vazão média cerca de sete vezes menor. Esse aspecto reforça o potencial da Formação Cercadinho para a bacia do VTD57/01JGD, visto que não foram identificados no cadastro feito por MDGEO (2000) surgências relacionadas à unidade carbonática. O escoamento de base está possivelmente associado aos solos argilosos que recobrem a Formação Gandarela.



**Figura 6.4** - Índices pluviométricos para os anos hidrológicos de 2001 a 2006, medidos na estação de Ibirité. Nota-se a redução na precipitação anual a partir do ano hidrológico de 2002-2003.

*Piezômetros e indicadores de nível no alto trecho da bacia do vertedouro VTD14/96TAM.* Os níveis em INA36/05TAM, INA37/05TAM e INA10/93TAM mostram variações conforme os ciclos sazonais, porém em grandes amplitudes.

*Piezômetros e indicadores de nível no alto trecho da bacia do vertedouro VTD11/96TAM.* As flutuações de nível d'água em INA03/90TAM, INA07/90TAM, PZ11/93BTAM e PZ08/91BTAM são semelhantes, todavia a diferença de cota dos níveis entre os dois primeiros e os demais é superior a 60 m, indicando a existência de uma barreira hidrogeológica, provavelmente um dique básico.

## 6.6 Discussão dos Resultados

A análise dos hidrogramas e o cálculo dos coeficientes de esgotamento para as bacias selecionadas na área revelaram a existência de três regimes distintos de fluxo: i) permanente com variações sazonais significativas; ii) intermitente exibindo queda brusca de vazão com a diminuição das chuvas; e iii) permanente com variações em ciclos de longos períodos, nem sempre relacionadas à sazonalidade.

Procedimentos estatísticos, de caráter avançado, efetuados para avaliação do papel de atributos do meio físico no regime de descarga das bacias mostraram que a cobertura de solos tem influência preponderante quando comparada com os aspectos relativos à declividade, geologia, cobertura vegetal e uso da terra. Quanto a esse resultado é importante ressaltar que

grande parte dos solos da região mostra forte correspondência com o substrato, pois são pouco desenvolvidos e possuem horizonte A reduzido. Entretanto, a existência de latossolos de perfis profundos de intemperização, por vezes recobrimo bacias sedimentares cenozóicas, enfraquece a correlação da geologia com o comportamento hídrico das bacias. A declividade e especialmente a cobertura vegetal e uso do solo demonstraram um papel secundário no regime fluviométrico.

Bacias de regime intermitente e com valores altos de coeficiente de recessão estão localizadas no setor sudoeste da Serra do Curral associadas a latossolos e mantos de intemperismo argilosos da Formação Gandarela e na porção centro-norte, junto ao Bairro Jardim Canadá, onde latossolos sobrepõem-se a sedimentos argilosos. A capacidade de auto-regulação do material de cobertura é evidenciada pelas bacias de regime permanente que apesar de exibirem expressiva variação sazonal de vazão mantêm o escoamento de base durante todo o período de estiagem. Esse aspecto é mais notável no caso das sub-bacias do ribeirão Mutuca em que xistos pouco permeáveis do Grupo Nova Lima são recobertos por cambissolos de textura muito cascalhenta que respondem por vazões específicas médias entre 51 e 69 m<sup>3</sup>/h/km<sup>2</sup>.

As bacias de baixo coeficiente de recessão e de regime fluviométrico pouco variável são influenciadas principalmente pelas descargas do aquífero Cauê e de forma subordinada por surgências cársticas na Formação Gandarela. As vazões específicas dessas bacias, quando adotadas as feições fisiográficas para a delimitação, resultam em valores excessivamente altos, evidenciando que a área de contribuição ultrapassa os contornos hidrográficos. Dada a necessidade de se estimar a superfície das bacias para o cálculo da recarga, utilizando-se das séries de vazões, foram estabelecidos limites com base em critérios geológico-estruturais, hidroquímicos, topográficos e condições de contorno de modelos computacionais.

Destaca-se que as formações Batatal e Gandarela foram consideradas, para a maior parte dos casos, como as unidades limitantes das bacias não conectadas hidraulicamente ao aquífero Cauê. As exceções para as bacias tratadas, quanto à Formação Gandarela, referem-se às surgências nas bacias de Fechos Principal e do vertedouro VTB/2001 situado na faixa tectônica Tamanduá-Mutuca. Também essa faixa constitui o único local em que a Formação Batatal comporta-se como uma unidade capaz de transmitir água, cuja descarga é responsável por mais da metade da vazão medida no vertedouro VTB/2001.

Estruturas tectônicas mapeadas, interpretadas a partir de mapas geofísicos (magnetométricos e radiométricos) ou inferidas com base em contornos retilíneos das coberturas detríticas parecem condicionar alguns limites das bacias hidrogeológicas e determinados pontos de descarga.

Não obstante a imprecisão dos limites definidos, em virtude da ausência de dados com a abrangência e densidade necessários, bem como a vulnerabilidade de alguns critérios adotados, a grande semelhança entre os valores de recarga (capítulo 7 - item 7.5) para os vários métodos (incluindo aqueles que não utilizam os dados hidrológicos) indica que ao menos as áreas devem estar com seus valores próximos ao real.

De modo geral, observou-se relação entre os picos de vazão nas bacias e a elevação dos níveis em piezômetros nelas inseridos, com pequeno intervalo de defasagem. Para a região do Bairro Jardim Canadá, onde se concentram grande parte dos piezômetros e INAs selecionados, a intensidade das variações de nível está ligada, essencialmente, à topografia e à ocorrência de coberturas detríticas de composição argilosa.

## 7 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

### 7.1 *As unidades hidrogeológicas*

A geologia complexa e o conhecimento hidrogeológico setorizado conduziram a uma diversidade de interpretações e classificações para as unidades hidrogeológicas que, em função da escala local de avaliação, apresentam por vezes divergências.

Tendo em vista o escopo regional do trabalho, buscou-se adotar terminologia que caracterizasse de forma menos restritiva as unidades e que abrangesse a variabilidade em termos de coeficiente de armazenamento derivada da trama estrutural e da diversidade litológica.

Reconheceu-se nos conceitos adotados para a elaboração do Atlas de Águas Subterrâneas dos Estados Unidos (MILLER, 1999) um modelo satisfatório para a área. Aquíferos são considerados uma unidade geológica, um grupo de formações geológicas ou parte de uma formação suficientemente permeável de modo a permitir a produção significativa de água em poços e nascentes. Os sistemas aquíferos reúnem várias unidades geológicas, em sucessão estratigráfica, de características hidráulicas, hidrodinâmicas e hidroquímicas relativamente semelhantes, em geral, delimitados por camadas pouco permeáveis e representativos de um ambiente geotectônico. O termo unidade confinante foi aplicado para definir rochas ou depósitos sedimentares com permeabilidade significativamente menor com relação aos aquíferos. A grande vantagem no uso desse termo deve-se ao fato de que não se estabelece um limite de permeabilidade, por exemplo aquífero ou aquícluído, e a propriedade de transmissão de água é indicada como uma referência relativa às unidades adjacentes.

Deste modo, as unidades hidrogeológicas da área foram classificadas como aquíferos e unidades confinantes de acordo com suas propriedades hidráulicas e características litológicas dominantes. Não foram identificados na escala de trabalho, e conforme os conceitos traçados por USGS (1995), sistemas aquíferos, pois a sucessão estratigráfica é marcada pela alternância de unidades geológicas com características consideravelmente distintas.

Sete unidades hidrogeológicas foram identificadas, a saber: aquíferos inconsolidados, aquíferos quartzíticos, aquífero carbonático, aquíferos em formações ferríferas, aquíferos em xistos, aquíferos em rochas granito-gnáissicas e unidades confinantes (APÊNDICE G). Estas unidades foram por sua vez discriminadas pelos nomes das formações geológicas que as compõem.

### **7.1.1 Aquíferos Inconsolidados**

Aquíferos de porosidade intersticial, livres, descontínuos e muito heterogêneos e anisotrópicos. Relacionam-se às formações superficiais continentais cenozóicas que abrangem depósitos sedimentares aluviais e lacustrinos e coberturas detrito-lateríticas e elúvio-coluviais. Foram discriminados em aquíferos de depósitos eluviais, coluviais e aluviais e aquíferos em cangas e lateritas. Os primeiros abrangem uma grande variedade de materiais, de diferentes espessuras, dentre os quais se destacam as rampas de colúvio de ocorrência marcante no platô da Moeda, na bacia do ribeirão da Mutuca e no segmento ocidental da Serra do Curral que constituem expressivos aquíferos locais. Possuem boa capacidade de armazenamento de tal forma a permitir a manutenção do escoamento de base durante o período de estiagem.

Os aquíferos em cangas e lateritas estão associados às unidades ferruginosas e apresentam comumente elevadas porosidade e condutividade hidráulica e têm grande importância na recarga dos aquíferos sotopostos.

Os depósitos superficiais de solo e tálus mostram distribuição irregular, com matriz argilosa e contendo clastos de composição variada, predominantemente de hematita e itabiritos. Exibem características hidrodinâmicas variáveis, constituindo zonas aquíferas localizadas, em áreas de depressões de terreno sobre rochas impermeáveis (filitos, xistos e dolomitos) com restituição de águas perenizadas, mas com grande variação sazonal.

Nascentes associadas a esses aquíferos têm vazão muito variável, desde inferior a 3,6 m<sup>3</sup>/h a superior a 50,4 m<sup>3</sup>/h, como verificado no ribeirão da Mutuca.

### **7.1.2 Aquíferos Quartzíticos**

Aquíferos de porosidade fissural, livres a semiconfinados relacionados às formações Maquiné, Moeda, Cercadinho, Taboões e Itacolomi. O aquífero Cercadinho foi diferenciado dos demais por ser constituído de níveis quartzíticos intercalados a níveis pelíticos e apresentar descargas de vazões expressivas.

#### **7.1.2.1 Aquíferos Maquiné, Moeda, Taboões e Itacolomi**

Apresentam potencial pouco conhecido, com exceção do aquífero Moeda. Apesar do predomínio de litologias quartzíticas, apresentam com frequência intercalações de metapelitos o que os torna muito heterogêneos e anisotrópicos. Beato *et al.* (2005) apontam que as vazões

das nascentes encontram-se comumente abaixo de 5 m<sup>3</sup>/h, mas poços criteriosamente locados podem exibir capacidade específica de até 5 m<sup>3</sup>/h/m.

O aquífero Moeda, por influenciar nas operações de lavra, em especial, quanto à estabilidade dos taludes, tem suas propriedades hidráulicas mais bem avaliadas. Nas imediações da mina de Águas Claras são citadas transmissividades de 600 m<sup>2</sup>/dia e porosidade eficaz de 5% (BERTACHINNI, 1994), enquanto que nos arredores da mina de Tamanduá são encontradas descargas com vazões médias de 18 m<sup>3</sup>/h. Todavia, dado o caráter fissural e variabilidade litológica, espera-se um comportamento pouco regular para esta unidade aquífera.

#### 7.1.2.2 Aquífero Cercadinho

Tem maior expressão ao longo da vertente norte da serra do Curral onde exibe descargas com vazões acima de 10 m<sup>3</sup>/h. No platô da Moeda encontra-se em grande parte confinado pelos metapelitos da Formação Fecho do Funil e, eventualmente, apresenta nascentes e poços tubulares com vazões expressivas. Pode estar localmente conectado aos aquíferos Gandarela e Cauê, por meio de estruturas tectônicas. A ocorrência de poços tubulares com baixas capacidades específicas (mediana de 0,04 m<sup>3</sup>/h/m; BEATO *et al.*, 2005) indica o comportamento errático do aquífero.

#### 7.1.3 **Aquífero Carbonático**

É representado pelo aquífero Gandarela que se encontra sobreposto ao aquífero Cauê no Sinclinal Moeda e sotoposto a este na Homoclinal Serra do Curral. Trata-se de aquífero fraturado ou cárstico, livre ou confinado por unidades metapelíticas ou materiais argilosos resultantes do intemperismo ou relacionados a sedimentos lacustres.

Feições cársticas reveladas por nascentes e poços tubulares de alta vazão, frequentemente acima de 100 m<sup>3</sup>/h, são encontradas no segmento nordeste da Homoclinal e na porção setentrional e ao longo da aba leste do Sinclinal.

Beato *et al.* (2005) efetuaram a interpretação de quatro testes de bombeamento de poços situados na estação Cercadinho da COPASA e BH Shopping, todos na Homoclinal da Serra do Curral. Os autores concluíram que o aquífero é bastante produtivo, porém limitado visto que a recuperação não atingiu o nível original após 17 horas de monitoramento.

#### 7.1.4 Aqüíferos em formações ferríferas

Associam-se às formações ferríferas proterozóicas do tipo Lago Superior (Formação Cauê) ou arqueanas do tipo Algoma (intercalações no grupo Nova Lima).

##### 7.1.4.1 Aqüífero Cauê

Corresponde ao principal aqüífero da região como revelado pelo grande número de nascentes e poços tubulares com vazões, em geral, acima de 100 m<sup>3</sup>/h. Apresenta porosidade fissural ou granular, com ampla variedade entre os dois extremos a depender da intensidade do processo supergênico de dissolução de quartzo e carbonato das rochas.

Em virtude da diversidade litológica, da complexidade estrutural e de distintas intensidades no intemperismo exhibe, caracteristicamente, elevada heterogeneidade e anisotropia refletidas no amplo espectro de valores de transmissividade obtidos em ensaios de vazão de poços tubulares, desde 2 a 2.529 m<sup>2</sup>/dia (BEATO *et al.*, 2005). Os maiores valores de condutividade hidráulica são atribuídos aos corpos de minério friável, enquanto que as capacidades de armazenamento mais elevadas são conferidas às hematitas compactas (ECOLAB, 2002). Entretanto, como verificado nos testes físicos em amostras de testemunhos de sondagem, tanto hematitas semifriáveis quanto hematitas compactas laminadas ou foliadas mostram valores equiparáveis e bastante elevados de condutividade hidráulica.

As oscilações dos níveis d'água em poços de monitoramento e os coeficientes de armazenamento (SILVA *et al.*, 1994) encontrados na interpretação de testes de bombeamento sugerem que grande parte do aqüífero encontra-se livre. Situações de confinamento ou semiconfinamento são encontradas na região na região do Platô do Jardim Canadá em decorrência das coberturas sedimentares argilosas e na segmento sudoeste da Homoclinal da Serra do Curral dada a presença de níveis de itabiritos argilosos.

##### 7.1.4.2 Aqüífero em formação ferrífera tipo Algoma

Caracteriza-se por níveis pouco espessos, mas que podem atingir até 100 m, intercalados ao aqüífero Nova Lima. Possui porosidade fissural, localmente intensificada pela dissolução dos minerais carbonáticos. Os poucos dados existentes evidenciam a ocorrência de poços jorrantes com capacidade específica de até 2,8 m<sup>3</sup>/h/m e descargas de baixas vazões procedentes de galeria de prospecção. Devido à presença de sulfetos disseminados há o risco de geração de águas ácidas.



### **7.1.5 Aquífero em Xistos**

Abrange os aquíferos Nova Lima e Sabará constituídos predominantemente por xistos metassedimentares e metavulcânicos. Exibe porosidade fissural e baixo potencial hidrogeológico evidenciado pela produtividade dos poços tubulares (capacidade específica mediana de  $0,3 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ ) e vazões médias de nascentes de  $1,1 \text{ m}^3/\text{h}$  (BEATO *et al.*, 2005). Destaca-se, entretanto, a ocorrência de descargas elevadas, de até  $150 \text{ m}^3/\text{h}$ , relacionadas às coberturas coluvionares de alta capacidade de infiltração nos domínios do aquífero Nova Lima. Deve-se ressaltar também a nascente explorada para água mineral, com vazão de  $150 \text{ m}^3/\text{h}$ , associado a falhamento no aquífero Sabará.

A ocorrência eventual de rochas sulfetadas no aquífero Nova Lima pode conduzir ao processo de drenagem ácida.

### **7.1.6 Aquíferos em rochas granito-gnáissicas**

Correspondem a aquíferos fissurados que têm como peculiaridade o espesso manto de intemperismo que tanto contribui para a recarga das fraturas na rocha sã como é responsável por grande parte das restituições para os cursos d'água. As nascentes exibem vazões medianas de  $1,5 \text{ m}^3/\text{h}$  e os poços tubulares capacidades específicas medianas de  $0,25 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$  (BEATO *et al.* 2005).

### **7.1.7 Unidades Confinantes**

Envolvem as unidades confinantes Moeda, Batatal, Fecho do Funil e Barreiro, além dos diques e *sills* de rochas básicas e depósitos sedimentares argilosos cenozóicos.

Dentre estas, a mais importante para o estudo refere-se à unidade Batatal, pois representa o limite basal do aquífero Cauê. Foi classificada como aquitarde ou aquioclude nas imediações de várias minas em função das grandes diferenças dos níveis piezométricos relativamente ao aquífero Cauê. Entretanto, níveis de metachert podem localmente formar nascentes de até  $7 \text{ m}^3/\text{h}$ . Há ainda a possibilidade de geração por meio de fraturas e falhas de zonas de maior capacidade de transmissão de água. Ressalta-se, porém, que a natureza menos permeável da unidade é marcada pela localização, junto ao contato, de grande parte dos pontos de descarga do aquífero Cauê.

Diques básicos são referidos comumente como barreiras hidráulicas e têm a mina de Tamanduá (MDGEO, 2005a) como exemplo típico onde as rochas intrusivas formam seis setores hidrogeológicos com cotas piezométricas distintas. Podem igualmente ser afetados por estruturas tectônicas e permitirem o escoamento da água subterrânea.

## **7.2 Os grandes compartimentos hidrogeológicos**

As estruturas dominantes no Quadrilátero Ferrífero, em escala regional, correspondem a domos e grandes dobras sinformais, conformação conhecida como “domos e quilhas”, que envolvem indistintamente todo o pacote de rochas metassedimentares pré-cambrianas (ALKMIM e MARSHAK, 1998). Na área pesquisada identificam-se três principais estruturas que condicionam, em seus limites, o fluxo da água subterrânea e podem ser tratados como compartimentos hidrogeológicos distintos, com pouca ou nenhuma conexão hidráulica entre os aquíferos de circulação profunda. Não se conhece a dinâmica de fluxo na junção dos dois principais compartimentos (Homoclinal Serra do Curral e Sinclinal Moeda), visto a inexistência de pontos de controle e monitoramento. À exceção deste local, os limites dos compartimentos são marcados por unidades consideradas de baixa permeabilidade (xistos do Grupo Nova Lima, rochas granitóides do complexo Bonfim, filitos da Formação Batatal e dolomitos da Formação Gandarela. Esta estruturação regional pode ser visualizada no APÊNDICE A.

- a) Homoclinal Invertido da Serra do Curral. Ocorre ao longo da Serra do Curral e de seus prolongamento, serras do Rola Moça, Jatobá e Cachimbo, limitando o Platô da Moeda a norte e envolvendo as camadas de metassedimentos do Supergrupo Minas de direção uniforme NE-SW e mergulhos variáveis entre 30° e 85° para SE;
- b) Sinclinal Moeda. Configura-se como uma dobra regional, assimétrica e vergente para W e SW, que envolve todas as unidades metassedimentares presentes na área. O flanco oeste possui mergulhos, em geral, moderados, em torno de 35° a 50° para E e NE, enquanto o flanco leste, parcialmente obliterado pela Falha da Mutuca, está invertido exibindo mergulhos altos para E e NE;
- c) Faixa Tamanduá-Mutuca. Localizada no flanco leste do Sinclinal Moeda, no trecho compreendido entre a Serra do Curral e a região da mina de Tamanduá. Representada por um conjunto de falhas, das quais se destacam as falhas da Mutuca e Gorduras, que fazem parte de um corredor transpressivo sinistral.

### **7.2.1 Compartimento Hidrogeológico Homoclinal da Serra do Curral**

O aquífero Cauê apresenta espessuras em torno de 200 a 400 m sendo constituído na base, por itabiritos permeáveis que encerram os corpos de minério e no topo, por itabiritos dolomíticos e itabiritos de menor permeabilidade (AGUA CONSULTORES, 2002a). Os principais pontos de descarga localizam-se, preferencialmente, na vertente sul da Serra do Curral sendo encontradas algumas nascentes no flanco noroeste, nas proximidades da Serra dos Três Irmãos.

A unidade sobreposta, representada pela Formação Batatal (seqüência invertida), é formada por filitos, de composição dolomítica quando próximos ao contato com unidade Cauê, considerados como aquícludes ou aquítardes, mas que exibem intercalações de metacherts, litótipos de maior capacidade de transmissão de água (AGUA CONSULTORES, 2001a, 2002a). O funcionamento como barreira hidráulica é admitido em função da existência de inúmeras nascentes pontuais de grande porte no contato com a Formação Ferrífera (MDGEO, 2002) e da grande diferença potenciométrica entre os aquíferos Moeda e Cauê, separados pelos filitos Batatal (GRANDCHAMP, 2003).

A Formação Gandarela, unidade que se encontra sotoposta, mostra raras exposições sendo formada por filitos e filitos dolomíticos, e em menor proporção, por formação ferrífera dolomítica e dolomitos. Em virtude dessa variabilidade litológica, são pouco conhecidas as suas características hidrodinâmicas. No entanto, a quase ausência de estruturas cársticas e de nascentes com vazões significativas conduziram à classificação da unidade como aquíclude nas imediações das minas do Córrego do Feijão e Águas Claras (AGUA CONSULTORES, 2001a, 2002b; MDGEO, 1999a e MDGEO, 2004). Zonas carstificadas são reconhecidas no Instituto Hilton Rocha (poço tubular), captação do Cercadinho da COPASA (poço tubular), Bairro Belvedere (Lagoa Seca – feição cárstica) e mineração Lagoa Seca (surgência artificial).

A Formação Cercadinho, posicionada estruturalmente abaixo da Formação Gandarela exhibe predominância de rochas quartzíticas com alternância de filitos e ocorrência eventual de dolomitos. Exibe forte anisotropia, contudo, quando alterada mostra-se pouco compacta e fraturada o que lhe confere uma dupla porosidade, intersticial e de fraturas, resultando em capacidade de armazenamento e de condutividade hidráulica relativamente elevadas (MDGEO, 1999a).

Diques de rocha básica são identificados cortando toda a seqüência metassedimentar. Diferenças pronunciadas nas cotas piezométricas em setores laterais aos diques indicam comportamento como barreira hidráulica. Na mina da Jangada é citada a ocorrência de um dique básico que funciona como um divisor de água subterrânea (MDGEO, 2002).

É aventada a possibilidade de conexão hidráulica do aquífero Cauê com os aquíferos Gandarela e Cercadinho, na encosta norte da Serra dos Três Irmãos, por meio de falhas que seccionam transversalmente a estrutura monoclinal (AGUA CONSULTORES, 2002a).

Uma síntese dos principais aspectos hidrogeológicos e hidrodinâmicos adotados nos modelos de fluxo (conceituais, analíticos e numéricos) estabelecidos para as minas do Córrego do Feijão (CVRD), Jangada (MBR) e Águas Claras (MBR) encontra-se apresentada na TAB. 7.1.

### **7.2.2 Compartimento Hidrogeológico do Sinclinal Moeda**

O Sinclinal Moeda, na porção setentrional, tem seu núcleo formado pelas Formações Cauê, Gandarela e aquelas pertencentes aos Grupos Piracicaba e Itacolomi, estando limitado, em seus flancos e em profundidade, pelos filitos de baixa permeabilidade da Formação Batatal, com estrutura em formato de quilha de navio. Esta conformação favorece a acumulação de água subterrânea cujos pontos de descarga estão condicionados às estruturas tectônicas (falhas e fraturamentos) e aos locais de interceptação do nível d'água pelo relevo, em cotas mais baixas (ECOLAB, 2002).

O mapa de superfície potenciométrica elaborado para os aquíferos profundos na região adjacente à mina do Capão Xavier (ECOLAB, 2002) demonstrou não haver relação direta entre a distribuição de níveis de água e a topografia, evidenciando a não coincidência entre os divisores hidrográficos e hidrogeológicos. Adicionalmente, constatou-se a existência de variações abruptas no nível piezométrico que foram associadas à presença de diques máficos, fato não confirmado após o início do rebaixamento (MBR, 2007). Verificou-se que os efeitos da atividade de desaguamento no INA 01/93CPX, localizado a cerca de 1500 m a sudeste da cava, foram tão ou mais intensos que aqueles identificados na mina.

**Tabela 7.1 - Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Homoclinal da Serra do Curral.**

Mina	Direção de fluxo	Valores Hidrodinâmicos Apresentados	Premissas do Modelo		
			Unidades Hidrogeológicas	Recarga (mm/ano)	Parâmetros Hidráulicos
Córrego do Feijão * <sup>1</sup>	Para a vertente norte da Serra	<u>Aq. Cauê</u> : T = 52 a 1.728 m <sup>2</sup> /dia; K = 0,08 a 8,6 m/dia; S = 10 <sup>-3</sup> a 0,1 Teste de aquífero: T = 726 a 1.578 m <sup>2</sup> /dia; S = 9x10 <sup>-3</sup> a 0,408 (média de 0,12) <u>Aq. Cercadinho</u> : T = 86 m <sup>2</sup> /dia e S = 0,05	Aquíferos: Cauê, Gandarela e Cercadinho; Aquitardos: Batatal e Fecho do Funil	288	<u>Aq. Cauê</u> : Kx, Ky, Kz=1 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Sy=0,05; Por.Total=0,07 <u>Aq. Gandarela</u> : KxKy=0,1;Kz=0,01 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> Sy=0,01; Por.Total=0,05 <u>Aq. Cercadinho</u> :Kx, Ky=0,05 m/dia; Kz=0,005 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Sy=0,01; Por.Total=0,005
Jangada * <sup>2</sup>	Para sudoeste e nordeste a partir de dique básico		Aquífero: Cauê Aquiocludes: Gandarela e Batatal	310 - para a área em geral 547 - para as cavas	<u>Aq. Cauê</u> : Itabirito Indivisos - Kx,Ky,Kz=0,5 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Sy=0,05; Hematitas - Kx,Ky,Kz=2,5 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Sy=0,08; Rocha básica - Kx,Ky,Kz=0,001 m/dia; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Sy=0,005;
Águas Claras * <sup>3</sup>	Para sudoeste e vertente Sul do Homoclinal	<u>Aq. Cauê</u> : K = 0,3 a 3 m/dia; Por.Ef. = 0,2 <u>Aq. Cercadinho</u> : T = 90 m <sup>2</sup> /dia; S>0,1; Por.Ef. = 0,05 <u>Aq. Moeda</u> : Por. Ef. = 0,02	Aquíferos Cauê e, Moeda Aquioclude: Batatal e Gandarela		<u>Aq. Cauê</u> : Itabirito macio: Kx = 7,0; Ky=Kz=1,4 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,096 Hematita média: Kx = 10,0; Ky=Kz=2,0 m/dia; Ss=2x10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,084 Itabirito dolomítico: Kx = 0,02; Ky=Kz=0,004 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,036 Itabirito argiloso: Kx = 0,6; Ky=Kz=0,12 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Por. Efet 0,06 Itabirito: Kx = 0,4; Ky=Kz=0,08 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,036 Itabirito transição: Kx = 0,45; Ky=Kz=0,09 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,084 Itabirito zona oeste: Kx = 6,0; Ky=Kz=1,2 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy=0,084 Itabirito zona leste: Kx = 1,0; Ky=Kz=0,2 m/dia; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Sy= 0,072

Fontes:\*<sup>1</sup> - ÁGUA Consultores (2001a, 2002b); \*<sup>2</sup> - MDGEO (2004); \*<sup>3</sup> - MDGEO (1999a) e Grandchamp (2003).

O aquífero Cauê apresenta continuidade desde o interior do Sinclinal Moeda até o Homoclinal da Serra do Curral não havendo evidências inequívocas de fluxo subterrâneo entre essas grandes estruturas. É representado no flanco leste por formações ferríferas bandadas argilosas e carbonáticas pouco permeáveis que gradam, em direção ao topo, para um pacote de itabiritos carbonáticos e silicosos, hospedeiros dos corpos de minério de altas permeabilidade e capacidade de armazenamento (ECOLAB, 2002). No flanco oeste, as zonas mineralizadas restringem-se à porção basal (no contato com a Fm. Batatal) da unidade (ÁGUA CONSULTORES, 1999). Identificam-se como pontos principais de descarga os mananciais de Fechos, Catarina, as nascentes da Tutaméia (cabeceira do Córrego Fundo) e do Condomínio Retiro do Chalé.

A Formação Batatal constitui a unidade de base do aquífero Cauê no núcleo e flanco leste e de topo, no limbo oriental invertido. Constitui-se de filitos sericiticos e em menor proporção, de filitos dolomíticos e de camadas e lentes de arenitos de granulometria grossa. É considerada como um aquíclode em todos os modelos hidrogeológicos elaborados para diversos setores do Sinclinal que se apóiam na litologia predominante pouco permeável e são corroborados por dados de monitoramento piezométrico.

A Formação Gandarela sobrepõe o aquífero Cauê em toda a extensão da calha do Sinclinal Moeda. Os afloramentos são escassos, mas podem ser encontradas exposições nas drenagens das captações de Fechos e Barreiro e em cortes de estrada (via usina Rio do Peixe) para a mina Capitão do Mato. Evidências de carstificação correspondem às pequenas dolinas no interior do Sinclinal e às surgências cársticas de Fechos e do condomínio do Miguelão. É formada por filitos dolomíticos, dolomitos puros, dolomitos com lâminas pelíticas e hematíticas, brechas dolomíticas e itabiritos dolomíticos. Foi considerado como um aquífero em conexão hidráulica com o Cauê no modelo de fluxo elaborado para a mina Pau-Branco (ÁGUA CONSULTORES 1999, 2001b 2001c, 2002b) e no modelo da mina Capão Xavier (ECOLAB, 2002), como uma unidade predominantemente de baixa permeabilidade com porções restritas de elevada condutividade hidráulica. A TAB. 7.2 reúne os principais aspectos dos modelos hidrogeológicos criados para as minas Capão Xavier e Pau-Branco.

O estudo efetuado por Lazarim (1999) na região do Bairro Jardim Canadá indicou a existência de conexão hidráulica entre as unidades hidroestratigráficas representadas pelas formações Cauê, Gandarela e Cercadinho configurando um aquífero único de caráter local. A verificação, nos piezômetros existentes, de cargas hidráulicas mais elevadas nas câmaras

situadas em profundidades mais rasas do que naquelas mais profundas é atribuída ao comportamento característico de áreas de recarga onde o fluxo em sistema tridimensional processa-se de maneira predominantemente descendente.

Os depósitos lacustres localizados no núcleo do Sinclinal Moeda atuam, segundo ECOLAB (2002), como embasamento impermeável para as camadas sobrejacentes (depósitos de canga) e como camada semiconfinante para os aquíferos subjacentes (itabiritos e dolomitos).

### **7.2.3 Compartimento Hidrogeológico Faixa Tamanduá-Mutuca**

Esta faixa, de direção N-S e mergulho para leste, possui origem tectônica sendo limitada por falhamentos (Mutuca e Gorduras) e caracterizada pela repetição das camadas das formações Batatal e Cauê, em seqüência invertida, ao longo de trecho de cerca de 8 km que se estende da Mina da Mutuca até a Mina do Tamanduá, passando pela Mineração Rio Verde.

O aquífero Cauê encontra-se balizado por rochas da unidade confinante Batatal, tanto a leste, por contato tectônico, quanto à oeste, por contato estratigráfico. A barreira hidráulica formada pelos filitos é admitida por ECOLAB (2002) em razão do desnível de cerca 120 m entre as cotas dos níveis d'água do núcleo do Sinclinal Moeda e da Faixa Tamanduá-Mutuca. A descarga natural da Faixa Tamanduá-Mutuca ocorre no Córrego dos Fechos.

Diques intrusivos seccionam a Faixa Tamanduá-Mutuca e a subdividem em cinco blocos independentes (ECOLAB, 2002): Bloco Mutuca; Bloco Rio Verde Norte; Bloco Rio Verde Sul Bloco Tamanduá e Bloco Morro do Chapéu-Capitão do Mato.

A Formação Batatal exhibe espessuras variáveis de 100 a 400 m e ocorre, no limite oriental da faixa, separando os aquíferos Cauê e Moeda (quartzitos fissurados). Verifica-se na mina Capitão do Mato o comportamento dessa unidade como uma barreira impermeável. No entanto, na mina do Tamanduá duas falhas de rejeito direcional cortam a camada de filito e promovem a conexão hidráulica dos dois aquíferos (MDGEO, 1999b). A Formação Gandarela é identificada, nos mapeamentos efetuados, somente no bloco Morro do Chapéu-Capitão que se encontra além do limite sul da faixa, mas em contato com o bloco Tamanduá. Os levantamentos de campo, entretanto, revelaram a existência de camada dolomítica, com feições cársticas, no vale do Córrego de Fechos.

A TAB. 7.3 apresenta os principais aspectos dos modelos hidrogeológicos criados para as minas Mutuca, Rio Verde, Tamanduá e Capitão do Mato.

**Tabela 7.2 - Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Sinclinal Moeda.**

Mina	Direção de fluxo	Valores Hidrodinâmicos Apresentados	Premissas do Modelo		
			Unidades Hidrogeológicas	Recarga (mm/ano)	Parâmetros Hidráulicos
Capão Xavier* <sup>1</sup>	Principalmente para sudeste (com parcela subordinada para sudoeste) no flanco oriental do Sinclinal, ao longo da camada de formação ferrífera	<u>Aq. Cauê</u> : T = 50 a 1500 m <sup>2</sup> /dia (média de 436 m <sup>2</sup> /dia); Sy = 0,1 a 0,15; Kmédia = 1,089 m/dia; S = 1,7x10 <sup>-6</sup> (aq.conf.) a 0,15 (aq.livre) com média de 4,8x10 <sup>-2</sup> <u>Aq. Gandarela</u> : Cap.Espec. 0,02 m <sup>3</sup> /h/m	Aquífero: Cauê Aquitardo: Gandarela (?) Aquioclude: Batatal	Entre 447,70 a 1790,77	<u>Aq. Cauê</u> : Itabiritos alterados: Kxy=Kz=0,009 a 1 m/dia; Hematitas: Kxy=0,3 e Kz = 0,1 m/dia. <u>Aq. Gandarela</u> : Fraturado: Kxy= 0,009 a 0,8 m/dia e Kz= 0,009 a 0,002 m/dia; Cárstico: Kxy=Kz:=5 m/dia. <u>Material de cobertura</u> : Colúvio: K= 0,001 a 0,8 m/dia.
Capão Xavier* <sup>2</sup>	Essencialmente para sudeste, condicionado pela configuração do eixo do Sinclinal Moeda	<u>Unidade Batatal</u> : K inferior a 8,6 x 10 <sup>-8</sup> m/dia; <u>Aq. Cauê</u> : itabiritos alterados: K entre 0,09 a 1,0 m/dia; hematita: Kxy = 0,3 e Kz = 0,1 m/dia; itabirito fino: K>8,6 x 10 <sup>-8</sup> m/dia; <u>Aq. Gandarela</u> : dolomito carstificado: K = 5,0 m/dia.	Aquitardos: Batatal e Itabiritos duros Aqüíferos: Cauê e Gandarela	Partes elevadas nos itabiritos: 788,51 Altiplano Jardim Canadá: 1022,93 Depressão Córrego de Fechos: 852,44	<u>Aq. Cauê</u> : Itabiritos alterados: Kxy=0,9 e Kz=0,5 m/dia; Hematitas: Kxy=1,55 e Kz =0,7 m/dia; Itabiritos duros: Kxy=Kz: 0,009 m/dia. <u>Aq. Gandarela</u> : Fraturado: Kxy=0,12 e Kz= 0,012 m/dia; Cárstico: Kxy=Kz=2,55 m/dia. <u>Material de cobertura</u> : K= 0,00005 (argilas) a 0,35 m/dia (rolados de hematita)
Pau-Branco* <sup>3</sup>	No flanco ocidental, preferencialmente para leste com leve caimento para norte	<u>Aq. Cauê</u> . Teste de aquífero 1: T=150 a 450 m <sup>2</sup> /dia e S = 10 <sup>-4</sup> a 10 <sup>-3</sup> ( aquífero confinado a semiconfinado); Teste de aquífero 2: T = 600 a 1.100 m <sup>2</sup> /dia e S = 0,01 a 0,16 ( aquífero livre).	Aqüíferos: Cauê e Gandarela Aquioclude: Batatal	100	<u>Aq. Cauê</u> : Itabiritos Indiferenciados: Kxy=0,5 e Kz=0,05 m/dia; Sy=0,01; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Itabiritos Quartzosos: Kxy=0,7 e Kz =0,07 m/dia; Sy=0,008; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Hematita Compacta: Kxy=4,6 e Kz =0,46 m/dia; Sy=0,05; Ss=10 <sup>-4</sup> ; Hematita fina friável: Kxy=1,0 e Kz =0,1 m/dia; Sy=0,02; Ss=10 <sup>-4</sup> ; <u>Aq. Gandarela</u> : Kxy=0,3 e Kz =0,03 m/dia; Sy=0,007; Ss=10 <sup>-4</sup> ; <u>Aq. Cercadinho</u> : Kxy=0,1 e Kz =0,01 m/dia; Sy=0,005; Ss=10 <sup>-4</sup> ;

Fontes:\*<sup>1</sup> - ECOLAB (2002) e Rubio (1995 e 1996, *apud* Lazarim, 1999); \*<sup>2</sup> - Lazarim (1999); \*<sup>3</sup> - ÁGUA Consultores (1999, 2001b, 2001c, 2002b, 2006).



**Tabela 7.3 - Aspectos hidrogeológicos considerados para o Bloco Faixa Tamanduá-Mutuca.**

Bloco	Direção de fluxo	Valores Hidrodinâmicos Apresentados	Premissas do Modelo		
			Unidades Hidrogeológicas	Recarga (mm/ano)	Parâmetros Hidráulicos
Mutuca, Rio Verde Norte, Rio Verde Sul * <sup>1</sup>	De norte para sul com descarga no ribeirão dos Fechos		Aquífero: Cauê Aquioclude: Batatal		
Tamanduá* <sup>1</sup>	Fluxo com descargas associadas às nascentes do Meloso, João Rodrigues e Capão da Serra, com sentido de sul para norte	<u>Aq. Cauê</u> : T = 50 a 1500 m <sup>2</sup> /dia; S = 0,05 e 0,15 (aquiífero livre)	Aquíferos: Cauê e Moeda Aquiocludes: Gandarela e Batatal e Nova Lima Aquitardos: diques básicos	365	<u>Aq. Cauê</u> : Itabirito Indiviso: Kx=0,5, Ky=Kz=0,25 m/dia; Sy=0,07; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito Compacto: Kx=4, Ky=Kz=2 m/dia; Sy=0,06; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito Argiloso/anfibolítico: Kx=Ky=Kz=0,1 m/dia; Sy=0,01; Ss=10 <sup>-5</sup> Itabirito e Hematita Macios: Kx=2, Ky=Kz=1 m/dia; Sy=0,1; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito e Hematita médios: Kx=3, Ky=Kz=1,5 m/dia; Sy=0,08; Ss=10 <sup>-5</sup> ; <u>Aq. Moeda</u> Quartzito: Kx=Ky=Kz=0,3 m/dia; Sy=0,04; Ss=10 <sup>-5</sup> ; <u>Aq. Inconsolidados</u> Coberturas: Kx=Ky=Kz=3 m/dia; Sy=0,1; Ss=10 <sup>-5</sup> ; <u>Unidades Confinantes</u> Rochas básicas e metavulcânicas: Kx=Ky=Kz=0,0005 m/dia; Sy=0,005; Ss=10 <sup>-5</sup> ;
Morro do Chapéu-Capitão do Mato * <sup>2</sup>	De norte para sul para descarga em nascente pontual na mina Capitão do Mato		Aquíferos: Cauê e Moeda Aquiocludes ou Aquitardos: diques básicos	411 para a área geral; 803 para a cava	<u>Aq. Cauê</u> : Itabirito Indiviso: Kx=0,5, Ky=Kz=0,25 m/dia; Sy=0,05; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito Compacto: Kx=4, Ky=Kz=2 m/dia; Sy=0,03; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito Argiloso: Kx=Ky=Kz=1 m/dia; Sy=0,01; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito e Hematita Macios: Kx=2, Ky=Kz=1 m/dia; Sy=0,5; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Itabirito e Hematita médios: Kx=3, Ky=Kz=1,5 m/dia; Sy=0,055; Ss=10 <sup>-5</sup> ; <u>Aq. Moeda</u> Quartzito: Kx=Ky=Kz=0,05 m/dia; Sy=0,02; Ss=10 <sup>-5</sup> ; <u>Unidades Confinantes</u> Rochas básicas: Kx=Ky=Kz=0,0004 m/dia; Sy=0,005; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Unidade Batatal: Filito sericítico - Kx=Ky=Kz=0,001 m/dia; Sy=0,05; Ss=10 <sup>-5</sup> ; Chert - Kx=Ky=Kz=0,4 m/dia; Sy=0,01; Ss=10 <sup>-5</sup>

Fontes: \*1 - ECOLAB (2002) e MDGEO (2005a); \*2 - ECOLAB (2002) e MDGEO (1999b).

### **7.3 Os Principais Pontos de Descarga dos Aquíferos**

Visando a compreensão, no contexto regional, das características dos aquíferos e da dinâmica de fluxo subterrâneo nos grandes compartimentos estruturais que compõem a área da pesquisa, optou-se pela descrição dos principais pontos de descarga discriminados pelos setores hidrogeológicos conformados pela geometria e tectônica, quais sejam: Homoclinal da Serra do Curral, Sinclinal Moeda e Faixa Tamanduá-Mutuca. A localização de todos os pontos d'água relacionados aos diversos aquíferos encontra-se no APÊNDICE G que representa uma integração do cadastro de Beato *et al.* (2005) com os pontos visitados durante a pesquisa. As principais características dos pontos visitados durante o trabalho foram reunidas na planilha do APÊNDICE H.

Ressalta-se que foram instalados pontos de medição e estações fluviométricas, cuja operação perdurou por um período de cerca de um ano, em pontos de descarga dos aquíferos Cauê e Gandarela. Os pontos de medição correspondem às seguintes nascentes: BR040 – Portaria C do Condomínio do Miguelão (P89); córrego da Fazenda (P96 e P97), condomínio Retiro do Chalé (P82A e P82B) e Bálsamo (P70). Quanto às estações fluviométricas, são elas: mananciais de Rola Moça (P69) e Taboões (P73) e nascente da SKOL-Condômínio do Miguelão (P71). Foram feitas ainda, durante o período de estiagem, duas medidas no rio Paraopeba (P120), a jusante e a montante do aquífero Cauê, para determinação da restituição para o nível de base regional do segmento ocidental da Homoclinal da Serra do Curral. Os resultados das medições realizadas encontram-se no APÊNDICE I.

#### **7.3.1 Compartimento Hidrogeológico Homoclinal da Serra do Curral**

Neste setor as principais descargas associadas ao aquífero Cauê são: i) Mananciais de Rola Moça (P69), Taboões (P73), Bálsamo (P70) e Mutuca Auxiliar (P50), de propriedade da COPASA; ii) Alto Barreiro (P68) e fontes relacionadas aos vertedouros de número 55 (P55), 33 (P56) e 60 (P57), monitorados pela MBR/CVRD; iii) nascentes Leste (P106) e Jequitibá (P107) e galeria de drenagem (P104), monitoradas pela CVRD; iv) nascente (P97) e galeria (P96) do córrego da Fazenda, túnel da ferrovia do aço (P94) e nascente do Taquaril (P95); e v) descarga no rio Paraopeba (P120). Além dessas, menciona-se a nascente não visitada do condomínio Estância da Serra (364).

#### 7.3.1.1 Nascente do manancial do Rola Moça (P69)

Situa-se a 450 m da cabeceira do córrego Fubá, afluente do rio Paraopeba, vertente sul do Homoclinal Serra do Curral e mais especificamente, próximo à junção com o Sinclinal Moeda. Relaciona-se ao aquífero Cauê e posiciona-se junto ao contato com o aquífero Gandarela.

O ponto de descarga é marcado por várias nascentes difusas, com vazões individuais de até 7,2 m<sup>3</sup>/h, que ocorrem em uma área de cerca de 2.500 m<sup>2</sup> e na altitude de 1.180 m. Verifica-se a contribuição, em menor escala, da restituição de aquíferos inconsolidados representados por colúvios contendo fragmentos de hematita e itabiritos.

O monitoramento na estação fluviométrica instalada indicou vazões médias em torno de 364,0 m<sup>3</sup>/h, com pequena redução no período seco. Os resultados são comparáveis àqueles obtidos pela COPASA.

#### 7.3.1.2 Nascente do manancial de Taboões (P73)

Situa-se no sopé da Serra do Curral, próximo à cabeceira do Córrego Taboão, sendo representada por várias fontes difusas, de vazões individuais elevadas (em torno de 18 m<sup>3</sup>/h), que se concentram em área de cerca de 200 m<sup>2</sup>, na cota média de 1.160 m. A exsudação ocorre no contato de material coluvionar (ou de tálus) com fina camada de solo, de espessura máxima de 30 cm, em ponto de quebra de relevo. Posiciona-se, em termos geológicos, próximo ao contato com a unidade Gandarela.

Medidas realizadas na estação fluviométrica revelaram vazões praticamente constantes em torno de 570 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.3 Nascente do manancial de Bálsamo (P70)

Situa-se lateralmente ao leito do córrego do Rola Moça a cerca de 1.250 m do sopé da serra do Curral, em altitude de 1.140 m. A descarga é pontual e ocorre no contato de material coluvionar com sedimento argiloso de cor amarela. Exsudações de volumes muito pequenos são encontradas ao longo do curso d'água e parecem associadas ao pacote de argila. Assim como as nascentes anteriores, está condicionada ao contato com o aquífero Gandarela.

As medidas efetuadas abrangeram, principalmente, as descargas do aquífero Cauê e indicaram vazões médias de 173 m<sup>3</sup>/h, com mínimo de 125 m<sup>3</sup>/h e máximo de 216 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.4 Nascente do Manancial de Mutuca Auxiliar (P50)

Representa a principal nascente na vertente sul do setor nordeste do Homoclinal da Serra do Curral estando inserida na sub-bacia do córrego da Mutuca. É caracterizada por várias fontes difusas que se associam à quebra de relevo próxima ao sopé da serra, em altitude média de 1.160 m. A maior parte das exsudações ocorre junto a material coluvionar com fragmentos de rocha. Em dois pontos, entretanto, percebe-se que a água surge do itabirito intemperizado com o fluxo condicionado pelo bandamento da rocha.

Monitoramento efetuado pela MBR e COPASA revela que as vazões são praticamente constantes ao longo do ano, com valor médio de 170 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.5 Nascente do Alto Barreiro (VT07/96CPX – ponto 221)

Está situada na vertente norte do Homoclinal, bacia do córrego do Barreiro, posicionada na porção intermediária do aquífero. Apresenta vazão de variabilidade não sazonal com ciclos de longa duração (acima de 800 dias). A descarga média é de 67 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.6 Nascente do Vertedouro 33 (Mina da Jangada – P56)

A nascente do vertedouro 33 (VT-33/01) está localizada na sub-bacia do córrego Jangada a uma distância de 489 m da cava da mina de mesmo nome. Encontra-se na cota aproximada de 1.080 m referente à base da encosta sul da Serra do Curral que se expressa como uma quebra de relevo. Corresponde a fontes difusas distribuídas em área máxima de 5.000 m<sup>2</sup>, que se associam a cobertura de canga com fragmentos centimétricos de hematita e cimento limonítico. Medidas de vazão realizadas no vertedouro, situado a 100 m a jusante, apontam valor médio de 66 m<sup>3</sup>/h, com picos de pequena permanência nos eventos de chuva.

#### 7.3.1.7 Nascente do Vertedouro 55 (Mina da Jangada – P55)

O vertedouro 55 (VT55/02JGD) encontra-se a 320 m a jusante daquele de número 33 (VT33/01JGD) recebendo a vazão proveniente deste e de um pequeno curso d'água. Visto que a nascente do VT-33 já havia sido determinada, efetuou-se, portanto a avaliação das fontes relativas ao tributário da margem esquerda. Correspondem a nascentes difusas de vazões individuais muito baixas (inferior a 0,4 m<sup>3</sup>/h) que ocorrem em praticamente ao longo da drenagem. Vale destacar que a vazão média no vertedouro 55 é de 152,0 m<sup>3</sup>/h, ou seja, acima do dobro do que foi determinado no vertedouro 33.

#### 7.3.1.8 Nascente do Vertedouro 60 (Mina da Jangada – P57)

Está localizada a 100 m a montante do vertedouro (VT-60/02JGD) e a 2.500 m da cava da Mina da Jangada, na bacia do ribeirão Casa Branca. Caracteriza-se por várias nascentes distribuídas por uma área de 1.000 m<sup>2</sup> em uma mesma cota, em torno de 1.090 m. Vinculam-se à cobertura de canga composta de fragmentos centimétricos de hematita cimentados por limonita. A vazão média no vertedouro é de 87 m<sup>3</sup>/h, entretanto esse valor deve ser considerado com ressalvas visto que as nascentes estão sendo captadas para abastecimento doméstico.

#### 7.3.1.9 Nascente Leste (P106)

Localiza-se na bacia do ribeirão Ferro-Carvão, face sul do Homoclinal. Possui caráter pontual e está posicionada junto ao contato com a unidade confinante Batatal, na cota 1.092 m. Está sendo atualmente afetada pelo rebaixamento na mina do Córrego do Feijão.

#### 7.3.1.10 Nascente Jequitibá (P107)

Encontra-se a cerca de 500 m de distância da nascente anterior. As descargas associam-se à percolação de água em fraturas e nas superfícies de acamamento de maciço de itabirito silicoso. Progressiva redução de vazão tem sido verificada em decorrência das atividades da mina do Córrego do Feijão.

#### 7.3.1.11 Galeria de Drenagem (P104)

Galeria construída para drenagem da mina do córrego do Feijão. Capta águas principalmente do aquífero Cauê, mas também intercepta a unidade confinante Batatal e o aquífero em rochas granito-gnáissicas. Apresenta vazão média de 250 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.12 Nascente do Córrego da Fazenda (P97)

Localizada na extremidade nordeste do homoclinal, a 1.300 m da cabeceira do córrego da Fazenda. Trata-se de uma nascente pontual relacionada a grandes blocos itabiríticos. Medidas de vazão revelaram comportamento de relativa variabilidade, com mínimo de 65 m<sup>3</sup>/h, máximo de 104 m<sup>3</sup>/h e média de 85 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.13 Galeria do Córrego da Fazenda (P96)

Situa-se a 450 m a jusante da anterior e refere-se a uma antiga galeria de prospecção aberta em metapelitos do aquífero Moeda, mas que intercepta o aquífero Cauê. As vazões variam de 84 a 104 m<sup>3</sup>/h, com média de 72 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.14 Túnel da Ferrovia do Aço – Taquaril (P94)

Túnel escavado nos aquíferos Moeda e Cauê. Apresenta descarga de vazão média de 35 m<sup>3</sup>/h, parcialmente captada para abastecimento de bairro em Sabará.

#### 7.3.1.15 Nascente do Taquaril

Nascente pontual relacionada à maço itabirítico. O escoamento se dá pelas fraturas e ao longo do acamamento com feições de dissolução. Medida de vazão efetuada pelos métodos volumétrico e de partícula flutuante resultaram em valor em torno de 90 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.1.16 Descarga no Rio Paraopeba

O ponto onde o rio Paraopeba cruza o Homoclinal representa a menor cota (719 m) verificada ao longo desse compartimento. As duas medidas feitas com molinete, nos meses de setembro e outubro, revelaram descarga média para o aquífero Cauê de 956 m<sup>3</sup>/h. Valor tão elevado indica que esse curso d'água constitui o nível de base de um sistema de fluxo regional. Entretanto, vale destacar que como foram feitas somente duas medidas, a confirmação dessa vazão requer a realização de novos procedimentos para aferição. Além disso, esse valor constitui entre 0,6 a 1,2% da vazão total do curso d'água no trecho investigado, percentual que se encontra no erro de determinação. A favor da confiabilidade das medidas está a equivalência dos resultados mesmo a vazões totais do curso d'água bastante distintas (23,0 e 41,0 m<sup>3</sup>/s).

### **7.3.2 Compartimento Hidrogeológico do Sinclinal Moeda**

Nesse compartimento discriminam-se as seguintes descargas dos aquíferos Cauê e Gandarela: i) Aba leste – nascentes do manancial de Fechos (Galeria - P52 e Auxiliar – P81), do Rio do Peixe (P65), de Trovões (P66) e da Cata Branca (P67); ii) Aba oeste – nascentes dos mananciais de Catarina Principal (P48) e Catarina Auxiliar (P51), da Tutaméia (P115), do condomínio Retiro das Pedras (P82A e P82B) e da comunidade Suzana (P83A); e iii) Próximo à calha do Sinclinal – nascente do manancial de Fechos (Surgência Cárstica – P53), do condomínio Lagoa do Miguelão (Miguelão – P72; SKOL – P71 e BR040 Portaria C – P89), do IBAMA (P34) e do Clube Serra da Moeda (P84). Deve-se mencionar, ainda, a nascente Angu (520), na mina do Capitão do Mato, afetada pela atividade extrativa mineral.

#### 7.3.2.1 Nascente do manancial de Fechos (Galeria – P52)

Corresponde a uma antiga galeria de prospecção escavada em itabirito silicoso, situada na sub-bacia do córrego de Fechos e posicionada no sopé da serra a uma altitude de aproximadamente 1.242 m. A elevada mineralização das águas (condutividade elétrica de 95,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) sugere conexão hidráulica com o aquífero Gandarela. Apresenta vazão relativamente constante de 54  $\text{m}^3/\text{h}$ .

#### 7.3.2.2 Nascente do manancial de Fechos (Auxiliar – P81)

Nascente de natureza difusa constituída por várias fontes que surgem ao longo do leito do córrego de Fechos, em trecho de cerca de 50 m de extensão. Monitoramento efetuado em vertedouro localizado a 300 m a jusante indica vazão média de 164,0  $\text{m}^3/\text{h}$ .

#### 7.3.2.3 Nascente do Rio do Peixe (ponto P65)

Corresponde a uma nascente pontual de vazão extremamente alta localizada a meia encosta da vertente leste do Sinclinal Moeda, na sub-bacia do rio do Peixe, em cota aproximada de 1.140 m. A água surge em meio a itabirito silicoso fresco caracterizado pela alternância de lâminas centimétricas quartzo-ferruginosas e essencialmente ferruginosas (hematita e magnetita).

O fluxo está condicionado tanto pelo fraturamento verticalizado de direção N30-50°E quanto pelo bandamento que se mostra subhorizontal e orientado segundo N25-30°W. A descarga ocorre preferencialmente por fratura com abertura de 0,5 m e o escoamento se faz no plano da laminação. Aspecto a ser ressaltado refere-se à dissolução/lixiviação diferencial da rocha controlada pela laminação.

A nascente é captada para o abastecimento do conjunto residencial dos empregados que trabalham na Usina Hidrelétrica “E” da Mineração Anglo Gold. Não foi possível determinar a vazão em virtude de seu valor muito elevado, mas estima-se que seja superior a 200  $\text{m}^3/\text{h}$ .

#### 7.3.2.4 Nascente de Trovões (P66)

Localiza-se na sub-bacia do córrego Fazenda Velha a meia-encosta da vertente que marca a borda leste do Sinclinal Moeda, em altitude de 1.290 m. A descarga é pontual e se dá em maciço rochoso de itabirito com bandamento verticalizado. No maciço é encontrada gruta de evolução aparentemente natural (teto solapado), com cerca de 10 m de extensão e 5 m de abertura, exibindo escoamento de água em seu interior.

O fluxo processa-se claramente pelas cavidades retilíneas da rocha, de espessura centimétrica a decimétrica e extensão métrica, geradas pela dissolução diferencial do bandamento. As fraturas também desempenham papel importante e podem, em interseção com a laminação, originar vazios ou janelas de formas poligonais.

Monitoramento efetuado pela MBR revela que as vazões exibem significativa variação sazonal e têm média de 259 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.2.5 Nascente da Cata Branca (P67)

Está localizada em posição de meia-encosta na aba leste do Sinclinal Moeda em altitude aproximada de 1.300 m, pertencendo à sub-bacia do córrego Cata Branca. No ponto de descarga foi construída uma barragem que parece ter encoberto a(s) principal(is) nascente(s).

As vertentes laterais à barragem mostram-se cobertas por blocos ou por uma capa de canga muito porosa constituída de fragmentos centimétricos de hematita e itabirito rico cimentados por hidróxido de ferro.

Pequenas nascentes, e em número reduzido, ocorrem associadas à cobertura detrítica, tendo sido estimadas vazões individuais em torno de 3,6 m<sup>3</sup>/h. A vazão média no vertedouro 27 de propriedade da MBR, logo a jusante da barragem, é de 123,0 m<sup>3</sup>/h. Esse valor foi obtido da série de monitoramento em período anterior à verificação da redução progressiva de vazão devido aos procedimentos de desaguamento da mina do Pico.

#### 7.3.2.6 Nascente do Manancial de Catarina Principal (P48)

Situa-se na aba oeste do Sinclinal Moeda próximo à junção com o Homoclinal da Serra do Curral, em posição de meia encosta e em cota em torno de 1.300 m. Pertence à sub-bacia do ribeirão Catarina, achando-se a pequena distância de sua cabeceira.

Corresponde a uma nascente pontual de vazão muito elevada que se encontra submersa pela barragem de captação. Associa-se a um grande maciço de itabirito semi-intemperizado caracterizado por laminais milimétricas a centimétricas de composição quartzosa e ferruginosa (hematita e magnetita). O escoamento se faz preferencialmente por condutos, restritos às bandas mais susceptíveis ao processo intempérico, formados pela dissolução e lixiviação ao longo da intersecção do plano das camadas com as fraturas. As vazões registradas na barragem (ECOLAB, 2002) evidenciam valores constantes em torno de 324 m<sup>3</sup>/h.



#### 7.3.2.7 Nascente do Manancial de Catarina Auxiliar (P51)

Dista cerca de 800 m do ponto anterior estando inserida na aba oriental do sinclinal do Ouro Fino, estrutura secundária presente junto à conexão do Homoclinal da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda. Encontra-se igualmente em posição intermediária na vertente, pertencendo à sub-bacia do ribeirão Catarina.

Abrange várias nascentes difusas concentradas em região brejada, com densa vegetação hidrófila, que corresponde a um ponto de quebra de relevo. A água flui a partir de material colúvio-aluvionar caracterizado por fragmentos angulares de itabirito de dimensões centimétricas a decimétricas dispersos em matriz não consolidada de granulometria areia grossa. A nascente de maior vazão associa-se a grandes blocos de itabirito.

#### 7.3.2.8 Nascente da Tutaméia (P118)

Descarga situada próxima à cabeceira do córrego Fundo. Apresenta natureza difusa marcada por pequenas surgências em área alagadiça de diâmetro em torno de 10 m. Associa-se a itabiritos silicosos fraturados. Vazão monitorada pela Vallourec & Mannesmann em vertedouro localizado a cerca de 700 m a jusante revela vazões sazonalmente pouco variáveis, mas progressivamente crescentes a partir de 2002. A média geral para a série histórica de seis anos é de 159 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.2.9 Nascente da Mãe d'água – Condomínio Retiro do Chalé (P82B)

Nascente de grande vazão (média de 172 m<sup>3</sup>/h) situada na borda de canyon profundo (cota de 1330 m) e associada a itabiritos silicosos. É captada para abastecimento de parte da demanda do condomínio.

#### 7.3.2.10 Nascente de Capitão Valente – Condomínio Retiro do Chalé (P82A)

Está localizada a 1.800 m a sul da nascente anterior, mas em cota superior (1.400 m). É de natureza pontual e associa-se igualmente a itabiritos silicosos. As vazões mostram-se pouco variáveis com média de 158 m<sup>3</sup>/h. É também captada para atendimento ao condomínio.

#### 7.3.2.11 Nascente da Comunidade Suzana (P83A)

Localiza-se a 4.200 m a sul da nascente de Capitão Valente. Corresponde a descargas difusas posicionadas próximas ao contato do aquífero Cauê com a unidade confinante Batatal, mas associadas à cobertura coluvionar. Apresenta vazão estimada superior a 100 m<sup>3</sup>/h.

### 7.3.2.12 Nascente do Manancial de Fechos (Surgência Cárstica – P53)

Esta nascente talvez represente a feição cárstica mais espetacular da área em virtude de sua vazão excepcional, revelando a capacidade dos dolomitos da Formação Gandarela, ainda que localizada, de dissolução e geração de condutos expressivos.

Encontra-se inserida na bacia de Fechos constituindo a contribuição mais expressiva da barragem principal do manancial. Compreende duas surgências, separadas por uma distância de 30 m em dolomito foliado com filmes hematíticos. A água escoar por planos de fraturas subhorizontais, com aberturas ampliadas pela dissolução. Vazão medida pela COPASA em agosto de 1998 apontou valor de 439,9 m<sup>3</sup>/h.

### 7.3.2.13 Nascente do Condomínio Lagoa do Miguelão (nascente da SKOL - P71)

Nascente que pertencia à antiga fábrica de cerveja SKOL e atualmente está sendo captada pela COPASA para atendimento da demanda do condomínio Vale do Sol. Encontra-se no interior do condomínio do Miguelão em local de relevo rebaixado, na cota aproximada de 1.280 m.

É formada por duas fontes, separadas por uma distância de 30 m, que fluem de cobertura detrito-laterítica muito argilosa e de tonalidade ocre. Posicionam-se a cerca de três metros de desnível relativamente ao curso d'água adjacente. Nas vertentes laterais foram observados muitos blocos de canga e que localmente expressam-se como capeamento de até 1,5 m de espessura que se sobrepõe, nas porções mais baixas do terreno, a material argilo-arenoso com filmes ferruginosos e carbonosos que devem corresponder aos sedimentos terciários lacustres.

A característica hidroquímica da água, marcada por altos valores de pH e condutividade elétrica, evidencia a associação com rochas carbonáticas da Formação Gandarela que se encontram encobertas. Outros fortes indícios para a origem cárstica correspondem ao caráter relativamente pontual das fontes e as vazões elevadas.

O monitoramento de vazão revelou vazão média total, incluindo as duas nascentes, de 254,0 m<sup>3</sup>/h.

### 7.3.2.14 Nascente do Condomínio Lagoa do Miguelão (Nascente do Miguelão – P72)

Nascente que abastece o condomínio do Miguelão localizada a 600 m a montante da anterior, em cota de 1.327 m, e posicionada em meia-encosta. Possui caráter pontual e a descarga encontra-se encoberta pela lâmina d'água acumulada em reservatório construído no local. A vazão é de difícil determinação visto que todo o volume é captado e aduzido diretamente para rede de distribuição do condomínio, tendo sido estimada, em função da demanda, em 120 m<sup>3</sup>/h.

No local da fonte e nas vertentes laterais é observada cobertura de canga, com espessura máxima de 3 m, contendo fragmentos centimétricos de hematita e matriz siltosa de tonalidade avermelhada. Entretanto, logo a montante verifica-se quebra de relevo evidenciada por escarpas rochosas alinhadas na direção aproximada NS. No local do talude rochoso o itabirito encontra-se verticalizado, sendo a escarpa marcada por uma superfície muito lisa, orientada na direção N15°E, que denuncia um espelho de falha. É importante destacar que a cobertura de canga, que sobrepõe os itabiritos, foi afetada pela falha o que provavelmente indica reativação de uma estrutura pretérita. Com base nos indícios mencionados pode-se supor que a fonte esteja associada não somente ao aquífero inconsolidado, mas também ao aquífero Cauê e o fluxo condicionado pelo falhamento.

#### 7.3.2.15 Nascente da BR040 – Portaria C do Condomínio Lagoa do Miguelão (P89)

Nascente antigamente captada pela SKOL. Encontra-se submersa em amplo reservatório, hoje desativado. Localiza-se no sopé da vertente leste das cristas sustentadas pelos itabiritos na aba ocidental do Sinclinal (cota de 1.289 m). O monitoramento fluviométrico indicou expressiva variação sazonal das vazões, com mínimo de 54 m<sup>3</sup>/h e máximo de 108 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.2.16 Nascente do IBAMA (P34)

Nascente pontual situada na bacia do córrego Cachoeirinha, na porção mediana da vertente lateral do curso d'água, em altitude de 1.270 m. A fonte forma um pequeno poço em meio à cobertura de canga com a água brotando de seu fundo. Localiza-se no domínio do aquífero Gandarela e a elevada mineralização (condutividade elétrica de 77 µS/cm) é um indicativo de associação a esta unidade. A vazão determinada em setembro de 2004 indicou valor de 25 m<sup>3</sup>/h.

#### 7.3.2.17 Nascente do Clube Serra da Moeda (P84)

Nascente captada por meio de poço escavado, situada muito próxima à lagoa Grande. Apresenta-se associada ao material de cobertura detrito-laterítica e possui vazão estimada superior a 100 m<sup>3</sup>/h. Não obstante estar inserida no domínio do aquífero Gandarela e da elevada descarga pontual, exibe baixa mineralização (condutividade elétrica de 18,9 µS/cm) e caráter ácido.

### **7.3.3 Compartimento Hidrogeológico da Faixa Tamanduá-Mutuca**

#### **7.3.3.1 Nascentes do manancial de Fechos (Casa de Bombas – P77 e P79)**

Correspondem a três nascentes localizadas no córrego de Fechos e distanciadas de cerca de 100 m. Relacionam-se a filito da unidade confinante Batatal (P77) e a rocha dolomítica provavelmente do aquífero Gandarela (P79). Além dessas, ocorrem três nascentes de vazões medianas a reduzidas, na mina de Tamanduá ou em seus arredores, denominadas de João Rodrigues, Capão da Serra e Meloso (P58), todas afetadas pela atividade minerária.

A maior permeabilidade dos filitos na faixa é inicialmente revelada pela ocorrência de pequenas exsudações ao longo do plano de foliação e de fraturas que chegam a formar localmente pequenos jorros. As duas nascentes principais situam-se em vertentes opostas do curso d'água e têm como principal característica a formação de depósitos argilosos amarelados em suas imediações. Apresentam águas de caráter redutor que se deve à presença de quantidade expressiva de sulfetos disseminados, especialmente, pirita.

A nascente em camada dolomítica provém de uma gruta de extensão não avaliada. A vazão média total nesse trecho do córrego de Fechos, obtida pela subtração dos valores medidos em vertedores localizados a montante e jusante, é de 214 m<sup>3</sup>/h.

#### **7.3.3.2 Nascente do Meloso (Mina do Tamanduá – P58)**

Esta nascente localiza-se no interior da cava da mina do Tamanduá tendo sido seu ponto original de descarga alterado pela evolução da mina e atualmente encontra-se encoberto por uma pilha de blocos de hematita e itabirito. À montante do local atual onde a água surge encontram-se bermas escavadas em hematita compacta fraturada que parece ser a rocha da qual o fluxo é proveniente.

A poucos metros da fonte, ocorre dique de rocha básica posicionada discordantemente do bandamento do itabirito. A proximidade dessa rocha de baixa permeabilidade é relacionada, nas avaliações hidrogeológicas efetuadas para a mina, como condicionante da nascente. Medida efetuada no ponto de descarga, em abril de 2005, revelou vazão reduzida de valor em torno de 5 m<sup>3</sup>/h.

### 7.3.4 Discussão dos Resultados

Os levantamentos de campo realizados evidenciaram o condicionamento das descargas dos aquíferos Cauê e Gandarela nas estruturas de descontinuidade das rochas representadas pelo acamamento que produz, pela variação composicional, uma dissolução diferencial e pelas fraturas e falhas geradas no pré-Cambriano e eventualmente reativadas em eventos tectônicos recentes. Grande parte das surgências do aquífero Cauê ocorre junto aos contatos com as unidades de topo ou de base (Formações Batatal e Moeda) em pontos de dissecação profunda de relevo que expõem o nível de base local.

É evidente pela análise dos diversos documentos que tratam dos recursos hídricos subterrâneos nessa região a incerteza quanto ao comportamento hidrogeológico da Formação Gandarela composta principalmente por dolomitos. Registros de carstificação são citados tanto no Homoclinal da Serra do Curral quanto no Sinclinal Moeda, com pontos localizados de maior expressão. É muitas vezes classificada como um aquífero ou aquíclode, mas nos modelos elaborados para a mina Córrego do Feijão (no Homoclinal; ÁGUA CONSULTORES, 2001a e 2002a) e Pau-Branco (no Sinclinal; ÁGUA CONSULTORES, 1999, 2001b, 2001c) foi tratada como um aquífero de potencial inferior ao Cauê e em conexão hidráulica a este. Para a área adjacente à mina do Capão Xavier, a unidade Gandarela foi considerada por Rubio (1995 e 1996, *apud* Lazarim, 1999) como um aquífero localmente de elevada capacidade de transmissão, equiparável às hematitas. Lazarim (1999) adotou para os dolomitos carstificados nesse mesmo local, condutividades hidráulicas bem superiores às daquelas dos minérios friáveis, ressaltando a existência de conexão hidráulica entre os aquíferos Cauê e Gandarela.

O papel da Formação Batatal como aquíclode chega a ser quase um consenso geral, apoiado pelos dados dos conjuntos de piezômetros instalados nas cercanias das minas. Heterogeneidades locais podem gerar porções de maior permeabilidade, como no caso das intercalações de chert e a percolação de águas pelas superfícies de foliação e de fraturas em porções mais tectonizadas.

As barreiras hidráulicas constituídas pelos diques básicos representam um outro aspecto interessante a ser analisado. Estes diques são encontrados compartimentando o sistema aquífero Cauê em praticamente todas as minas de ferro. Não obstante serem tratados como aquíclodes, no modelo de fluxo elaborado para os blocos (compartimentos) delimitados na Faixa Tamanduá-Mutuca (ECOLAB, 2002) alguma drenança é presumida, pois o fluxo

principal se dá na direção do córrego de Fechos. Na mina do Pau-Branco, o rebaixamento do nível d'água revelou a não formação de barreira hidráulica pela faixa de rocha básica intrusiva (ÁGUA CONSULTORES, 2001b).

As diferenças pronunciadas nos níveis piezométricos, a curtas distâncias, são interpretadas comumente como indicativas da existência de rochas muito impermeáveis (diques básicos ou filitos) que compartimentariam o aquífero. Interpretação distinta foi dada por Lazarim (1999) na região do Platô do Jardim Canadá que atribuiu a esse aspecto o monitoramento em pontos diferenciados do sistema de fluxo do aquífero refletindo áreas de recarga, marcadas por fluxos descendentes e níveis mais profundos, e áreas de descarga, com fluxos ascendentes e níveis mais rasos. Esta interpretação, para o Platô do Jardim Canadá, foi comprovada com o início do rebaixamento da mina de Capão Xavier (MBR, 2007). É provável que as duas situações sejam encontradas na área.

A influência das estruturas tectônicas como condutos de água subterrânea e na ruptura de barreiras hidráulicas é, no geral, pouco discutida. Descrevem-se falhamentos transcorrentes e fraturas no homoclinal Serra do Curral (ÁGUA CONSULTORES, 2002a) indicando possibilidade de conexão hidráulica do sistema aquífero Cauê com os sistemas dolomítico (Gandarela) e quartzítico (Cercadinho). A uma zona de falha localizada junto ao eixo do Sinclinal Moeda atribui-se a abertura do Platô da Moeda, que se encontrava preservado e fechado após períodos de dissecação, pela implantação do Córrego Capitão da Mata/Rio do Peixe (MEDINA *et al.*, 2005) que constitui ponto de descarga importante do aquífero Cauê no setor oriental.

As coberturas são invariavelmente referidas como de alta permeabilidade às quais denota-se significativa importância para a recarga dos aquíferos sotopostos, o que é comprovado pelas rápidas oscilações dos níveis piezométricos com as chuvas e pelos estudos isotópicos realizados nas adjacências da mina do Córrego do Feijão.

Verifica-se que os valores de recarga introduzidos nos modelos numéricos exibem grande imprecisão e variam de 100 a cerca de 1.790 mm/ano.

Por fim apresenta-se uma estimativa das vazões médias para as descargas naturais ou induzidas por galerias para o aquífero Cauê nos diversos compartimentos (Tabela 7.4). A FIG. 7.1 reúne fotos de algumas nascentes.

**Tabela 7.4 - Vazões totais para as descargas do aquífero Cauê nos grandes compartimentos hidrogeológico.**

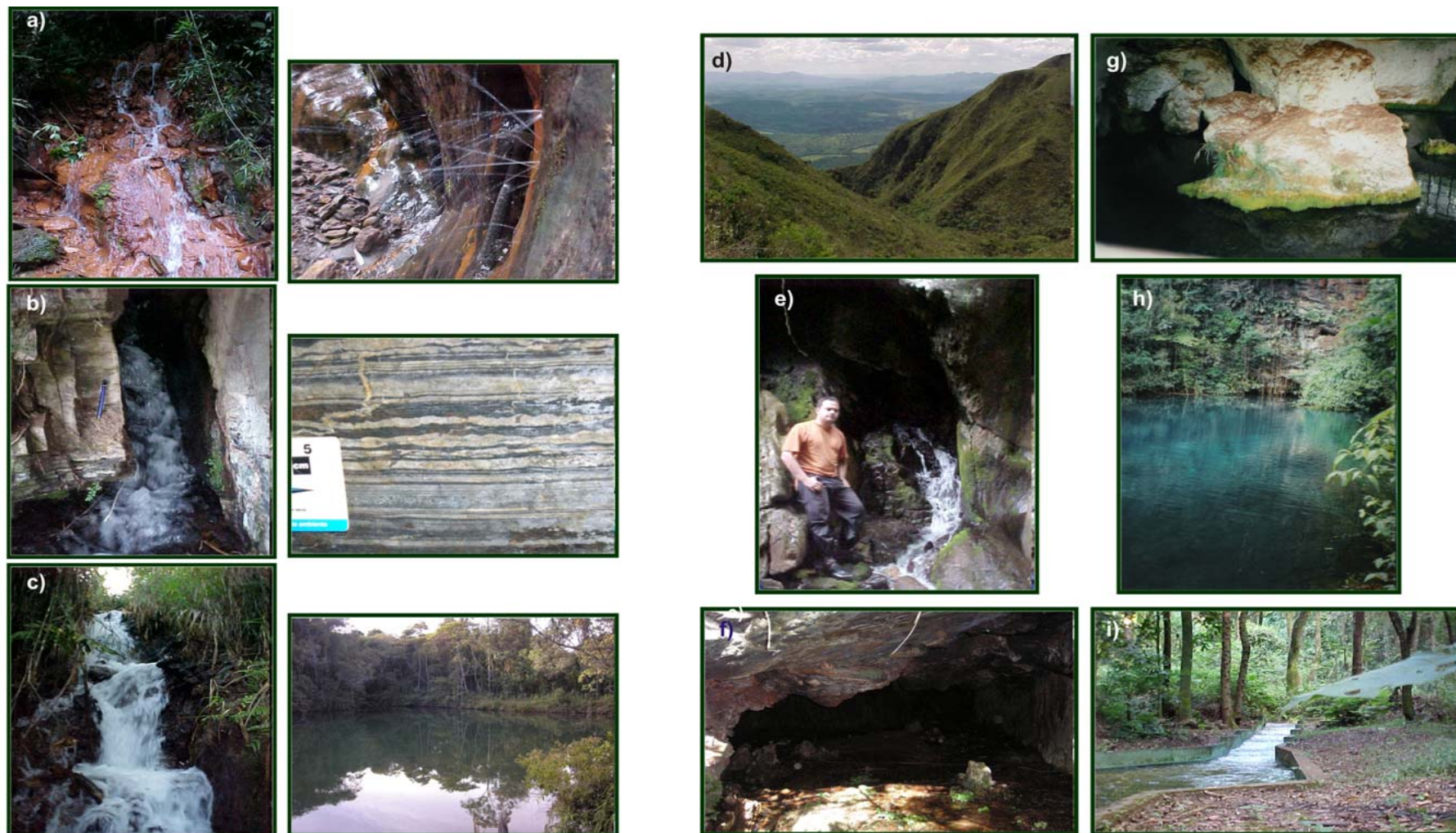
Homoclina da Serra do Curral						Sinclinal Moeda				Faixa Tamanduá-Mutuca	
Segmento Nordeste		Junção com o Sinclinal		Segmento Sudoeste		Flanco Oeste		Flanco Leste			
Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)	Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)	Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)	Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)	Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)	Nascente	Vazão (m <sup>3</sup> /h)
Cor. Fazenda Nascente	85,0	Rola Moça	364,0	VT55	86,0	Catarina Principal	324,0	Fechos Auxiliar	164,0	Fechos Elevatória	214,0
Cor. Fazenda Galeria	72,0	Taboões	570,0	VT33	66,0	Catarina Auxiliar	197,0	Angu* <sup>2</sup>	58,0	João Rodrigues	30,0
Tunel Ferrovia	35,0	Bálsamo	173,0	VT60	87,0	Miguelão BR040	120,0	Rio do Peixe* <sup>1</sup>	200,0	Capão da Serra* <sup>1</sup>	62,0
Nascente Taquaril	92,0			Leste* <sup>2</sup>	50,0	Miguelão Portaria C	73,0	Trovões	259,0	Meloso* <sup>2</sup>	53,0
Águas Claras* <sup>2</sup>	72,0			Jequitibá* <sup>2</sup>	94,0	Tutaméia	159,0	Cata Branca* <sup>2</sup>	123,0		
Alto Barreiro (VT07/9 6CPX)	67,0			Rio Paraopeba	956,0	Retiro Mãe d'água	172,0	Bugre* <sup>2</sup>	9,4		
Mutuca Auxiliar	170,0					Retiro Capitão Valente	158,0				
Estância da Serra* <sup>1</sup>	50,0					Suzana* <sup>1</sup>	100,0				
						Clube Serra da Moeda* <sup>1</sup>	100,0				
<b>TOTAL</b>	<b>643,0</b>	<b>TOTAL</b>	<b>1107,0</b>	<b>TOTAL</b>	<b>1339,0</b>	<b>TOTAL</b>	<b>1403,0</b>	<b>TOTAL</b>	<b>813,4</b>	<b>TOTAL</b>	<b>359,0</b>

\*1 - vazão estimada; \*2 - suprimida ou afetada pela atividade mineral, vazão estimada ou correspondente ao período anterior à alteração.

#### 7.4 O Papel das Estruturas Tectônicas no Fluxo Subterrâneo

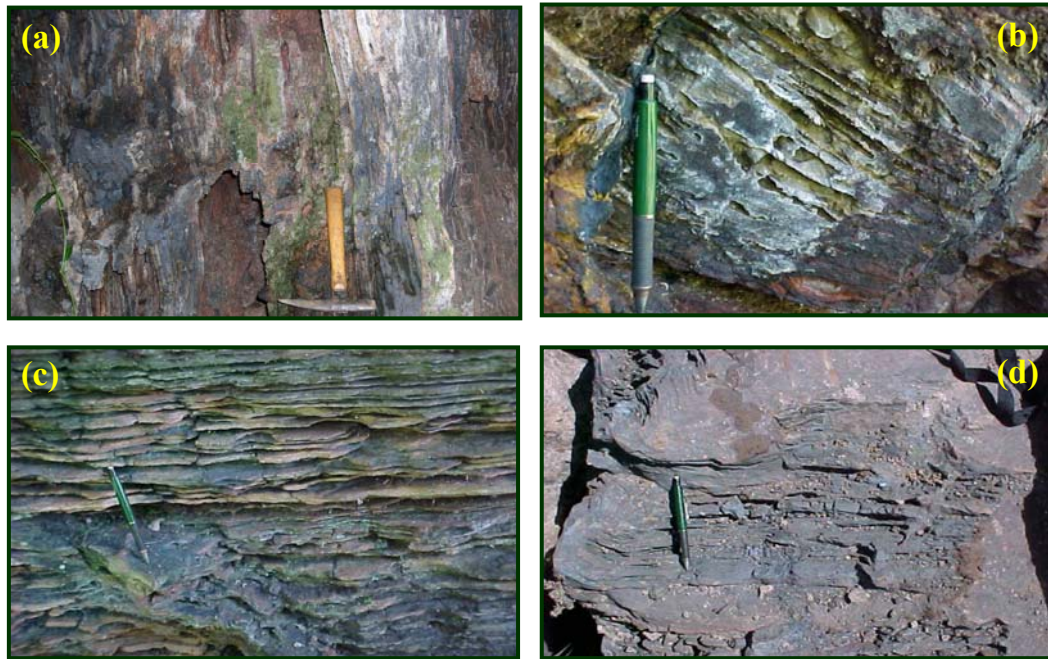
O maior avanço obtido na análise detalhada dos diversos pontos de descarga refere-se ao entendimento dos processos que condicionam o fluxo nas formações ferríferas. Notou-se que a dissolução e a lixiviação são controladas pela composição mineralógica das bandas e pelas estruturas de descontinuidades representadas por fraturas, clivagens de fraturas e falhas. Os dois fatores em conjunção propiciam a percolação da água e facilitam a atuação dos processos de alteração supergênica (Figura 7.2).

A dissolução diferencial da rocha determinada pela composição das bandas foi observada tanto nos itabiritos quanto em corpos de hematita compacta laminada manifestando-se como cavidades de dimensões centimétricas a decimétricas. Embora não se disponha de dados petrográficos, estudos efetuados na mina de Tamanduá por Zavaglia (1995) demonstram que as bandas com maior concentração em goethita, magnetita e quartzo tendem a se mostrar mais porosas.



**Figura 7.1** - Principais pontos de descarga: a) Unidade confinante Batatal na Faixa Tamanduá-Mutuca. Notar depósito de precipitado de tonalidade alaranjada e ao lado jorros de água a partir de fraturas e da foliação; b) Aquífero Cauê – Nascente do Rio do Peixe. Descarga em fratura em itabirito e ao lado aspecto compacto e pouco deformado da rocha; c) Aquífero Cauê – Nascente da Cata Branca. Barragem e vazão logo à jusante; d) Canyon da Nascente da Mãe d’água – Condomínio Retiro do Chalé; e) Aquífero Gandarela na Faixa Tamanduá-Mutuca. Nascente em cavidade cárstica; f) Aquífero Cauê – Nascente de Trovões. Uma das surgências ocorre em cavidade formada no itabirito; g) Aquífero Gandarela – Nascente da SKOL – Condomínio do Miguelão. Fonte em meio a blocos de canga (pintados de branco); h) Aquífero Cauê – Barragem Principal da Nascente de Catarina; i) Aquífero Cauê – Nascente de Taboões. Vazão a 500 metros a jusante da surgência.

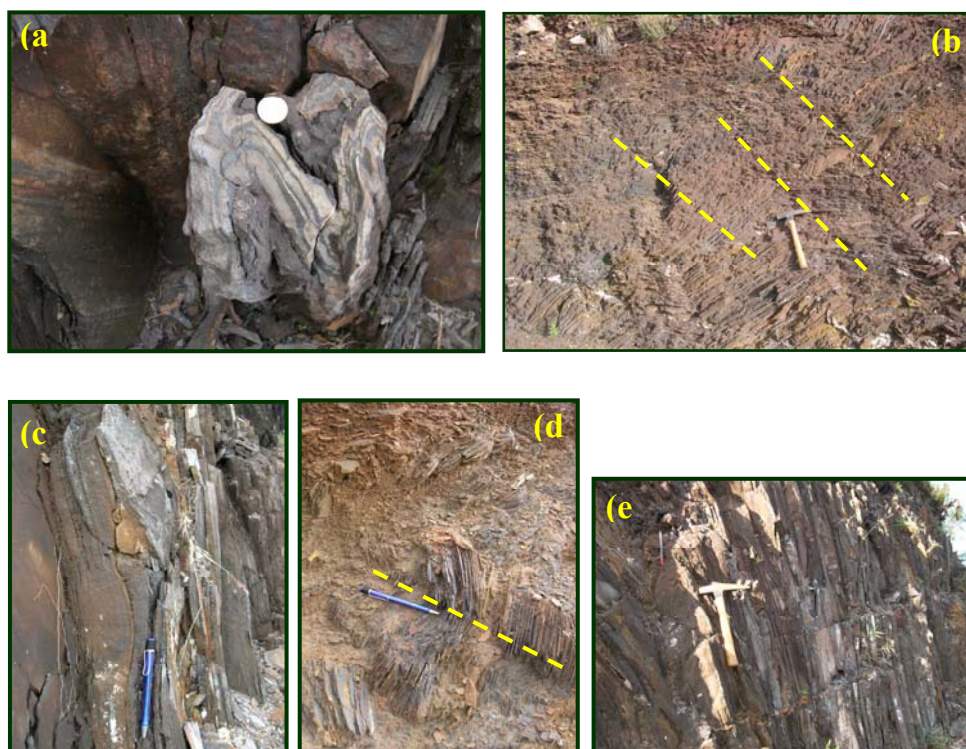




**Figura 7.2** - Feições de dissolução observadas no itabirito e no minério compacto. (a) Janelas formadas pela dissolução ao longo do acamamento verticalizado e de fraturas – Nascente de Trovões; (b) Itabirito – Nascente de Catarina Auxiliar; (c) Itabirito - Nascente do Rio do Peixe; (d) Hematita Compacta laminada – Mina de Tamanduá.

Quanto às estruturas de descontinuidade, verificou-se em escala mesoscópica um padrão que se repete em praticamente todas as fontes relacionadas ao aquífero Cauê. As fraturas e clivagens com percolação preferencial de água são plano-axiais de dobramentos abertos e suaves ou em joelho (*kink-bands*) que se sobrepõem a dobras assimétricas e apertadas (Figura 7.3). Duas famílias de fraturas foram identificadas: 1) clivagens de fraturas ou fraturas com direção em torno de NS e mergulho variável de subhorizontal a vertical; 2) clivagens de fraturas ou fraturas orientadas próximo a EW e também de caimentos variáveis. Essas estruturas foram descritas por Zavaglia (1995) no depósito de Tamanduá que as relacionou a uma fase tardia do evento compressional Brasileiro, de menor magnitude de deformação e em regime dúctil-rúptil. Para esse autor a primeira família é plano-axial das dobras interpretadas como F2 e a segunda é classificada como fraturas transversais perpendiculares aos eixos das dobras F2, não tendo sido relacionadas a dobramentos.

Análise estrutural posterior realizada no mesmo depósito de Tamanduá por Ferreira Filho *et al.* (2004) revelou a existência de 5 gerações de estruturas lineares e planares que mostram forte analogia com aquelas observadas.



**Figura 7.3** - Estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis identificadas na Serra do Rola Moça, mas de ocorrência generalizada na área da pesquisa. (a) dobras redobradas em laço e intrafoliais à laminação do itabirito – estruturas mais antigas de natureza essencialmente dúctil; (b) dobras amplas em Joelho com clivagem espaçada de mergulho médio a alto; (c) dobras amplas com eixos subhorizontais associadas a clivagem espaçada de mergulho baixo a médio (d) e (e).

A primeira geração é relacionada a dobras reclinadas de eixo 138/40 e vergência para SW e xistosidade plano-axial geradas em evento compressional em regime de deformação dúctil. Dobras amplas de eixo 110/50 com clivagem plano-axial, espaçada e em leque são atribuídas à segunda geração decorrente de evento extensional de direção NW-SE em regime de deformação dúctil-rúptil associado à ascensão dos blocos do embasamento. A terceira geração refere-se a dobras assimétricas com eixos subhorizontais de direção NE-SW e clivagens espaçadas com mergulho de 35° para noroeste para as quais é atribuída origem a partir de uma fase de relaxamento associada à compressão Brasileira. Fraturas de direção ENE marcam eventos epirogenéticas da 4ª geração. Por fim, a quinta geração de estruturas é formada por falhas e fraturas relacionadas à reativação recente (evento Atlântico) de superfícies de descontinuidades anteriores, em especial junto a contatos geológicos.

A influência das estruturas Brasileiras nos aquíferos é relatada na Mina do Tamanduá onde se verifica a ocorrência de duas falhas de rejeitos horizontais que possibilitaram a conexão hidráulica pontual entre os aquíferos Cauê e Moeda (MDGEO, 1999b). Falhas de mesma natureza (Pau Branco e Cachoeirinha) são identificadas nas proximidades da Mina Pau Branco.

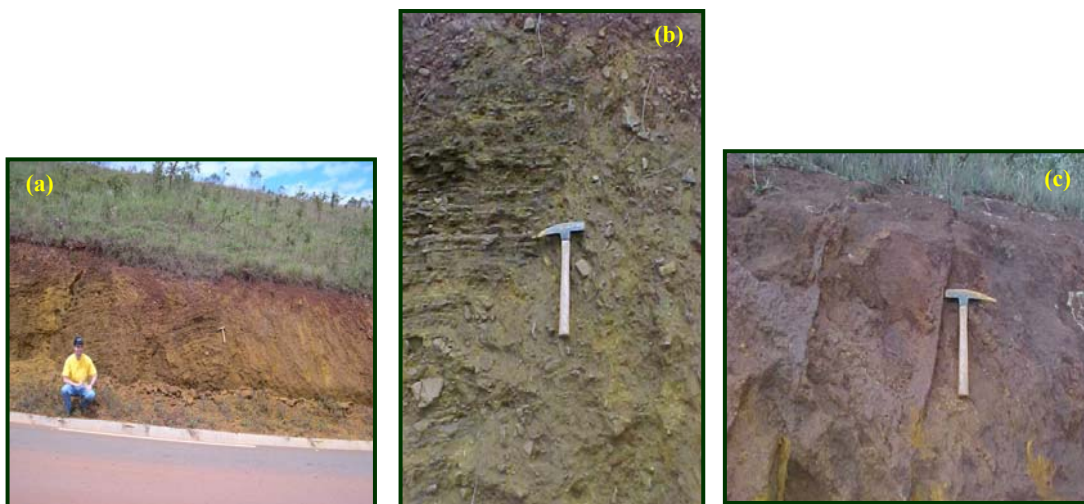
No entanto, a estas não são atribuídos papéis relevantes na ruptura de barreiras hidráulicas (ÁGUA CONSULTORES, 1999). Evidências de nascentes associadas a estruturas que truncam a aba leste do Sinclinal Moeda são encontradas em falhamento secundário a sul da falha das Abóboras e junto à falha da Cata Branca. Nesses casos o rejeito aparente gerado pela movimentação dos blocos colocou em contato parte da camada itabirítica com as litologias pouco permeáveis das Formações Batatal e Moeda, criando uma barreira hidráulica e induzindo a surgência.

Por outro lado estruturas atribuídas ao Transamazônico são percebidas na Mina da Jangada em que estrutura braqui-sinforme que conforma os horizontes itabiríticos e o minério é rompido por cisalhamentos de alto ângulo (MDGEO, 2002) e na Mina Córrego do Feijão em que se admite que falhas transversais à estrutura monoclinal podem promover a interconexão hidráulica da Formação Cauê com a Formação Gandarela e quartzitos da Formação Moeda (ÁGUA CONSULTORES, 2002). Na Mina de Águas Claras são reportados falhamentos de alto ângulo com rejeitos horizontais associados a zonas de brechação (MDGEO, 1999a).

A importância da tectônica recente na geração de planos abertos que propiciem o fluxo de água subterrânea ainda não está totalmente definida, embora na nascente do Miguelão haja fortes indícios de que a reativação de estruturas pretéritas NS tenha gerado superfície preferencial para o escoamento. Evidências da neotectônica foram encontradas de maneira muito nítida no acesso para a cidade de Casa Branca, no Parque do Rola Moça, e se expressam como hemi-graben que coloca em contato itabirito com material argiloso e fraturamentos que afetam a cobertura detrito-laterítica (Figura 7.4). Indícios também são fornecidos pelos entalhes retilíneos das coberturas cenozóicas no segmento sudoeste da Homoclinal da Serra do Curral, coincidente com alguns pontos importantes de descarga do aquífero Cauê.

Vale mencionar que vários estudos efetuados (SAADI, 1991; VARAJÃO, 1991, MEDINA *et al.*, 2005; LIPSKI *et al.*, 2001) destacam o papel significativo da tectônica Cenozóica na formação do relevo do Quadrilátero Ferrífero e dentre as feições mais notáveis são relatadas as capturas de drenagem nos sinclinais suspensos e a reativação de estruturas E-W. Pode-se pressupor alguma influência desses eventos no entalhe das drenagens ao longo de falhas e fraturas transversais às abas do Sinclinal Moeda e que correspondem muitas vezes a pontos importantes de descarga do aquífero Cauê.





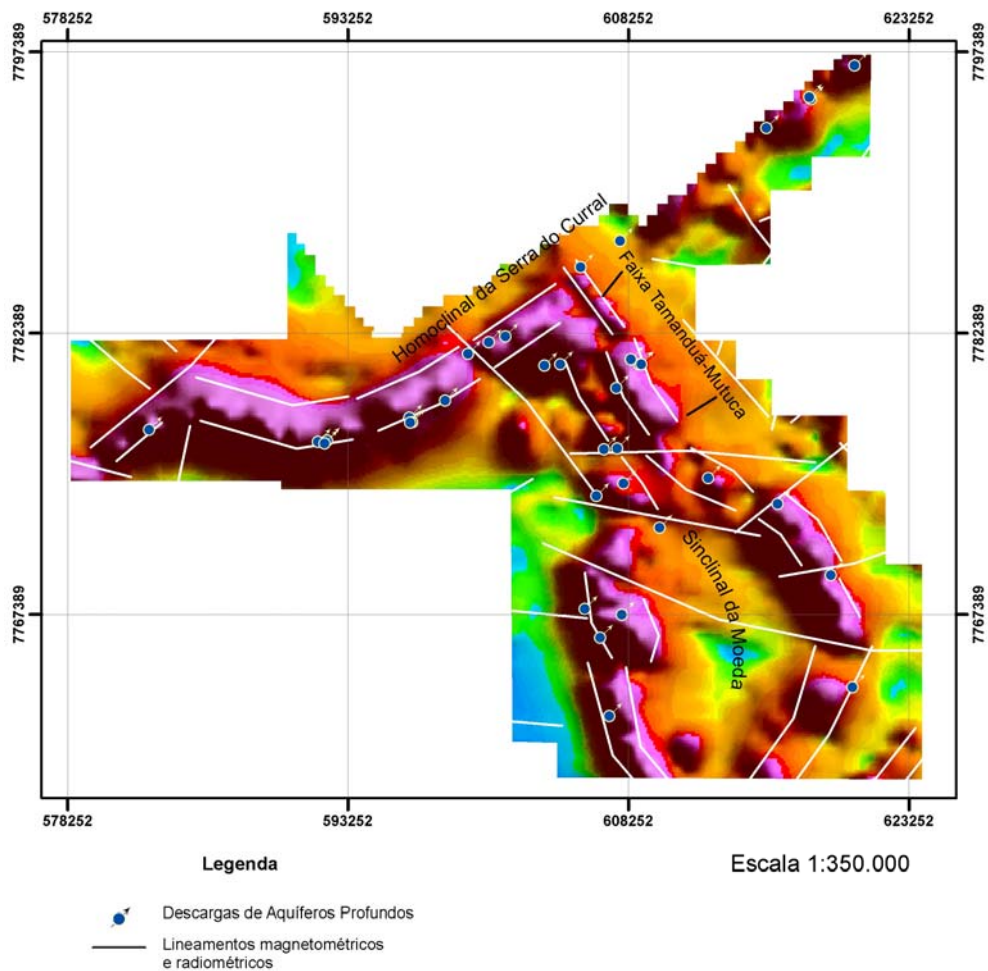
**Figura 7.4** - Estruturas rúpteis geradas por tectônica recente identificadas na Serra do Rola Moça. (a) contato itabirito dolomítico com sedimento argiloso em zona de falha normal. Notar escalonamento com rotação de blocos no itabirito. (b) detalhe da foto anterior, exibindo contato marcado por falha normal entre itabirito dolomítico e sedimento argiloso. (c) Sistema de fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro em cobertura detrito-laterítica.

#### **7.4.1 Lineamentos Magnetométricos e Radiométricos e os Pontos de Descarga do Aquífero Cauê**

O Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais efetuado pela CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG, 2001) abrangeu parte do Quadrilátero Ferrífero e envolveu a aplicação dos métodos magnetométrico e radiométrico.

Efetou-se a interpretação dos mapas produzidos – intensidade magnética total, primeira derivada vertical, primeira derivada horizontal na direção W-E, primeira derivada horizontal na direção N-S, sinal analítico, raios gama potássio e raios gama tório – que resultou em um conjunto de traços de estruturas realçadas em cada uma das cartas.

Os pontos de descarga dos aquíferos profundos (especialmente Cauê e Gandarela) foram lançados na base do mapa de sinal analítico juntamente com os traços de lineamento (Figura 7.5). As anomalias geofísicas, em cores quentes (vermelho e rosa), representam, aproximadamente, a projeção no terreno dos corpos magneticamente anômalos, situados em profundidade. Esses corpos têm correspondência com a Formação Cauê e abrangem também passagens ferruginosas da Formação Gandarela. Os lineamentos nos limites dos corpos anômalos marcam, de modo geral, os contatos inferior e superior da Formação Cauê que localmente são caracterizados por falhamentos. Os demais lineamentos podem ser tratados como falhas ou fraturas de expressão regional. Ressalta-se que a natureza desses lineamentos foi interpretada com auxílio do mapa geológico e de investigações de campo.



**Figura 7.5** - Mapa de anomalias magnéticas (sinal analítico) contendo os lineamentos interpretados e as descargas dos aquíferos profundos.

A análise em conjunto do mapa geológico (APÊNDICE A) e a FIG. 7.5 mostra que no segmento sudoeste da homoclinal da Serra do Curral, as descargas estão condicionadas ao contato da Formação Cauê com a Formação Batatal, não sendo realçadas as estruturas NNW-SSE que delimitam os sedimentos de cobertura e que também estariam influenciando, ao menos, as surgências situadas na porção oriental desse setor, como citado no item anterior.

Na região da junção do Sinclinal Moeda com o Homoclinal da Serra do Curral, destacam-se três nascentes posicionadas junto ao contato da Formação Cauê com a Formação Gandarela. Nota-se que uma delas encontra-se também muito próxima a extenso lineamento de direção noroeste-sudeste.

No compartimento hidrogeológico do Sinclinal Moeda são encontradas diversas formas de associação das nascentes com as estruturas. Um aspecto interessante refere-se às descargas

associadas às formações Cauê e Gandarela localizadas próximas ao núcleo do Sinclinal (porção norte) e associadas a estruturas NNW-SSE. Conforme a análise de campo, essas estruturas foram geradas ou reativadas no cenozóico, pois afetam as coberturas sedimentares e comprovadamente condicionam a descarga de um ponto d'água (nascente do Miguelão-P72).

Os demais pontos no Sinclinal encontram-se junto ao contato inferior da Formação Cauê, tanto na borda leste quanto oeste, e por vezes na interseção dessa superfície com lineamentos de direção aproximada E-W. Estes lineamentos referem-se a falhas de idade brasileira, com componente de rejeito direcional e que podem ter sido reativadas no cenozóico, visto que de acordo com os estudos de Lipski *et al.* (2001), as estruturas pré-cambrianas de direção leste-oeste foram as mais afetadas pela tectônica recente.

#### **7.4.2 Discussão dos Resultados**

As descargas estão freqüentemente relacionadas ao contato com as rochas menos permeáveis (filitos) da Formação Batatal, em pontos de maior dissecação de relevo, e eventualmente condicionadas a falhas ou fraturamentos de direção aproximada N-S ou E-W, como comprovado pelas análises de campo e pela interpretação de mapas geofísicos (magnetométricos e radiométricos). Estas direções referem-se, em meso escala, a fraturas e clivagens plano-axiais de dobramentos abertos e suaves ou em joelho (*kink-bands*). Estruturas de direção leste-oeste, de dimensões regionais, compreendem principalmente falhas transcorrentes, ou com expressiva componente direcional. Por outro lado, estruturas na direção N-S são relacionadas a falhas normais na homoclinal da Serra do Curral ou a falhamentos de empurrão no Sinclinal Moeda.

A reativação dessas estruturas pela tectônica recente é indicada pela identificação de fraturas de natureza trativa, principalmente na direção N-S, que afetam indistintamente rochas pré-cambrianas e sedimentos cenozóicos. Tanto no Homoclinal da Serra do Curral quanto no Sinclinal Moeda existem evidências de associação de descargas do aquífero Cauê com estruturas de reativação cenozóica.

Um aspecto que sobressai das feições realçadas nos mapas geofísicos é a relação das descargas do aquífero Gandarela com estruturas regionais de direção aproximadamente N-S, na porção setentrional do Sinclinal Moeda.

## **7.5 Estimativa da Recarga**

### **7.5.1 Introdução**

A recarga é definida como qualquer água que se move da superfície do solo e que alcança a zona saturada (HEATH, 1983; *apud* RISSER *et al.*, 2005), constituindo-se na principal fonte de água subterrânea. É uma componente fundamental no ciclo hidrológico, sendo talvez a que apresenta maior dificuldade e complexidade de mensuração. Por ser quase impossível a sua determinação direta, vários métodos têm sido elaborados e adotados visando estabelecer uma estimativa.

Uma recomendação usual (RULHL *et al.*, 2002; RISSER *et al.*, 2005; LORENZ e DELIN, 2006) é que a recarga seja estimada pelo emprego de múltiplos métodos e os resultados avaliados de forma comparativa. O uso de vários métodos é considerado bastante profícuo, pois permite que se obtenham valores mais consistentes, embora não se possa assegurar a acurácia dos resultados tendo em vista a imprecisão e as premissas inerentes a cada método.

Os principais fatores que controlam a recarga correspondem ao clima, topografia, tipos de solo, o arcabouço geológico-estrutural, a cobertura vegetal e as formas de uso e ocupação dos terrenos. A combinação desses diversos fatores é que irá determinar as taxas de recarga para os aquíferos e, portanto uma avaliação mais precisa requer o conhecimento, o mais detalhado possível, dessas características intrínsecas e extrínsecas da bacia ou da área que se está trabalhando.

Na região estudada, os valores de recarga existentes correspondem a elementos de calibração dos modelos numéricos efetuados para a previsão dos impactos nas reservas de água subterrânea, em decorrência das atividades de desaguamento das minas de ferro. Assim sendo, a recarga obtida por esse método é integralmente dependente da precisão do modelo hidrogeológico conceitual adotado e dos valores usados para as propriedades hidráulicas. A existência de algumas discrepâncias nos valores adotados para a recarga reflete em parte esses aspectos e reforçam a incerteza associada aos resultados.

Visto a importância do conhecimento da recarga para a gestão dos recursos hídricos e mediante os argumentos apresentados, cinco métodos de estimativa de taxas de recarga foram empregados utilizando-se de toda a gama de dados e informações disponíveis envolvendo séries de monitoramento climatológico, hidrológico e de nível piezométrico e características do meio físico quais sejam: topografia, declividade, geologia, hidrogeologia, pedologia e uso da terra e cobertura vegetal.

## 7.5.2 Os Métodos Empregados

Os métodos usados para estimativa da recarga encontram-se apresentados na TAB. 7.5, ressaltando-se que houve a exigência de aplicação de dois procedimentos intermediários para determinação de parâmetros exigidos para os cálculos. Esses métodos apresentam diferenças inerentes ao próprio tipo e precisão dos dados utilizados, formas de análise e tratamento bem como as premissas e aproximações adotadas. Tais diferenças devem, portanto ser consideradas na comparação dos resultados. Outro aspecto a ser ponderado refere-se ao fato de que os dados são de origens diversas (monitoramento de vazão, nível, dados climatológicos, mapeamentos de características do meio físico, etc.) e desta forma, erros na obtenção destes irão naturalmente se propagar na estimativa de recarga.

### 7.5.2.1 Método Manual de Separação das Hidrógrafas

A curva de recessão, em uma hidrógrafa, segue uma lei exponencial e caracteriza o período em que não há excesso de precipitação. Corresponde à descarga proveniente exclusivamente da restituição dos aquíferos – o escoamento de base.

A equação do escoamento de base é (FETTER, 1994):

$$Q_1 = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (7.1)$$

Onde:

$Q_1$  é a vazão em um período de tempo  $t$  após o início da recessão ( $m^3/h$ );

$Q_0$  é a vazão no início da recessão ( $m^3/h$ );

$\alpha$  é a constante de recessão ou coeficiente de esgotamento ( $1/t$ ;  $d^{-1}$ ) e corresponde à declividade da reta de recessão no gráfico  $\log Q$  versus tempo;

$t$  é o tempo decorrido desde o começo da recessão.

A partir dessa equação pode-se extrair a relação da variação de volume de armazenamento durante a recessão (MOORE, 1992):

$$V_0 = Q_0 / \ln(Q_0 / Q_1) \quad (7.2)$$

$$V_0 = Q_0 / \alpha ;$$

$$V_0 = Q_1 / \alpha ;$$



Onde:

$V_0$  é o volume de máximo armazenamento no início da recessão;

$Q_0$  é a vazão máxima produzida pela descarga do aquífero, no início da recessão;

$V_1$  e  $Q_1$  são os mesmos parâmetros em um período de tempo  $t$  após o início da recessão.

A relação entre a flutuação do nível d'água e a vazão durante a recessão pode ser expressa como (MOORE, 1992):

$$\ln(h_0/h_1)/(t_1 - t_0) = \alpha = \ln(Q_0/Q_1)/(t_1 - t_0) \quad (7.3)$$

Onde:

$h_0$  e  $Q_0$  correspondem ao nível d'água e à vazão no início da recessão, ou seja, no tempo  $t_0$ ;

$h_1$  e  $Q_1$  correspondem ao nível d'água e à vazão em um período de tempo  $t_1$  após o início da recessão;

Combinando as EQUAÇÕES 7.1 e 7.3, obtêm-se as seguintes relações:

$$(V_0 - V_1) = (Q_0 - Q_1) / \alpha = AS_Y (h_0 - h_1) \quad (7.4)$$

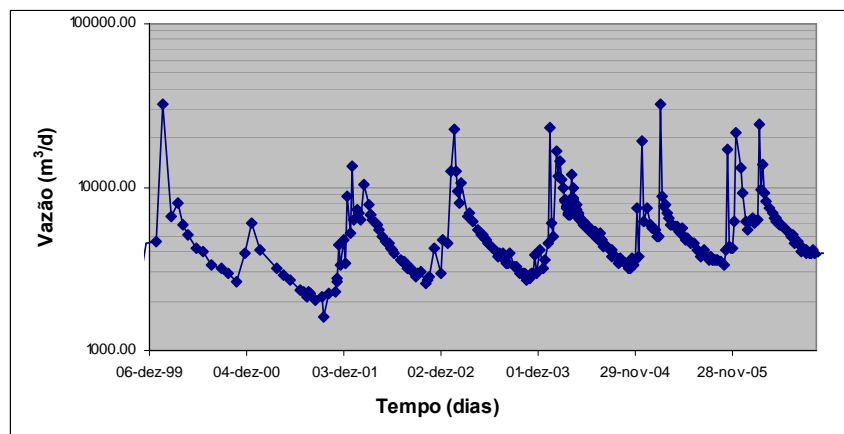
Onde:

$A$  é a área da bacia ( $m^2$ );

$S_y$  é a porosidade eficaz (adimensional).

Apresenta-se a seguir como essas relações foram empregadas para o cálculo do volume restituído na recessão, do índice de recessão e do coeficiente de recessão:

Etapa 1: Construção da hidrógrafa de vazão em gráfico semilogarítmico (Figura 7.6)

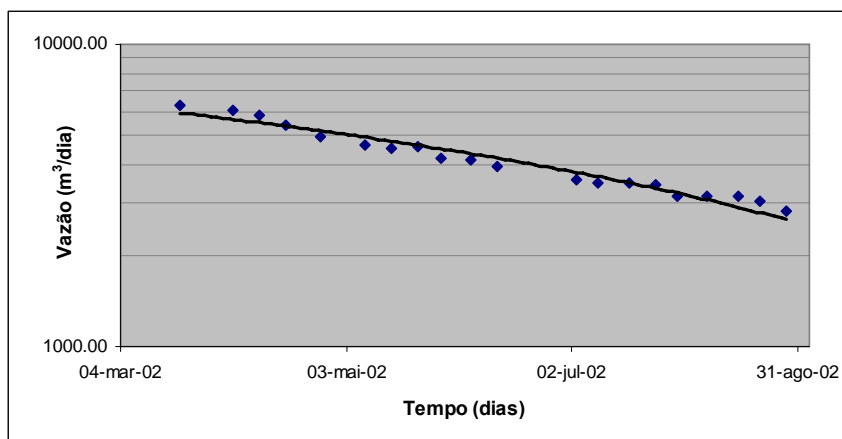


**Figura 7.6** - Hidrógrafa de vazão para o vertedouro VTD14/96TAM.

**Tabela 7.5 - Descrição concisa dos métodos usados para estimativa da recarga.**

<b>Método</b>	<b>Parâmetro(s) estimado (s)</b>	<b>Extensão da Estimativa</b>	<b>Dados usados</b>	<b>Numero de dados</b>	<b>Programa computacional ou procedimento usado</b>
Separação de hidrógrafas (1)	Porosidade eficaz Índice de recessão Coeficiente de recessão	Ponto/Área	Séries históricas de monitoramento de vazões	56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas	Método manual descrito por Fetter (1994) e complementado com instruções de Moore (1992) e Risser <i>et al.</i> (2005).
Flutuação do nível d'água	Recarga	Ponto/Área	Séries históricas de monitoramento de nível d'água em piezômetros e indicadores de nível; Porosidade eficaz calculada pelo método da separação das hidrógrafas (1).	57 PZs ou INAs	Programa MRC – Master Recession Curve que analisa a curva de recessão da hidrógrafa de nível d'água. Desenvolvido por Heppner e Nimmo (2005).
Equação de Rorabaugh	Recarga	Área	Séries históricas de monitoramento de vazões; Índice de recessão calculado pelos métodos de separação das hidrógrafas (1 e 2).	56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas	Programa RORA que estima a recarga pelo método de deslocamento da curva de recessão a partir dos registros de vazão. Desenvolvido por Rutledge (1998) e modificado por Rutledge (2007).
Separação de hidrógrafas (2)	Coeficiente de recessão Índice de recessão Parcela referente do escoamento de base	Área	Séries históricas de monitoramento de vazões.	56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas	Programa BASEFLOW que utiliza a técnica de filtro digital recursivo que separa a parcela de escoamento superficial da parcela de escoamento de base. Desenvolvido por Arnold <i>et al.</i> (1995) e atualizado em 2006.
<i>Green-Ampt</i>	Recarga (potencial)	Área/Ponto	Condutividade hidráulica saturada do solo; Pressão de sucção do solo; Índice de saturação inicial do solo; Dados pluviométricos; Evapotranspiração	Unidades de cálculo: 56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas e 57 PZs ou INAs	Técnica desenvolvida por Green-Ampt (1911, <i>apud</i> CHOW <i>et al.</i> , 1988) que baseia-se na equação de Darcy para cálculo da infiltração no solo.
Balanço hídrico e a fração do escoamento de base	Recarga (potencial)	Área	Fração do escoamento de base no escoamento total; precipitação e evapotranspiração médias anuais	56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas	Técnica aplicada por Szilagyi <i>et al.</i> (2003) que se baseia no balanço hídrico adaptado para situações em que a área da bacia hidrogeológica é desconhecida.
Balanço Hídrico	Recarga (potencial)	Área	Dados climatológicos, atributos do meio físico, cobertura vegetal e uso do solo	12 mapas em formato digital raster e 3 planilhas com tabulações a respeito dos dados relativos aos mapas	Programa WETSPASS que efetua o balanço hídrico a partir de diversos atributos do meio, empregando técnica de integração em um Sistema de Informações Geográficas. Desenvolvido por Batelaan e De Smedt (2001).

Etapa 2: Separação dos trechos de recessão, retas do hidrograma (Figura 7.7).



**Figura 7.7** - Período de recessão entre 20 de março e 28 de agosto de 2002.

Etapa 3: Cálculo do coeficiente de recessão, volume do escoamento de base e do índice de recessão:

Pelo diagrama da FIG. 7.7 podem-se extrair os seguintes parâmetros:

$$Q_0 = 6302,3 \text{ m}^3/\text{dia}$$

$$Q_1 = 2821,2 \text{ m}^3/\text{dia}$$

$$\text{Tempo decorrido entre } Q_0 \text{ e } Q_1 = 161 \text{ dias}$$

De posse desses dados são feitos os cálculos dos parâmetros:

1) Cálculo de  $\alpha$  (coeficiente de recessão – inclinação da reta de recessão) empregando a EQUAÇÃO 7.3:

$$\alpha = \ln(Q_0/Q_1)/(t_1 - t_0) \tag{7.3}$$

$$\alpha = 0,005d^{-1}$$

2) Cálculo do volume liberado na recessão aplicando a EQUAÇÃO 7.4:

$$(V_0 - V_1) = (Q_0 - Q_1)/\alpha \tag{7.4}$$

$$V_i = 697.309,03 \text{ m}^3$$

3) Cálculo do índice de recessão.

Representa o tempo decorrido para que  $Q_0$  reduza-se a  $0,1Q_0$ , ou seja, de um ciclo logarítmico cujo cálculo implica na projeção da reta de recessão. Esse índice será tanto maior quanto menor for o coeficiente de recessão. Combinando as EQUAÇÕES 7.2 e 7.3 obtém-se a seguinte relação:

$$\text{Índice de recessão} = \frac{2,3}{\alpha}, \text{ em dias por ciclo logarítmico} \quad (7.5)$$

$$\text{Índice de recessão} = \frac{2,3}{0,005d^{-1}}$$

Índice de recessão = 460 dias por ciclo logarítmico

Onde:

O valor de 2,3 equivale a  $[\ln Q_0 - \ln(0.1Q_0)]$ .

Ressalta-se que esse método assume que não existe qualquer uso consuntivo da água subterrânea e que toda descarga dos aquíferos corresponde ao escoamento de base do curso d'água.

#### 7.5.2.2 Método de Flutuação do Nível d' água em Piezômetros e Indicadores de Nível

O método estabelece que a recarga é equivalente ao produto da elevação do nível d'água e a porosidade eficaz do meio poroso saturado (RASMUSSEN e ANDREASEN, 1959; *apud* RISSER *et al.* 2005). As hipóteses formuladas são de que a elevação do nível é causada exclusivamente pela recarga, a porosidade eficaz é constante e não existem interferências externas como, por exemplo, bombeamentos ou recarga artificial.

Dois aspectos, em especial, devem ser destacados quanto ao uso do método: i) a elevação do nível d'água em aquíferos fissurados depende da conexão hidráulica entre as fraturas interceptadas pelo piezômetro o que implica na possibilidade de ocorrência de valores bastante distintos a curtas distâncias; e ii) o valor adotado para  $S_y$  influencia diretamente o resultado, devendo ser este parâmetro determinado em laboratório ou criteriosamente estimado.

Apesar da aparente simplicidade do método, a maior dificuldade na análise reside na determinação correta da elevação do nível d'água, ou seja, esta deve ser feita com referência a uma situação de ausência de recarga o que requer uma média do padrão de recessão. O programa computacional MCR desenvolvido por Heppner e Nimmo (2005) promove a automação da análise dos dados extraindo a relação entre a taxa de declínio e elevação do nível d'água da hidrógrafa do piezômetro e utilizando-a para construir a curva de recessão que representa o comportamento médio do decaimento do nível. O cálculo da recarga, feito pelo programa MCR, consiste da comparação entre as hidrógrafas medida e calculada e a multiplicação da diferença, a cada período de tempo, pela porosidade eficaz.

O programa MCR corresponde a um arquivo executável no ambiente de programação do Matlab, *software* comercial de alta performance voltado para o cálculo numérico. A utilização do programa requer a preparação prévia de tabelas no formato exigido.

#### *A estimativa da porosidade eficaz ( $S_y$ )*

A porosidade eficaz foi estimada a partir do método da separação das hidrógrafas para as bacias que possuíam monitoramento do nível d'água, baseando-se na EQUAÇÃO 7.4. Os valores obtidos para o volume liberado na recessão (Etapa 2 do método manual de separação das hidrógrafas) foram divididos pela área total da bacia e pelos descensos médios do nível d'água calculados, pelo programa MCR, para os piezômetros e indicadores do nível d'água.

Como apontado por RISSER *et al.* (2005) esse procedimento tem a propriedade de subestimar  $S_y$ , pois a restituição dos aquíferos não se restringe aos períodos de recessão. Entretanto, é considerado apropriado para a estimativa de recarga pelo método de variação do nível d'água visto que no período imediatamente anterior à elevação da superfície potenciométrica, os materiais geológicos não se encontram completamente drenados.

O cálculo da recarga pode ser feito usando a média dos valores de  $S_y$  obtidos para a bacia ou a porosidade efetiva “aparente”, ou seja, aquela relativa a cada poço de monitoramento. É recomendado que para bacias com uma maior variabilidade litológica seja utilizado o  $S_y$  aparente, tendo sido essa a conduta adotada para a área de estudo.

#### 7.5.2.3 Método de Rorabaugh

O método de Rorabaugh (1964, *apud* RUTLEDGE, 2000 e LORENZ e DELIN, 2006) tem como princípios fundamentais: i) o aquífero possui espessura, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento constantes; ii) o curso d'água atravessa integralmente a espessura do aquífero; iii) a recarga é considerada como um aumento instantâneo da carga hidráulica aplicada uniformemente sobre o aquífero; iv) não existem outros ganhos ou perdas de água além da recarga e da subsequente descarga.

Rorabaugh (1964, *apud* LORENZ e DELIN, 2006) demonstrou que a descarga potencial de água subterrânea para o curso d'água no “tempo crítico” após o pico de vazão corresponde a aproximadamente metade do volume total da recarga (em decorrência do efeito da evapotranspiração) e que o “tempo crítico” é proporcional ao índice de recessão. O tempo crítico é tratado como o intervalo de tempo, após um evento considerável de recarga, que precede a linearidade da recessão, em uma escala semilogarítmica para a vazão.

Assim sendo, após um evento de recarga e conhecida a vazão resultante no tempo crítico, a recarga é estimada da seguinte forma (RUTLEDGE, 2000):

$$R = \frac{2\Delta QK}{2.3026} \quad (7.6)$$

Onde:

$\Delta Q$  corresponde à diferença na vazão da teórica da descarga de água subterrânea no tempo crítico, antes e depois do evento de recessão, em m<sup>3</sup>/dia;

K é o índice de recessão em dias por ciclo logarítmico;

2 e 2,3026 são valores derivados da teoria desenvolvida para a descarga de água subterrânea.

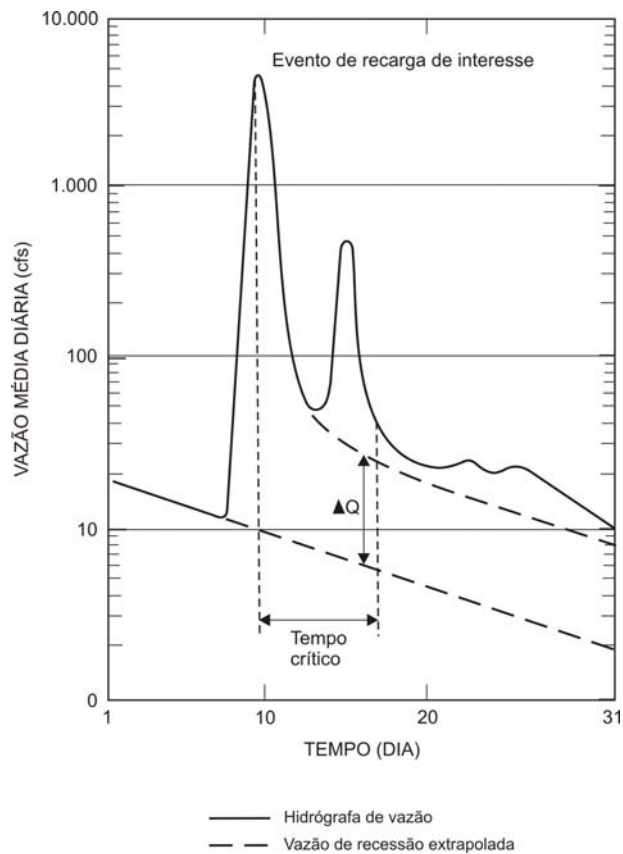
Utilizando-se do método descrito, Rutledge (1998) desenvolveu o programa RORA que aplica a técnica de deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga relacionada a cada pico de vazão. Para tal, o programa identifica os períodos de recessão, os picos de vazão e promove a extrapolação dos dados dos períodos de recessão para o tempo crítico. A FIG. 7.8 ilustra como é feito o cálculo da recarga pelo programa a partir da hidrógrafa de vazões.

#### 7.5.2.4 Método Automatizado de Separação das Hidrografas

Uma técnica automatizada para a determinação do escoamento de base a partir das hidrógrafas de vazão foi criada por Arnold *et al.* (1995) por meio da adaptação do método digital de filtragem recursiva. O programa foi denominado BASEFLOW e teve sua versão atualizada em 2006.

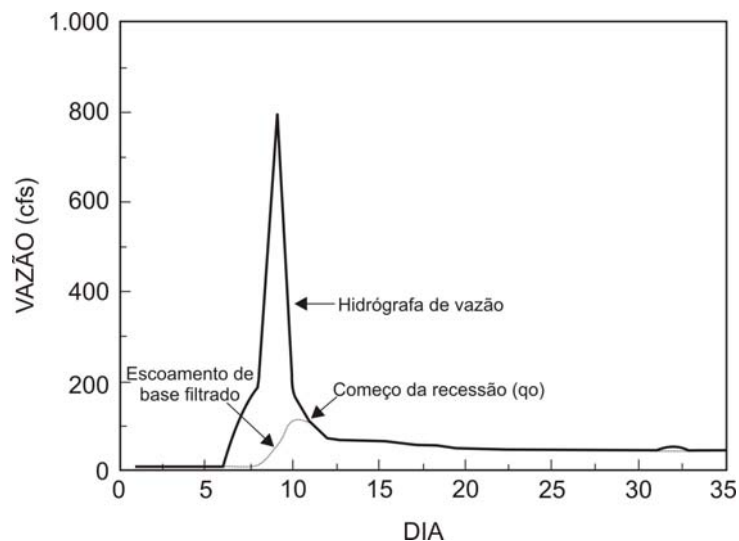
A técnica consiste da filtragem do escoamento superficial da hidrógrafa de vazões (identificado como sinais de alta frequência) e do escoamento de base (sinais de baixa frequência). O cálculo da vazão de restituição dos aquíferos é feito a partir da diferença entre a vazão real do curso d'água e a vazão de escoamento superficial calculada (Figura 7.9).

O filtro pode ser aplicado até 3 vezes consecutivas aos dados de vazão promovendo uma progressiva redução do escoamento de base e permitindo que o usuário ajuste de forma mais precisa a separação da hidrógrafa às condições da bacia estudada. Finalizada essa primeira análise o programa efetua a determinação do coeficiente de escoamento de base valendo-se da EQUAÇÃO 7.1 e da técnica denominada Curva de Recessão Principal (MCR – Master Recession Curve) que produz uma média para as curvas de recessão identificadas na série de vazões. Os resultados desse método mostraram forte correspondência com aqueles estimados pelo procedimento manual de separação de hidrógrafas.



**Figura 7.8** - Exemplo de hidrografa de vazão mostrando o método de deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga de água subterrânea em resposta a um evento de recarga.

Fonte: Modificado de Lorenz e Delin (2006).



**Figura 7.9** - Determinação do escoamento de base pelo programa BASEFLOW. O filtro separa o escoamento superficial da descarga subterrânea. O ponto onde a curva gerada pelo filtro junta-se ao hidrograma real corresponde ao início da recessão.

Fonte: Modificado de Arnold *et al.*, 1995.

### 7.5.2.5 Método de Green-Ampt

O modelo proposto por Green e Ampt (1911, *apud* CHOW *et al.*, 1988) baseia-se na lei de Darcy e assume que durante a infiltração existe uma carga hidráulica constante na superfície do solo (encharcamento de pequena espessura) e que a superfície de umedecimento constitui um limite bem definido, dividindo a zona saturada da zona com conteúdo de umidade inicial ( $\theta_1$ ). Considera também que a água penetra no solo de forma abrupta e que acima do solo saturado o potencial mátrico ( $\psi$ ), na frente de umedecimento, permanece igual ao  $\psi$  relativo à umidade inicial do solo [ $\psi(\theta_1)$ ].

Três princípios decorrentes da equação de Green Ampt permitem relacionar o tempo de encharcamento, a infiltração e a intensidade de chuva: i) antes do encharcamento ocorrer toda a chuva infiltra-se; ii) a taxa potencial de infiltração ( $f$ ) é função da infiltração acumulada; e iii) o encharcamento ocorre quando a taxa potencial de infiltração é menor ou igual a intensidade da chuva.

A equação de Green-Ampt que governa essas relações é a seguinte:

$$f = K \left( \frac{\psi \Delta \theta}{F} + 1 \right) \quad (7.7)$$

Onde:

$f$  é taxa de infiltração potencial;  
 $K$  é a condutividade hidráulica do solo;  
 $\psi$  é a pressão de sucção na frente de molhamento;  
 $\Delta \theta$  é a diferença entre o conteúdo de umidade inicial e final do solo;  
 $F$  é a infiltração acumulada.

No estágio de encharcamento, a taxa de infiltração é equivalente à intensidade de chuva ( $i$ ) e a infiltração acumulada representa o produto da intensidade de chuva ( $i$ ) pelo tempo decorrido para que a capacidade de retenção de água pelo solo seja ultrapassada ( $t_p$ ). Nessa condição, a EQUAÇÃO 7.6 pode ser expressa como:

$$i = K \left( \frac{\psi \Delta \theta}{i t_p} + 1 \right) \quad (7.8)$$

Onde:

$i$  é a intensidade de chuva;  
 $t_p$  é o tempo necessário para que a capacidade retenção de água pelo solo seja ultrapassada.



Pesquisas apontam que na região acima da frente de molhamento do solo, a umidade de saturação não é atingida em virtude do aprisionamento de ar pelos poros, sendo recomendável a utilização de um valor de  $K$  correspondente a  $0,5K_{sat}$  (BOUWER, 1966; *apud* CHOW *et al.* 1988 e CECÍLIO *et al.* 2003).

Uma das dificuldades em utilizar o método advém da necessidade de conhecimento de diversos parâmetros do solo, alguns de determinação complexa como é o caso de  $\psi$ . Para contornar essa limitação, Rawls *et al.* (1982) realizaram análises de 5000 horizontes de solo e definiram valores médios para os parâmetros de Green-Ampt associados a diferentes classes de solos.

A aplicação do método na área de estudo exigiu a adoção de algumas premissas e aproximações e envolveu o seguinte procedimento:

i) por se dispor somente dos dados diários de chuva, e não da intensidade da chuva, assumiu-se que, quando a precipitação ocorre, o tempo médio de chuva é de 3 horas;

ii) a diferença entre o conteúdo de umidade inicial e final do solo foi definida como 0,3 para todos os materiais. Essa aproximação encontra respaldo no experimento de Cecílio *et al.* (2003), no estudo de Medrado Silva *et al.* (2006) para solos do cerrado e em exemplos apresentados por Chow *et al.* (1998);

iii) utilizando-se do  $K_{sat}$  ( $K = 0,5K_{sat}$ ) obtido nos ensaios com o permeâmetro de Guelph e nas análises granulométricas das amostras coletadas foram encontrados os valores médios de  $\psi$  na tabela elaborada por Rawls *et al.* (1982);

iv) de posse desses parâmetros, calculou-se a intensidade de chuva (cm/h) necessária para o encharcamento do solo que foi multiplicada por 3 (três) para obtenção da chuva diária de embebição para cada tipo de solo;

v) as séries históricas de precipitação foram tratadas usando as chuvas diárias de embebição como “valor de corte”, ou seja, toda precipitação acima desse valor foi considerada como escoamento superficial e toda chuva igual ou abaixo como integralmente infiltrada.

vi) cálculo da infiltração potencial média anual para cada tipo de solo;

vii) cálculo da recarga por meio da subtração da infiltração potencial média anual pela evapotranspiração real média (942,0 mm/ano) obtida na área por Davis *et al.* (2005a).

O método foi aplicado para bacias hidrológicas/hidrogeológicas e para piezômetros ou indicadores de nível d'água. No primeiro caso, efetuou-se o cálculo das áreas ocupadas por cada tipo de solo na bacia, com auxílio de um sistema de informações georreferenciadas, e essas, por sua vez, foram multiplicadas pelos respectivos valores de infiltração média anual, para o período de monitoramento fluviométrico existente. A soma de todas as parcelas, correspondentes a cada tipo de solo, foi dividida pela área total da bacia e assim obtido um valor médio da infiltração.

#### 7.5.2.6 Método do Balanço Hídrico empregando a fração do escoamento de base em relação à vazão total de uma bacia

O método do balanço hídrico adaptado para os casos em que não se conhece ou não se tem certeza a respeito dos limites da bacia hidrogeológica foi adotado por Szilagyi *et al.* (2003).

O princípio que rege o método estabelece que o balanço hídrico de uma região pode ser, em geral, definido como:

$$P = ET + qs + qb + N + \Delta S \quad (7.9)$$

Onde:

P é a precipitação,;

ET é a evapotranspiração;

qs é o escoamento superficial;

qb é o escoamento de base;

N é qualquer entrada ou saída de água, além da precipitação e da evapotranspiração;

$\Delta S$  é a variação na reserva de água.

Em uma escala regional, e dadas as incertezas quanto às variações de longo termo da evapotranspiração, considerou-se como pouco significativos N e  $\Delta S$ . A fração do escoamento de base (FEB), que corresponde à razão entre a vazão da descarga subterrânea (qb) e a vazão total (qs + qb), foi introduzida à EQUAÇÃO 7.9 de tal modo que:

$$FEB \times (P - ET) = FEB \times q = qb \approx R \quad (7.10)$$

Onde:

R é a recarga;

q é a razão da vazão total pela área de contribuição da bacia.

Para a área da pesquisa, os valores de FEB usados para cálculo da recarga foram extraídos dos arquivos de saída do programa BASEFLOW (item 6.2). Quanto à precipitação, foi usada a média anual para o período de monitoramento da bacia analisada, tendo sido aplicado um valor constante de evapotranspiração, de 942 mm/ano, referente à média anual obtida por Davis *et al.* (2005a).

#### 7.5.2.7 Método do balanço hídrico integrado a um sistema de informações geográficas (SIG)

Partindo do preceito de que a gestão dos recursos hídricos deve apoiar-se na integração dos diversos aspectos do meio (físicos, climatológicos e de forma de uso e ocupação dos terrenos), Batelaan e De Smedt (2001) desenvolveram o programa WETSPASS que corresponde à um modelo de balanço hídrico, totalmente adaptado a um sistema de informações geográficas (Arcview 3.x).

O programa requer uma combinação de cartas temáticas em formato digital *raster* e tabelas (arquivos dbf) conforme listado na TAB. 7.6.

**Tabela 7.6** - Informações exigidas pelo programa WETSPASS para o cálculo do balanço hídrico.

Cartas temáticas em <i>raster</i>	Tabelas (em dbf)
Solos	Parâmetros dos solos
Topografia	
Declividade	
Uso da terra e cobertura vegetal	Coeficiente de escoamento superficial
Temperatura (verão e inverno)	
Precipitação (verão e inverno)	Parâmetros de uso da terra e cobertura vegetal
Evapotranspiração (verão e inverno)	
Velocidade do Vento (verão e inverno)	
Profundidade do nível d'água (verão e inverno)	

O modelo trata uma região ou uma bacia como um mosaico regular de células *raster* que são classificadas como uma área vegetada, descoberta, um corpo d'água ou uma superfície impermeável. Para cada uma dessas células são associados os demais parâmetros e efetuado, individualmente, o cálculo do balanço hídrico sazonal.

A equação do balanço adotada para uma célula *raster* vegetada é (BATELAAN e De SMEDT, 2006):

$$P = I + Sv + Tv + Rv \quad (7.11)$$

Onde:

P é a precipitação;

I é a interceptação;

Sv é o escoamento superficial;

Tv é a transpiração real;

Rv é a recarga.

A evapotranspiração real é calculada por meio da soma de I, Tv e a evaporação no solo descoberto. A interceptação constitui uma parcela constante da precipitação e relacionada ao tipo de vegetação.

O escoamento superficial é determinado no estágio inicial (tabela de coeficientes) como um parâmetro dependente do tipo de vegetação, textura do solo e declividade e estimado a partir de valores característicos obtidos na bibliografia específica (e.g. RYCROFT, 1988 e CHOW *et al.* 1988; *apud* BATELAAN e De SMEDT, 2006). Em um segundo estágio, já na simulação do balanço hídrico, é ajustado para áreas de recarga tendo em conta a distribuição sazonal da precipitação e a capacidade de campo dos solos.

A transpiração é estabelecida como o produto da função do conteúdo de água na zona radicular, pelo coeficiente de vegetação e evaporação potencial dos corpos d'água. O coeficiente vegetacional é obtido por meio da aplicação da equação de Penman-Monteith e a função do conteúdo de água calibrada com parâmetros associados à textura do solo. A capacidade de campo, o ponto de "murchamento" e o conteúdo de água disponível para as plantas são estimados a partir de equações criadas por Saxton *et al.* (1986, *apud* BATELAAN e De SMEDT, 2006) cujos resultados são comparáveis aos estudos efetuados por Rawls (1992).

Mudanças no armazenamento de água são introduzidas no modelo a partir das variações sazonais de nível d'água e de conteúdo de água no solo disponível para as plantas. A recarga, por fim, é calculada como um parâmetro residual do balanço.

O uso do modelo para a área de estudo compreendeu a utilização dos produtos digitais gerados pelo Projeto APA Sul RMBH (CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005). Os parâmetros de preenchimento das planilhas de atributos (solos, escoamento superficial e uso da terra e cobertura vegetal) resultaram da combinação de valores tabelados fornecidos pelo programa, dados bibliográficos de ajuste à realidade da região (em especial quanto aos solos e cobertura vegetal) e dados decorrentes do atual estudo efetuado na área.

### **7.5.3 Os Dados Utilizados na Aplicação dos Métodos**

A aplicação dos diversos métodos descritos demandou a análise, a consistência e o tratamento, por vezes exaustivo, de dados de natureza e fontes diversas na busca de uma maior precisão dos resultados.

#### **7.5.3.1 Dados hidrológicos**

Séries de monitoramento de vazões, totalizando quase uma centena de microbacias, foram fornecidas pela COPASA e minerações (MBR, Vallourec&Mannesmann), obtidas junto ao órgão gestor estadual (IGAM) ou resultantes de medidas mensais efetuadas em estações instaladas durante a pesquisa.

Os dados secundários foram criteriosamente selecionados e consistidos de modo a abranger bacias que atendessem aos seguintes critérios: i) representatividade dos domínios geológicos de interesse; ii) pouca ou nenhuma interferência antrópica no regime de fluxo, ou a existência de períodos expressivos anteriores à detecção dessa influência; iii) existência de anos hidrológicos sem grandes hiatos (acima de 30 dias) no monitoramento.

Ao final do processo, foram selecionadas 56 bacias hidrológicas/hidrogeológicas distribuídas por toda a área. O uso do programa BASEFLOW e a aplicação do método manual da separação das hidrografas requereram somente a partição das séries históricas em períodos de maior continuidade no monitoramento, mantendo-se a periodicidade original. Entretanto, para a aplicação do programa RORA foi necessário inferir dados diários para as séries que não possuíam esta frequência de observação. Os valores existentes de vazão foram, assim, considerados como uma média para o período de, no máximo, 30 (trinta) dias. Ainda que consciente das incertezas que foram agregadas a esse procedimento, tanto maiores quanto mais extenso o intervalo de monitoramento, procurou-se utilizar, da melhor forma possível, os dados disponíveis.

A determinação da área de contribuição das bacias, parâmetro requerido pelo programa RORA e para cálculo da porosidade efetiva, demandou, igualmente, a adoção de algumas inferências para os casos de não coincidência da bacia hidrológica com a hidrogeológica. A identificação das bacias cujo regime era influenciado, de forma preponderante, pela descarga dos aquíferos foi feita com base nos valores obtidos para o coeficiente de recessão, vazão específica e análise dos hidrogramas. A delimitação dessas bacias (capítulo 6) guiou-se

pela topografia, geologia, hidroquímica e contornos adotados em alguns modelos computacionais. Essas áreas, entretanto, devem ser consideradas apenas como uma aproximação dada a falta de informações que permitissem delimitá-las com maior precisão.

### 7.5.3.2 Dados pluviométricos

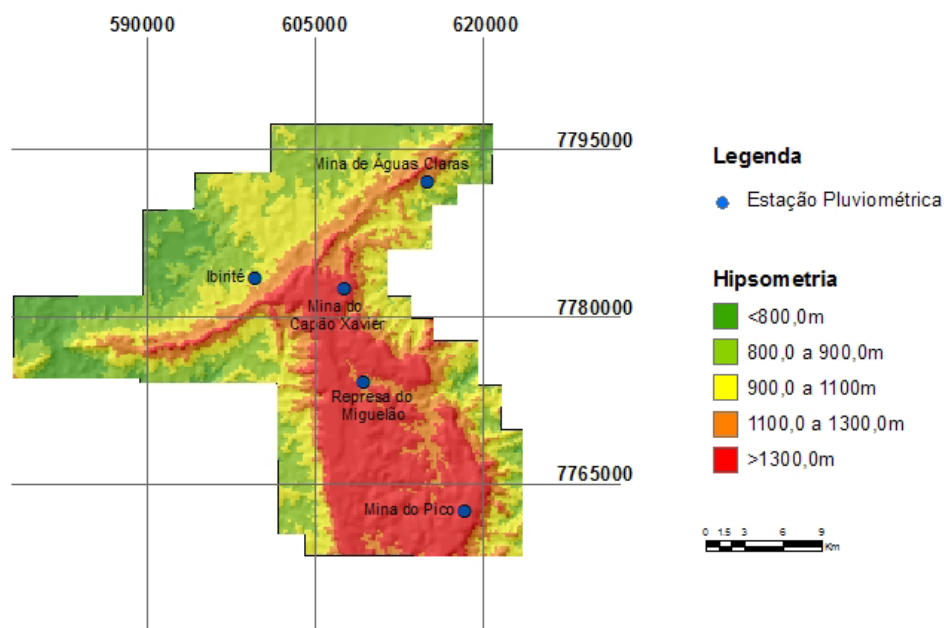
Foram utilizados dados de monitoramento pluviométrico de cinco estações inseridas na área ou em suas imediações (Tabela 7.7 e Figura 7.10). O cálculo da recarga para as bacias e piezômetros localizados nas proximidades da mina do Capão Xavier requereu o uso dos dados da estação do Miguelão para os períodos de monitoramento anteriores à implantação da estação na mina. Para o cálculo de infiltração pelo método de Green-Ampt foi adotado o período correspondente ao de monitoramento da bacia ou do piezômetro considerado.

**Tabela 7.7 - Séries pluviométricas reunidas para o estudo.**

Código	Nome	Sub-Bacia	Tipo	Entidade	Latitude	Longitude	Início	Fim	Altitude (m)
02044012	Ibirité	40	P	ANA	20°02'34"	44°02'36"	01/01/45	30/09/06	1073
02043043	Represa do Miguelão	41	P	ANA	20°07'34"	43°57'01"	11/09/76	30/09/06	1152
	Mina do Pico	41	P	MBR	20°13'43"	43°51'47"	21/03/90	26/11/06	1500
	Mina de Águas Claras	41	P	MBR	19°57'50"	43°53'46"	01/01/85	22/10/06	1060
	Mina de Capão Xavier	41	P	MBR	20°03'00"	43°56'13"	01/09/00	23/10/06	1350

### 7.5.3.3 Dados de variação de nível d'água

Séries de monitoramento de nível d'água, referentes a cerca de 80 (oitenta) piezômetros e indicadores de nível, foram disponibilizados pelas empresas mineradoras. A distribuição dessas estruturas na área é heterogênea, havendo uma maior concentração na região da mina do Capão Xavier. Os dados foram submetidos a um processo de seleção e consistência, seguindo os mesmos critérios adotados para as bacias hidrológicas, que resultou em 36 (trinta e seis) indicadores de nível e 21 (vinte e um) piezômetros multicâmaras (Tabela 7.8). Ressalta-se que, no caso dos piezômetros, foram utilizados para o cálculo da recarga somente as séries referentes a intervalos não confinados. A inserção dos dados no programa MCR não exigiu a inferência de valores em períodos de não monitoramento, tendo sido mantida a periodicidade original.



**Figura 7.10** - Localização das estações pluviométricas usadas no estudo.

**Tabela 7.8** - Associação dos poços de monitoramento de nível d'água selecionados com as áreas de influência das minerações.

Mina e suas imediações	Piezômetros	Indicadores de nível d'água
Capão Xavier	16	22
Capitão do Mato		3
Tamanduá	2	7
Jangada		3
Córrego do Feijão	3	
Pico		1

#### 7.5.3.4 Características dos solos

Os solos e as coberturas detríticas foram alvos de investigações detalhadas envolvendo 97 ensaios de permeabilidade e respectivas análises de granulometria, abrangendo diversos tipos e com distribuição por toda a área. Ainda que identificada uma grande variabilidade, foi possível estabelecer, a partir desses estudos, valores característicos médios para a condutividade hidráulica saturada e para as frações granulométricas relativamente aos solos de ocorrência mais comum. Entretanto, na tentativa de se evitar generalizações e conseqüente aumento das incertezas, alguns aspectos locais foram assimilados e diferenciados de modo a refletir a influência do substrato. Procurou-se adotar uma conduta conservadora, extraindo-se dos conjuntos amostrais, os componentes com valores elevados e discrepantes de condutividade hidráulica.

Visto que os métodos de balanço hídrico e de Green-Ampt exigiam informações complementares, não determinadas, foi feita uma associação das características obtidas com informações coletadas na bibliografia a respeito de pesquisas em solos brasileiros de naturezas semelhantes. Foram adotados também alguns valores médios tabelados para o potencial matricial dos solos fornecidos por Rawls *et al.* (1982 e 1983) para várias classes texturais de solos. A TAB. 7.9 apresenta os parâmetros adotados para o cálculo da recarga usando o método de Green-Ampt.

**Tabela 7.9** - Parâmetros dos solos utilizados no cálculo da recarga pelo modelo de *Green-Ampt*.

Tipo de Solo	$K_{sat}$ mediano (cm/h)* <sup>1</sup>	$K_{nsat}$ (cm/h)* <sup>2</sup>	$\psi^{*1}$ (cm)* <sup>2</sup>	$\Delta\theta^{*2}$	Intensidade de chuva para o encharcamento (cm/dia)* <sup>2</sup>	Correspondência com as classes de Rawls et al (1982 e 1983)
Cambissolos Háplicos Distróficos	1,28	0,64	16,68	0,3	4,2	Sandy Loam
Cambissolos Háplicos Distróficos nas proximidades das minas de Jangada e Córrego do Feijão	0,82	0,41	27,3	0,3	3,9	Silt Loam
Cambissolos Háplicos Perféricos	2,46	1,23	11,0	0,3	5,8	Silt Loam
Latosolos e Latossolos Vermelhos Perféricos	1,02	0,51	11,0	0,3	3,2	Silt Loam
Neossolos Litólicos	3,03	1,51	11,1	0,3	6,9	Sandy Loam
Neossolos Litólicos Ferruginosos	7,26	3,63	6,13	0,3	13,0	Loamy Sand
Neossolos Litólicos Ferruginosos nas proximidades de Fechos elevatória (VTB) e mina do Pico	1,9	0,95	11,0	0,3	4,8	Sandy Loam
Cambissolos Háplicos Perféricos e Neossolos Litólicos Ferruginosos argilosos (ocre)	0,82	0,41	27,3	0,3	3,9	Silt Loam
Cangas	10,1	5,05	5,5	0,3	17,0	Sand
Mineração	7,26	3,63	6,13	0,3	13,0	Loamy Sand
Urbano	0,82	0,41	27,3	0,3	3,9	Silty Loam
Afloramento Rochoso	0,58	0,29	21,85	0,3	2,8	Sandy Clay Loam
Sem classificação	0,58	0,29	21,85	0,3	2,8	Sandy Clay Loam

\*<sup>1</sup> - Parâmetro medido; \*<sup>2</sup> - Parâmetro extraído de Rawls *et al.* (1982 e 1983).

#### 7.5.3.5 Características do meio físico

A integração temática para o cálculo da recarga usando o método do balanço hídrico (programa WETSPASS) implicou na transformação dos mapas digitais produzidos no Projeto APA Sul RMBH (CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005) em imagens *raster* e a execução de reclassificações, no caso dos solos e da declividade, para uma melhor adequação dos atributos ao modelo a ser efetuado.



As inúmeras unidades taxonômicas delimitadas no mapa pedológico (SHINZATO e CARVALHO FILHO, 2005) foram reunidas nas respectivas classes de solo, visto não se dispor de dados (condutividade hidráulica saturada e granulometria) que permitissem caracterizá-las individualmente. No entanto, como mencionado anteriormente, distinções locais foram relacionadas a algumas classes (Tabela 7.9).

As classes de declividade estabelecidas por Oliveira *et al* (2005a) foram redefinidas a fim de que pudessem reproduzir, de forma mais clara, as feições de relevo percebidas na área de estudo.

O mapa de isoietas de precipitação média anual e os estudos pluviométricos realizados por Davis *et al.* (2005a) permitiram extrair os atributos sazonais de precipitação, considerando-se, respectivamente, para os períodos de inverno (abril a setembro) e verão (outubro a março) as proporções de 12% e 88% da pluviosidade média anual.

Valores únicos de temperatura e evapotranspiração, discriminados para as estações seca e chuvosa, foram aplicados para toda a área utilizando-se dos dados fornecidos por Davis *et al.* (op.cit.). Não foi feita distinção sazonal para a velocidade dos ventos e adotou-se o valor médio apresentado por MBR (2003a).

A dificuldade em se elaborar um mapa de profundidade de nível d'água para toda a área, em decorrência da grande dispersão entre os pontos de monitoramento, conduziu ao estabelecimento de valores constantes para o período chuvoso (15 m) e de estiagem (20 m) com base na média verificada para as medidas efetuadas nos piezômetros. Batelaan e De Smedt (2001) sugeriram a aplicação desse procedimento, para os casos de não se dispor do mapa de isopiezas, esclarecendo que o programa faz distinção somente em locais onde o nível se encontra muito próximo à superfície, quando é aplicado um valor menor de recarga.

A TAB. 7.10 apresenta a relação dos parâmetros anteriormente mencionados e adotados no modelo.

**Tabela 7.10** - Parâmetros empregados no modelo de balanço hídrico WETSPASS.

Parametro	Período de Estiagem (abr-set)	Período Chuvoso (out-mar)
Temperatura (°C)*	16,4	22,5
Evapotranspiração (mm)	600	379
Profundidade do nível d'água (m)	15	20
Velocidade dos ventos (m/s)	2	2

\* - Média dos três meses mais frios e mais quentes.

A tabela de atributos para os solos (Tabela 7.11) foi preenchida, em grande parte, com informações extraídas de estudos efetuados no Brasil em solos semelhantes aos encontrados na área. Destaca-se entre os artigos consultados, o trabalho de Ottoni Filho (2003) onde é apresentada uma relação de classes texturais de solos e seus respectivos parâmetros de disponibilidade de água. Apesar da grande variabilidade dos dados, ressaltada pelo autor, as informações foram bastante úteis para os solos pouco investigados (cangas, cambissolos e neossolos ferruginos). As demais informações foram extraídas da planilha fornecida pelo programa e com valores tabulados para diferentes tipos texturais de solos visto que, de acordo com Batelaan e Woldeamlak (2004), há grande correspondência entre esses valores e aqueles produzidos por Rawls *et al.* (1992), tendo as classes, inclusive, a mesma denominação adotada por esses autores.

Modificações também foram efetuadas na tabela de uso e cobertura da terra, de forma a assimilar as peculiaridades da vegetação como a mata atlântica, o cerrado *sensu strictu* e o reflorestamento por eucalipto. Os valores relativos à profundidade de raízes, abertura estomática, índice de área foliar e altura média da vegetação para o cerrado (incluindo o campo cerrado/campo graminoso e a capoeira) foram extraídos dos trabalhos de Naves Barbieiro *et al.* (2000), Fank de Carvalho e Graciano Ribeiro (2005) e Oliveira *et al.* (2005b) e Gevaerd e Freitas (2006). Quanto aos aspectos característicos da mata atlântica e do reflorestamento de eucalipto, estes foram obtidos dos estudos de Almeida e Soares (2003), Justo *et al.* (2005) e Tuffi Santos *et al.* (2006). Alguns dados relativos às pastagens e lavouras foram retirados de Gevaerd e Freitas (2006). Estudos específicos a respeito dos campos rupestres, envolvendo os aspectos requeridos, não foram encontrados tendo sido estimados a partir dos dados sobre o cerrado com alguma modificação (variação sazonal do índice de área foliar) proveniente do trabalho de Dutra *et al.* (2005).

Ressalta-se que, a partir dessas informações, foram necessárias algumas interpretações e aproximações para o preenchimento das tabelas de parâmetros para o uso do solo e cobertura vegetal.

Os dados empregados na tabela de coeficiente de escoamento superficial, que consiste em uma combinação de classes de solo, declividade, cobertura vegetal e uso da terra, compreenderam a correlação das informações tabuladas fornecidas pelo programa com aquelas identificadas na área, promovendo-se algumas pequenas alterações.

A FIG. 7.11 apresenta as cartas temáticas utilizadas para simulação do modelo de balanço hídrico e as TAB. 7.11 e 7.12 relacionam, respectivamente, as informações atribuídas aos solos e às coberturas vegetais e usos dos terrenos. A planilha contendo as estimativas do coeficiente de escoamento superficial encontra-se no APÊNDICE J.

#### **7.5.4 Resultados**

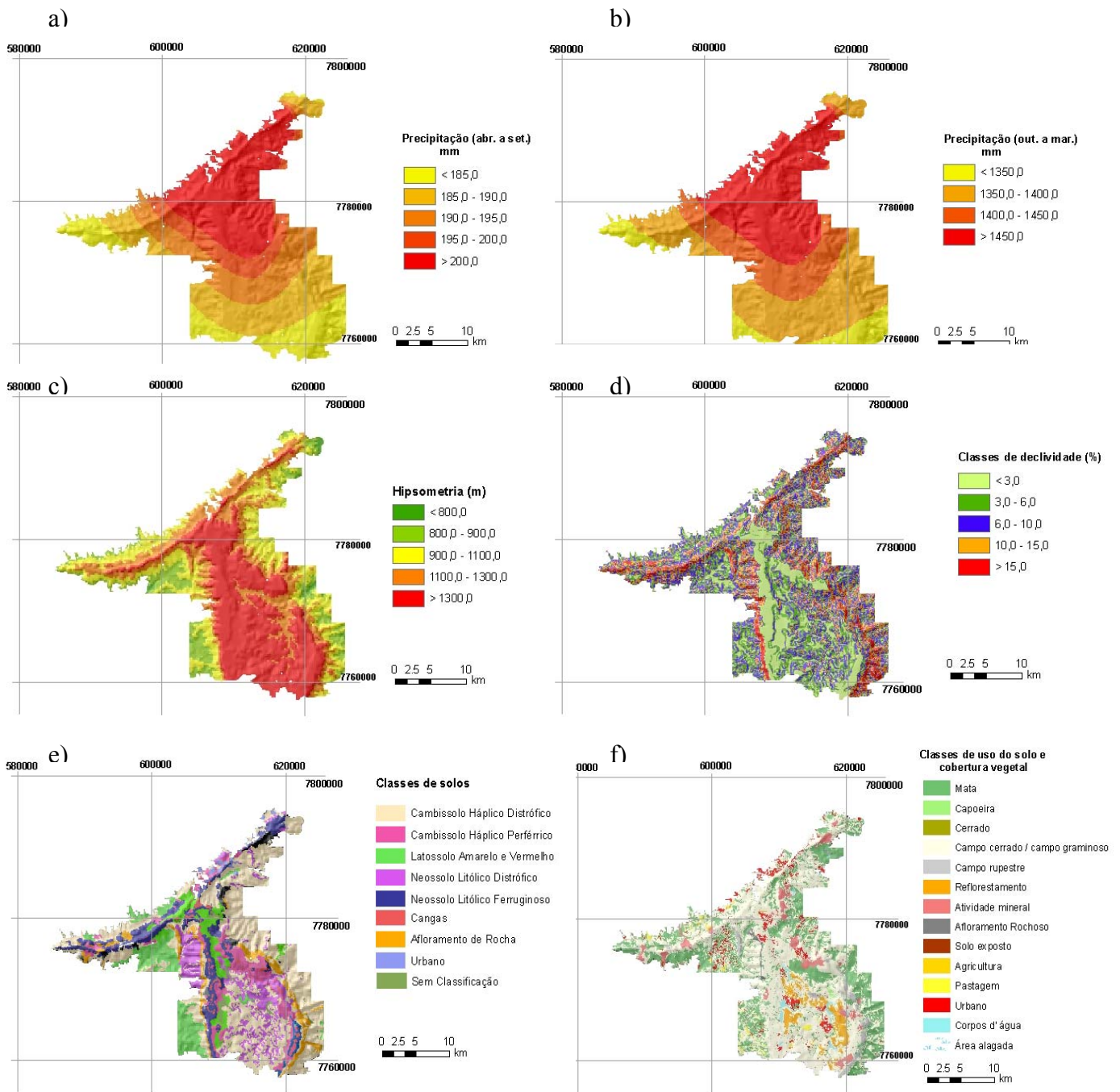
A análise dos resultados de recarga obtidos por meio dos diversos métodos será feita principalmente, em termos de porcentagem da precipitação no período considerado para a bacia ou piezômetro ou relativamente à média de longo termo, no caso do balanço hídrico regional. Tal procedimento visa evitar distorções ao se comparar em termos absolutos os valores de recarga abrangendo períodos distintos de intensidade de precipitação e pontos com diferentes taxas pluviométricas anuais.

##### 7.5.4.1 Método de Rorabaugh utilizando o programa RORA

Os valores anuais de recarga obtidos empregando o método de Rorabaugh por meio do programa RORA encontram-se apresentados na TAB. 7.13, envolvendo 56 bacias hidrográficas/hidrogeológicas e períodos diferenciados de monitoramento tanto em termos de duração quanto de periodicidade.

A recarga média anual, em termos de porcentagem de precipitação, é de 23,6%, entretanto há um amplo espectro de 2,2 a 47,1%. Efetuando-se uma análise das características das bacias (Tabela 7.13), verifica-se que há uma relação direta entre a vazão específica e os valores de recarga; bacias com menores vazões específicas exibem menores valores de recarga e vice-versa. Já a vinculação da recarga com o coeficiente de recessão e o período de monitoramento não é tão clara.

Destacam-se, entretanto, alguns aspectos: i) bacias com períodos muito curtos de monitoramento (e também com pequena vazão específica) constituem quase 50% do conjunto com menor recarga e estão exclusivamente associadas às imediações da mina do Córrego do Feijão; ii) algumas bacias com um período pouco maior de monitoramento, mas com baixo valor de recarga, também se localizam nessa mesma região (proximidades da mina da Jangada) o que indica a existência de materiais pouco permeáveis no segmento sudoeste da Serra do Curral; iii) as bacias com maior recarga exibem menor coeficiente de esgotamento e constituem, em sua maioria (70%), áreas de descarga do aquífero Cauê; iv) com exceção da bacia relacionada à nascente da Cata Branca, todas as demais associadas à restituição do Cauê apresentam taxas de recarga acima de 30% da precipitação total.



**Figura 7.11** - Mapas temáticos digitais em formato raster utilizados no modelo de balanço hídrico: a) precipitação no período seco; b) precipitação no período chuvoso; c) topografia; d) declividade; e) solos; e f) cobertura vegetal e uso do solo.

**Tabela 7.11** - Atributos associados aos solos para cálculo do balanço hídrico pelo programa WETSPASS.

Classes de solos	Tipo de solo (textura) * <sup>1</sup>	Capacidade de campo	Ponto de Murcha	Água Disponível para as plantas	Conteúdo de água residual	Prof. de evaporação (m)	Altura de tensão saturada	Fração de P (out. a mar.)* <sup>11</sup>	Fração de P (abr. a set.)* <sup>12</sup>
Cambissolos Háplicos Distróficos	silty loam	0,34* <sup>2</sup>	0,18* <sup>2</sup>	0,24* <sup>2</sup>	0,19* <sup>5</sup>	0,15	0,21	0,26	0,07
Cambissolos Háplicos Perféricos	sandy loam	0,27* <sup>2</sup>	0,14* <sup>2</sup>	0,03* <sup>2</sup>	0,19* <sup>5</sup>	0,15	0,15	0,09	0,01
Latossolos e Latossolos Vermelhos Perféricos	silty loam	0,36* <sup>6</sup>	0,25* <sup>6</sup>	0,16* <sup>7</sup>	0,19* <sup>7</sup>	0,15	0,21	0,26	0,07
Neossolos Litólicos	sandy loam	0,27* <sup>2</sup>	0,14* <sup>2</sup>	0,13* <sup>2</sup>	0,13* <sup>4</sup>	0,15	0,15	0,09	0,01
Neossolos Litólicos Ferruginosos	loamy sand	0,18* <sup>3</sup>	0,11* <sup>2</sup>	0,14* <sup>2</sup>	0,13* <sup>4</sup>	0,15	0,09	0,09	0,01
Neossolos Litólicos Ferruginosos nas proximidades de Fechos elevatória (VTB) e mina do Pico	sandy loam	0,27* <sup>2</sup>	0,14* <sup>2</sup>	0,13* <sup>2</sup>	0,13* <sup>4</sup>	0,15	0,15	0,09	0,01
Cambissolos Háplicos Perféricos e Neossolos Litólicos Ferruginosos argilosos (ocre)	silty loam	0,34* <sup>2</sup>	0,18* <sup>2</sup>	0,24* <sup>2</sup>	0,19* <sup>5</sup>	0,15	0,21	0,26	0,07
Cangas	sand	0,12* <sup>2</sup>	0,05* <sup>2</sup>	0,09* <sup>2</sup>	0,09* <sup>4</sup>	0,15	0,07	0,09	0,01
Mineração* <sup>8</sup>	loamy sand	0,18* <sup>3</sup>	0,11* <sup>2</sup>	0,14* <sup>2</sup>	0,13* <sup>4</sup>	0,15	0,09	0,09	0,01
Urbano* <sup>9</sup>	silty loam	0,34* <sup>2</sup>	0,18* <sup>2</sup>	0,24* <sup>2</sup>	0,19* <sup>4</sup>	0,15	0,21	0,26	0,07
Afloramento de rocha* <sup>10</sup>	sandy clay	0,30* <sup>2</sup>	0,19* <sup>2</sup>	0,08* <sup>2</sup>	0,22* <sup>4</sup>	0,15	0,29	0,80	0,68
Sem classificação* <sup>10</sup>	sandy clay loam	0,30* <sup>2</sup>	0,19* <sup>2</sup>	0,08* <sup>2</sup>	0,22* <sup>4</sup>	0,15	0,29	0,15	0,03

\*<sup>1</sup> - classes texturais comparáveis ao estudo de Rawls *et al.* (1992) e adotados pelo programa;

\*<sup>2</sup> - Ottoni Filho (2003); \*<sup>3</sup> - Gomes e Spadotto (2004); \*<sup>4</sup> - Macedo Silva *et al.* (2006); \*<sup>5</sup> - Mello *et al.* (2005); \*<sup>6</sup> - Buffon (2005); \*<sup>7</sup> - Medrado Silva *et al.* (2006);

\*<sup>8</sup> - A mineração foi associada aos neossolos litólicos ferruginosos;

\*<sup>9</sup> - As áreas urbanas foram relacionadas a solos pouco permeáveis comparáveis aos cambissolos háplicos distróficos;

\*<sup>10</sup> - Afloramentos de rocha e áreas sem classificação foram associados a solos argilosos;

\*<sup>11</sup> - Fração da precipitação no período chuvoso que contribui para o escoamento superficial;

\*<sup>12</sup> - Fração da precipitação no período seco que contribui para o escoamento superficial.

**Tabela 7.12** - Atributos associados às classes de uso da terra e cobertura vegetal para cálculo do balanço hídrico pelo programa WETSPASS.

Classes de Uso da Terra e Cobertura Vegetal	Área Vegetada (razão da área total)	Área exposta (razão da área total)	Área impermeável (razão da área total)	Corpos d'água ou área alagada (razão da área total)	Prof. de raízes (m)	Índice de área foliar	Abertura estomática ( $\times 10^{-5}$ m)	Interceptação (%)	Altura média da vegetação (m)
<b>PERÍODO SECO (ABR. a SET)</b>									
Área alagada	0	0	0	1	0,1	0	100	0	0
Mata	0,7	0,3	0	0	2	6	280	24	15
Cerrado	0,5	0,5	0	0	3	4,5	100	25	3
Corpos d'água	0	0	0	1	0,1	0	100	0	0
Urbano	0,3	0,2	0,5	0	0,3	2	100	10	0,1
solo exposto	0	1	0	0	0,1	0,5	100	0	0
Campo cerrado/campo graminoso	0,2	0,8	0	0	2	1,5	100	5	2
Campo rupestre	0,5	0,5	0	0	2	4,5	250	5	2
Atividade mineral	0	1	0	0	0,1	0	100	0	0
Capoeira	0,7	0,3	0	0	3	2	250	5	2
Afloramento Rochoso	0,3	0	0,7	0	0,3	0,5	100	5	0
Reflorestamento	0,7	0,3	0	0	3	2	150	11	15
Pastagem	0,7	0,3	0	0	0,3	2	100	10	0,2
Agricultura	0,8	0,2	0	0	0,3	2	100	10	0,5
<b>PERÍODO CHUVOSO (OUT. a MAR.)</b>									
Área alagada	0	0	0	1	0,1	0	100	0	0
Mata	0,9	0,1	0	0	2	7	322	25	15
Cerrado	0,7	0,3	0	0	3	6	280	25	3
Corpos d'água	0	0	0	1	0,1	0	100	0	0
Urbano	0,3	0,2	0,5	0	0,3	2	100	10	0,1
solo exposto	0	1,0	0	0	0,1	0,5	100	0	0
Campo cerrado/campo graminoso	0,7	0,3	0	0	2	4	280	15	2
Campo rupestre	0,3	0,7	0	0	2	4,5	250	15	2
Atividade mineral	0	1,0	0	0	0,1	0	100	0	0
Capoeira	0,9	0,1	0	0	3	4	250	15	2
Afloramento Rochoso	0,4	0	0,6	0	0,3	0,5	100	5	0
Reflorestamento	0,8	0,2	0	0	3	3	370	25	15
Pastagem	1,0	0	0	0	0,3	2	100	10	0,2
Agricultura	0,8	0,2	0	0	0,3	2	100	10	0,5



**Tabela 7.13** - Principais características das bacias analisadas e valores de recarga obtidos com o método RORA. Classificação por ordem crescente da recarga em % da precipitação (continua).

Código Vertedor/Ponto de Medição	Período de monitoramento disponível (anos)	Coefficiente de recessão ( $\alpha$ )	Índice de recessão (dias)	Área da Bacia Hidrológica ( $\text{km}^2$ )	Área da Bacia Hidrogeológica ( $\text{km}^2$ )	Fração de contribuição do escoamento de base no fluxo superficial	Vazão específica - Bacia Hidrológica ( $\text{m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ )	Vazão específica - Bacia Hidrogeológica presumida ( $\text{m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ )	Precipitação média no período (mm/ano)	Recarga Método RORA (mm/ano)	Recarga % Precipitação
VT14_norteFJ	1,96	0,0135	183	0,63		0,52	7,83		1496,00	33,02	2,2
VT04_norteFJ	1,96	0,0025	959	1,35		0,51	12,73		1496,00	58,4	3,9
VTD16/01JGD	5,03	0,0082	281	1,94		0,49	7,79		1730,00	83,8	4,8
S-11	3,14	0,0069	334	0,47		0,86-0,78	11,73		1853,00	109,2	5,9
VT02_norteFJ	1,96	0,0115	201	0,99		0,5	24,40		1496,00	101,6	6,8
VTD09/96CPX	10,64	0,0793	29	5,72		0,74-0,60	18,66		1594,00	111,8	7,0
VT06_norteFJ	1,96	0,0033	738	0,60		0,5	10,22		1496,00	104,1	7,0
VT05_norteFJ	1,96	0,0047	492	0,34		0,47	18,45		1496,00	106,7	7,1
VTD09/90PQM	10,63	0,0037	622	1,53		0,91-0,84	12,90		1741,00	152,4	8,8
VTD09/01JGD	5,33	0,0170	135	0,91		0,39	10,53		1711,00	152,4	8,9
P2_sulFJ	1,96	0,0155	153	2,7		0,52	23,57		1496,00	152,4	10,2
S-8	6,06	0,0015	1535	0,29		0,93-0,90	18,15		1761,00	228,6	13,0
VTD08/96CPX	10,64	0,0426	54	3,58		0,73-0,58	30,30		1593,00	213,4	13,4
P3_sulFJ	1,96	0,0072	320	1,57		0,39	24,88		1496,00	203,2	13,6
VT08_norteFJ	1,96	0,0100	230	0,17		0,48	45,17		1496,00	203,2	13,6
VTD38/01JGD	5,23	0,0060	384	0,50		0,49	28,72		1824,00	279,4	15,3
S-1	5,07	0,0013	1771	0,84	6,7	0,98-0,97	189,28	25,39	1762,00	279,4	15,9
S-2		0,0011	2093	0,12		0,97-0,95	97,68				
VTD57/02JGD	4,53	0,0035	658	2,46		0,79	25,44		1745,00	284,5	16,3
VT17_norteFJ	1,96	0,0050	469	0,9		0,48	37,01		1496,00	246,4	16,5
S-4	6,16	0,0316	73	2,78		0,77-0,67	44,20		1587,00	304,8	19,2
VT15_norteFJ	1,96	0,0064	360	2,7		0,79	57,41		1496,00	304,8	20,4
VTD27/99PIC	6,96	0,0006	3838	0,18	2,7	0,99-0,98	674,13	45,54	1519,00	348,0	22,9
VTD51/01MAC	4,68	0,0029	794	0,88		0,86-0,69	44,82		1817,00	411,5	22,6
VTD11/96TAM	10,71	0,0050	461	5,98		0,87-0,80	45,40		1594,00	368,3	23,1
VTD25/98 CPX	8,39	0,0060	384	5,68		0,93-0,88	45,72		1604,00	381,0	23,8
VTD58/02PIC	4,79	0,0095	242	3,52		0,91-0,87	49,98		1614,00	419,1	26,0
PN10/01	4,74	0,0022	1047	0,32	5,2	0,97-0,95	815,82	49,76	1632,00	472,7	29,0

**Tabela 7.13** - Principais características das bacias analisadas e valores de recarga obtidos com o método RORA. Classificação por ordem crescente da recarga em % da precipitação (conclusão).

Código Vertedor/Ponto de Medição	Período de monitoramento disponível (anos)	Coefficiente de recessão ( $\alpha$ )	Índice de recessão (dias)	Área da Bacia Hidrológica (km <sup>2</sup> )	Área da Bacia Hidrogeológica (km <sup>2</sup> )	Fração de contribuição do escoamento de base no fluxo superficial	Vazão específica - Bacia Hidrológica (m <sup>3</sup> /h/km <sup>2</sup> )	Vazão específica - Bacia Hidrogeológica presumida (m <sup>3</sup> /h/km <sup>2</sup> )	Precipitação média no período (mm/ano)	Recarga Método RORA (mm/ano)	Recarga % Precipitação
VTD06/96CPX	10,64	0,0053	434	0,18		0,93-0,89	62,36		1594,00	464,3	29,1
VTD31/99SAAE	7,17	0,0450	51	1,68		0,75-0,62	76,44		1732,00	510,5	29,5
VTD12/96TAM	10,71	0,0103	224	16,76		0,88-0,82	52,63		1594,00	477,5	30,0
VTD03/94CPX	12,16	0,0300	783	3,16		0,93-0,89	51,05		1588,00	478,8	30,2
VTD14/96TAM	10,00	0,0042	548	3,88		0,89-0,82	61,40		1590,00	492,8	31,0
VTD50/01CEA	4,62	0,0013	1771	12,42		0,91-0,78	47,90		1737,00	571,5	32,9
PN01/00	2,84	0,0163	141	0,051	3,0	0,91-0,84	1324,24	83,63	1614,00	543,6	33,7
PN02/00	2,84	0,0025	921			0,96-0,92			1614,00		
PN03/00	2,84	0,0022	1047	Galeria		0,95-0,92			1614,00		
PN05/00	2,42	0,0085	271	Túnel		0,92-0,87			1614,00		
VTD07/96CPX	10,79	0,0096	998	0,58	1,2	0,98-0,97	114,08	55,45	1472,00	511,8	34,8
MUTUCAP_MBR	6,67	0,0044	523	10,78		0,95-0,92	64,22		1648,00	579,1	35,1
VTD05/94CPX	11,38	0,0038	606	0,20		0,94-0,91	82,37		1582,00	558,8	35,3
VTD33/01JGD	5,18	0,0004	5756	0,03	3,0	0,99-0,98	2245,07	103,51	1760,00	609,6	35,4
VTD54/02JGD	4,78	0,0027	1023	0,90		0,97-0,95	103,07		1685,00		
MUTUCAP_COPASA	11,99	0,0088	262	10,78		0,90-0,84	62,31		1612,00	574,0	35,6
VTDB/2001	5,27	0,0067	344	0,48	2,8	0,91-0,84	446,65	76,70	1668,00	662,9	39,7
Bálsamo	3,58	0,0008	2878	2,63	10,0	0,81-0,70	82,48	125,96	1747,00	787,4	44,9
Rola Moça	3,58	0,0003	7675	1,36		0,95-0,92	280,39		1758,00		
Taboões	3,99	0,0007	3289	0,44		0,98	1503,07		1761,00		
VTD02/94CPX	12,16	0,0027	853	1,52		0,89-0,83	69,14		1570,00	665,5	42,4
VTD01/94CPX	12,07	0,0054	426	2,26		0,87-0,79	67,13		1584,00	685,8	43,3
VTD32/99 CPX	6,77	0,0009	2558	0,32	2,0	0,99-0,98	533,67	85,38	1658,00	762,0	46,0
VTD28/99 CPX	7,06	0,0017	1354	0,68	13,5	0,98-0,97	242,46	75,77	1584,00	693,4	43,22
VTD29/99 CPX	7,06	0,0007	3289	Galeria		0,97-0,96			1616,00		
FECHOSP	7,89	0,0003	7675	6,62		0,95-0,92	141,74		1613,00		
VTD04/94CPX	11,86	0,0003	7675	0,59	2,3	0,98-0,97	334,15	85,64	1568,00	739,1	47,1



Os aspectos anteriormente citados podem ser mais bem elucidados ao se examinarem as rochas predominantes nas bacias inseridas em cada classe de taxa de recarga (Tabela 7.14). Bacias em domínio de dolomitos (em especial, no segmento sudoeste da Serra do Curral), de sedimentos argilosos cenozóicos e de granitos/gnaisses exibem baixos valores de recarga, enquanto aquelas em que preponderam os itabiritos exibem taxas superiores a 30% da precipitação anual. Valores medianos associam-se principalmente aos metapelitos e xistos ou a suas coberturas detríticas. As baixas taxas de recarga associadas à Fm. Gandarela devem-se fundamentalmente ao manto de alteração argiloso que recobre as rochas. A exceção se faz na bacia do ribeirão de Fechos, onde há uma surgência de expressiva vazão e uma antiga galeria de prospecção que interconecta os itabiritos aos dolomitos. Na bacia do ribeirão Mutuca verifica-se também um comportamento diferenciado dos metapelitos e xistos, caracterizando-se por valores mais altos de recarga e refletindo a infiltração em solos de textura muito cascalhenta que recobrem as rochas do Grupo Nova Lima.

**Tabela 7.14** - Intervalos de recarga e características das bacias hidrológicas/hidrogeológicas.

	Intervalo de Recarga % da precipitação				
	2,2 a 16	16 a 23	23 a 30	30 a 37	>37
Período de monitoramento (anos)	4,56	4,38	7,74	6,78	7,39
Coefficiente de recessão	0,0131	0,0083	0,0122	0,0071	0,0019
Vazão Específica (m <sup>3</sup> /h/km <sup>2</sup> )	19,50	42,83	54,94	68,26	83,67
Tipos dominantes de rochas	Dolomitos, sedimentos cenozóicos argilosos, granitos/gnaisses	Metapelitos, Xistos e Dolomitos	Metapelitos e Xistos*	Itabiritos, Metapelitos e Xistos (Bacia do Rib. Mutuca*)	Itabiritos e subordinadamente dolomitos (Fechos Cárstica e Fechos Galeria)

\*Valores médios e elevados de recarga em virtude principalmente da presença de expressiva cobertura eluvionar, coluvionar ou de sedimentos de tálus de textura cascalhenta e alta capacidade de infiltração.

#### 7.5.4.2 Método de Green-Ampt

A análise dos resultados alcançados no método de Green-Ampt será feita de forma conjunta para as bacias, piezômetros e INA's (Tabela 7.15). Os preceitos do método implicam na forte correspondência entre as taxas de recarga e as características dos solos.

Há grande correspondência entre a média dos valores pontuais obtidos para os piezômetros e a recarga da bacia no qual se inserem. Os valores médios gerais de recarga encontram-se em torno de 33% da precipitação total anual.

**Tabela 7.15** - Valores de recarga obtidos pelo método de Green-Ampt para bacias hidrológicas/hidrogeológicas e piezômetros e indicadores de nível d'água (continua).

Código	Recarga Bacia Hidrológica (mm/ano)	% Precipitação Bacia Hidrológica	Recarga Bacia Hidrogeológica presumida (mm/ano)	% Precipitação Bacia Hidrogeológica	Vertedouro adjacente ou na bacia hidrológica/hidrogeológica	Recarga Piezômetros e INA's (mm/ano)	Recarga % Precipitação	
Bálsamo	717,02	41,0	643,53	36,7				
Rola Moça	759,03	43,2						
Taboões	712,2	40,4						
VTD32/99 CPX	711,66	42,9	614,18	37,0				
MUTUCAP_MBR	656,78	39,9						
MUTUCAP_COPASA	618,30	38,4						
PN01/00			619,20	38,4				
PN02/00								
PN03/00								
PN05/00								
PN10/01	601,64	36,9	625,70	38,3				
S-1	724,63	41,1	823,67	46,7				
S-2	779,33	44,2						
S-11	697,05	37,6						
S-4	630,39	39,7						
S-8	613,88	34,9						
VTD01/94CPX	571,58	36,1			INA24/93CPX	453,83	28,60	
VTD02/94CPX	620,04	39,5			INA03/91CPX	490,11	30,31	
					INA18/93CPX	492,86	31,17	
					INA19/93CPX	504,99	31,66	
					INA20/93CPX	501,36	31,53	
					INA23/93CPX	454,97	28,65	
					INA27/93CPX	489,14	30,92	
VTD03/94CPX	620,24	39,1			PZ34/99CPX	518,05	32,48	
VTD04/94CPX	609,68	38,9	599,81	38,3				
VTD05/94CPX	633,76	40,1						
VTD06/96CPX	647,88	40,6						
VTD07/96CPX	526,18	35,7	526,07	35,7	INA35/99CPX	638,23	37,17	
VTD08/96CPX	363,66	22,8			INA07/91CPX	355,80	22,04	
					PZ01/91CPX	382,73	23,41	
					PZ12/92CPX	335,54	21,68	
					PZ16/92CPX	321,54	20,16	
					PZ29/99CPX	396,87	24,13	
VTD09/01JGD	477,07	27,9			PZ03 Feijao	603,66	31,61	
					INA06/02JGD	536,09	27,13	
VTD09/90PQM	662,44	38,0						
VTD09/96CPX	362,57	22,7						
VTD11/96TAM	499,89	31,4			INA03/90TAM	577,95	34,69	
					INA07/90TAM	566,36	33,65	
					PZ08/91BTAM	514,11	31,68	
					PZ11/93BTAM	658,01	37,73	
VTD12/96TAM	529,54	33,2						
VTD14/96TAM	555,47	34,9			INA09/93TAM	550,1	33,93	
					INA10/93TAM	533,44	32,95	
					INA36/05TAM	576,00	34,78	
					INA37/05TAM	576,23	34,80	
VTD16/01JGD	524,16	30,3						
VTD25/98 CPX	471,00	29,4						
VTD27/99PIC	487,95	32,1	310,82	20,5	INA24_01PIC	563,02	33,92	

**Tabela 7.15** - Valores de recarga obtidos pelo método de Green-Ampt para bacias hidrológicas/hidrogeológicas e piezômetros e indicadores de nível d'água (conclusão).

Código	Recarga Bacia Hidrológica (mm/ano)	% Precipitação Bacia Hidrológica	Recarga Bacia Hidrogeológica presumida (mm/ano)	% Precipitação Bacia Hidrogeológica	Vertedouro adjacente ou na bacia hidrológica/hidrogeológica	Recarga Piezômetros e INA's (mm/ano)	Recarga % Precipitação
VTD28/99 CPX	636,35				INA01/93CPX	485,73	30,61
					INA02/91CPX	492,86	30,46
					INA05/91CPX	484,64	30,03
					INA09/92CPX	433,07	28,01
					INA13/92CPX	534,21	32,08
					INA21/93CPX	455,73	28,73
					INA22/93CPX	488,04	30,69
VTD29/99 CPX		40,2	580,81	36,2	INA25/93CPX	495,24	31,21
					INA28/93CPX	571,73	34,21
					INA30/99CPX	777,04	45,05
					INA32/99CPX	551,08	33,71
					INA33/99CPX	605,52	36,57
					PZ02/02CPX	712,90	39,94
					PZ04/91CPX	677,63	41,85
FECHOSP					PZ08/91CPX	540,95	33,33
					PZ10/92CPX	433,68	28,02
					PZ11/92CPX	510,99	31,37
					PZ12/92CPX	460,30	29,74
					PZ14/92CPX	561,85	34,70
					PZ15/92CPX	474,16	29,73
					PZ17/92CPX	517,89	32,09
PZ31/99CPX	598,51	35,80					
VTD31/99SAAE	661,46	38,2					
VTD33/01JGD	736,54	41,8	778,00	44,2	INA01/01JGD	858,50	47,46
VTD54/02JGD	712,72	42,3					
VTD38/01JGD	714,12	39,15			INA03/01JGD	738,20	42,35
VTD50/01CEA	647,2	37,3					
VTD51/01MAC	585,5	32,2					
VTD57/02JGD	583,45	33,4					
VTDB/2001	703,7	42,2	650,3				
VT02_norteFJ	155,25	10,4			PZ01_Feijao	571,30	35,53
VT04_norteFJ	346,65	23,2			PZ02_Feijao	571,30	35,53
VT14_norteFJ	231,35	15,5					
VT17_norteFJ	283,81	19,0					
VT15_norteFJ	390,51	26,1					
VT05_norteFJ	396,01	26,5					
VT06_norteFJ	395,95	26,5					
VT08_norteFJ	412,23	27,6					
P2_sulFJ	496,66	33,2					
P3_sulFJ	411,12	27,5					

Taxas mais reduzidas de recarga são verificadas em bacias ou piezômetros associados a: i) latossolos e latossolos vermelhos perférricos que por vezes se sobrepõem a materiais argilosos; ii) cambissolos háplicos distróficos na porção sudoeste da Serra do Curral; iii) cambissolos háplicos perférricos e neossolos litólicos ferruginosos argilosos (ocre); iv) área urbana; e v) afloramento rochoso.

#### 7.5.4.3 Método do Balanço Hídrico empregando a fração do escoamento de base

O método simplificado de balanço hídrico criado por Szilagyi *et al.* (2003) forneceu resultado médio geral de recarga de 33% da precipitação média anual, com mínimo de 14% e máximo de 46,2% (Tabela 7.16). Cerca de 70% das bacias exibem taxas de recarga acima de 30% enquanto que 5% apresentam taxas abaixo de 18,5%.

Apesar das taxas de recarga mostrarem-se sistematicamente superiores àquelas obtidas pelo método RORA, verifica-se igualmente uma forte correlação com as rochas dominantes nas bacias analisadas (Tabela 7.17). As bacias com recargas inferiores a 27% encontram-se, em sua grande maioria, localizadas no segmento sudoeste da Serra do Curral associadas às coberturas argilosas da Fm. Gandarela ou aos metapelitos, xistos e granito/gnaisses. As exceções correspondem às bacias que se encontram no domínio dos sedimentos cenozóicos argilosos na região do Bairro Jardim Canadá. Bacias com recargas entre 27,0 a 36,5% relacionam-se aos metapelitos e xistos (ou aos solos que os recobrem), enquanto aquelas com valores superiores a 36,5%, aos itabiritos. Distinções são feitas, quanto aos intervalos mais elevados de recarga, para a bacia do ribeirão de Fechos com contribuição importante do aquífero carbonático e à bacia do ribeirão Mutuca onde prevalecem solos com alta capacidade de infiltração.

#### 7.5.4.4 Método da Variação do Nível d'água

Os valores de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água (Tabela 7.18) apresentaram média geral de 29% e mediana de 31%, com mínimo de 6,8% e máximo de 48% da precipitação média anual para os respectivos períodos de monitoramento considerados para cada piezômetro ou indicador de nível d'água.

A TAB. 7.19 foi elaborada a fim de se averiguar a correspondência entre a recarga, a porosidade efetiva e a variação do nível d'água. Nesta tabela, as classes de recarga correspondem aos quartis e foi empregada a mediana para os parâmetros por se mostrar mais representativa, ou seja, menos susceptível aos valores extremos.

**Tabela 7.16** - Valores de recarga obtidos pelo método do Balanço Hídrico empregando a fração de contribuição do escoamento de base (classificação por ordem crescente de % da precipitação).

Código	Fração de contribuição do escoamento de base no fluxo superficial	Precipitação média no período (mm/ano)	Recarga (mm/ano)	Recarga % Precipitação
P3 sulFJ	0,39	1496,00	216,1	14,4
VT05 norteFJ	0,47	1496,00	260,4	17,4
VTD09/01JGD	0,39	1711,00	299,9	17,5
VT17 norteFJ	0,48	1496,00	265,9	17,8
VT08 norteFJ	0,48	1496,00	265,9	17,8
VT02 norteFJ	0,5	1496,00	277,0	18,5
VT06 norteFJ	0,5	1496,00	277,0	18,5
VT04 norteFJ	0,51	1496,00	282,5	18,9
VT14 norteFJ	0,52	1496,00	288,1	19,3
P2 sulFJ	0,52	1496,00	288,1	19,3
VTD16/01JGD	0,49	1730,00	386,1	22,3
VTD38/01JGD	0,49	1824,00	432,2	23,7
VTD09/96CPX	0,74-0,60	1594,00	391,2	24,5
VTD08/96CPX	0,73-0,58	1593,00	426,4	26,8
VT15 norteFJ	0,79	1496,00	437,7	29,3
VTD31/99SAAE	0,75-0,62	1732,00	541,2	31,2
VTD51/01MAC	0,86-0,69	1817,00	603,8	33,2
VTD12/96TAM	0,88-0,82	1594,00	534,6	33,5
VTD01/94CPX	0,87-0,79	1584,00	532,9	33,6
VTD25/98 CPX	0,93-0,88	1604,00	542,8	33,8
VTD02/94CPX	0,89-0,83	1570,00	533,8	34,0
S-4	0,77-0,67	1587,00	540,7	34,1
VTD11/96TAM	0,87-0,80	1594,00	544,4	34,2
VTD07/96CPX	0,98-0,97	1472,00	506,2	34,4
Bálsamo	0,81-0,70	1747,00	607,8	34,8
VTD14/96TAM	0,89-0,82	1590,00	554,0	34,8
MUTUCAP_ COPASA	0,90-0,84	1612,00	582,9	36,2
VTD58/02PIC	0,91-0,87	1614,00	584,6	36,2
VTD57/02JGD	0,79	1745,00	634,4	36,4
PN01/00	0,91-0,84	1614,00	588,0	36,4
VTD05/94CPX	0,94-0,91	1582,00	582,4	36,8
VTD03/94CPX	0,93-0,89	1588,00	587,9	37,0
PN05/00	0,92-0,87	1614,00	601,4	37,3
VTD27/99PIC	0,99-0,98	1519,00	568,3	37,4
VTD06/96CPX	0,93-0,89	1594,00	603,1	37,8
VTDB/2001	0,91-0,84	1668,00	635,3	38,1
VTD50/01CEA	0,91-0,78	1737,00	667,8	38,4
VTD09/90PQM	0,91-0,84	1741,00	671,2	38,6
PN03/00	0,95-0,92	1614,00	628,3	38,9
VTD04/94CPX	0,98-0,97	1568,00	613,5	39,1
PN02/00	0,96-0,92	1614,00	631,7	39,1
VTD28/99 CPX	0,98-0,97	1584,00	634,6	39,6
VTD29/99 CPX	0,97-0,96	1616,00		
FECHOSP	0,95-0,92	1613,00		
MUTUCAP_ MBR	0,95-0,92	1648,00	660,1	40,1
S-11	0,97-0,95	1853,00	747,0	40,3
PN10/01	0,97-0,95	1632,00	662,4	40,6
S-8	0,93-0,90	1761,00	737,1	41,9
VTD54/02JGD	0,97-0,95	1685,00	709,6	42,1
VTD32/99 CPX	0,99-0,98	1658,00	705,3	42,5
Rola Moça	0,95-0,92	1758,00	763,0	43,4
S-2	0,86-0,78	1762,00	787,2	44,7
S-1	0,98-0,97	1762,00	799,5	45,4
Taboões	0,98	1761,00	802,6	45,6
VTD33/01JGD	0,99-0,98	1760,00	805,7	45,8

**Tabela 7.17** - Intervalos de recarga e correlação com as frações médias de contribuição do escoamento de base ao fluxo superficial e com as rochas predominantes nas bacias analisadas.

	Intervalo de Recarga % da Precipitação média anual				
	< 19	19 a 27	27 a 36,5	36,5 a 41	>41
Fração média de contribuição do escoamento de base no fluxo superficial	17,6	22,6	34,1	38,6	44,2
Tipos dominantes de rochas	Dolomitos, Quartzitos, Metapelitos e Xistos	Granito/ Gnaisses e sedimentos cenozóicos argilosos	Metapelitos e Xistos	Itabiritos, Metapelitos e Xistos (Bacia do Rib. Mutuca)	Itabiritos

Verifica-se um aumento das taxas de recarga, até 31% da precipitação, com o incremento da porosidade efetiva e da variação do nível d'água. As classes de recarga acima de 31% mostram, por sua vez, comportamento distinto em que o aumento da taxa de recarga é acompanhado pela redução dos valores de  $S_y$  e crescimento significativo da variação do nível d'água. No entanto, não se pode afirmar que existe uma clara relação entre os parâmetros e tal fato está, provavelmente, relacionado ao próprio procedimento de cálculo do método. Para estimativa da recarga o programa MCR não utiliza a taxa de variação absoluta de nível, mas um conjunto de taxas de declínio do nível ao longo do tempo o qual constitui a base para a construção da curva de recessão e com a qual é feita a determinação da recarga.

O valor adotado para  $S_y$  representa uma outra componente de incerteza visto que, ao longo de um dado furo monitorado podem ocorrer intercalações ou sucessões de materiais bastante distintos. Além disso, a determinação de  $S_y$  foi efetuada a partir das hidrógrafas de vazões e dos valores médios de variação de nível para cada piezômetro ou INA inserido na bacia analisada, considerando que existe uma relação direta entre a redução do nível e o volume de água liberado na recessão, o que pode não ser válido em todas as situações, dada a complexidade hidrogeológica da área.

Vale, entretanto mencionar que os dois grupos de piezômetros e INA's, com taxas de recarga abaixo de 21% e acima de 35% da precipitação anual, exibem peculiaridades quanto às rochas dominantes. Taxas mais reduzidas de recarga estão relacionadas, principalmente, aos materiais de cobertura, de constituição mais argilosa, bem como aos dolomitos e itabiritos dolomíticos, provavelmente pouco intemperizados. Por outro lado, as taxas mais altas associam-se a hematitas, itabiritos, e itabiritos dolomíticos. Como não se dispõe de descrição detalhada do material interceptado em cada furo torna-se impossível o estabelecimento da relação do grau de alteração intempérica com a recarga.

**Tabela 7.18** - Valores de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água (continua).

Código do vertedouro	Piezômetro ou INA adjacente ou na bacia hidrológica/hidrogeológica	Litologia	Variação média do NA (m)	Porosidade Efetiva Sy	Precipitação média no período (mm/ano)	Recarga (mm/ano)	Recarga % Precipitação	
VTD28/99CPX	INA30/99CPX	Itabirito dolomítico/dolomito	4,0	0,06	1725,00	372,33	21,58	
	INA32/99CPX	Hematita Friável/Compacta	18,9	0,013	1635,00	716,41	43,82	
	INA33/99CPX	Itabirito dolomítico/dolomito	15,3	0,016	1656,00	749,33	45,25	
VTD29/99 CPX	PZ01/91ACPX	Itabirito	8,9	0,027	1635,00	614,10	37,56	
	PZ02/02BCPX	Itabirito	5,8	0,042	1785,00	636,73	35,67	
	PZ04/91ACPX	Dolomito/Itabirito?	5,5	0,047	1619,00	536,40	33,13	
	PZ04/91BCPX	Hematita	5,7	0,045	1619,00	501,60	30,98	
	PZ06/91ACPX	Hematita Friável e média; Itabirito argiloso; Itabirito dolomítico	5,5	0,047	1614,00	465,30	28,83	
	PZ08/91ACPX	Itabirito	6,1	0,039	1623,00	515,71	31,78	
	PZ08/91BCPX	Itabirito	11,5	0,021	1623,00	585,39	36,07	
	PZ10/92ACPX	Itabirito Dolomítico?	4,3	0,056	1548,00	477,13	30,82	
	PZ10/92BCPX	Itabirito e Hematita	4,6	0,057	1548,00	485,32	31,35	
	PZ11/92ACPX	Hematita	4,8	0,05	1629,00	522,56	32,08	
	PZ11/92BCPX	Hematita	4,8	0,05	1629,00	511,12	31,38	
	PZ12/92ACPX	Itabirito Dolomítico?	8,2	0,029	1548,00	532,43	34,39	
	FECHOSP	PZ12/92BCPX	Itabirito e Hematita	8,2	0,029	1548,00	534,80	34,55
PZ14/92CPX		Itabirito	5,7	0,045	1619,00	737,31	45,54	
PZ15/92ACPX		Itabirito e Hematita	4,7	0,051	1595,00	527,07	33,05	
PZ15/92BCPX		Canga	4,9	0,049	1595,00	491,30	30,80	
PZ17/92ACPX		Itabirito e Hematita	5,2	0,046	1614,00	511,07	31,66	
PZ17/92BCPX		Canga	5,4	0,048	1614,00	555,17	34,40	
PZ29/99ACPX		Itabirito	8,4	0,046	1645,00	511,07	31,07	
PZ31/99ACPX		Dolomito	10,4	0,023	1672,00	641,52	38,37	
PZ31/99BCPX		Canga	18,7	0,013	1672,00	689,44	41,23	
PZ34/99ACPX		Dolomito alterado	1,9	0,05	1595,00	145,22	9,10	
PZ36/99ACPX		Itabirito dolomítico/dolomito	3,5	0,069	1624,00	747,17	46,01	
VTD33/01JGD		INA01/01JGD	Itabirito Argiloso (aquífero suspenso)	3,4	0,06	1809,00	807,6	44,64
VTD54/02JGD								
VTD38/01JGD	INA03/01JGD	Itabirito	2,5	0,057	1743,00	457,08	26,22	
VT02_norteFJ	PZ01A Feijao	Dolomito	3,0	0,023	1608,00	279,40	17,38	
	PZ01B Feijao	Argila e Dolomito	3,4	0,02	1608,00	224,70	13,97	
VT04_norteFJ	PZ02A Feijao	Itabirito pobre	4,8	0,01	1608,00	170,02	10,57	
	PZ02B Feijao	Argila avermelhada e Itabirito decomposto	1,8	0,03	1608,00	159,06	9,89	
VTD01/94CPX	INA24/93CPX	Canga/ Itabirito e Hematita	3,9	0,045	1587,00	402,66	25,37	

**Tabela 7.18 - Valores de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água (conclusão).**

Código do vertedouro	Piezômetro ou INA adjacente ou na bacia hidrológica/hidrogeológica	Litologia	Varição média do NA (m)	Porosidade Efetiva Sy	Precipitação média no período (mm/ano)	Recarga (mm/ano)	Recarga % Precipitação
VTD02/94CPX	INA03/91CPX	Canga/ Itabirito e Hematita	4,1	0,062	1617,00	482,14	29,82
	INA18/93CPX	Canga/ Hematita	3,4	0,076	1581,00	388,12	24,55
	INA19/93CPX	Canga/ Hematita	2,9	0,087	1595,00	451,96	28,34
	INA20/93CPX	Canga/Hematita	3,4	0,074	1590,00	441,04	27,74
	INA23/93CPX	Canga/ Itabirito e Hematita	3,8	0,067	1588,00	461,25	29,05
	INA27/93CPX	Canga/ Itabirito e Hematita	4,2	0,06	1582,00	545,01	34,45
VTD03/94CPX	PZ34/99BCPX	Canga	9,3	0,025	1595,00	444,96	27,90
VTD07/96CPX	INA35/99CPX	Itabirito	1,0	0,13	1717,00	564,5	32,88
VTD08/96CPX	INA07/91CPX	Canga/Fm.Cauê Itabirito/Hematita	11,3	0,009	1614,00	281,27	17,43
	PZ01/91BCPX	Canga	11,7	0,01	1635,00	232,14	14,20
	PZ12/92CCPX	Canga	9,5	0,01	1548,00	215,14	13,90
	PZ16/92BCPX	Canga	8,4	0,01	1595,00	270,00	16,93
	PZ29/99BCPX	Canga	8,4	0,01	1645,00	352,77	21,44
VTD09/01JGD	PZ03A_Feijao	Itabirito e Ocre	1,5	0,02	1910,00	208,27	10,90
	PZ03B_Feijao	Argila avermelhada escura	2,7	0,01	1910,00	246,11	12,89
	INA06/02JGD	Itabirito dolomítico/dolomito	1,9	0,023	1976,00	135,9	6,88
VTD11/96TAM	INA03/90TAM	Itabirito - contato itabirito/dique básico	2,1	0,064	1666,00	306,00	18,37
	INA07/90TAM	Itabirito	2,4	0,083	1683,00	362,09	21,51
	PZ08/91BTAM	Hematita	3,3	0,061	1623,00	336,80	20,75
	PZ11/93ATAM	Hematita	1,9	0,105	1744,00	651,17	37,34
	PZ11/93BTAM	Hematita	3,0	0,067	1744,00	377,34	21,64
VTD14/96TAM	INA09/93TAM	Itabirito	14,8	0,014	1621,00	616,9	38,06
	INA10/93TAM	Itabirito	3,1	0,06	1619,00	421,29	26,02
	INA36/05TAM	Itabirito	2,8	0,07	1656,00	580,10	35,03
	INA37/05TAM	Itabirito	2,2	0,07	1656,00	703,44	42,48
VTD27/99PIC	INA24_01PIC	Itabirito	3,6	0,07	1660,00	487,90	29,39
VTD28/99 CPX	INA01/93CPX	Itabirito e Hematita	6,4	0,045	1587,00	326,70	20,59
	INA02/91CPX	Itabirito e Hematita	5,3	0,045	1618,00	524,98	32,45
	INA05/91CPX		8,5	0,028	1614,00	677,78	41,99
	INA09/92CPX	Itabirito e Hematita	4,7	0,051	1546,00	438,73	28,38
	INA13/92CPX	Itabirito	10,2	0,03	1665,00	685,79	41,19
	INA21/93CPX	Dolomito	7,148	0,036	1586,00	578,90	36,50
	INA22/93CPX	Itabirito	2,6	0,094	1590,00	250,01	15,72
	INA25/93CPX	Canga/Itabirito e Hematita	4,0	0,06	1587,00	453,87	28,60
	INA28/93CPX	Itabirito	9,3	0,029	1671,00	598,29	35,80



**Tabela 7.19** - Intervalos de recarga obtidos pelo método de variação do nível d'água e comparação com as medianas de variação de nível d'água e porosidade efetiva.

	Intervalo de recarga % da Precipitação média anual			
	<21	21-31	31-35	>35
Mediana de Sy	0,02	0,06	0,05	0,03
Mediana da Variação do NA	3,2	4,0	5,3	8,9
Tipos dominantes de rocha	Canga* <sup>1</sup> , argila, itabirito dolomítico e dolomito	Canga* <sup>1</sup> , itabirito e hematita	Itabirito, Hematita, dolomito	Itabirito, hematita, itabirito dolomítico

\*<sup>1</sup>denominação genérica que pode abranger tanto cangas, solos de textura cascalhenta ou mesmo latossolos.

#### 7.5.4.5 Método do balanço hídrico integrado a um sistema de informações geográficas (SIG)

A integração dos diversos temas e informações relativos ao meio físico, aos aspectos climatológicos, à cobertura vegetal e formas de uso dos terrenos, utilizando o programa WETSPASS, resultou no mapa da FIG. 7.12 onde a recarga está representada em porcentagem da média de precipitação anual de longo termo.

A análise do mapa revela a predominância de taxas de recarga acima de 39% da precipitação média anual e com nítida influência dos índices pluviométricos. Apesar dos valores de recarga serem o produto da interação de diversos fatores, algumas classes mostram notável relação com os tipos de solos. Valores entre 23 e 30% condicionam-se às áreas de afloramento rochoso, aos domínios de latossolos e de cambissolos e neossolos argilosos (ocre). No platô da Moeda, os cambissolos háplicos perférricos exibem taxas de recarga variável de 30 a 39%.

O condicionamento do substrato é igualmente visível tendo em vista a influência da constituição geológica para grande parte dos solos da região (em especial os cambissolos e neossolos litólicos).

A Formação Cauê exibe, em praticamente toda a sua extensão, recargas acima de 39% com preponderância de taxas superiores a 44%. Valores um pouco mais reduzidos, entre 30 a 39%, ocorrem junto às áreas mineradas e se deve ao critério adotado pelo método de que áreas sem cobertura vegetal favorecem o escoamento superficial, o que efetivamente não é válido no caso das cavas. As áreas de domínio do ocre, material argiloso e de baixa permeabilidade, e de cobertura com latossolos, apresentam taxas mais reduzidas, entre 23 e 26%.

A Formação Gandarela mostra uma maior variabilidade nas taxas de recarga em função da presença de coberturas de latossolos, que por vezes se associam a sedimentos cenozóicos argilosos (região do Bairro Jardim Canadá), e de cambissolos argilosos relacionados ao manto de intemperismo de dolomitos impuros, tal como verificado no segmento sudoeste da Serra do Curral. Entretanto, verifica-se o predomínio de taxas superiores a 39%.

A influência da Formação Batatal na infiltração da água meteórica não é percebida no modelo de balanço hídrico e provavelmente é mascarada, dada a sua pequena espessura, pela influência dos solos das unidades adjacentes, formações Cauê e Moeda. O espectro de variação da recarga nessa unidade é bastante amplo, desde 23% a acima de 44%.

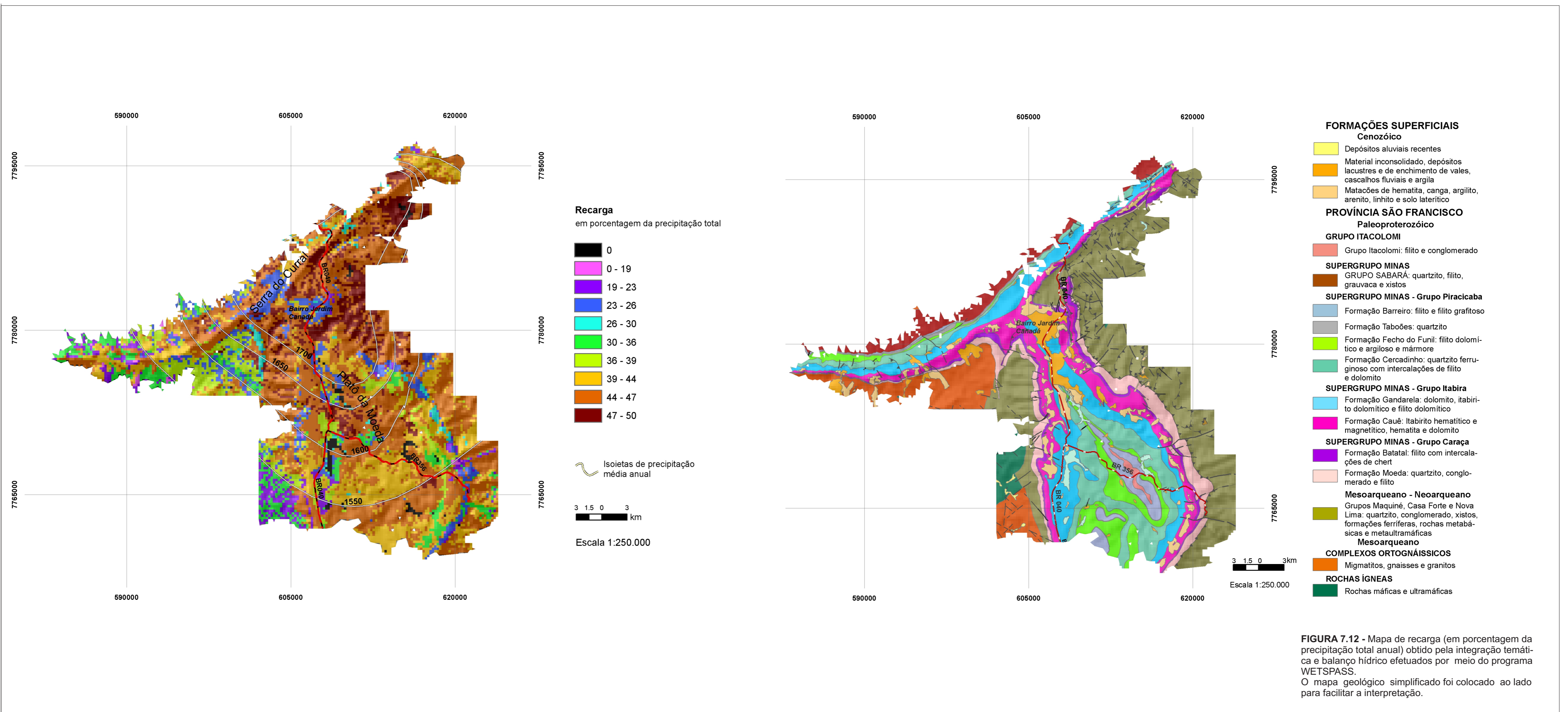
Valores reduzidos de recarga, entre 23 e 26%, sobressaem para a Formação Moeda em decorrência da alta declividade dos terrenos somada ao predomínio de áreas de afloramento rochoso (vegetação escassa).

As áreas de domínio do Supergrupo Rio das Velhas mostram taxas elevadas de recarga, acima de 39%, o que se deve à junção de declividades baixas a solos com condutividade hidráulica baixa a média. Acrescenta-se que parte expressiva da recarga nesse domínio é restituída, pelas coberturas detríticas e solos, para os cursos d'água, contribuindo pouco para a recarga dos aquíferos xistosos de porosidade fissural. Quanto às regiões de ocorrência das rochas granito-gnáissicas, observam-se valores comumente inferiores a 30% devido às coberturas de latossolos e argissolos vermelhos de baixa permeabilidade.

O papel da cobertura vegetal se faz notar, principalmente, nas áreas de mata onde em domínios de solos relativamente pouco permeáveis, como é o caso dos cambissolos háplicos distróficos presentes na extremidade oriental da região de estudo, são verificadas taxas de recarga acima de 47%. Há de se ressaltar também que praticamente todas as áreas com recargas muito elevadas (>47%) relacionam-se a esse mesmo tipo de vegetação.

Outro aspecto que chama a atenção são os valores nulos de recarga, estando estes associados exclusivamente aos corpos d'água que são considerados pelo programa como pontos de descarga e onde não há qualquer infiltração.

Visando estabelecer parâmetros de comparação entre os resultados desse método e os demais foram obtidas, por meio de processamento em um Sistema de Informações Geográficas, as taxas médias de recarga para cada uma das bacias hidrográficas/ hidrogeológicas.



**FIGURA 7.12** - Mapa de recarga (em porcentagem da precipitação total anual) obtido pela integração temática e balanço hídrico efetuados por meio do programa WETSPASS. O mapa geológico simplificado foi colocado ao lado para facilitar a interpretação.

### 7.5.5 Discussão dos Resultados

Os resultados das taxas de recarga, em porcentagem da precipitação anual, para todos os métodos empregados foram reunidos no APÊNDICE K.

Considerando todos os métodos verifica-se que a recarga apresenta valor médio de 30,3% da precipitação anual com mínimo de 2,2 e máximo de 47%. Taxas acima de 47% não foram determinadas nas bacias ou nos piezômetros analisados, porém o modelo de balanço hídrico regional indicou áreas com recarga entre 47 e 50% em pontos isolados no platô da Moeda e na porção nordeste da área (Serra do Curral e imediações).

Existe uma clara relação entre os valores de desvio padrão dos resultados obtidos pelos diversos métodos em uma bacia e a vazão específica desta, ou seja, quanto menor a vazão específica maior a divergência dos valores de recarga (Tabela 7.20). Estas bacias têm vazões médias reduzidas, o que fornece valores baixos de recarga quando se adota o método RORA, comparativamente com os métodos que usam a precipitação e a evapotranspiração (método de Szilagyi *et al.*, 2003), o tipo de solo (método de Green-Ampt) e demais variáveis do meio físico (método do balanço hídrico).

**Tabela 7.20** - Relação dos desvios padrões para os resultados de recarga obtidos os diversos método e a vazão específica das bacias.

Desvio Padrão	Vazão específica média (m <sup>3</sup> /h/km <sup>2</sup> )
4 a 8	65,25
8 a 12	29,98
12 a 16,8	12,64

Com o objetivo de se efetuar uma comparação mais efetiva dos resultados de recarga foi aplicado o teste de diferenças entre as médias (teste t para dados em par), considerando a hipótese H<sub>0</sub> de que as médias são iguais com nível de confiança de 95%. Os resultados são apresentados na TAB. 7.21. Deve-se esclarecer que esse teste exige que o número de dados nos dois conjuntos analisados seja o mesmo o que explica a diferença entre a média geral para o método e as médias relativas para cotejo entre dois métodos.

A análise da TAB. 7.21 permite tecer algumas considerações importantes: i) De modo geral, os métodos apresentam valores médios semelhantes; ii) os métodos RORA e balanço hídrico WETPASS são os que mostram maior divergência dos resultados; iii) os resultados do método RORA são sempre menores que os demais métodos; iii) o método do balanço hídrico com o uso do programa WETSPASS exhibe valores médios sistematicamente mais elevados;

iv) diferenças expressivas foram encontradas entre o método do balanço hídrico e os métodos de variação do nível d'água, Green-Ampt para piezômetros e RORA, v) as maiores divergências associadas ao método RORA vinculam-se aos métodos de Szilagyi *et al.* (2003), de Green-Ampt e balanço hídrico WETSPASS para as bacias hidrologicas.

**Tabela 7.21** - Diferenças nas médias de porcentagem de precipitação entre os métodos usados para cálculo da recarga.

MÉTODO	RORA	Balanço Hídrico e fração do escoamento de base (Szilagyi <i>et al.</i> 2003)	Green-Ampt Bacia Hidrológica	Green-Ampt Bacia Hidrogeológica	Green-Ampt Piezômetros	Variação do Nível d'água	Balanço Hídrico Bacia Hidrológica WETSPASS	Balanço Hídrico Bacia Hidrogeológica WETSPASS
<b>RORA</b>								
Balanço Hídrico e fração do escoamento de base (Szilagyi <i>et al.</i> 2003)	8,21	0				0		
Green-Ampt Bacia Hidrológica	10,25	1,61	0					
Green-Ampt Bacia Hidrogeológica	2,72	-3,02	-1,97	0				
Green-Ampt Piezômetros	3,38	-2,93	-4,41	(4,85)	0			
Variação do Nível d'água	0,68	-6,00	-6,91	(2,36)	-2,30	0		
Balanço Hídrico Bacia Hidrológica WETSPASS	14,8	5,01	3,71	4,47	8,50	13,68	0	
Balanço Hídrico Bacia Hidrogeológica WETSPASS	6,79	0,47	0,83	2,84	(2,19)	(4,90)	-2,06	0

Células sombreadas indicam que a média da recarga para os dois grupos não diferem significativamente, tendo como base a execução de teste t em par, com nível de confiança de 95%.

Valores em parênteses indicam número reduzido de dados (inferior ou igual a cinco)

Valores negativos indicam que o valor médio da recarga para o método na linha superior na tabela é maior que o método correspondente na coluna.

As incertezas vinculadas ao programa RORA foram discriminadas por Rutledge (2000). O autor enfatiza que para bacias com áreas inferiores a 2,5 km<sup>2</sup> os valores de recarga podem não ser realísticos visto que a análise de valores muito reduzidos de vazão está sujeita a erros, que mesmo pequenos, podem influenciar consideravelmente no resultado final. Portanto, bacias com vazões específicas muito reduzidas tendem a apresentar valores inconsistentes o que explica as taxas de recarga extremamente baixas obtidas para as bacias localizadas principalmente no segmento sudoeste da Serra do Curral. Outro aspecto apontado por Rutledge (2000) é a hipótese em que se baseia o programa, de que a recarga ocorre sob a forma de eventos distintos aos quais se associam picos de vazão.

A acurácia do método de variação do nível d'água é limitada pelas incertezas ligadas à estimativa dos valores assumidos para a porosidade efetiva, em especial nos casos em que os poços de monitoramento interceptam diversos tipos de rochas, e à validade das premissas associadas ao método para a área de estudo. Além disso, como enfatizado por Risser *et al.* (2005), a flutuação do nível em aquíferos fraturados com baixo coeficiente de armazenamento deve ser avaliada com cautela, em virtude da variabilidade da resposta aos eventos de recarga e a sensibilidade do método para valores muito reduzidos de porosidade efetiva. É recomendado o cálculo da recarga a partir de vários poços de observação, como efetivamente foi feito.

A periodicidade do monitoramento tanto de vazão quanto de nível d'água, normalmente acima de sete dias, é um fator que também deve afetar os resultados dos métodos que lidam com esses dados, visto que alguns eventos de recarga podem não ser identificados. Do mesmo modo, a imprecisão dos limites das bacias hidrogeológicas pode influenciar tanto nos resultados do programa RORA, quanto na estimativa da porosidade efetiva.

A aplicação do método de Green-Ampt exigiu que fossem formuladas hipóteses para o estabelecimento da intensidade de chuva e a adoção de elementos característicos dos solos a partir de tabelas que estabelecem generalizações com base nos aspectos texturais. A condutividade hidráulica saturada e as frações granulométricas para os diversos tipos de solos foram os parâmetros medidos no estudo. Ressalta-se que a adoção de tais procedimentos se fez necessária, visto que existem poucas pesquisas no Brasil voltadas para o uso desse método. Um fator adicional de incerteza refere-se à pressuposição de que o perfil de solo no qual a infiltração se processa é homogêneo.

O método de Szilagyi *et al.* (2003) constitui uma simplificação do balanço hídrico que implicou na formulação de algumas hipóteses tais como a ausência de aportes ou saídas de água e invariabilidade no armazenamento da bacia. Os resultados obtidos de recarga são afetados ainda pela adoção de um valor único de evapotranspiração real média, em virtude da ausência de dados espacialmente abrangentes para a área.

Algumas imprecisões são igualmente inerentes ao método do balanço hídrico (programa WETSPASS), envolvendo, em especial as características dos solos e da vegetação, os dados espaciais de evapotranspiração, velocidade dos ventos e potenciometria, bem como a associação solos, cobertura vegetal, declividade e coeficiente de escoamento superficial. É também relevante o fato de se não considerar a infiltração a partir dos corpos d'água.

Pode-se concluir que todos os métodos detêm em sua essência alguma fragilidade ou imprecisão, pois, evidentemente, não há como retratar o meio com as suas inúmeras heterogeneidades ou mesmo dispor em número, distribuição e acurácia necessários todos os parâmetros exigidos. Apesar de não ser possível apontar qual o método mais preciso, um resultado bastante positivo corresponde à pequena discrepância entre os valores médios de recarga obtidos, salvo as poucas exceções. Este fato é refletido na alta proporção das bacias (76%) com desvios padrões dos resultados inferiores a 10%.

É possível considerar, portanto que os resultados derivados dos diversos métodos constituem, em conjunto, uma boa aproximação dos valores reais de recarga para a área.

Para finalizar, foi feita uma avaliação das taxas medianas de recarga obtidas para as bacias tratadas no estudo com referência aos tipos de rochas dominante (Tabela 7.22). Observa-se que os maiores valores de recarga (>38%) estão associados principalmente aos itabiritos e, somente na bacia do ribeirão Mutuca, aos metapelitos o que se explica, nesse caso, pela cobertura de solos de alta capacidade de infiltração.

**Tabela 7.22** - Taxas de recarga (em porcentagem da precipitação anual) para as bacias estudadas e a relação com os tipos dominantes de rochas.

	Taxa de recarga (mediana dos métodos)		
	% da precipitação anual		
	<28	28 a 38	>38
Tipos dominantes de rochas	Dolomitos (porção sudoeste da Serra do Curral), sedimentos cenozóicos argilosos, granitos/gnaisses e quartzitos	Metapelitos, xistos e subordinadamente itabiritos (Fechos Auxiliar, Cata Branca, VTD07/96CPX e VTD25/98CPX) e dolomitos (Fechos Cárstica e Fechos Galeria)	Itabiritos, Metapelitos e Xistos (exclusivamente da Bacia do Rib. Mutuca)

Valores intermediários de recarga, entre 28 e 38% da precipitação anual, estão condicionados principalmente aos domínios de rochas metapelíticas e xistos, em especial do Supergrupo Rio das Velhas, mas abrangendo também as formações Batatal, Fecho do Funil, Barreiro e Grupo Sabará. Isto se deve à combinação de solos de média permeabilidade (cambissolos háplicos distróficos) em terrenos de baixa declividade e a presença constante de cobertura vegetal (campo cerrado/campo gramíneo e, eventualmente, mata). Algumas bacias inseridas em áreas de ocorrência das formações Cauê e Gandarela também apresentam essas mesmas taxas e relacionam-se à nascente de tributário do córrego Barreiro (VTD07/96CPX), ao alto trecho do córrego Barreiro em parte inserido no domínio das rochas ocre de composição argilosa e ao ribeirão de Fechos (Fechos Auxiliar, Cárstica e Galeria) com extensa área recoberta por argilas cenozóicas.

Os menores valores de recarga (<28%) são encontrados na porção sudoeste da Serra do Curral, em resposta à cobertura de solos argilosos em domínios da Formação Gandarela, e na região centro-norte onde são identificados sedimentos cenozóicos argilosos (bacia do córrego Seco). Taxas também reduzidas relacionam-se às rochas granito-gnáissicas, dada a presença de latossolos argilosos, e às rochas quartzíticas, principalmente da Formação Moeda, em virtude da preponderância de terrenos de alta declividade e cobertura vegetal pouco densa.

## **7.6 Caracterização Hidroquímica**

A composição natural da água subterrânea é o resultado da combinação de vários fatores que incluem o tempo de residência da água na formação rochosa, a dissolução de minerais formadores das rochas pelas quais a água circula, a composição, granulometria, estrutura e espessura da zona não-saturada e as características climáticas.

Em terrenos hidrogeológicos de grande heterogeneidade e anisotropia, em que se somam os fatores primários, relativos aos ambientes de formação das seqüências sedimentares, aos aspectos secundários, derivados da evolução tectono-metamórfica e de processos de alteração meteórica, prevê-se que a hidrogeoquímica reflita em parte essa complexidade.

A interpretação dos dados hidroquímicos foi feita, primeiramente, de forma generalizada para cada tipo aquífero buscando a caracterização de todas as unidades hidrogeológicas abrangidas pela área de pesquisa. Nesse estudo foram empregadas as análises realizadas durante o trabalho, bem como aquelas reunidas ou efetuadas por Beato e Bertachinni (2005), que se encontram apresentadas no APÊNDICE L.

Ainda que o conjunto envolvesse amostras coletadas em anos e períodos sazonais distintos bem como métodos e limites de detecção diversos, a avaliação e tratamento dos resultados demonstraram que, salvo alguns poucos casos, não há variações químicas expressivas para os pontos d'água que foram objeto de várias coletas ao longo do tempo. Mesmo assim, procurou-se trabalhar com os dados de forma cautelosa, adotando-se para a análise e interpretação os íons mais abundantes e evitando-se o estabelecimento de conclusões que pudessem ser influenciadas por questões analíticas.

As concentrações absolutas ou relativas dos íons foram tratadas por meio de procedimentos gráficos e de técnicas estatísticas de correlação.



Avaliações mais detalhadas, utilizando-se exclusivamente das amostras coletadas durante a pesquisa e abrangendo os grandes compartimentos geológicos, foram realizadas para auxiliar na interpretação dos dados isotópicos

### 7.6.1 Aquífero Cauê

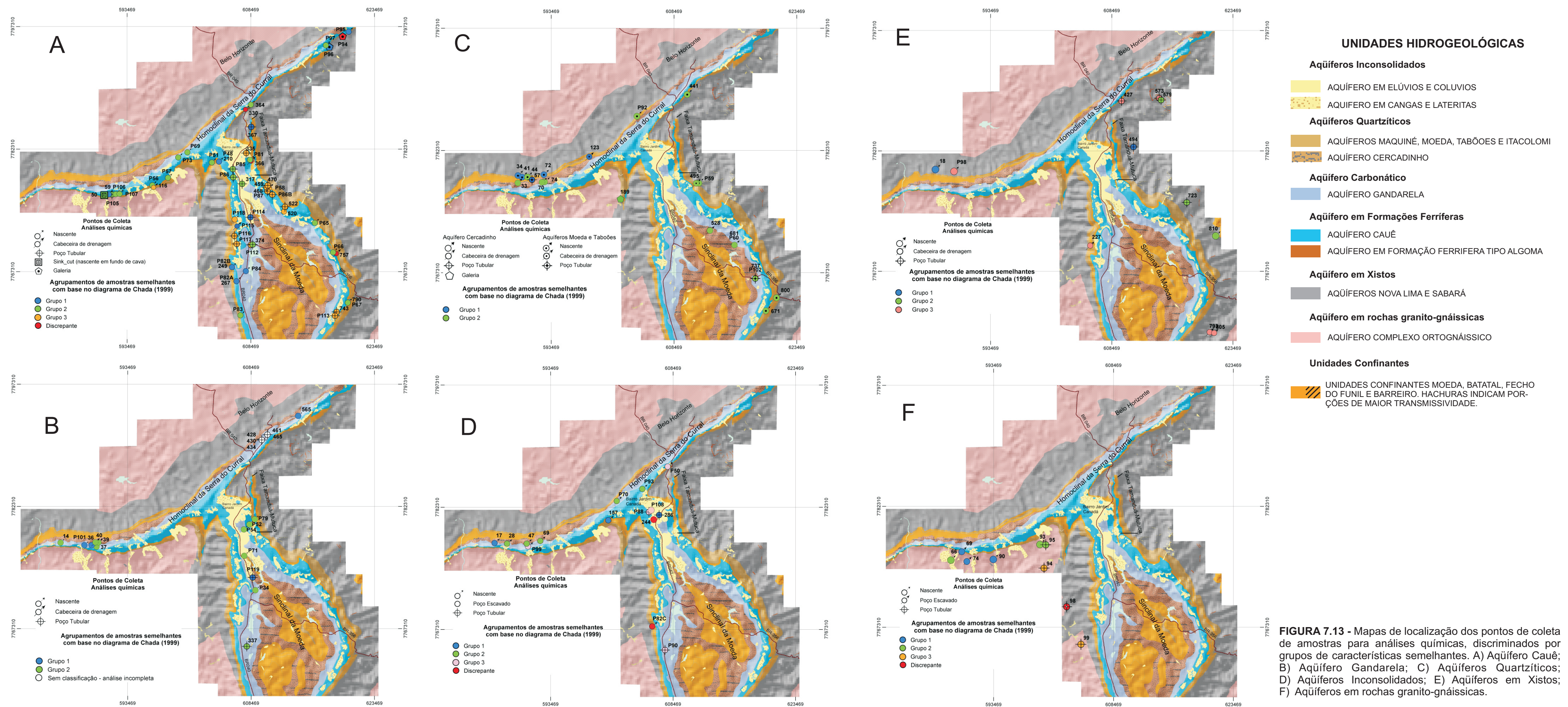
As amostras referentes ao aquífero Cauê estão localizadas principalmente no Sinclinal Moeda e no segmento sudoeste do Homoclinal da Serra do Curral (Figura 7.13). São provenientes de pontos d'água de natureza bastante diversificada, abrangendo nascentes, cabeceiras de drenagem, poços tubulares, galeria e *sink-cut* (fundo de cava).

A grande variabilidade composicional das águas, destacada pelos diagramas de Piper e Schoeller (Figura 7.14), revela a heterogeneidade mineralógica da unidade Cauê e a provável mistura de águas originárias dos aquíferos profundos adjacentes e dos aquíferos rasos inconsolidados. Pode haver ainda alguma alteração química decorrente de atividade antrópica visto que muitos pontos encontram-se próximos a minerações ou áreas urbanas. Não se deve descartar também a influência da baixa mineralização, e a conseqüente dificuldade analítica, na diversidade química.

Em virtude dessa diversidade de tipos de águas foi efetuado um agrupamento de amostras semelhantes utilizando-se do diagrama da diferença (em meq/L) entre as concentrações de metais alcalino terrosos e alcalinos *versus* a diferença (em meq/L) entre os teores de ânions de ácidos fracos (carbonatos e bicarbonatos) e ácidos fortes (cloretos e sulfatos). Esse diagrama representa uma adaptação daquele proposto por Chadha (1999), tendo sido adotadas as concentrações absolutas ao invés dos valores relativos em porcentagem. Esse procedimento visou a distinção das amostras também pela quantidade de íons dissolvidos. Observa-se na Figura 7.15 que as análises podem ser reunidas em três grupos. Os Grupos 1 e 2 envolvem águas bicarbonatadas cálcicas e magnesianas que se distinguem pela quantidade de íons dissolvidos, sendo maior para o primeiro. O Grupo 3 é composto por águas bicarbonatadas sódicas fracamente mineralizadas.

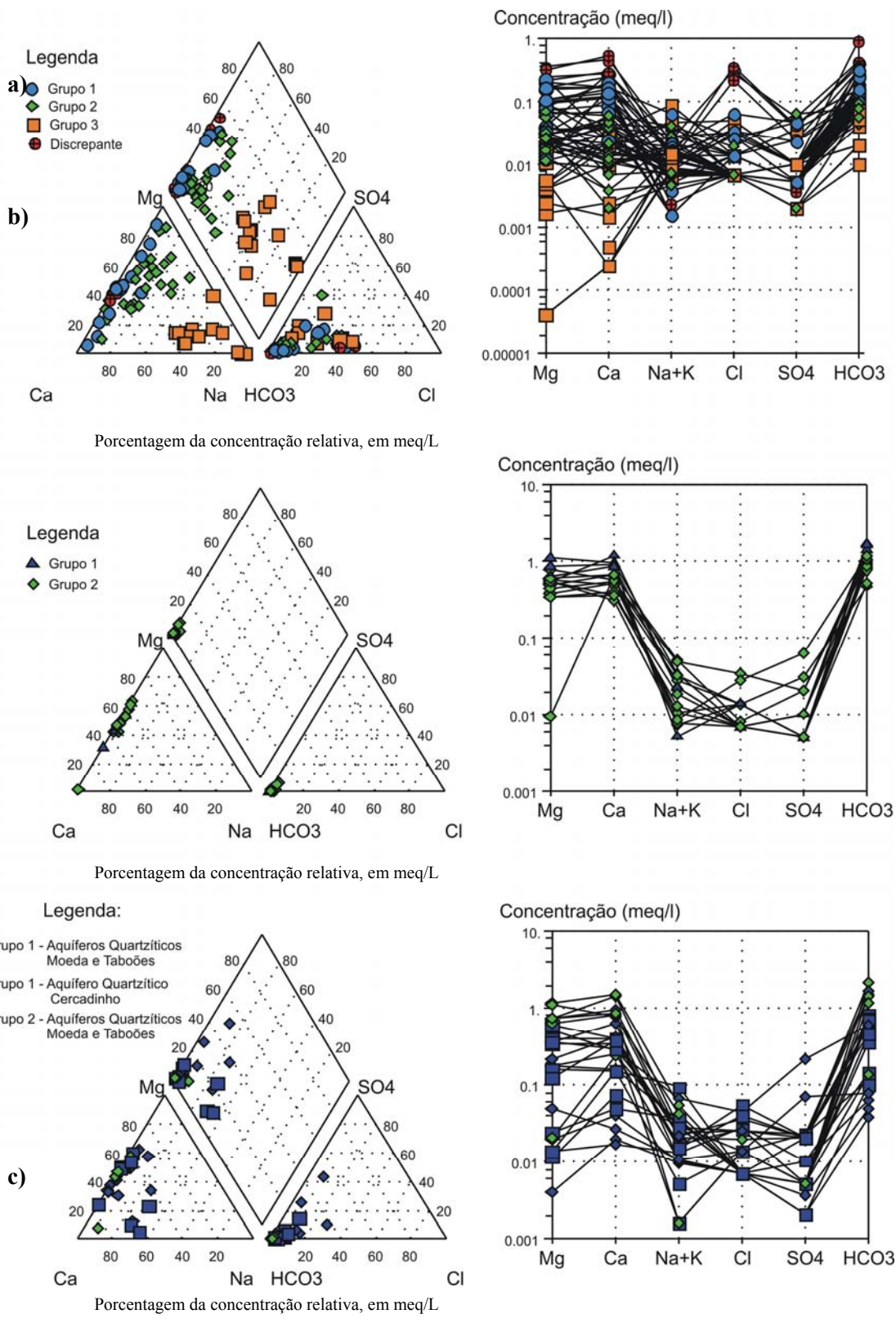
Os pontos d'água associados ao Grupo 1 representam 16 amostras (8% de um total de 61 amostras) e indicam fluxos subterrâneos em fácies carbonáticas do aquífero Cauê ou a conexão hidráulica com o aquífero Gandarela. Grande parte desses pontos encontra-se localizada no flanco oeste do Sinclinal Moeda e na extremidade nordeste do Homoclinal da Serra do Curral (Figura. 7.13).



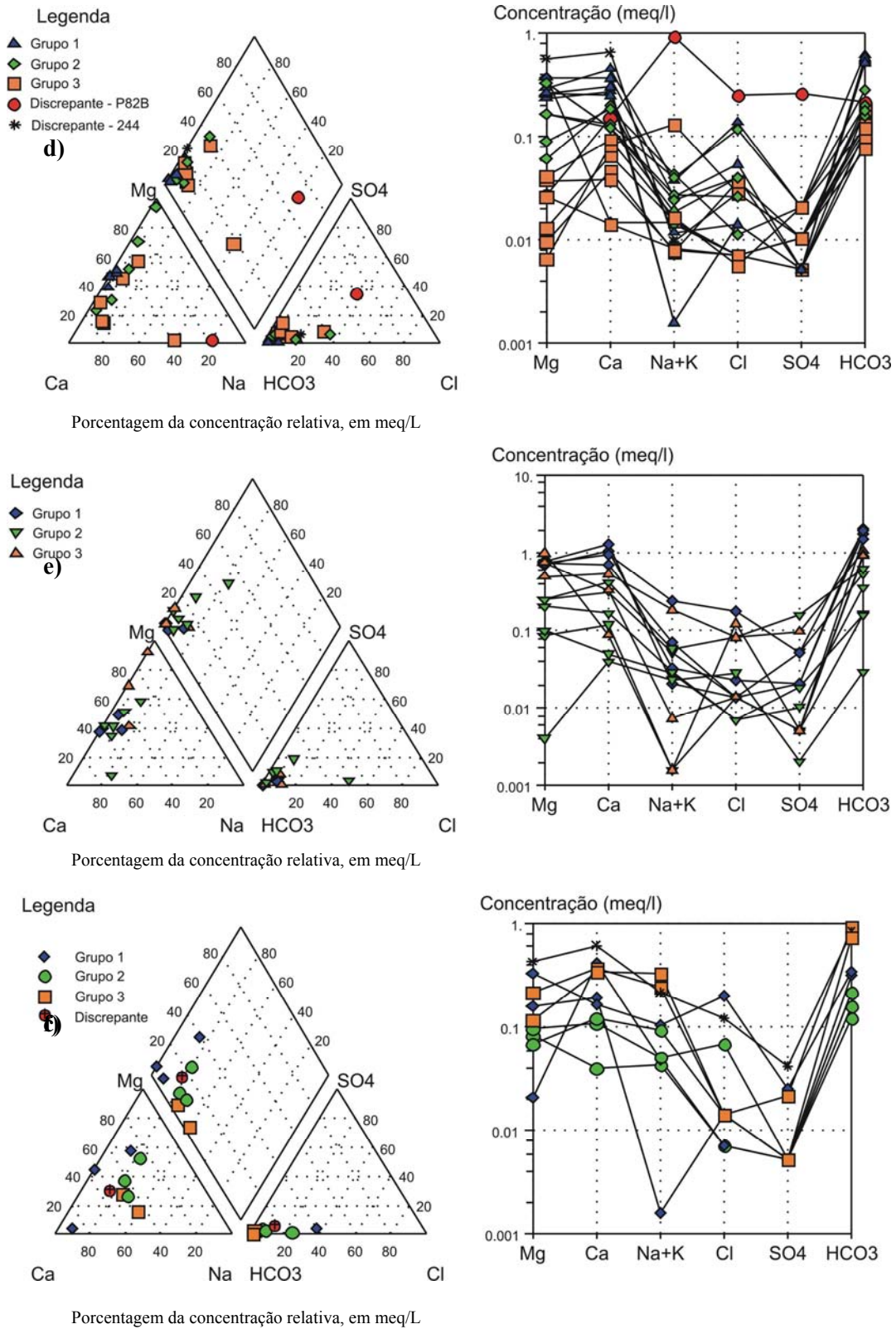


**FIGURA 7.13 -** Mapas de localização dos pontos de coleta de amostras para análises químicas, discriminados por grupos de características semelhantes. A) Aqüífero Cauê; B) Aqüífero Gandarela; C) Aqüíferos Quartzíticos; D) Aqüíferos Inconsolidados; E) Aqüíferos em Xistos; F) Aqüíferos em rochas granito-gnáissicas.

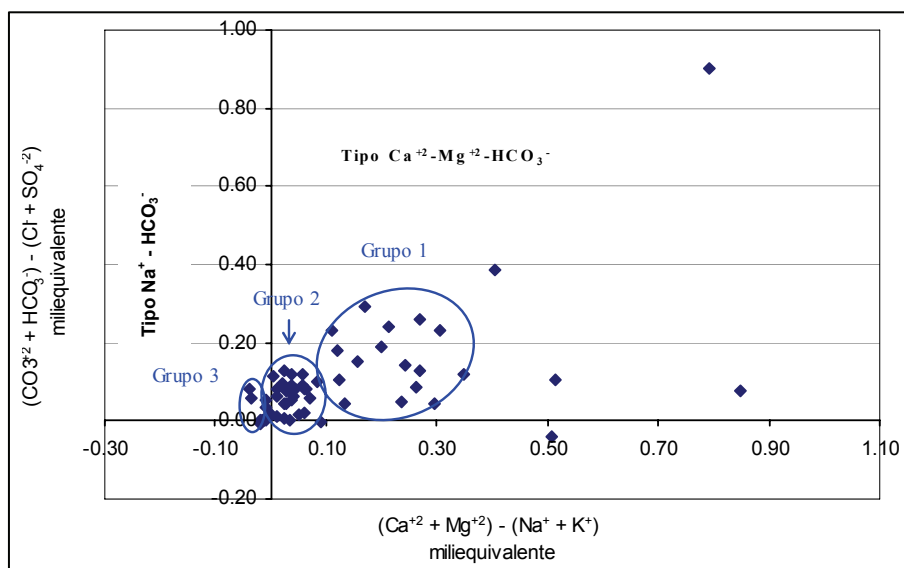




**Figura 7.14** - Diagramas de Piper e Schoeller. a) Aqüífero Cauê; b) Aqüífero Gandarela; c) Aqüíferos Quartzíticos, d) Aqüíferos Inconsolidados; e) Aqüífero em Xistos; f) Aqüíferos em rochas granito-gnáissicas (continua).



**Figura 7.14** - Diagramas de Piper e Schoeller. a) Aquífero Cauê; b) Aquífero Gandarela; c) Aquíferos Quartzíticos, d) Aquíferos Inconsolidados; e) Aquífero em Xistos; f) Aquíferos em rochas granito-gnáissicas (conclusão).



Aquífero Cauê				
Grupos de Amostras				
1	2		3	Discrepantes
P48	P56	51	P58	P94
P82A	P57	65	P86B	210
P82B	P65	267	P87	330
P84	P66	317	P112	366
P95	P67	364	P113	757
P96	P69	374	P116	
P114	P73	468	P117	
50	P81	790	P118	
50	P83A	790	335	
59	P85		459	
59	P86		470	
65	P97		520	
65	P105		522	
116	P106		743	
249	P107			
741	P115			
367				

**Figura 7.15** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras do aquífero Cauê em grupos com características químicas semelhantes.

O Grupo 2 reúne 26 amostras (43% do total) e exibe composição característica de águas que percolam itabiritos essencialmente silicosos, marcada pelo grau de mineralização muito baixo. As amostras do Grupo 3 (14 amostras) assemelham-se a essas em termos de concentração de íons dissolvidos, mas são individualizadas pela predominância do sódio com relação ao cálcio e o magnésio, aspecto químico que pode decorrer dos seguintes fatores: i) presença de níveis pelíticos que promovem, localmente, o enriquecimento em sódio por meio do processo de troca de bases; ii) influência de águas oriundas dos aquíferos inconsolidados de cobertura que exibem concentração média desse elemento cerca de 4 (quatro) vezes superior ao aquífero Cauê; e iii) efeito da reunião de resultados provenientes de métodos e limites de detecção distintos.

É interessante notar que os poços de rebaixamento das minas de Tamanduá, Capitão do Mato, Pico e Pau-Branco mostram concentrações de sódio superiores às dos demais cátions, constituindo a maioria das amostras com essa característica. Esse aspecto pode estar ligado à alteração do padrão de fluxo subterrâneo pelo bombeamento contínuo induzindo a drenança de água a partir de níveis pelíticos, conforme discutido por HEM (1986).

A determinação da origem do sódio ou o cálculo do índice de troca de bases (icb) são prejudicados pela grande diferença dos limites de detecção entre Na e Cl, 0,001 e 1 mg/L, respectivamente para as análises efetuadas pelo laboratório do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental (DESA) da UFMG. Diferenças dessa magnitude são também verificadas para as análises inventariadas as quais são também devidas aos respectivos métodos analíticos.

As amostras discrepantes evidenciam uma questão importante quanto ao local de coleta. Ou seja, com exceção de P94, as demais amostras foram obtidas a jusante dos pontos de exsudação, a uma distância superior a duas centenas de metros. Quando comparadas com aquelas referentes às nascentes, mostram características químicas bastante distintas como é o caso de Mutuca Auxiliar, Captação de Trovões e Barragem Auxiliar de Fechos. Este fato deve refletir a interação das águas subterrâneas com o ar, com o solo e com a vegetação ao longo do escoamento superficial ou mesmo a mistura com águas de nascentes difusas no leito do curso. Situação semelhante foi também encontrada para as águas do vertedouro da Tutaméia (P115) e o ponto de surgência (P118), sendo que a primeira enquadra-se no Grupo 1 e a segunda no Grupo 2 do diagrama da FIG. 7.15.

As águas do aquífero Cauê são caracteristicamente pouco mineralizadas exibindo condutividade elétrica média de 13,2  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , com variação, entre os grupos, de 10,2 a 15,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , e pH médio de 5,96, com limites para os grupos de 5,37 a 6,14. Valores de pH em torno de 5,6-5,7, bem como as baixas condutividades elétricas, são esperados para os itabiritos silicosos em virtude da baixa reatividade dos minerais constituintes (hematita, magnetita e quartzo). Deste modo, o pH reflete, de maneira geral e com algumas pequenas alterações, as águas meteóricas. Valores abaixo de 5,2 foram encontrados somente em poços tubulares o que pode ser decorrente de modificações promovidas pelo bombeamento ou por diferenças em profundidade no equilíbrio entre as espécies de carbono inorgânico dissolvidas.

Concentrações mais elevadas em ferro (máximo de 1,41 mg/L), zinco (máximo de 1,02 mg/L), sulfato (máximo de 3,10 mg/L), nitrato (máximo de 4,36), chumbo (máximo de 0,07 mg/L), bário (máximo de 0,23 mg/L) e fósforo (máximo de 0,6 mg/L) são de ocorrência rara.

Cloretos em teores acima de 1 mg/L (com máximo de 12,8 mg/L) são verificados em 15 amostras (24% do total) e fazem com que as águas sejam classificadas como bicarbonatadas cloretadas.

A TAB. 7.23 apresenta os resultados estatísticos dos parâmetros físico-químicos para todas as amostras relativas ao aquífero e para cada grupo definido. Correlações entre os principais parâmetros físico-químicos foram efetuadas para maior compreensão dos aspectos químicos. Dentre as correlações positivas encontradas, destacam-se aquelas entre ferro e manganês, entre bicarbonato, cálcio e magnésio e entre turbidez e nitrato (APÊNDICE Ma). A presença de nitrato (em níveis baixos, com máximo de 4,3 mg/L) associado à turbidez, especialmente junto a minerações, é um indicativo de contaminação.

Por fim, deve-se ressaltar que a baixa mineralização das águas do aquífero Cauê resultam em análises com erros de balanço iônico comumente elevados, ainda que dentro do limite admissível, visto que as concentrações para alguns constituintes são muitas vezes inferiores ao limite de detecção. Esse aspecto impede que sejam efetuados tratamentos mais específicos, como por exemplo, o uso de razões iônicas para determinação de evolução química.

### **7.6.2 Aquífero Gandarela**

As amostras representativas do aquífero carbonático encontram-se localizadas principalmente no Sinclinal Moeda e nas extremidades ocidental e oriental do Homoclinal da Serra do Curral (Figura 7.13). Relacionam-se principalmente a nascentes e poços tubulares.

O diagrama da FIG.7.16 mostra que a maioria das amostras insere-se no Grupo 2 marcado por condutividade elétrica entre 73,0 e 126,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , com média de 95,3  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , e pH entre 6,8 a 8,4, com média de 7,6. O Grupo 1 é constituído por apenas 4 amostras com águas bem mais mineralizadas que as demais, sendo caracterizado por condutividade elétrica média de 141,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . A amostra destoante refere-se ao poço tubular do BH Shopping (amostra 465) que exibe condutividade elétrica de 16,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e pH de 7,01. Entretanto, a origem da água é confirmada pela descrição do perfil litológico que aponta a presença de dolomito branco entre camadas métricas de material ocre.

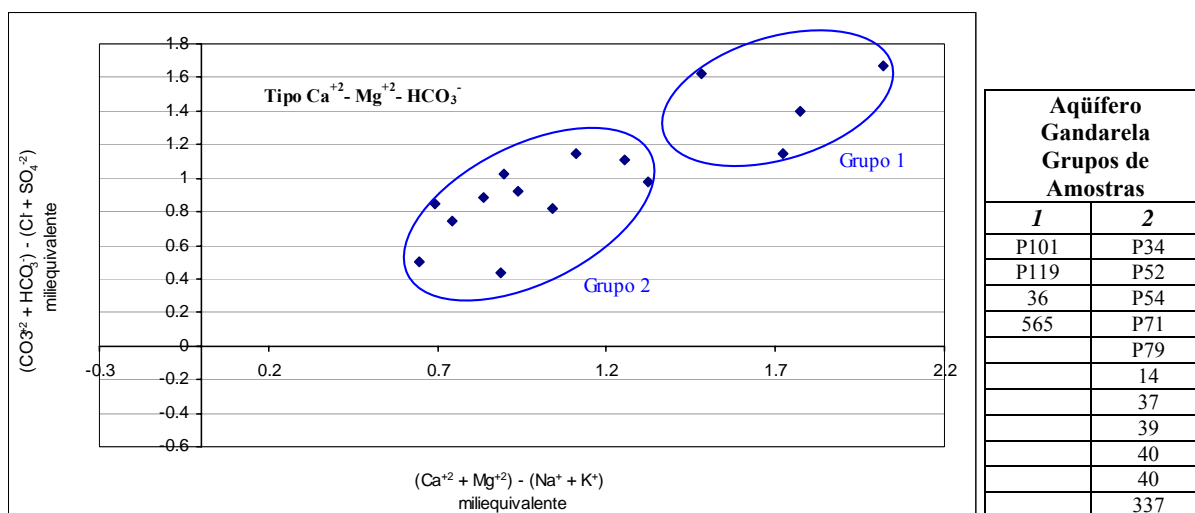
As águas classificam-se como cálcicas-magnesianas, magnesianas-cálcicas ou essencialmente cálcicas e têm assinatura química bastante característica em que as diferenças restringem-se às variações nos teores de cálcio e magnésio (Figura 7.14).

**Tabela 7.23 - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para o Aquífero Cauê.**

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=61)				Grupo 1 (n=17)				Grupo 2 (n=25)				Grupo 3 (n=14)			
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Temperatura in loco (°C)	50	50	20,41	20,50	17,20	23,30	20,72	20,9	18,2	23,3	20,57	20,75	18,60	22,80	19,75	19,80	17,20	22,90
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	61	61	13,22	10,00	2,00	81,90	15,96	15,78	3,8	37,6	10,18	10,00	3,85	23,50	10,37	9,27	5,51	20,50
pH in loco	53	53	5,96	5,93	4,68	7,74	6,14	6,03	5,29	7	6,06	6,06	4,74	7,50	5,37	5,25	4,68	6,40
PH Lab	47	47	6,14	6,10	4,78	7,97	6,72	6,4	6,1	7,9	5,83	5,70	5,00	7,50	5,46	5,50	4,78	6,20
Eh in loco (mV)	49	49	352,12	344,00	153,00	657,00	320,70	340,5	153	410	355,08	360,50	234,00	462,00	379,31	340,00	281,00	657,00
Turbidez (NTU)	44	15	4,90	0,85	0,25	44,00	1,73	0,55	0,30	5,50	0,90	0,83	0,25	1,50	12,24	6,00	0,30	44,00
Resíduo total (mg/l)	45	43	21,52	22,00	2,00	49,00	28,02	28,00	15,00	40,00	20,22	20,00	5,00	42,00	15,14	11,50	2,00	48,00
Resíduo suspenso (mg/L)	44	12	4,95	2,00	1,00	26,00	6,80	4,00	2,00	14,40	1,50	1,50	1,00	2,00	6,60	2,00	1,00	26,00
Resíduo dissolvido (mg/L)	45	44	21,82	18,00	1,00	50,00	23,34	20,00	4,50	45,92	19,61	17,00	3,00	50,00	11,13	10,00	1,00	22,00
Acidez carbônica (mg/L em CaCO <sub>3</sub> )	33	33	9,60	9,90	1,40	17,10	10,43	10,40	1,40	16,30	8,69	7,40	2,20	17,10	10,54	10,50	6,90	16,40
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> , mg/L)	53	52	6,71	4,50	0,05	45,00	10,93	11,10	1,61	18,50	4,61	4,50	0,05	12,00	2,46	2,48	0,21	6,00
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	61	61	8,72	6,10	0,60	56,12	12,01	10,37	4,88	24,4	5,69	5,86	1,21	9,76	2,62	1,83	0,60	7,93
Cloretos (mg/L)	61	17	3,40	1,30	0,50	12,80	2,66	1,08	0,50	11,30	1,38	1,10	1,00	2,30	1,55	1,55	1,30	1,80
Sulfatos (mg/L)	61	11	1,77	1,90	0,18	3,10	2,08	2,05	1,10	3,10	1,70	1,70	1,20	2,20				1,69
Nitrogênio nitroso (mg/L)	57	1				0,01	0,05											
Nitrogênio nítrico (mg/L)	61	43	0,71	0,25	0,07	4,30	1,23	0,275	0,07	4,3	0,25	0,20	0,09	0,94	0,55	0,31	0,07	3,33
Fósforo ( P mg/L)	49	16	0,16	0,06	0,015	0,60	0,05	0,06	0,03	0,06	0,21	0,20	0,02	0,60	0,08	0,02	0,02	0,20
Fluoreto (mg/L)	47	1				0,20								0,20				
Cálcio (mg/L)	61	56	1,65	0,70	0,029	10,8	2,50	2,37	0,51	5,6	0,45	0,32	0,04	1,18	0,26	0,20	0,03	0,64
Magnésio (mg/L)	61	51	0,87	0,39	0,02	4,36	1,10	1,11	0,146	2,5	0,44	0,32	0,06	2,80	0,09	0,07	0,02	0,21
Sódio (mg/L)	61	55	0,32	0,20	0,06	1,97	0,33	0,185	0,06	1,48	0,21	0,15	0,07	0,56	0,51	0,30	0,08	1,97
Potássio (mg/L)	59	42	0,20	0,13	0,03	0,9	0,19	0,11	0,03	0,5	0,22	0,12	0,06	0,90	0,21	0,18	0,07	0,37
Ferro ferroso (mg/L)	57	6	0,22	0,23	0,04	0,52	0,21	0,26		0,52	0,23	0,23	0,21	0,24				0,05
Ferro Férrico (mg/L)	26	26	0,13	0,05	0,005	1,41	0,09	0,04	0,009	0,42	0,22	0,055	0,005	1,41	0,08	0,03	0,01	0,24
Ferro Total (mg/L)	47	27	0,16	0,06	0,005	1,41	0,15	0,055	0,009	0,66	0,25	0,055	0,01	1,41	0,09	0,03	0,01	0,29
Alumínio Total (mg/L)	43	15	0,08	0,07	0,01	0,2	0,03	0,03	0,02	0,04	0,11	0,10	0,01	0,20	0,06	0,07	0,03	0,10
Cobre Total (mg/L)	43	5	0,07	0,014	0,006	0,321	0,008		0,008	0,008	0,01		0,01	0,02	0,17		0,01	0,32
Chumbo Total (mg/L)	43	2			0,03	0,07	0,03			0,03	0,07			0,07				
Zinco Total (mg/L)	43	33	0,09	0,03	0,002	1,02	0,04	0,055	0,016	0,069	0,12	0,028	0,003	1,02	0,05	0,02	0,00	0,16
Manganês Total (mg/L)	50	14	0,02	0,02	0,002	0,1	0,03	0,02	0,015	0,05				0,02	0,02	0,01	0,00	0,10
Níquel Total (mg/L)	43	15	0,02	0,02	0,003	0,05				0,02	0,02	0,02	0,003	0,03	0,03	0,02	0,01	0,05
Bário Total (mg/L)	43	18	0,044	0,03	0,014	0,23	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02		0,014	0,03	0,08	0,03	0,02	0,23
Sílica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	40	39	6,19	6,44	1,35	12,72	6,83	6,74	1,75	12,72	5,49	5,00	1,86	9,85	5,29	5,19	1,35	9,23

LD - Limite de detecção.





**Figura 7.16** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras do aquífero Gandarela em grupos com características químicas semelhantes.

Quanto aos elementos traços destaca-se a presença comum de ferro total com valor médio de 0,56 mg/L e máximo de 2,28 mg/L e a ocorrência eventual de zinco (média de 0,02 mg/L), níquel (média de 0,02 mg/L) e fósforo (máximo de 0,3 mg/L). O manganês foi identificado em apenas 4 amostras com concentrações entre 0,01 a 0,13 mg/L. O nitrato foi encontrado em 67% das amostras em que foi analisado, mas em concentrações geralmente baixas (média de 0,51 mg/L). Apenas 1 amostra exibiu teor de  $\text{NO}_3^-$  relativamente elevado (3,0 mg/L – Ponto 40), mas que não se repetiu em análise realizada nove meses depois. Os resultados estatísticos dos constituintes químicos encontram na TAB. 7.24.

Análises estatísticas realizadas para os diversos parâmetros demonstraram correlações entre bicarbonato, dureza e magnésio e entre sólidos dissolvidos e magnésio apontando a influência química da dissolução da dolomita (APÊNDICE Mb). Correlação negativa foi encontrada para pH *in loco* e sólidos dissolvidos o que deve ser resultado de dois fatores. O primeiro fator refere-se ao equilíbrio das reações entre a água e as espécies sólidas de carbonato de cálcio e magnésio, de tal forma que para águas próximas ou na saturação para calcita e dolomita há a tendência de precipitação e conseqüente consumo do íon hidroxila ( $\text{OH}^-$ ). Por outro lado, águas subsaturadas em carbonatos demonstram a tendência de dissolução dos minerais na rocha e liberação de  $\text{OH}^-$ . Destaca-se que essa mesma relação foi observada por HEM (1986). A reação de dissolução de carbonatos é a seguinte:



**Tabela 7.24 - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para o Aquífero Gandarela.**

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=15)				Grupo 1 (n=4)				Grupo 2 (n=11)			
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Temperatura in loco (°C)	10	10	21,30	21,55	20,00	22,50	21,33	21,40	20,30	22,30	21,29	21,70	20,00	22,50
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	15	15	107,75	101,00	72,30	158,30	141,90	146,55	116,20	158,30	95,33	93,40	72,30	126,00
pH in loco	12	12	7,54	7,62	6,60	8,40	7,26	7,04	6,60	8,13	7,63	7,76	6,73	8,40
PH Lab	10	10	7,73	7,77	6,60	8,60	7,66	8,10	6,60	8,29	7,76	7,64	6,80	8,60
Eh in loco (mV)	10	10	268,40	269,00	166,00	404,00	274,33	219,00	200,00	404,00	265,86	269,00	166,00	330,00
Turbidez (NTU)	10	5	3,54	3,00	1,70	6,50				3,00	3,90	3,50	1,70	6,50
Resíduo total (mg/l)	10	10	72,30	72,00	47,00	95,00	82,53	85,60	67,00	95,00	67,91	71,00	47,00	84,40
Resíduo suspenso (mg/L)	10	2			2,00	3,00							2,00	3,00
Resíduo dissolvido (mg/L)	12	12	80,17	76,50	47,00	126,00	96,00	95,00	67,00	126,00	74,89	73,00	47,00	101,00
Acidez carbônica (em CaCO <sub>3</sub> ) (mg/L)	7	7	12,70	10,60	3,70	37,00	23,95	23,95	10,90	37,00	8,20	9,20	3,70	11,90
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> ) (mg/L)	15	15	63,15	59,00	32,60	103,10	85,23	86,40	65,00	103,10	55,12	55,00	32,60	74,00
HCO <sub>3</sub> - (mg/L)	15	15	63,68	61,00	29,28	102,48	89,98	93,33	70,76	102,48	54,12	54,90	29,28	73,20
Cloretos (mg/L)	15	5	0,70	0,50	0,30	1,20					0,70	0,50	0,30	1,20
Sulfatos (mg/L)	15	4	1,62	1,25	1,00	3,00					1,62	1,25	1,00	3,00
Nitrogênio nitroso (mg/L)	15	0												
Nitrogênio nítrico (mg/L)	15	10	0,51	0,23	0,10	3,05	0,29	0,38	0,10	0,40	0,60	0,21	0,12	3,05
Fósforo ( P mg/L)	10	5	0,16	0,13	0,03	0,30				0,03	0,19	0,22	0,03	0,30
Fluoreto (mg/L)	12	0												
Cálcio (mg/L)	15	15	12,63	11,20	6,18	24,00	19,63	18,70	17,10	24,00	10,09	10,40	6,18	13,50
Magnésio (mg/L)	15	15	6,68	6,63	0,12	13,50	9,61	9,15	6,63	13,50	5,61	6,10	0,12	9,70
Sódio (mg/L)	15	15	0,37	0,23	0,09	0,90	0,36	0,31	0,11	0,69	0,38	0,23	0,09	0,90
Potássio (mg/L)	15	12	0,27	0,19	0,07	0,51	0,31	0,23	0,18	0,51	0,25	0,18	0,07	0,50
Ferro ferroso (mg/L)	15	4	0,25	0,19	0,09	0,55					0,25	0,19	0,09	0,55
Ferro Férrico mg/L	10	10	0,54	0,23	0,02	2,28	0,14	0,13	0,04	0,27	0,80	0,76	0,02	2,28
Ferro Total (mg/L)	13	10	0,56	0,23	0,02	2,40	0,14	0,13	0,04	0,27	0,83	0,80	0,02	2,40
Alumínio Total (mg/L)	10	4	0,12		0,03	0,25				0,03	0,15	0,14	0,07	0,25
Cobre Total (mg/L)	10	1				0,01				0,01				
Chumbo Total (mg/L)	10	0												
Zinco Total (mg/L)	10	7	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04
Manganês Total (mg/L)	15	4	0,05	0,04	0,01	0,13					0,05	0,04	0,01	0,13
Níquel Total (mg/L)	10	5	0,02	0,02	0,01	0,02				0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Bário Total (mg/L)	10	4	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05
Silica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	10	9	7,60	7,60	4,43	12,43	7,63	6,72	4,64	12,43	7,57	8,80	4,43	9,40

LD - Limite de detecção

O segundo fator que pode contribuir para a correlação negativa entre pH *in loco* e STD é a defasagem de tempo entre a medida feita na coleta e a análise laboratorial do resíduo permitindo a ocorrência de alguma precipitação de carbonatos.

Deve-se esclarecer que as nascentes localizadas na extremidade ocidental da Homoclinal da Serra do Curral e a nascente do Parque das Mangabeiras (ponto 565) foram associadas ao aquífero Gandarela em virtude de seu posicionamento e dos aspectos hidroquímicos. Entretanto, ao contrário das surgências do Sinclinal Moeda, são de natureza difusa e de baixa vazão o que pode sugerir origem a partir do material eluvio-coluvionar e/ou fluxo na interface material inconsolidado e rocha carbonática.

Um dos pontos de descarga induzida por escavação corresponde ao manancial captado de Fechos Galeria (P52) que representa uma antiga estrutura de prospecção cuja abertura está implantada em itabiritos não carbonáticos da Formação Cauê. Entretanto, a qualidade da água, marcada por pH elevado (7,8), alta condutividade elétrica (95,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e concentrações significativas de cálcio (6,18 mg/L), magnésio (9,85 mg/L) e bicarbonato (54,9 mg/L), indica a percolação em meio carbonatado. É bastante provável a conexão hidráulica entre os dois aquíferos nesse ponto.

Assim, para investigar essa questão foi feita uma simulação, utilizando-se do Programa Aquachem 3.7, de qual seria a proporção da mistura entre as águas dos aquíferos Cauê e Gandarela que melhor representaria a qualidade da água observada no ponto P52 (Fechos Galeria). Partindo-se da composição de um ponto d'água do aquífero Cauê, situado nas proximidades de Fechos Galeria (P81 – Nascente Fechos Auxiliar), e usando a amostra da nascente da Fechos Cárstica (P54) como a solução a ser adicionada, verificou-se que uma contribuição das águas do Gandarela, em proporção superior a 90%, na mistura com a água do Cauê resultaria em uma água com qualidade da água similar àquela amostra no ponto P52 (Fechos Galeria).

Na TAB. 7.25 estão mostrados os resultados desta simulação, onde, nas duas últimas colunas pode-se verificar a similaridade entre as águas da amostra P52 e da mistura simulada.

**Tabela 7.25** - Simulação de mistura de águas dos aquíferos Cauê e Gandarela.

		<b>Aquífero</b>	<b>Tipo da água</b>	
Amostra 1	: P81 (Fechos Auxiliar)	Aquífero Cauê	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -Cl	
Amostra 2	: P54 (Fechos Cárstica)	Aquífero Gandarela	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	
Amostra de referência	: P52 (Fechos Galeria)	Aquíferos Gandarela/Cauê	Mg-Ca-HCO <sub>3</sub>	
Contribuição da amostra P81 em P52 : 5%				
<b>Parâmetro (mg/L)</b>	<b>Amostra P81</b>	<b>Amostra P54</b>	<b>Amostra P52</b>	<b>Hidroquímica calculada para a mistura</b>
Na	0,18	0,205	0,09	0,21
Ca	0,77	7,230	6,18	7,10
Mg	0,28	4,170	6,54	4,09
Cl	1,80	0,250	0,25	0,28
SO <sub>4</sub>	0,50	0,250	0,25	0,26
pH	6,4	8,4	7,8	8,36
Cond. Elétrica	7,60	89,0	95,90	87,37

### 7.6.3 Aquíferos Quartzíticos

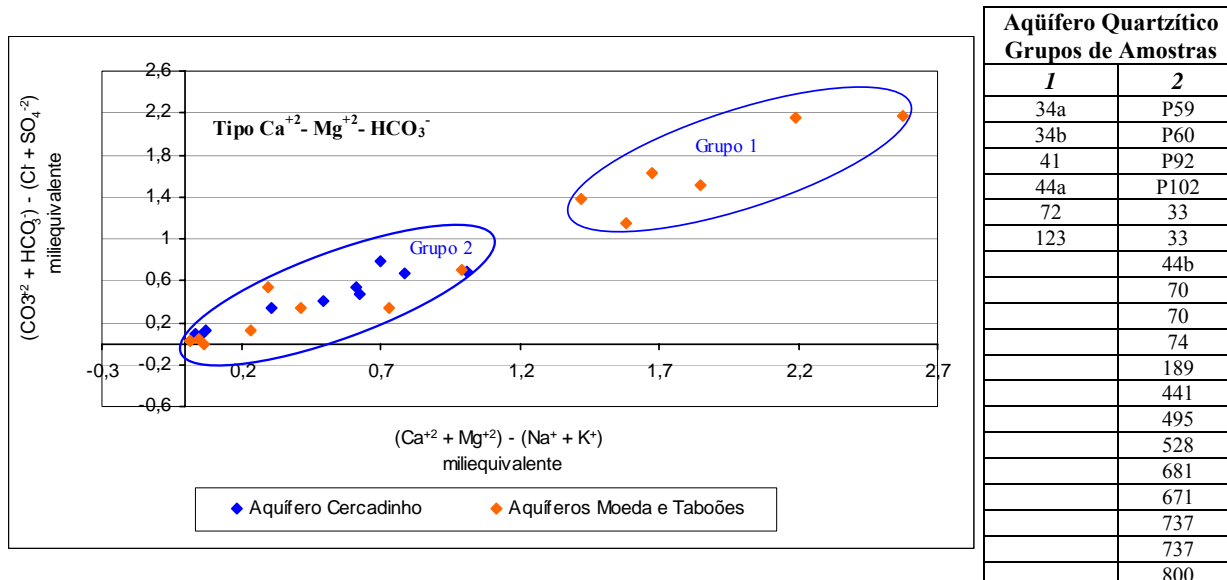
Para a caracterização dos aquíferos quartzíticos foi feita a distinção, dentro do conjunto amostral, das análises associadas ao aquífero Cercadinho. Este procedimento visou identificar os padrões químicos de um aquífero considerado importante na área e que, por vezes, tem as suas águas confundidas com a do aquífero Gandarela sotoposto, dada a presença de lentes dolomíticas e de carbonatos como cimento ou grãos na matriz. Grande parte das amostras concentra-se na borda leste do Sinclinal Moeda e na extremidade ocidental do Homoclinal da Serra do Curral (Figura 7.13) e está associada a nascentes, cabeceiras de drenagem, poços tubulares e galeria.

O diagrama da FIG.7.17 discrimina as amostras dos aquíferos Moeda e Taboões e do aquífero Cercadinho. Percebe-se que as águas deste último possuem menores concentrações em cálcio e magnésio do que algumas pertencentes aos aquíferos quartzíticos (Grupo 1). Além disso, dentre as 10 análises disponíveis, apenas 3 têm composição, em termos de elementos maiores, comparáveis ao do aquífero carbonático. Tal fato pode refletir, ao menos em parte, a ocorrência de processos de trocas de base nos níveis pelíticos de ocorrência frequente. Por outro lado, as amostras dos aquíferos Moeda e Taboões mostram uma grande variabilidade química, desde águas muito pouco mineralizadas (C.E. de 6,4  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) a águas com grande quantidade em sólidos dissolvidos (C.E. de 203,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).

Em termos de concentrações relativas (Diagrama de Piper - Figura 7.14) as águas dos aquíferos Quartzíticos pertencentes ao Grupo 2 da Figura 7.17 são semelhantes, a não ser pela ocorrência eventual de maiores concentrações em cloreto e sulfato para as unidades Taboões e Moeda. Quanto às amostras incluídas no Grupo 1, observa-se pela FIG 7.14 que são essencialmente bicarbonatadas cálcio-magnesianas e que a maior concentração desses íons é o que as distingue das demais.

A análise da FIG 7.13 revela todos os pontos de amostragem estão localizados na vertente norte do segmento ocidental da Homoclinal da Serra do Curral, associados ao aquífero Taboões. Visto que essa unidade é constituída essencialmente por quartzitos puros pode-se supor alguma influência de águas originárias da unidade geológica Fecho do Funil sobreposta (estratigrafia invertida) formada por filitos dolomíticos com intercalações de mármore. Destaca-se desse conjunto a amostra 123 coletada a jusante de aterro sanitário não controlado e com provável alteração química que se expressa por uma concentração elevada em chumbo (0,04 mg/L).

As águas do aquífero Cercadinho e dos aquíferos Moeda e Taboões inseridas no Grupo 2 do diagrama da FIG. 7.17 são levemente ácidas (pH médio de 6,3) e exibem condutividade elétrica variável de 6,4 a 75,8  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , com média de 36,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Classificam-se como bicarbonatadas cálcicas-magnesianas ou magnesianas-cálcicas. Cálcio e magnésio ocorrem em teores médios de 4,61 e 2,57 mg/L, respectivamente. Valores ocasionalmente elevados de sulfato (10,37 mg/L, amostra 495) e manganês (6,52 mg/L, P59) foram identificados em pontos situados nas imediações da mina do Tamanduá. Nitratos em concentrações anômalas foram observados nos pontos 737 (1,24 mg/L; poço tubular em posto de gasolina) e 800 (0,97 mg/L, galeria de Cata Branca) enquanto que no ponto 763 (poço de rebaixamento na Mina do Pico) o teor suplanta o limite de potabilidade (29,35 mg/L). Os resultados estatísticos para os diversos parâmetros encontram-se na TAB. 7.26.



**Figura 7.17** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos Quartzíticos em grupos com características químicas semelhantes.

**Tabela 7.26 - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos Quartzíticos.**

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=25)				Grupo 1 (n=19)				Grupo 2 (n=6)			
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Temperatura in loco (°C)	13	13	20,58	21,30	16,00	24,40	20,26	20,90	16,00	22,80				24,40
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	25	25	65,20	39,90	6,40	203,00	36,86	31,00	6,40	75,80	154,95	142,95	123,80	203,00
pH in loco	19	19	6,65	6,68	4,87	8,19	6,32	6,20	4,87	7,51	7,89	7,87	7,62	8,19
PH Lab	14	14	6,72	7,03	4,87	8,10	6,54	6,70	4,87	7,53	7,78	7,78	7,45	8,10
Eh in loco (mV)	13	12	310,83	292,00	139,00	518,00	324,64	303,00	139,00	518,00				159,00
Turbidez (NTU)	10	7	2,63	0,90	0,20	8,00	2,98	0,95	0,20	8,00				0,50
Resíduo total (mg/l)	9	8	32,10	39,60	4,00	55,00	31,37	42,00	4,00	55,00	37,20	37,20	37,20	37,20
Resíduo suspenso (mg/L)	9	2			1,00	2,00			1,00	2,00				
Resíduo dissolvido (mg/L)	15	15	58,73	49,00	4,00	148,00	32,50	37,50	4,00	67,00	111,20	115,00	81,00	148,00
Acidez carbônica (mg/L em CaCO <sub>3</sub> )	5	5	11,36	9,20	1,90	26,00	11,36	9,20	1,90	26,00				
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> , mg/L)	21	21	46,63	35,10	3,00	131,90	26,56	21,20	3,00	70,00	96,80	90,40	78,00	131,90
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	25	25	42,18	34,16	2,39	134,20	22,88	21,96	2,39	48,80	103,29	97,60	70,76	134,20
Cloretos (mg/L)	25	9	1,18	1,00	0,70	1,90	1,35	1,35	0,95	1,90	0,83	0,90	0,70	0,90
Sulfatos (mg/L)	25	11	2,00	1,00	0,18	10,37	2,37	1	0,18	10,37	1,03	1,00	1,00	1,10
Nitrogênio nitroso (mg/L)	24	0												
Nitrogênio nítrico (mg/L)	25	17	0,46	0,20	0,05	2,50	0,58	0,30	0,05	2,50	0,09	0,08	0,05	0,14
Fósforo ( P mg/L)	13	10	0,12	0,04	0,01	0,70	0,12	0,03	0,01	0,70	0,05	0,05	0,05	0,05
Fluoreto (mg/L)	23	1				0,10				0,10				0,00
Cálcio (mg/L)	25	25	8,60	5,80	0,34	29,70	4,61	4,90	0,34	12,70	21,22	18,05	15,60	29,70
Magnésio (mg/L)	25	23	4,61	4,26	0,14	14,00	2,57	2,10	0,14	7,50	10,37	9,10	7,60	14,00
Sódio (mg/L)	25	23	0,43	0,24	0,05	1,90	0,42	0,24	0,05	1,90	0,47	0,32	0,19	0,81
Potássio (mg/L)	25	18	0,42	0,47	0,09	1,34	0,38	0,23	0,09	1,34	0,53	0,53	0,27	0,77
Ferro ferroso (mg/L)	24	8	0,20	0,14	0,02	0,69	0,20	0,09	0,02	0,69	0,18	0,16	0,12	0,26
Ferro Férrico (mg/L)	9	9	0,30	0,11	0,01	1,20	0,20	0,11	0,01	0,60	0,63	0,63	0,06	1,20
Ferro Total (mg/L)	15	10	0,32	0,12	0,01	1,20	0,25	0,12	0,01	0,60	0,63	0,63	0,06	1,20
Alumínio Total (mg/L)	9	0												
Cobre Total (mg/L)	9	1				0,01				0,01				
Chumbo Total (mg/L)	9	2			0,02	0,04				0,02				0,04
Zinco Total (mg/L)	9	6	0,04	0,02	0,01	0,11	0,04	0,02	0,01	0,11				
Manganês Total (mg/L)	20	9	0,76	0,03	0,02	6,52	1,65	0,03	0,02	6,52	0,05	0,04	0,02	0,09
Níquel Total (mg/L)	9	3	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03				
Bário Total (mg/L)	9	3	0,03	0,04	0,01	0,04				0,04				0,01
Sílica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	12	12	7,03	6,83	1,81	11,6	6,28	6,67	1,81	9,7	9,28	10,5	5,73	11,6

LD - Limite de detecção

As amostras do aquífero Taboões, que compõem o Grupo 1 da FIG. 7.17 (75% do total para esse aquífero), têm caráter químico bastante distinto das demais. Correspondem a águas de natureza alcalina (pH médio de 7,63) e condutividade elétrica variável de 72,3 a 126,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , com média de 95,3  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . São essencialmente bicarbonatadas cálcicas-magnesianas contendo, por vezes, valores altos em ferro (1,2 mg/L) e manganês (0,09 mg/L).

Correlações positivas, com índice superior a 0,79, foram encontradas entre os parâmetros cálcio, magnésio, bicarbonato, dureza total e resíduo dissolvido (APÊNDICE Mc) evidenciando a influência dominante das características mineralógicas das rochas na composição química.

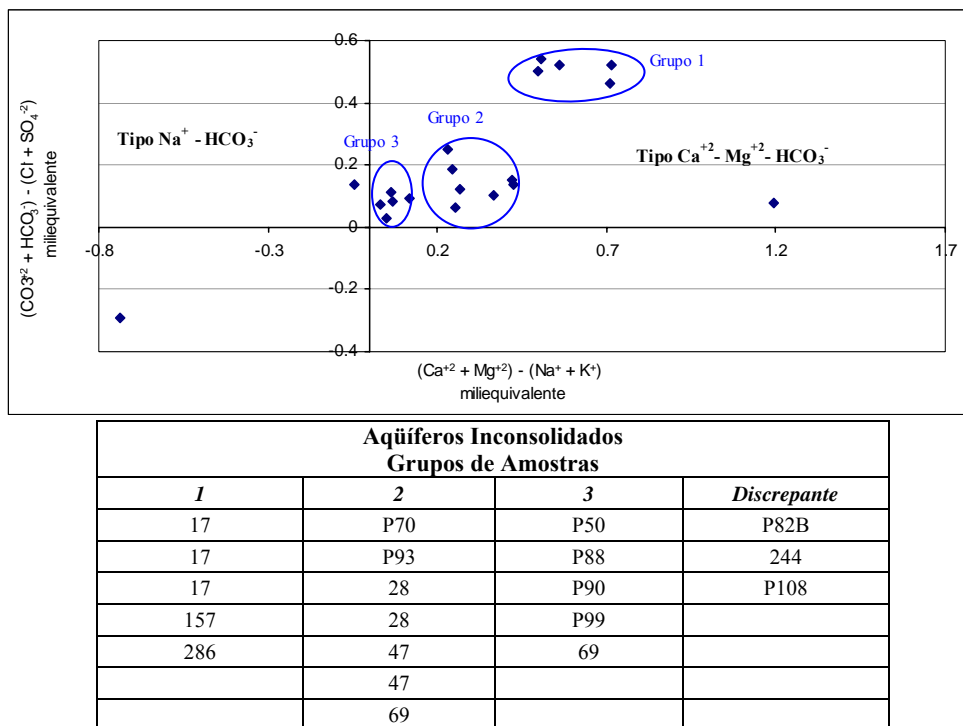
#### **7.6.4 Aquíferos Inconsolidados**

Os aquíferos inconsolidados são representados por amostras localizadas principalmente no Homoclinal da Serra do Curral (segmento sudoeste) e na porção norte do Sinclinal Moeda, associadas a colúvios, elúvios e cangas (Figura 7.13). A grande diversidade de materiais que constituem os aquíferos inconsolidados reflete-se na variabilidade química revelada pelo diagrama da FIG. 7.18. A análise da FIG 7.14 mostra que as diferenças estão ligadas principalmente às concentrações dos íons cálcio, magnésio e bicarbonato, de tal forma que a maioria das amostras classifica-se como bicarbonatadas cálcicas-magnesianas ou magnesianas-cálcicas.

As águas mais mineralizadas (Grupo 1 – Figura 7.18) mostram pH neutro (média de 7,3) e condutividade elétrica média de 51,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Por outro lado, as amostras pertencentes aos Grupos 2 e 3 exibem pH ácido, média de 5,97 e 5,83, e baixas condutividades elétricas com médias de 14,8 e 11,4  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , respectivamente. Verifica-se uma tendência das águas dos Grupos 1 e 2 de se associarem aos elúvios e colúvios em domínios da Formação Gandarela, enquanto que aquelas do Grupo 3 (menos mineralizadas) relacionam-se às cangas e lateritas.

Sódio e cloreto estão quase sempre presentes (mediana de 0,33 e 1,35 mg/L) e fortemente correlacionados (APÊNDICE Md). Entretanto, valores muito elevados não são comuns. Destaca-se a ocorrência freqüente do ferro (com média de 0,19) e de nitratos em espectro variável de 0,05 a 6,6 mg/L, com mediana de 0,16 mg/L. O valor mais elevado de nitrato refere-se a poço escavado localizado no Bairro Jardim Canadá. A TAB. 7.27 reúne os resultados estatísticos para os parâmetros físico-químicos.

Os aspectos descritos revelam em conjunto que a composição química dos aquíferos inconsolidados é o resultado da interação das águas meteóricas com os solos e sedimentos, dos efeitos da evapotranspiração e das alterações advindas das formas de uso e ocupação dos terrenos.



**Figura 7.18** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos inconsolidados em grupos com características químicas semelhantes.

### 7.6.5 Aquífero em xistos

Engloba toda a variedade de rochas xistosas pertencentes ao grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas e ao Grupo Sabará compreendendo xistos metassedimentares e metavulcânicos, além de níveis quartzíticos, intercalações de metachert e corpos de formação ferrífera; estes últimos de maior transmissividade dentre as demais litologias. Não obstante a diversidade litológica nota-se, pelos diagramas de Piper (Figura 7.14), que as águas apresentam grande homogeneidade química e as diferenças se devem principalmente às concentrações de cálcio e magnésio (Figuras 7.14 e 7.19).

O diagrama da FIG. 7.19 revela que as amostras encontram-se alinhadas segundo uma reta que passa pela origem indicando fortes correlações entre as concentrações de cálcio, magnésio e bicarbonato, confirmadas pela análise estatística apresentada na matriz do APÊNDICE Me. Três grupos composicionais podem ser discriminados a partir das concentrações desses íons.



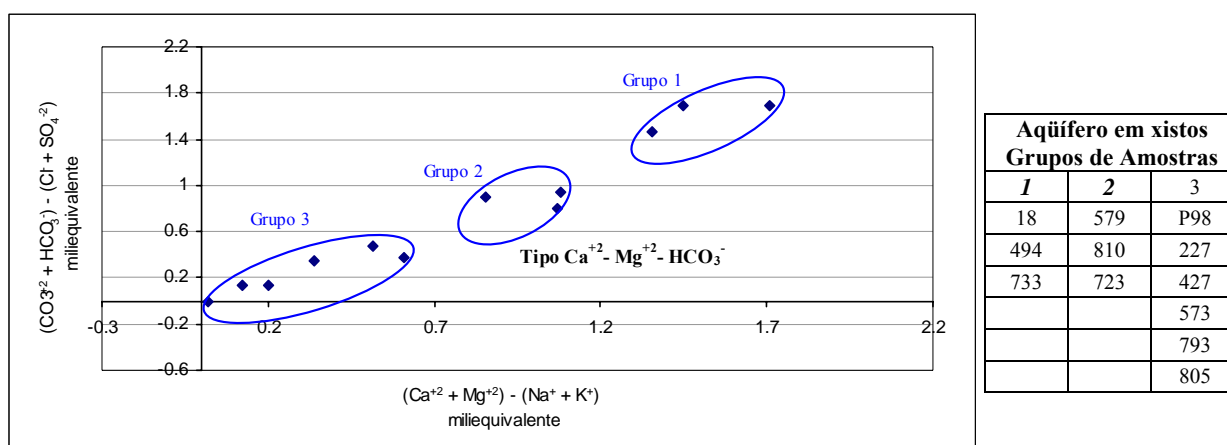
**Tabela 7.27 - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos Inconsolidados.**

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=20)				Grupo 1 (n=5)				Grupo 2 (n=7)				Grupo 3 (n=5)			
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Temperatura in loco (°C)	12	12	20,66	20,60	18,80	22,20	20,93	20,60	20,50	21,70	19,85	19,85	18,80	20,90	20,98	21,00	19,70	22,20
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	20	20	29,65	21,10	4,30	124,00	51,46	50,50	46,00	61,50	14,82	11,70	4,30	27,10	11,45	10,83	5,90	20,10
pH in loco	16	16	6,36	6,21	5,28	7,97	7,35	7,46	6,50	7,97	5,97	5,86	5,28	6,50	5,83	5,85	5,30	6,30
PH Lab	12	12	6,20	5,90	5,20	8,10				7,57	6,61	6,39	5,56	8,10	5,65	5,60	5,20	6,33
Eh in loco (mV)	12	12	312,92	342,00	139,00	447,00	192,00	176,00	139,00	261,00	397,50	397,50	348,00	447,00	387,75	380,50	355,00	435,00
Turbidez (NTU)	12	5	1,64	1,00	0,60	4,00	0,73	0,60	0,60	1,00								4,00
Resíduo total (mg/l)	12	12	34,18	26,00	14,00	84,40	46,93	44,80	38,00	58,00	18,50	18,50	14,00	23,00	24,00	22,00	15,00	37,00
Resíduo suspenso (mg/L)	12	5	5,24	2,00	1,00	17,20				17,20			1,00	2,67	2,00	1,00	5,00	
Resíduo dissolvido (mg/L)	17	17	25,93	22,00	8,00	56,00	41,60	48,00	20,80	56,00	24,00	22,00	14,00	53,00	19,20	17,00	8,00	35,00
Acidez carbônica (em CaCO <sub>3</sub> ) (mg/L)	8	8	13,01	12,35	3,30	30,00					13,85	13,85	13,10	14,60	14,50	12,35	3,30	30,00
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> ) (mg/L)	20	20	17,66	15,05	0,10	45,00	32,26	28,10	25,50	45,00	12,86	14,40	0,10	22,60	8,34	5,60	3,90	22,60
HCO <sub>3</sub> - (mg/L)	20	20	15,76	10,98	4,64	37,82	34,40	34,16	31,72	37,82	10,96	10,98	6,95	17,08	7,00	6,22	4,64	10,98
Cloretos (mg/L)	20	12	2,30	1,35	0,20	9,00	3,40	3,40	1,90	4,90	1,43	0,95	0,20	4,20	1,35	1,35	1,30	1,40
Sulfatos (mg/L)	18	5	3,28	1,00	1,00	12,40				1,00			1,00					
Nitrogênio nitroso (mg/L)	20	0																
Nitrogênio nítrico (mg/L)	20	14	1,06	0,16	0,05	6,60	0,62	0,16	0,05	2,11	0,69	0,08	0,05	1,90	0,65	0,10	0,10	1,76
Fósforo ( P mg/L)	12	4	0,06		0,03	0,10	0,04	0,04	0,03	0,06								
Fluoreto (mg/L)	18	0																
Cálcio (mg/L)	20	20	3,68	2,50	0,29	12,95	6,59	6,03	4,96	9,00	2,47	2,40	0,30	3,98	1,15	0,95	0,29	2,40
Magnésio (mg/L)	20	20	2,22	2,00	0,08	6,75	3,46	3,20	2,84	4,50	2,11	2,00	0,50	4,46	1,01	0,32	0,12	4,00
Sódio (mg/L)	20	18	1,35	0,33	0,09	15,90	0,45	0,52	0,26	0,56	0,41	0,39	0,09	0,70	0,24	0,17	0,11	0,51
Potássio (mg/L)	20	16	0,77	0,17	0,07	8,74	0,33	0,33	0,16	0,50	0,28	0,17	0,08	0,50	0,11	0,11	0,07	0,16
Ferro ferroso (mg/L)	20	8	0,22	0,16	0,04	0,67	0,14	0,14	0,13	0,14	0,29	0,22	0,14	0,67				0,04
Ferro Férrico mg/L	10	10	0,18	0,07	0,01	0,66	0,37	0,37	0,08	0,66	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,07	0,01	0,20
Ferro Total (mg/L)	16	13	0,19	0,14	0,01	0,79	0,40	0,37	0,08	0,79	0,12	0,14	0,01	0,22	0,11	0,07	0,01	0,24
Alumínio Total (mg/L)	12	3	0,11	0,13	0,05	0,15				0,13								0,15
Cobre Total (mg/L)	12	0																
Chumbo Total (mg/L)	12	0																
Zinco Total (mg/L)	12	9	0,10	0,01	0,01	0,79	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,20	0,01	0,01	0,79
Manganês Total (mg/L)	20	7	0,14	0,08	0,01	0,60	0,10	0,09	0,05	0,15	0,34	0,34	0,08	0,60	0,01	0,01	0,01	0,01
Níquel Total (mg/L)	12	3	0,02	0,02	0,02	0,03											0,02	0,03
Bário Total (mg/L)	12	7	0,03	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01			0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	
Sílica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	14	13	4,95	4,71	0,62	12,20	5,88	5,01	1,28	12,20	7,58	7,35	6,20	9,20	3,45	3,18	0,62	6,80

LD - Limite de detecção.

Os Grupos 1 e 2 abrangem águas alta e medianamente mineralizadas, com pH e condutividade elétrica médios, respectivamente, de 7,47 e 7,62 e de 167,0 e 97,1  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Provavelmente, associam-se às rochas carbonatadas, de ocorrência comum no grupo Nova Lima. O Grupo 3 é formado por águas com baixos valores em sólidos dissolvidos e caracterizado por pH ácido (média de 6,06) e condutividade elétrica média de 31,6  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Cloretos e sulfatos ocorrem em baixas concentrações (médias de 2,6 e 2,9 mg/L), mas localmente podem atingir valores acima de 6,0 mg/L. O ferro está quase sempre presente sendo que, em mais de 50% das amostras em que foi determinado, encontra-se acima do limite de potabilidade (média de 1,06 e mediana de 0,2 mg/L). A correlação encontrada para os íons cálcio e fósforo pode ser um indicativo da presença de fosfatos de cálcio nas rochas como, por exemplo, apatitas. Os demais resultados estatísticos para os constituintes químicos encontram-se na TAB. 7.28.



**Figura 7.19** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos em xistos em grupos com características químicas semelhantes.

### 7.6.6 Aquíferos em formações ferríferas

Trata-se dos aquíferos associados às formações ferríferas bandadas do tipo algoma que ocorrem intercaladas às rochas do Grupo Nova Lima. São constituídos por quartzo, carbonatos de ferro (siderita e ankerita), dolomita e sulfetos, em especial pirita, arsenopirita e pirrotita. Apresentam bom potencial hidrogeológico. Entretanto, há o risco de produção de águas ácidas em consequência da oxidação dos sulfetos.

Não existem pontos d'água relacionados a esses aquíferos na área de pesquisa e portanto, a caracterização será feita a partir dos dados apresentados por Beato e Bertachinni (2005). São águas com grande variabilidade química, apresentando condutividades entre 1,6 a 1037  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,

com mediana de 97,4  $\mu\text{S/cm}$ , e pH entre 2,97 a 7,81, com mediana de 6,6. Os pontos com condutividade elétrica superior a 100  $\mu\text{S/cm}$  referem-se principalmente a galerias de prospecção mineral com drenagem ácida.

Predominam os tipos bicarbonatadas cálcicas-magnesianas e sulfatadas cálcicas-magnesianas (nas galerias com drenagem ácida). Ferro e manganês ocorrem sempre em teores acima do limite de potabilidade, com máximos de 91,4 e 13,8 mg/L, respectivamente. Outros metais pesados de ocorrência registrada são: arsênio (máximo de 0,15 mg/L), chumbo (máximo de 0,08 mg/L), alumínio (2,49 mg/L) e cádmio (máximo de 0,021 mg/L).

**Tabela 7.28** - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos em Xistos.

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=12)				Grupo 1 (n=4) Média*	Grupo 2 (n=3) Média *	Grupo 3 (n=5) Média*
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo			
Temperatura in loco (°C)	10	10	21,01	21,45	15,00	25,10	22,30	22,37	19,68
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	12	12	93,10	90,10	9,90	192,10	167,03	97,07	31,58
pH in loco	12	12	6,92	7,13	5,42	8,33	7,47	7,62	6,06
PH Lab	3	3	6,36	6,30	5,78	7,01			6,36
Eh in loco (mV)	10	10	262,80	263,00	21,00	478,00	238,00	196,00	312,80
Turbidez (NTU)	8	5	2,08	0,70	0,20	8,00	8,00	0,45	0,75
Resíduo total (mg/l)	8	8	76,23	62,40	18,00	181,00	144,50	69,73	37,20
Resíduo suspenso (mg/L)	8	1	70,80	70,80	70,80	70,80	70,80		
Resíduo dissolvido (mg/L)	4	4	85,80	107,50	18,00	110,20	108,40		18,00
Acidez carbônica (mg/L em CaCO <sub>3</sub> )	1	1				18,60			18,60
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> , mg/L)	10	10	58,23	54,05	10,20	113,00	90,23	53,33	20,47
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	12	12	58,59	57,34	1,79	128,10	110,41	60,19	16,17
Cloretos (mg/L)	12	7	2,66	2,90	0,50	6,20	2,50	3,60	1,96
Sulfatos (mg/L)	12	6	2,95	1,74	0,89	7,60	1,49	4,70	4,25
Nitrogênio nitroso (mg/L)	12	0							
Nitrogênio nítrico (mg/L)	12	6	0,15	0,10	0,05	0,40	0,10	0,08	0,40
Fósforo ( P mg/L)	10	8	0,05	0,06	0,02	0,07	0,07	0,05	0,04
Fluoreto (mg/L)	12	0							
Cálcio (mg/L)	12	12	9,62	7,52	0,80	26,60	20,13	6,36	3,17
Magnésio (mg/L)	12	11	6,45	8,50	1,04	12,00	8,97	9,10	1,94
Sódio (mg/L)	12	10	1,47	0,58	0,13	5,30	1,87	2,21	0,70
Potássio (mg/L)	12	6	0,41	0,49	0,03	0,61	0,57		0,25
Ferro ferroso (mg/L)	12	3	0,55	0,42	0,29	0,94	0,68		0,29
Ferro Férrico (mg/L)	5	5	1,06	0,20	0,02	3,91	1,10	0,20	1,33
Ferro Total (mg/L)	8	5	1,06	0,20	0,02	3,91	1,10	0,20	1,33
Alumínio Total (mg/L)	8	1				0,21	0,21		
Cobre Total (mg/L)	8	0							
Chumbo Total (mg/L)	8	1				0,03		0,03	
Zinco Total (mg/L)	8	7	0,22	0,10	0,00	1,12	0,64	0,08	0,04
Manganês Total (mg/L)	10	2			0,03	0,23		0,03	0,23
Níquel Total (mg/L)	8	1				0,02			0,02
Bário Total (mg/L)	8	1				0,05			0,05
Sílica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	8	8	10,93	8,60	2,58	23,80	21,55	9,93	4,84

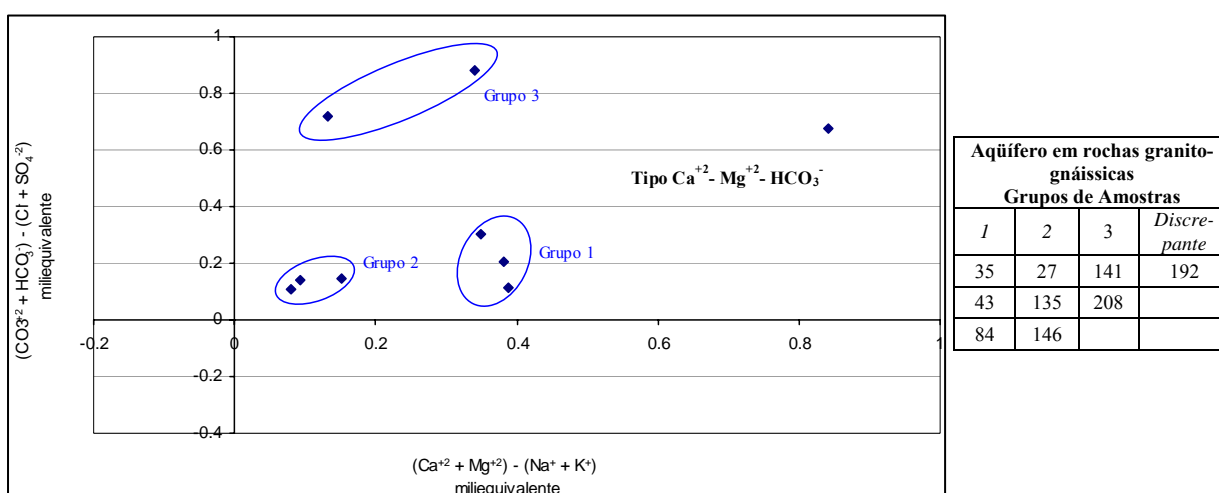
LD - Limite de detecção; \* - No caso de apenas um resultado acima do limite de detecção, representa o valor encontrado.

### 7.6.7 Aquíferos em rochas granito-gnáissicas

São representados por um número reduzido de amostras coletadas na extremidade ocidental da área (Figura 7.13). Apresentam uma ampla variedade química que decorrem das diferenças de teores entre cálcio, magnésio, sódio e cloretos (Figura. 7.14 e Figura 7.20).

Como apresentado por Beato e Bertachinni (2005), amostras com condutividade elétrica acima de 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (pontos 141 e 192) relacionam-se com freqüência a poços tubulares com problemas construtivos. Esse fato pode ser comprovado para o ponto 141 em virtude do valor bastante elevado em turbidez (15 NTU).

Há grande dificuldade em se estabelecer um padrão químico para as águas desse aquífero devido aos seguintes aspectos: i) existência de vários tipos litológicos; ii) captações feitas tanto em profundidade, envolvendo rocha sã, como superficiais em saprolitos; iii) expressiva ocupação urbana dos terrenos rebaixados que pode ocasionar alterações na composição das águas.



**Figura 7.20** - Diagrama adaptado de Chadha (1999) e a separação das amostras dos aquíferos em xistos em grupos com características químicas semelhantes.

Em termos gerais prevalecem águas bicarbonatadas cálcicas-magnesianas, por vezes, com concentrações elevadas em sódio (máximo de 6,8 mg/L) e cloreto (máximo de 7,1 mg/L). Mostram-se ligeiramente ácidas (mediana do pH de 6,23) e pouco mineralizadas (condutividade elétrica mediana de 38,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). O ferro ocorre comumente acima do limite permitido, com mediana de 0,5 mg/L. Destacam-se as correlações expressivas (coeficiente igual ou superior a 0,78) entre condutividade elétrica e bicarbonato, dureza total, cálcio e sódio (APÊNDICE Mf). A TAB. 7.29 integra os resultados estatísticos dos constituintes químicos analisados.

**Tabela 7.29 - Dados estatísticos de parâmetros físico-químicos para os Aquíferos em rochas Granito-Gnáissicas.**

Parâmetros	Número de medidas	Valores >LD	Geral (n=9)				Grupo 1 (n=3)	Grupo 2 (n=3)	Grupo 3 (n=2)
			Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Média	Média	Média
Temperatura in loco (°C)	5	5	23,18	23,50	21,90	24,20	21,90	22,60	23,60
Cond. Elétrica in loco (mS/cm)	8	8	55,81	38,55	6,70	135,00	31,40	13,85	94,80
pH in loco	5	5	6,48	6,23	5,50	7,62	7,62	5,50	6,53
PH Lab	4	4	7,05	7,05	6,93	7,15	7,04	7,06	
Eh in loco (mV)	5	5	252,80	266,00	143,00	312,00	264,00	312,00	204,50
Turbidez (NTU)	6	5	3,70	0,60	0,20	15,00	0,60	1,35	15,00
Resíduo total (mg/l)	6	5	74,10	89,20	35,20	107,00	35,20	45,90	98,10
Resíduo suspenso (mg/L)	5	1				21,60			21,60
Resíduo dissolvido (mg/L)	4	4	41,35	36,00	8,00	85,40	36,00	8,00	85,40
Acidez carbônica (mg/L em CaCO <sub>3</sub> )	0	0							
Dureza total (em CaCO <sub>3</sub> , mg/L)	9	9	22,47	20,60	6,10	52,80	20,97	11,40	26,15
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	9	9	27,25	19,52	7,32	56,12	17,89	13,01	50,63
Cloretos (mg/L)	9	4	3,83	3,35	1,50	7,10	7,10	1,95	
Sulfatos (mg/L)	9	4	1,57	1,60	1,06	2,03	1,20	2,00	1,06
Nitrogênio nitroso (mg/L)	9	1				0,002		0,002	
Nitrogênio nítrico (mg/L)	9	3	1,03	0,52	0,23	2,35	2,35	0,52	
Fósforo (P mg/L)	5	4	0,06	0,06	0,01	0,10	0,01		0,08
Fluoreto (mg/L)	8	1				0,11			0,11
Cálcio (mg/L)	9	9	5,53	4,80	0,80	12,40	5,13	2,58	7,13
Magnésio (mg/L)	9	8	2,37	1,71	1,00	5,29	2,96	1,22	2,03
Sódio (mg/L)	8	7	2,88	1,93	0,77	6,80	1,40	0,97	5,58
Potássio (mg/L)	8	6	1,00	0,92	0,37	2,16	0,63	0,37	1,69
Ferro ferroso (mg/L)	9	2			0,02	0,10	0,02	0,10	
Ferro Férrico (mg/L)	5	5	1,16	0,53	0,05	4,33	0,43	0,32	4,33
Ferro Total (mg/L)	9	5	1,19	0,53	0,05	4,33	0,44	0,37	4,33
Alumínio Total (mg/L)	5	1				0,26			0,26
Cobre Total (mg/L)	5	0							
Chumbo Total (mg/L)	5	0							
Zinco Total (mg/L)	5	3	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01		0,02
Manganês Total (mg/L)	9	3	0,13	0,10	0,09	0,21	0,21	0,10	0,09
Níquel Total (mg/L)	5	0							
Bário Total (mg/L)	5	3	0,04	0,03	0,03	0,05			0,04
Sílica (mg/L SiO <sub>2</sub> )	8	8	12,50	7,46	0,52	32,80	5,33	1,76	30,85

LD - Limite de detecção; \* - No caso de apenas um resultado acima do limite de detecção, representa o valor encontrado.

### 7.6.8 Unidade confinante Batatal

Apresenta na área de pesquisa apenas um ponto de descarga importante (P77) que se localiza na faixa tectônica Tamanduá-Mutuca e se relaciona a filito sulfetado.

São águas de característica química bastante peculiar marcada por caráter redutor (Eh de -23 mV), altas concentrações em ferro dissolvido (2,4 mg/L) e manganês (0,3 mg/L), turbidez elevada (29,0 NTU) e acentuada mineralização (condutividade elétrica de 157 µS/cm). Em termos de metais pesados foram determinados zinco (0,02 mg/L) e níquel (0,02 mg/L). Classificam-se como bicarbonatadas cálcicas-magnesianas.

### 7.6.9 Discussão dos Resultados

A análise hidroquímica efetuada envolveu a classificação e tratamento das análises com base em diagramas hidroquímicos e procedimentos estatísticos que permitiram identificar grupos composicionais distintos para cada unidade hidrogeológica como também inferências quanto às alterações promovidas por atividades antrópicas. Para os aquíferos que não são o foco da pesquisa, em especial aqueles relacionados aos xistos e rochas granito-gnáissicas, a caracterização deve ser compreendida apenas como de caráter preliminar dado o pequeno número de amostras disponíveis.

De modo geral, as águas do aquífero Cauê possuem baixa mineralização e pH ácido com valores respectivos da mediana equivalentes a 10,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 5,93. Grande parte dos pontos de descarga e exploração inseridos nesse aquífero são bastante semelhantes em termos hidroquímicos e revelam a percolação subterrânea em itabiritos essencialmente silicosos. Amostras com maior proporção em cálcio, magnésio e bicarbonatos podem indicar o escoamento em fácies carbonáticas ou a mistura de águas com o aquífero Gandarela. Entretanto, é importante ressaltar que a concentração desses íons nestas amostras é, no mínimo, três vezes inferior à média observada para o aquífero Gandarela. Deste modo, pode-se concluir que mesmo existindo a conexão hidráulica entre os dois aquíferos, a diluição por águas do Cauê é geralmente expressiva.

A composição do aquífero Cauê pode refletir em alguns casos, as características químicas das águas das coberturas inconsolidadas como, por exemplo, concentrações elevadas em cloreto evidenciando para alguns pontos de descarga tempos de trânsito relativamente curtos.

As águas do aquífero Gandarela exibem assinatura química bastante característica, expressa por caráter alcalino (pH mediano de 7,62), alta condutividade elétrica (mediana de 101,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e predominância dos íons bicarbonato, cálcio e magnésio.

Os aquíferos inconsolidados mostram grande variabilidade química decorrente da diversidade litológica, da natureza do substrato e das interferências antrópicas. Entretanto, têm como padrão químico a presença constante de sódio e cloreto, ainda que em concentrações comumente inferiores ao cálcio e magnésio.

Não se identificou diferenças químicas expressivas para as águas das unidades que compõem o aquífero quartzítico. São em geral de caráter neutro (pH mediano de 6,68) e medianamente mineralizadas (condutividade elétrica mediana de 39,9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Amostras contendo maior concentração em sólidos dissolvidos restringem-se ao aquífero Taboões e podem refletir alguma contribuição da unidade adjacente (Fecho do Funil).

A composição das águas do aquífero em xistos reproduz a variabilidade litológica dos grupos Nova Lima e Sabará. Grande heterogeneidade química é também verificada para as amostras provenientes do aquífero em rochas granito-gnáissicas.

O único ponto de descarga expressivo identificado para a unidade confinante Batatal exibe caráter redutor, elevada mineralização e conteúdo significativo em metais dissolvidos.

Evidências de alterações provocadas por atividades antrópicas foram ocasionalmente verificadas, especialmente quanto à presença de nitratos em concentrações anômalas, mas quase sempre dentro do limite de potabilidade.

## **7.7 Estudos Isotópicos**

A análise e interpretação do conteúdo de isótopos ambientais na água subterrânea representam uma contribuição importante nas investigações hidrogeológicas, pois fornecem indicativos a respeito de sua origem e idade. Processos meteóricos promovem alterações na composição em isótopos estáveis da água que se refletem em uma assinatura isotópica característica para a zona de recarga. Por outro lado, o decaimento dos radioisótopos proporciona uma estimativa do tempo de residência e conseqüentemente da taxa de renovação. O emprego dos dados isotópicos, em conjunto com parâmetros hidroquímicos, resulta em informações mais aprimoradas envolvendo a evolução geoquímica e a interação rocha-água.

A propriedade que torna o hidrogênio, o carbono, o oxigênio, o nitrogênio e o enxofre bons traçadores para a água refere-se à grande diferença de massa entre os respectivos isótopos, fato que permite a mensuração do fracionamento resultante de processos físicos e químicos. O processo de fracionamento tem como efeito a geração de uma composição isotópica particular (razão dos isótopos leves e pesados) que pode ser usada para avaliar o ambiente de origem da água. Como exemplo, pode-se citar a movimentação de massas de ar da costa para o continente (efeito continental) ou de áreas rebaixadas para regiões elevadas (efeito de altitude) que conduzem à diminuição no conteúdo do isótopo pesado ( $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$ ) nas chuvas.

O radioisótopo freqüentemente usado para datação de águas recentes (com tempo de trânsito de até 500 anos) corresponde ao trítio ( $^3\text{H}$  ou T), visto ser este parte da molécula de água e não sofrer alterações no aquífero. É produzido naturalmente por radiação cósmica. Entretanto, uma carga adicional foi introduzida na atmosfera pela atividade humana, a partir dos testes termonucleares realizados entre 1951 e 1980. Por apresentar meia-vida de 12,43 anos, concentrações muito baixas de trítio são relacionadas a infiltrações ocorridas antes de 1953, enquanto que a presença desse isótopo é associada à recarga após esta data.

O emprego dos isótopos ambientais na hidrogeologia é propiciado pela natureza conservativa da composição isotópica da água subterrânea ao longo de sua trajetória, desde a zona de recarga ao ponto de descarga.

O estudo isotópico realizado na área de pesquisa envolveu a análise de  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^3\text{H}$  em trinta nove pontos selecionados, sendo dois corpos d'água (lagoas), um poço escavado, oito poços tubulares e vinte oito surgências, naturais ou construídas (em galerias). O processo de seleção dos pontos priorizou os pontos de descarga dos aquíferos Cauê e Gandarela, tendo sido coletadas algumas amostras associadas à cobertura detrítica bem como em lagoas, para balizamento dos dados, detecção de mistura e elaboração das curvas de análise para os isótopos estáveis.

As análises foram realizadas pelos seguintes laboratórios: Laboratório de Ecologia Isotópica CENA/USP ( $^{18}\text{O}$  e  $^{13}\text{C}$ ); Laboratório de Isótopos Estáveis – LIE/USP ( $^2\text{H}$ ); e Laboratório de Trítio Ambiental/CDTN.

## 7.7.1 Isótopos Ambientais

### 7.7.1.1 Oxigênio-18 ( $^{18}\text{O}$ ) e Deutério ( $^2\text{H}$ )

As concentrações isotópicas de  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$  são expressas como a diferença entre a razão ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ou  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ) da amostra e de uma referência, dividida pela razão da referência, e multiplicada por mil (notação  $\delta$  por ‰, equações 7.13 e 7.14). A referência padrão, preparada pela Agência Internacional de Energia Atômica, é identificada como VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

$$\delta^{18}\text{O}_{amostra} = \frac{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{amostra} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{referência}]}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{referência}} * 1000\text{‰ VSMOW} \quad (7.13)$$

$$\delta^2\text{H}_{amostra} = \frac{[(^2\text{H}/^1\text{H})_{amostra} - (^2\text{H}/^1\text{H})_{referência}]}{(^2\text{H}/^1\text{H})_{referência}} * 1000\text{‰ VSMOW} \quad (7.14)$$

As concentrações de  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$  são fracionadas em cada etapa do ciclo hidrológico. Todavia, esses isótopos exibem um comportamento previsível em uma escala global, como demonstrado por Craig (1961, *apud* CLARK e FRITZ, 1997). Este pesquisador descobriu que as águas isotopicamente empobrecidas estavam relacionadas às regiões frias, enquanto que as enriquecidas, às regiões quentes, havendo uma relação linear entre os isótopos de oxigênio e hidrogênio (linha meteórica global). A reta mundial possui a seguinte expressão:



$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10 \quad (7.15)$$

Onde:

Fator 10 - representa o excesso de deutério ( $\Delta D$ ).

O coeficiente angular (8) identifica a ocorrência de evaporação antes da infiltração. Águas que foram submetidas à evaporação possuem coeficiente angular menor que 8.

O fracionamento isotópico é geralmente analisado considerando as condições de equilíbrio para o cálculo e a medida experimental da razão isotópica ( $\alpha$ ) entre o produto e o reagente. Um exemplo de reação em equilíbrio é o enriquecimento dos isótopos pesados ( $^{18}O$  e  $^2H$ ), na fase líquida, e a concentração de isótopos leves ( $^{16}O$  e  $^1H$ ), na fase vapor, durante o processo de condensação.

Mecanismos ligados à temperatura influenciam o processo de precipitação meteórica e, conseqüentemente, a característica isotópica da água na recarga. Referem-se ao movimento de massas de ar sobre os continentes e aos efeitos sazonais. As alterações promovidas por esses mecanismos incluem os seguintes efeitos (CLARK e FRITZ, 1997):

- 1) *Efeito da latitude*: Depleção do oxigênio-18 com o aumento da latitude;
- 2) *Efeito continental*: Precipitações na costa são isotopicamente mais enriquecidas que aquelas no interior do continente;
- 3) *Efeito da altitude*: Empobrecimento em oxigênio 18 a uma taxa variável de -0,15 a -0,5% a cada 100 m de incremento na altitude, com correspondente decréscimo de -1 a -4% para deutério;
- 4) *Efeito sazonal*: Grandes extremos sazonais de temperatura geram significativas variações na composição isotópica.

Para grande parte das águas subterrâneas, a composição isotópica é igual à média anual ponderada da precipitação. Entretanto, alguns processos, em especial a evaporação, podem modificá-la.

A interpretação dos dados é feita, basicamente, utilizando-se as relações das concentrações de  $^{18}O$  e  $^2H$  (equação 7.15), representada em um diagrama que deve conter, ainda, o traço da reta meteórica global (ou local, caso exista). As amostras coletadas em pontos, em que se tem prévio conhecimento da atuação de processos de evaporação (lagoas, reservatórios, poços escavados etc.), irão definir a linha de evaporação para a área.

Desta forma, são avaliadas as amostras que têm composição semelhantes às das águas da precipitação (infiltração rápida) ou sofreram evaporação antes de se infiltrarem, ou seja, aquelas que se encontram, respectivamente, junto à linha global ou à linha de evaporação. Dispersões da linha meteórica devem ser analisadas com base nos mecanismos que promovem alterações (e.g. altitude, latitude, efeitos continentais e sazonais).

#### 7.7.1.2 Carbono - 13

O carbono-13 é um traçador das fontes de carbono e de reações de interação entre espécies orgânicas e inorgânicas sendo bastante útil na avaliação do processo de evolução da água subterrânea. O padrão usado para apresentação de sua concentração ( $\delta^{13}\text{C}$ ) é o VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) definido pela Agência Internacional de Energia Nuclear.

A evolução do carbono inorgânico dissolvido (DIC) e do  $\delta^{13}\text{C}$  inicia-se com o  $\text{CO}_2$  atmosférico, que possui cerca de -7‰VPDB, sendo fracionado pela atividade de fotossíntese das plantas e empobrecido para um valor médio de -27‰, referente à maioria da vegetação em climas temperados ou florestas tropicais, e de -12,5‰ em vegetações rasteiras tropicais ou temperadas (CLARK e FRITZ, 1997). Bactérias aeróbicas no solo produzem  $\text{CO}_2$  com quase a mesma quantidade de  $\delta^{13}\text{C}$  da vegetação. Entretanto, ocorre um fracionamento por difusão que eleva  $\delta^{13}\text{C}$  para -23‰ e -9‰ para os dois tipos de cobertura vegetal, respectivamente, vegetação em climas temperados ou florestas tropicais e vegetação rasteira.

A água que infiltra no solo dissolve o  $\text{CO}_{2\text{gas}}$  produzindo  $\text{HCO}_3^-$  (bicarbonato) e  $\text{CO}_3^{2-}$  (carbonato) cuja distribuição e concentração são dependentes do pH. O carbono inorgânico dissolvido (DIC) e  $\delta^{13}\text{C}$  evoluem na água subterrânea a partir do perfil de intemperismo do solo com grau variável de acordo com a composição, se carbonática ou silicatada. No primeiro caso, a dissolução de calcita e dolomita proporciona uma fonte adicional de carbono (DIC) enriquecido, aumentando o valor de  $\delta^{13}\text{C}$ . Em ambientes silicáticos, todavia, a evolução é pequena, mantendo o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  próximo ao do solo.

A interpretação dos dados é feita, em linhas gerais, procurando-se estabelecer a evolução das concentrações de  $^{13}\text{C}$  da água meteórica a partir da infiltração no solo (atividades bacterianas e de fotossíntese) e da interação com o meio rochoso. A determinação de  $\delta^{13}\text{C}$  em lagos ou reservatórios e em poços rasos permite estimar, respectivamente, as concentrações nas águas de chuva e no solo. Por meio desses valores pode-se avaliar os processos de evolução da água subterrânea ao percolar diferentes tipos de rochas.

### 7.7.1.3 Trítio

As concentrações naturais de trítio na precipitação são muito baixas e representam um equilíbrio secular entre a produção e a combinação de decaimento na atmosfera e perda para hidrosfera e oceanos (CLARK e FRITZ, 1997). A determinação dos valores de trítio iniciou-se principalmente após 1951 quando começaram a serem feitos testes termonucleares que promoveram aumento de várias ordens de magnitude em  $^3\text{H}$ . Esses testes criaram um reservatório de trítio na estratosfera que contaminou o sistema global de precipitação por mais de quatro décadas.

As concentrações de trítio começaram a decrescer a partir da década de 60 sendo que atualmente estão se aproximando daquelas do período pré-testes nucleares.

Como a meia vida do trítio é relativamente curta (12,43 anos), o uso do isótopo aplica-se melhor para a datação de águas modernas, de algumas poucas décadas. As concentrações em trítio são expressas em termos absolutos, como unidade de trítio (UT), não sendo adotado nenhum padrão de referência. Uma UT corresponde a um átomo de  $^3\text{H}$  por  $10^{18}$  átomos de hidrogênio (CLARK e FRITZ, 1997).

A datação da água baseia-se na premissa de que a concentração de entrada de trítio é conhecida e que o valor medido, ou seja, o residual é o resultado apenas do decaimento. O tempo de residência é, comumente, calculado por meio de dois métodos: fluxo em pistão e fluxo exponencial.

O modelo de fluxo em pistão estabelece que a parcela de água que entra no aquífero, em um evento de recarga, não se mistura tendo preservada sua identidade original (KINZELBACH *et al.*, 2002). A recarga é, portanto, estimada a partir da intercepção de linhas de decaimento, geradas com a concentração de trítio da água subterrânea, nas curvas de  $^3\text{H}$  para a precipitação. Como ressaltado por Clark e Fritz (1997) esse modelo constitui uma grande simplificação do sistema natural ao assumir que apenas um ano de precipitação contribui para o valor de  $^3\text{H}$  encontrado na água subterrânea. A solução da função de distribuição do tempo de residência é (ZUBER e MALOSZEWSKI, 2000):

$$C_s(t) = C_0 e^{-\lambda t} \quad (7.16)$$

Onde:

$C_s(t)$  = concentração no tempo  $t$  em que foi realizada a análise;

$C_0$  = concentração inicial;

$\lambda$  = termo de decaimento, equivalente a  $\ln 2/12,43$  (meia vida do  $^3\text{H}$ ), em [1/ano];

$t$  = período de tempo, em [ano], entre o ano hidrológico de determinação do trítio na água subterrânea e o ano em que a concentração inicial na precipitação está sendo considerada.

O modelo exponencial é mais realístico, pois leva em conta tanto a mistura de águas quanto o decaimento do trítio. Esse modelo assume que cada componente de água subterrânea ao longo do sistema de fluxo recebeu a mesma contribuição ponderada da precipitação, na zona de recarga, ao longo de vários anos. O cálculo de tempo de residência, considerando a entrada e a mistura de  $^3\text{H}$  em múltiplos anos, é feito a partir de (CLARK e FRITZ, 1997): i) contribuição ponderada de  $^3\text{H}$  para cada ano; e ii) correção do decaimento da parcela de cada ano durante o armazenamento na zona de recarga. A equação para esse modelo é dependente do tempo de residência ( $\tau$ ) da água subterrânea (KINZELBACH *et al.*, 2002):

$$C_s(t) = \sum_{t'=-\infty}^{t-1} C_0(t') \frac{1}{\tau} * \frac{1}{\frac{1}{\tau} + \lambda} \left\{ \text{Exp} \left[ - \left( \frac{1}{\tau} + \lambda \right) * (t - t') \right] \right\}_{t'}^{t'+1} \quad (7.17)$$

Onde:

$C_s(t)$  = concentração no tempo  $t$  em que foi realizada a análise;

$C_0$  = concentração inicial;

$\lambda$  = termo de decaimento, equivalente a  $\ln 2/12,43$  (meia vida do  $^3\text{H}$ ); em [1/ano];

$\tau$  = tempo de residência da água subterrânea, em [ano];

$(t-t')$  = tempo transcorrido desde o ano a que se refere  $C_0$  até o momento de coleta da amostra;

A equação 7.17 pode ser resolvida iterativamente para valores de  $\tau$ .

A interpretação dos resultados analíticos deve ser feita utilizando-se as equações dos modelos de pistão e exponencial e os valores estimados de trítio na precipitação da área, considerando, preferencialmente, uma série histórica que vai desde o início das determinações de trítio (em torno de 1950) até o ano hidrológico da análise de trítio na água subterrânea. A estimativa das concentrações em  $^3\text{H}$  nas precipitações é feita a partir das estações de medidas mais próximas, sendo que para o período anterior a 1958 (início do monitoramento no Brasil) podem ser adotados, após procedimentos de adaptação, valores de estações no hemisfério norte. Os tempos de residência para a água subterrânea são obtidos por meio dos gráficos gerados nos dois métodos. Ressalta-se que para o método de pistão, distintos tempos de residência podem ser relacionados a uma mesma concentração de trítio.

## 7.7.2 Resultados Obtidos

### 7.7.2.1 Trítio

A interpretação dos valores obtidos de trítio exige o conhecimento de suas concentrações nas precipitações locais. Visto que não existe monitoramento dos valores de  $^3\text{H}$  em chuvas da região foi feita a estimativa a partir de estações no Brasil e de uma estação na Nova Zelândia (Kaitoke) que possui série histórica de longo período. As estações brasileiras foram desativadas no final da década de 70 e início de 80 e os registros não ultrapassam 20 (vinte) anos. As estações mais próximas localizam-se em Brasília e no Rio de Janeiro, entretanto, ambas possuem apenas 12 anos de monitoramento (1965-1976). A estação de série mais extensa corresponde à de Porto Alegre, com dados entre 1958-1959 e 1965-1983. As concentrações de trítio para as estações mencionadas foram obtidas do banco de dados do programa GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) da Agência Internacional de Energia Nuclear (IAEA, 2007). Os resultados das estimativas das concentrações de  $^3\text{H}$  para as precipitações na área, e as etapas de cálculo, encontram-se na TAB. 7.30.

Deste modo, adotando-se a estação de Brasília como a estação base para os cálculos pelo fato de se localizar no interior do continente, tal como a área de pesquisa, foram determinados os fatores que relacionam os valores de trítio para esta estação e para as respectivas estações do Rio de Janeiro (1,168), Porto Alegre (1,123) e Kaitoke (1,27). Para o período anterior a 1958 foram adotados valores do hemisfério norte, com fator de correção de 0,14. Os fatores foram obtidos dividindo-se as concentrações médias anuais ponderadas da estação de Brasília pelos respectivos valores das demais estações e então, calculado o valor médio. Na TAB. 7.30 os valores originais das estações mencionadas são apresentados nas primeiras quatro colunas.

Mantendo-se as concentrações de trítio existentes para a estação de Brasília (período de 1965 a 1976), foram feitas as estimativas para os intervalos de 1958 a 1959 e 1977 a 1983 adotando-se os valores da estação de Porto Alegre multiplicados pelo fator médio de relação com a estação de Brasília (coluna Brasília 1 na Tabela 7.30). Os valores para os intervalos de 1960 a 1964 e de 1984 a 1987 foram obtidos utilizando-se os dados da estação de Kaitoke, corrigidos pelo fator de 1,27 (coluna Brasília 2 na Tabela 7.30). Para o período entre 1953 e 1957 foi preciso utilizar valores extraídos do modelo de distribuição válido para o Hemisfério Norte, ajustados pelo fator de 0,14 (coluna Brasília 3 na Tabela 7.30).

Calculadas as concentrações de trítio na estação de Brasília para o período de 1953 a 1987 foi empregado o fator de relação (1,168) para determinação dos valores desse isótopo para a estação do Rio de Janeiro, considerando o mesmo intervalo de tempo, mas preservando as medidas existentes (coluna Rio de Janeiro1 na Tabela 7.30).

Os valores relativos à área de pesquisa resultaram da interpolação linear simples entre aqueles das estações de Brasília e do Rio de Janeiro (coluna valores estimados para as precipitações na área, na Tabela 7.30). A equação de interpolação foi obtida por meio das distâncias entre a área de estudo e as estações de tal modo que:

$$T_{\text{área}} = 0,70T_{RJ} + 0,30T_{BSB} \quad (7.18)$$

Onde:

$T_{\text{área}}$  = concentração de trítio nas precipitações da área de estudo, em [UT];

$T_{RJ}$  = concentração de trítio nas precipitações da estação do Rio de Janeiro, em [UT];

$T_{BSB}$  = concentração de trítio nas precipitações da estação de Brasília, em [UT];

As concentrações referentes ao período posterior a 1987, ou seja, de 1987 a 2005, foram obtidas aplicando-se a equação exponencial de decréscimo de  $^3\text{H}$  obtida para o período de 1982 a 1987 (Equação 7.19) de modo que o valor final em 2005 (ano hidrológico de coleta da amostra) fosse equivalente a 1.9, referente à concentração de  $^3\text{H}$  encontrada para a lagoa Grande (ou dos Ingleses). A equação exponencial adotada é a seguinte:

$$T = 6,47e^{-0,084t} \quad (7.19)$$

Onde:

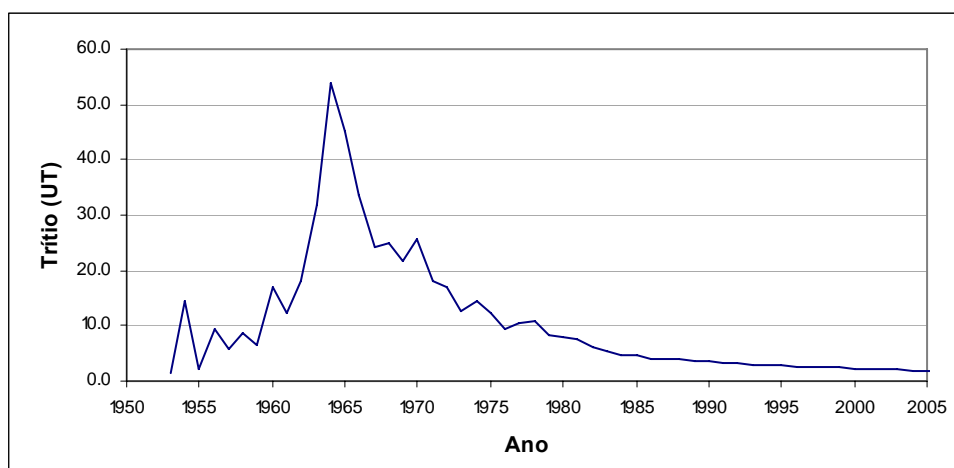
$T$  = Concentração de trítio na precipitação, em [UT];

$t$  = tempo transcorrido desde o ano de referência (e.g. 1987, 1988) até o ano de coleta das amostras, em [ano].

Ressalta-se que como as concentrações em trítio evoluem de forma similar para as distintas estações, as aproximações feitas para a estimativa dos valores de trítio, nas precipitações da área de pesquisa, não devem alterar de forma significativa o resultado final, ou seja, a determinação do tempo de residência da água subterrânea. Esse aspecto foi ressaltado por Herrera *et al.* (2006) ao adotar procedimentos semelhantes. A curva representativa da concentração média anual de trítio estimada para as chuvas na região de estudo encontra-se ilustrada na FIG.7.21.

**Tabela 7.30** - Concentrações médias mensais de trítio nas precipitações em estações do Brasil e nos hemisférios sul e norte e procedimentos de determinação dos valores de T para as chuvas na área de estudo.

Ano	Estações – Concentrações médias ponderadas de $^3\text{H}$ (UT)				Estimativas de $^3\text{H}$ (UT) para a área de estudo				
	Kaitoke	Hemisf. Norte	Brasília	Porto Alegre	Brasília 1	Brasília 2	Brasília 3	Rio de Janeiro 1	Valores estimados para precipitações na área de estudo
1953		8,4					1,2	1,4	1,3
1954		91,5					13	15,2	14,5
1955		13,2					1,9	2,2	2,1
1956		58,5					8,3	9,7	9,3
1957		37,6					5,3	6,2	5,9
1958		186,8		11,6	7,7	7,7	7,7	8,9	8,6
1959		146,6		8,7	5,7	5,7	5,7	6,7	6,4
1960	11,9	50,7					15,1	15,2	17,8
1961	8,6	53,6					10,9	11	12,3
1962	12,7	276,6					16,1	16,2	18,9
1963	22,2	1000					28,2	28,4	31,7
1964	37,7	538,1					47,9	48,2	53,9
1965	33,8	273	41,3	67,1	41,3	41,3	41,3	46,9	45,2
1966	33,8	183,2	40,6	54,3	40,6	40,6	40,6	30,4	33,5
1967	28,2	106,3	29,5	46,6	29,5	29,5	29,5	21,8	24,1
1968	25,6	81,1	29	42,1	29	29	29	23,2	24,9
1969	30,4	76,8	27,4	33,3	27,4	27,4	27,4	19,1	21,6
1970	29,5	65,4	21,2	38,7	21,2	21,2	21,2	27,4	25,5
1971	24,9	78,5	21	31	21	21	21	16,6	17,9
1972	15,3	41,8	16,6	25,1	16,6	16,6	16,6	16,9	16,8
1973	12,1	37	14,9	20,1	14,9	14,9	14,9	11,8	12,7
1974	9,4	41,6	16,2	28,5	16,2	16,2	16,2	13,8	14,5
1975	10,1	35,4	13,8	20,9	13,8	13,8	13,8	11,8	12,4
1976	6,8	27,8	10,3	16,4	10,3	10,3	10,3	9,1	9,5
1977	6,9	24,8		14,1	9,3	9,3	9,3	10,9	10,4
1978	6,1	27,5		14,5	9,6	9,6	9,6	11,2	10,7
1979	5,4	16,5		11,5	7,6	7,6	7,6	8,9	8,5
1980	5	14,5		11	7,3	7,3	7,3	8,5	8,1
1981	3,9	15,7		10,3	6,8	6,8	6,8	7,9	7,6
1982	3,9	10,9		8,2	5,4	5,4	5,4	6,3	6,0
1983	3,6	9,5		7,5	5,0	5,0	5,0	5,8	5,5
1984	3,4	7,5				4,3	4,3	5,0	4,8
1985	3,3	7,3				4,2	4,2	4,9	4,7
1986	2,9	7,2				3,7	3,7	4,3	4,1
1987	2,8	6,7				3,6	3,6	4,2	4,0
1988									4,0
1989									3,8
1990									3,6
1991									3,4
1992									3,2
1993									3,0
1994									2,9
1995									2,7
1996									2,6
1997									2,5
1998									2,5
1999									2,4
2000									2,3
2001									2,3
2002									2,2
2003									2,1
2004									2,0
2005									1,9



**Figura 7.21** - Concentrações médias anuais de trítio estimadas para as precipitações na área de estudo.

As concentrações de trítio medidas nos pontos d'água selecionados na área encontram-se na TAB. 7.31 e revelam, em uma análise preliminar, que há uma grande variabilidade de valores para a água subterrânea, desde a ausência de trítio até valores próximos a 2 UT, comparáveis aos encontrados para as lagoas ou represas.

Destaca-se que grande parte das amostras foi coletada no período de estiagem do ano de 2006 (ano hidrológico 2005-2006). Entretanto, como alguns resultados mostraram-se inconsistentes com os dados hidrológicos, foi efetuada a coleta para cinco pontos, em março de 2007. Os valores encontrados nas análises desses pontos mostraram-se, para 4 amostras, iguais ou inferiores a 0,8 UT, indicando águas de circulação mais antiga. Portanto, foram tratadas em conjunto com o grupo coletado em 2006, assumindo não serem geradas diferenças significativas na interpretação. A amostra com valor acima de 1 UT (ponto 3) apresentou concentração muito próxima daquela coletada em 2006, com a diferença dentro da incerteza do método analítico, tendo sido também integrada ao conjunto.

O método de pistão foi empregado inicialmente, a título de comparação, para interpretação dos dados. Os cálculos foram efetuados por meio da correção dos dados de trítio na precipitação da área, pela desintegração radioativa do trítio (EQUAÇÃO 7.16), durante o período compreendido entre cada ano e o ano de 2005 (Tabela 7.32). Nota-se nesta tabela que o valor corrigido para 1953 é bastante baixo (0,1 UT) concordante com as concentrações anteriores aos testes nucleares.



**Tabela 7.31 - Resultados das análises de trítio de amostras de água subterrânea coletadas na área.**

Código	Identificação de campo	Tipo de água	Município	Procedência	Local	UTMN	UTME	Aquífero*1	Data Coleta	Tritio (UT)	Desvio Padrão
1	P34	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	IBAMA - BR040	7772016	609005	Gandarela	8/7/2006	0,2	0,2
2	P48	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Catarina Principal	7780723	604602	Cauê	6/3/2007	0,8	0,2
3	P50A	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Mutuca Auxiliar	7787295	607812	Cobertura	6/3/2007	1,1	0,2
4	P50B	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Mutuca Auxiliar	7787088	607861	Cauê	7/3/2007	0,3	0,2
5	P51	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Catarina Auxiliar	7780655	603755	Cauê	5/7/2006	0,9	0,2
6	P52	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Fechos Galeria	7780080	608282	Gandarela/ Cauê	3/7/2006	0,6	0,2
7	P53	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Fechos Surgência Cárstica	7779466	607608	Gandarela	4/7/2006	0,5	0,1
8	P57	Subterrânea	Brumadinho	Nascente	Vertedouro 60 - Mina da Jangada	7778792	598432	Cobertura	6/7/2006	1,9	0,3
9	P65	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Nascente do Rio do Peixe - Córrego do Parke	7773270	616241	Cauê	7/7/2006	0,9	0,2
10	P66	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Nascente de Trovões	7769756	618603	Cauê	6/7/2006	1,6	0,4
11	P67	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Nascente Cata Branca	7763501	620240	Cobertura	6/7/2006	0,5	0,2
12	P69	Subterrânea	Ibirité	Nascente	Nascente do Rola Moça	7781897	600749	Cauê	7/3/2007	0,5	0,2
13	P71	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Nascente da Skol - Condomínio do Miguelão	7776234	607643	Gandarela	30/06/06	0,1	0,2
14	P72	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	BR040 - Condomínio do Miguelão	7776318	607058	Cobertura/ Cauê	3/7/2006	0,8	0,3
15	P73	Subterrânea	Ibirité	Nascente	Nascente de Taboões	7781279	599675	Cauê	7/6/2006	0,2	0,2
16	P77	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Fechos Elevatória - Filito	7780716	608827	Batatal	3/7/2006	0,2	0,2
17	P79	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Fechos Elevatória - Caverna	7780716	608927	Gandarela	3/7/2006	0,0	0,2
18	P81	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Fechos Auxiliar	7780990	608385	Cauê	3/7/2006	0,8	0,2
19	P82A	Subterrânea	Itabirito	Nascente	Retiro do Chalé - Capitão Valente	7766128	606737	Cauê	30/06/06	0,9	0,2
20	P82B	Subterrânea	Itabirito	Nascente	Retiro do Chalé - Mãe d'água	7767680	605922	Cauê	30/06/06	0,7	0,2
21	P84	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Clube Serra da Moeda	7767365	607883	Cobertura	7/7/2006	0,4	0,2
22	P86B	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Condomínio Morro do Chapéu - P02	7776735	611077	Cauê	7/7/2006	1,4	0,3
23	P88	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	IEF - Jardim Canadá	7781727	605511	Cobertura	7/6/2006	1,8	0,2
24	P89	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	BR040 - Portaria C - Condomínio do Miguelão	7774367	607978	Cobertura	6/3/2007	0,8	0,2
25	P96	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Córrego da Fazenda - Galeria	7794857	618000	Cauê	29/06/06	0,8	0,2
26	P97	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Córrego da Fazenda - Nascente	7794971	617925	Cauê	29/06/06	0,8	0,2
27	P104	Subterrânea	Brumadinho	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Galeria	7775818	591614	Cauê/Batatal/ Embasamento	5/6/2006	0,5	0,2
28	P105	Subterrânea	Brumadinho	Poço tubular	Mina Córrego do Feijão - P1 e P2	7776576	591639	Cauê	5/6/2006	0,1	0,2
29	P106	Subterrânea	Brumadinho	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente Leste	7776570	592019	Cauê	5/6/2006	0,6	0,2
30	P107	Subterrânea	Brumadinho	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente do Jequitibá	7776665	592157	Cauê	5/6/2006	0,3	0,2
31	P108	Subterrânea	Nova Lima	Poço Escavado	Jardim Canadá	7781943	605790	Cobertura	6/6/2006	1,7	0,3
32	P109	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Condomínio Alphaville P02	7770607	608577	Cauê	6/6/2006	1,3	0,2
33	P110	Superficial	Nova Lima	Curso d'água	Condominio Alphaville - Lagoa Grande	7770197	609110	-	6/6/2006	1,9	0,3
34	P111	Superficial	Nova Lima	Curso d'água	Lagoa das Codornas - BR356	7768061	615880	-	5/7/2006	1,4	0,2
35	P113	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Mina do Pico P20	7762385	618869	Cauê	8/8/2006	0,5	0,2
36	P114	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Condominio Miguelão. Sr. Márcio	7773966	608413	Cauê	8/8/2006	0,1	0,1
37	P117	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Mina do Pau Branco P09	7770701	606759	Cauê	22/08/2006	0,7	0,2
38	P118	Subterrânea	Nova Lima	Nascente	Nascente da Tutameia	7773692	606525	Cauê	30/08/2006	0,9	0,2
39	P119	Subterrânea	Nova Lima	Poço Tubular	Condominio Miguelão. Sr. Altamiro	7773576	608654	Gandarela	30/08/2006	0,0	0,1

\*1 - Classificação de campo.

**Tabela 7.32** - Concentrações médias de Trítio para as precipitações na área de estudo, corrigidas pelo método de pistão (desintegração) e referidas entre o ano indicado e o ano de coleta.

Ano	<sup>3</sup> H na precipitação da área (UT)	Anos a partir da data de coleta (anos)	Concentração Corrigida (UT)	Concentração Média (UT)
1953	1,3	53,0	0,1	1,8
1954	14,5	52,0	0,8	1,8
1955	2,1	51,0	0,1	1,9
1956	9,3	50,0	0,6	1,9
1957	5,9	49,0	0,4	1,9
1958	8,6	48,0	0,6	2,0
1959	6,4	47,0	0,5	2,0
1960	17,0	46,0	1,3	2,0
1961	12,3	45,0	1,0	2,0
1962	18,1	44,0	1,6	2,1
1963	31,7	43,0	2,9	2,1
1964	53,9	42,0	5,2	2,0
1965	45,2	41,0	4,6	2,0
1966	33,5	40,0	3,6	1,9
1967	24,1	39,0	2,7	1,9
1968	24,9	38,0	3,0	1,8
1969	21,6	37,0	2,7	1,8
1970	25,5	36,0	3,4	1,8
1971	17,9	35,0	2,5	1,7
1972	16,8	34,0	2,5	1,7
1973	12,7	33,0	2,0	1,7
1974	14,5	32,0	2,4	1,7
1975	12,4	31,0	2,2	1,6
1976	9,5	30,0	1,8	1,6
1977	10,4	29,0	2,1	1,6
1978	10,7	28,0	2,2	1,6
1979	8,5	27,0	1,9	1,6
1980	8,1	26,0	1,9	1,6
1981	7,6	25,0	1,9	1,6
1982	6,0	24,0	1,6	1,5
1983	5,5	23,0	1,5	1,5
1984	4,8	22,0	1,4	1,5
1985	4,7	21,0	1,5	1,6
1986	4,1	20,0	1,4	1,6
1987	4,0	19,0	1,4	1,6
1988	4,0	18,0	1,5	1,6
1989	3,8	17,0	1,5	1,6
1990	3,6	16,0	1,5	1,6
1991	3,4	15,0	1,5	1,6
1992	3,2	14,0	1,5	1,6
1993	3,0	13,0	1,5	1,6
1994	2,9	12,0	1,5	1,6
1995	2,7	11,0	1,5	1,7
1996	2,6	10,0	1,5	1,7
1997	2,5	9,0	1,5	1,7
1998	2,5	8,0	1,6	1,7
1999	2,4	7,0	1,6	1,7
2000	2,3	6,0	1,7	1,8
2001	2,3	5,0	1,7	1,8
2002	2,2	4,0	1,8	1,8
2003	2,1	3,0	1,8	1,8
2004	2,0	2,0	1,8	1,8
2005	1,9	1,0	1,8	1,8

A partir desses dados, foram determinadas as concentrações que as águas teriam no ano hidrológico da coleta (2005-2006) considerando a mistura de parcelas iguais de precipitação dos anos anteriores (Tabela 7.32), ainda que este procedimento não reflita a dinâmica do fluxo subterrâneo. Pode-se esperar desta forma, valores de 1,8 UT para as águas dos últimos seis anos ou para os períodos de 1953 a 2005, 1954 a 2005, 1968 a 2005, 1969 a 2005 e 1970 a 2005.

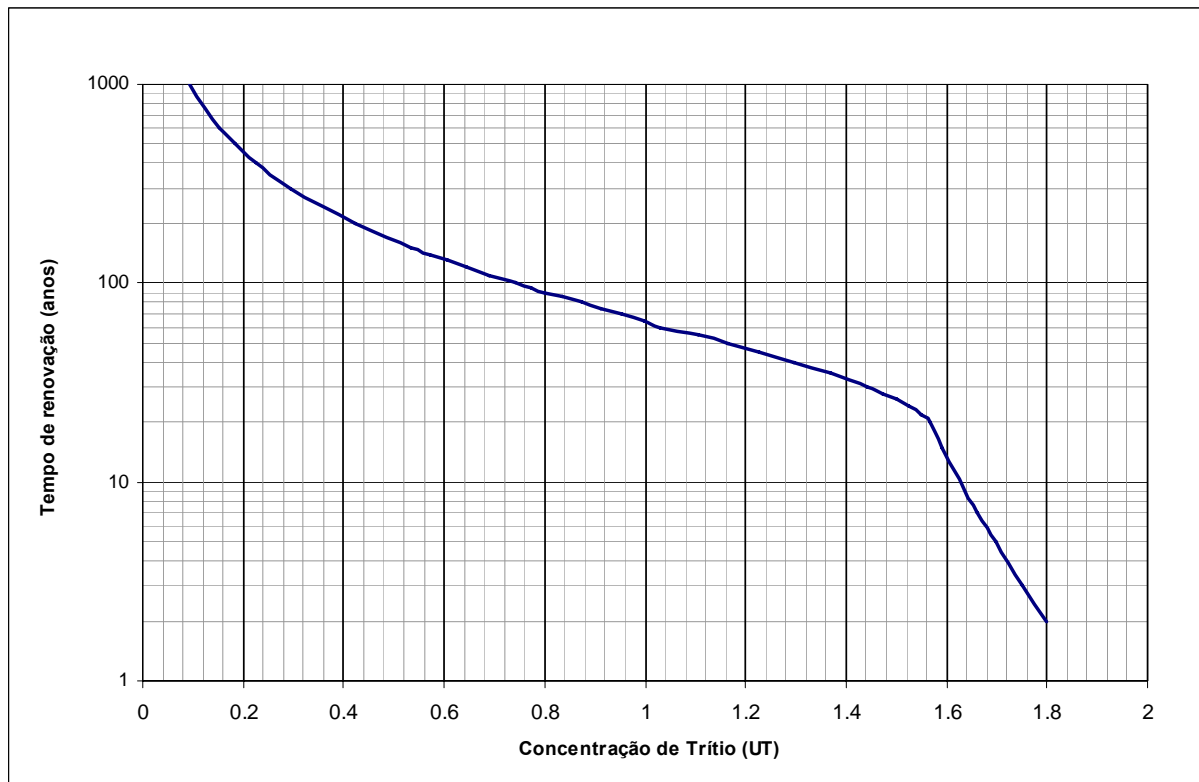
A análise conjunta das TAB. 7.31 e 7.32 indica que, para a maioria das amostras de água subterrânea, a concentração de trítio não pode ser explicada apenas pela simples mistura de águas de chuva dos últimos 53 anos, visto que 94% dos pontos d'água possuem  $^3\text{H}$  inferior a 1,5 UT, valor mínimo para a combinação das águas meteóricas.

Todavia, para duas amostras específicas com valores acima de 1,5 UT, nascentes de Trovões e do vertedouro 60 da mina de Jangada tratadas como pontos de descarga do aquífero Cauê, algumas considerações podem ser feitas.

Assim sendo, pode-se supor para a nascente de Trovões (1,6 UT) uma mistura de águas referente a um período máximo de 1975 a 2005, ou seja, de 30 anos. Quanto à nascente do vertedouro 60 de Jangada, pressupõe-se um intervalo ainda maior, desde 1955 a 2005 equivalente a 50 anos. Ressalta-se que períodos menores de mistura também explicariam as concentrações em trítio para ambas as nascentes, não devendo ainda ser descartadas as hipóteses de erro analítico, de contaminação na coleta ou a não representatividade da amostra visto que, para os dois casos, a exudação não é pontual.

Passou-se ao emprego do modelo exponencial, de maior complexidade e mais adequado às condições de fluxo subterrâneo. Construiu-se a curva de concentração de trítio e o tempo de renovação da água subterrânea aplicando-se a EQUAÇÃO 7.17 para os valores de  $^3\text{H}$  na precipitação da área, no período de 1953 a 2005, com a adoção de tempos sucessivos de residência (Figura 7.22).

Utilizando-se da curva da FIG.7.22, foram estimados os tempos de residência para as amostras coletadas cujos resultados encontram-se na TAB. 7.33. Enfatiza-se que tempos de renovação acima de 50 anos, intervalo de aplicabilidade do trítio para datação, representa uma extrapolação do método exponencial, devendo ser utilizados isótopos de meia-vida longa ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  e  $^{81}\text{Kr}$ ; CLARK e FRITZ, 1997) para a obtenção de resultados mais precisos.



**Figura 7.22** - Curva de tempo de renovação da água subterrânea em função da concentração do trítio concentração obtida com base no modelo de fluxo exponencial.

A análise superficial da TAB. 7.33 mostra que águas provenientes do aquífero Gandarela possuem idades mínimas de 140 anos, mas em geral acima de 300 anos. Por outro lado, amostras coletadas em surgências atribuídas ao aquífero Cauê apresentam grande variabilidade no tempo de residência, desde inferior a 5 anos até superior a 500 anos. Existem ainda algumas nascentes que foram relacionadas no campo à descarga dos aquíferos de coberturas detríticas. Porém, os elevados tempos de residência apontam para águas relacionadas ao aquífero profundo, como é o caso das amostras de número 11, 21 e 24.

Análises e investigações mais aprofundadas serão feitas, posteriormente, em conjunto com os resultados dos demais isótopos analisados.

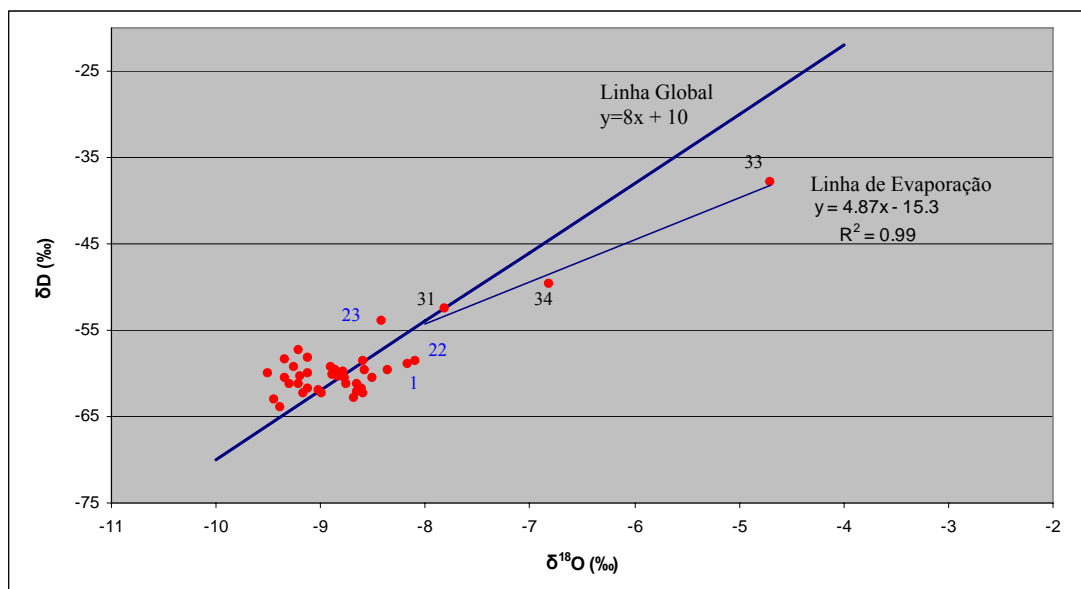
**Tabela 7.33** - Tempos de renovação das águas subterrâneas calculados utilizando-se do modelo exponencial de fluxo.

Código	Procedência	Local	Aqüífero* <sup>1</sup>	Tritio (UT)	Desvio Padrão	Tempo de Renovação (anos)	Intervalo de Confiança (anos)	
1	Nascente	IBAMA - BR040	Gandarela	0,2	0,2	450	220	>500
2	Nascente	Catarina Principal	Cauê	0,8	0,2	90	65	140
3	Nascente	Mutuca Auxiliar	Cobertura	1,1	0,2	55	40	77
4	Nascente	Mutuca Auxiliar	Cauê	0,3	0,2	300	170	>500
5	Nascente	Catarina Auxiliar	Cauê	0,9	0,2	77	55	110
6	Nascente	Fechos Galeria	Gandarela/ Cauê	0,6	0,2	140	90	220
7	Nascente	Fechos Surgência Cárstica	Gandarela	0,5	0,1	170	140	220
8	Nascente	Vertedouro 60 - Mina da Jangada	Cobertura	1,9	0,3	<5	0	13
9	Nascente	Nascente do Rio do Peixe - Córrego do Parke	Cauê	0,9	0,2	77	55	110
10	Nascente	Nascente de Trovões	Cauê	1,6	0,4	13	0	47
11	Nascente	Nascente Cata Branca	Cobertura	0,5	0,2	170	110	300
12	Nascente	Nascente do Rola Moça	Cauê	0,5	0,2	170	110	300
13	Nascente	Nascente da Skol - Condomínio do Miguelão	Gandarela	0,1	0,2	>500	300	>500
14	Nascente	BR040 - Condomínio do Miguelão	Cobertura/ Cauê	0,8	0,3	90	55	170
15	Nascente	Nascente de Taboões	Cauê	0,2	0,2	450	220	>500
16	Nascente	Fechos Elevatória - Filito	Batatal	0,2	0,2	450	220	>500
17	Nascente	Fechos Elevatória - Caverna	Gandarela	0,0	0,2	>500	450	>500
18	Nascente	Fechos Auxiliar	Cauê	0,8	0,2	90	65	140
19	Nascente	Retiro do Chalé - Capitão Valente	Cauê	0,9	0,2	77	55	110
20	Nascente	Retiro do Chalé - Mãe d'água	Cauê	0,7	0,2	110	77	170
21	Nascente	Clube Serra da Moeda	Cobertura	0,4	0,2	220	140	450
22	Poço Tubular	Condomínio Morro do Chapéu - P02	Cauê	1,4	0,3	34	5	55
23	Poço Tubular	IEF - Jardim Canadá	Cauê	1,8	0,2	<5	0	13
24	Nascente	BR040 - Portaria C - Condomínio do Miguelão	Cobertura	0,8	0,2	90	65	140
25	Nascente	Córrego da Fazenda - Galeria	Cauê	0,8	0,2	90	65	140
26	Nascente	Córrego da Fazenda - Nascente	Cauê	0,8	0,2	90	65	140
27	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Galeria	Cauê/Batatal/ Embasamento	0,5	0,2	170	110	300
28	Poço tubular	Mina Córrego do Feijão - P1 e P2	Cauê	0,1	0,2	>500	300	>500
29	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente Leste	Cauê	0,6	0,2	140	90	220
30	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente do Jequitibá	Cauê	0,3	0,2	300	170	>500
31	Poço Escavado	Jardim Canadá	Cobertura	1,7	0,3	5	0	34
32	Poço Tubular	Condomínio Alphaville P02	Cauê	1,3	0,2	40	27	55
35	Poço Tubular	Mina do Pico P20	Cauê	0,5	0,2	170	110	300
36	Poço Tubular	Condomínio Miguelão. Sr. Márcio	Cauê	0,1	0,1	>500	450	>500
37	Poço Tubular	Mina do Pau Branco P09	Cauê	0,7	0,2	110	77	170
38	Nascente	Nascente da Tutaméia	Cauê	0,9	0,2	77	55	110
39	Poço Tubular	Condomínio Miguelão. Sr. Altamiro	Gandarela	0,0	0,1	>500	>500	>500

\*<sup>1</sup> - Classificação de campo.

### 7.7.2.2 Oxigênio-18 e Deutério

A relação meteórica entre  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$ , advinda do fracionamento gerado na condensação do vapor de água na atmosfera, faz com que o tratamento e análise das concentrações isotópicas sejam feitos em conjunto. Os resultados obtidos encontram-se na TAB. 7.34 e representados no gráfico  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^2\text{H}$  (Figura 7.23).



**Figura 7.23** - Diagrama  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  para as amostras coletadas na área de estudo.

Os valores de  $\delta^2\text{H}$  e de  $\delta^{18}\text{O}$  para as precipitações locais podem ser estimados a partir da amostra coletada em poço escavado na região do Bairro Jardim Canadá (ponto 31), com tempo de renovação reduzido, próximo ao limite inferior do intervalo de 5 a 34 anos. Esse valor é de  $-7,8\text{‰}$  para  $^{18}\text{O}$  e  $-52,5\text{‰}$  para  $^2\text{H}$ . Chama atenção a amostra de número 23 (poço tubular do IEF), localizado muito próximo à cacimba, e que exibe tempos de residência igualmente baixos e com valores semelhantes de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ .

As amostras relacionadas às lagoas (pontos 33 e 34) demonstram terem sido submetidas a um processo de evaporação significativo, enquanto as demais se distribuem ao redor da reta meteórica global.

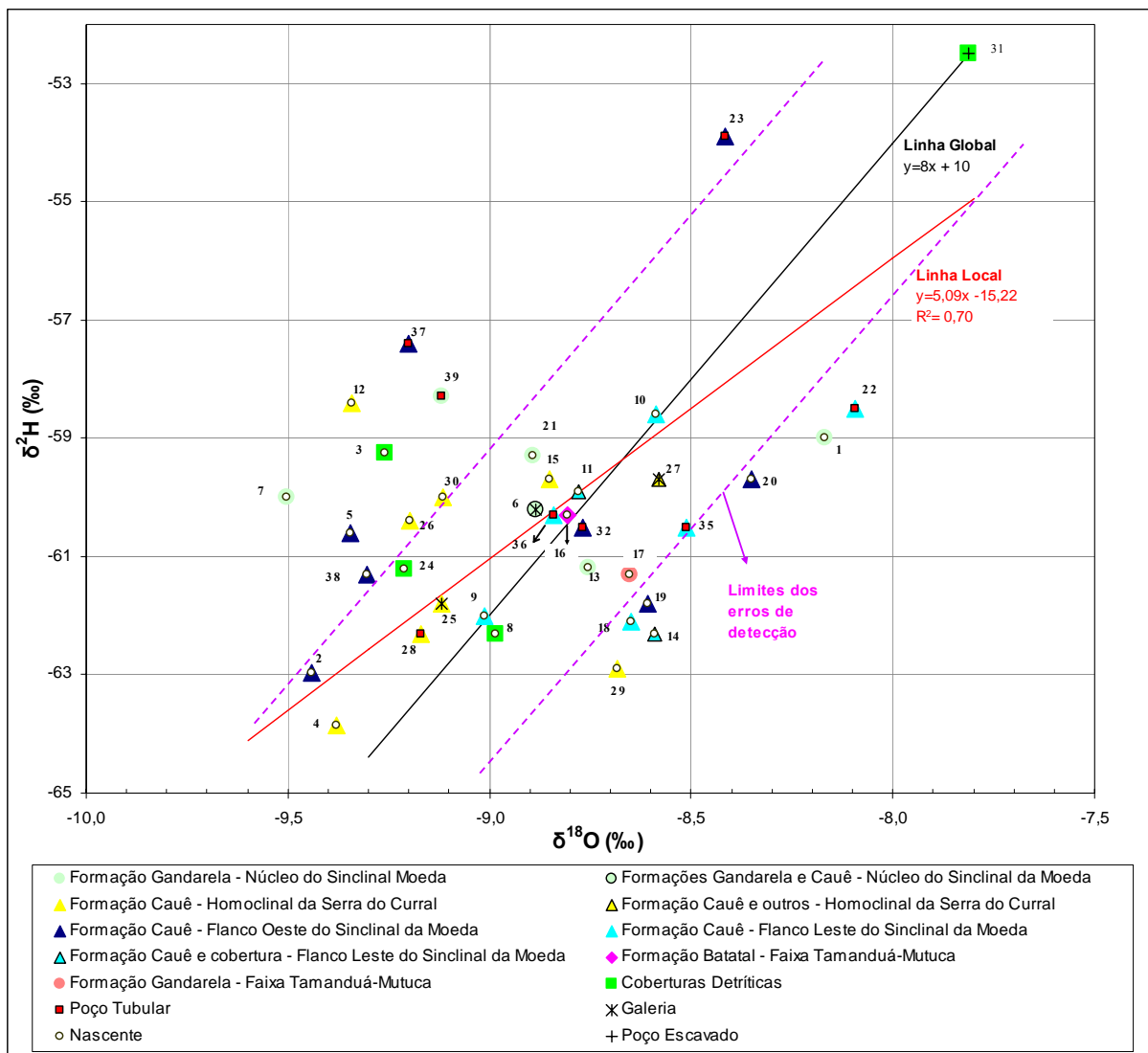
Duas amostras separam-se do conjunto maior (pontos 1 e 22) e parecem indicar alguma evaporação. A amostra 22 corresponde a poço tubular perfurado no domínio do aquífero Cauê, mas o fato de exibir tempo muito curto de renovação pode sugerir a contribuição de águas das coberturas detríticas. A amostra 1 é proveniente de nascente em domínio do aquífero Gandarela com tempo de residência superior a 200 anos. Entretanto, os valores de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  podem estar igualmente refletindo a mistura, ainda que em pequena proporção, com águas da cobertura de cangas.

**Tabela 7.34 - Concentrações de oxigênio-18 e deutério.**

Código	Tipo água	Proce- dência	Local	Altitude (m)	Unidade Hidrogeológica* <sup>1</sup>	Data Coleta	$\delta^{18}\text{O}_{\text{água}}$ (‰)	$\delta^2\text{H}_{\text{água}}$ (‰)
1	Subterrânea	Nascente	IBAMA - BR040	1271	Gandarela	8/7/2006	-8,17	-59,0
2	Subterrânea	Nascente	Catarina Principal	1160	Cauê	6/3/2007	-9,44	-63,0
3	Subterrânea	Nascente	Mutuca Auxiliar	1141	Cobertura	6/3/2007	-9,26	-59,2
4	Subterrânea	Nascente	Mutuca Auxiliar	1165	Cauê	7/3/2007	-9,38	-63,9
5	Subterrânea	Nascente	Catarina Auxiliar	1199	Cauê	5/7/2006	-9,34	-60,6
6	Subterrânea	Nascente	Fechos Galeria	1160	Gandarela/ Cauê	3/7/2006	-8,89	-60,2
7	Subterrânea	Nascente	Fechos Surgência Cárstica	1242	Gandarela	4/7/2006	-9,50	-60,0
8	Subterrânea	Nascente	Vertedouro 60 Mina da Jangada	1090	Cobertura	6/7/2006	-8,98	-62,3
9	Subterrânea	Nascente	Nascente do Rio do Peixe - Córrego do Parke	1140	Cauê	7/7/2006	-9,01	-62,0
10	Subterrânea	Nascente	Nascente de Trovões	1291	Cauê	6/7/2006	-8,59	-58,6
11	Subterrânea	Nascente	Nascente Cata Branca	1300	Cobertura	6/7/2006	-8,78	-59,9
12	Subterrânea	Nascente	Nascente do Rola Moça	1187	Cauê	7/3/2007	-9,34	-58,4
13	Subterrânea	Nascente	Nascente da Skol - Condomínio do Miguelão	1277	Gandarela	30/06/06	-8,75	-61,2
14	Subterrânea	Nascente	BR040 - Condomínio do Miguelão	1327	Cobertura/ Cauê	3/7/2006	-8,59	-62,3
15	Subterrânea	Nascente	Nascente de Taboões	1160	Cauê	7/6/2006	-8,85	-59,7
16	Subterrânea	Nascente	Fechos Elevatória - Filito	1117	Batatal	3/7/2006	-8,81	-60,3
17	Subterrânea	Nascente	Fechos Elevatória - Caverna	1110	Gandarela	3/7/2006	-8,65	-61,3
18	Subterrânea	Nascente	Fechos Auxiliar	1175	Cauê	3/7/2006	-8,65	-62,1
19	Subterrânea	Nascente	Retiro do Chalé - Capitão Valente	1460	Cauê	30/06/06	-8,61	-61,8
20	Subterrânea	Nascente	Retiro do Chalé - Mãe d'água	1330	Cauê	30/06/06	-8,35	-59,7
21	Subterrânea	Nascente	Clube Serra da Moeda	1339	Cobertura	7/7/2006	-8,89	-59,3
22	Subterrânea	Poço Tubular	Condomínio Morro do Chapéu - P02	1377	Cauê	7/7/2006	-8,09	-58,5
23	Subterrânea	Poço Tubular	IEF - Jardim Canadá	1381	Cauê	7/6/2006	-8,41	-53,9
24	Subterrânea	Nascente	BR040 - Portaria C - Condomínio do Miguelão	1289	Cobertura	6/3/2007	-9,21	-61,2
25	Subterrânea	Nascente	Córrego da Fazenda - Galeria	1065	Cauê	29/06/06	-9,12	-61,8
26	Subterrânea	Nascente	Córrego da Fazenda - Nascente	1002	Cauê	29/06/06	-9,20	-60,4
27	Subterrânea	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Galeria	928	Cauê/Batatal/ Embasamento	5/6/2006	-8,58	-59,7
28	Subterrânea	Poço tubular	Mina Córrego do Feijão - P1 e P2	1140	Cauê	5/6/2006	-9,17	-62,3
29	Subterrânea	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente Leste	1092	Cauê	5/6/2006	-8,68	-62,9
30	Subterrânea	Nascente	Mina Córrego do Feijão - Nascente do Jequitibá	1100	Cauê	5/6/2006	-9,11	-60,0
31	Subterrânea	Poço Escavado	Jardim Canadá	1360	Cobertura	6/6/2006	-7,81	-52,5
32	Subterrânea	Poço Tubular	Condomínio Alphaville P02	1320	Cauê	6/6/2006	-8,77	-60,5
33	Superficial	Curso d'água	Condomínio Alphaville - Lagoa Grande	1337	-	6/6/2006	-4,70	-37,8
34	Superficial	Curso d'água	Lagoa das Codornas - BR356	1220	-	5/7/2006	-6,82	-49,7
35	Subterrânea	Poço Tubular	Mina do Pico P20	1339	Cauê	8/8/2006	-8,51	-60,5
36	Subterrânea	Poço Tubular	Condomínio Miguelão. Sr. Márcio	1390	Cauê	8/8/2006	-8,84	-60,3
37	Subterrânea	Poço Tubular	Mina do Pau Branco P09	1420	Cauê	22/08/2006	-9,20	-57,4
38	Subterrânea	Nascente	Nascente da Tutaméia	1380	Cauê	30/08/2006	-9,30	-61,3
39	Subterrânea	Poço Tubular	Condomínio Miguelão. Sr. Altamiro	1290	Gandarela	30/08/2006	-9,12	-58,3

\*1- Classificação de campo.

Para uma análise um pouco mais detalhada foi elaborado outro diagrama  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ , retirando-se as amostras relativas às lagoas e discriminando-se os aquíferos e a natureza dos pontos d'água (Figura 7.24). Não se distingue um padrão ou uma tendência para os diversos aquíferos, contudo o aspecto que se destaca é a expressiva dispersão dos pontos com relação à linha meteórica global. Parte do afastamento dos pontos relaciona-se à precisão dos métodos analíticos – 0,3‰ para  $^2\text{H}$  e 2,0‰ para  $^{18}\text{O}$  - como pode ser observado, na FIG. 7.24, pelas amostras que se encontram dentro do intervalo balizados pelas retas que demarcam a incerteza analítica.



**Figura 7.24** - Diagrama  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  para as amostras de água subterrânea coletadas na área de estudo.



Utilizando-se somente dos pontos cujas concentrações de  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$  encontram-se dentro do limite de dispersão definido pela precisão analítica, foi traçada a linha meteórica local (Figura 7.24) com razoável ajustamento ( $R^2=0,7$ ). A obliquidade desta linha com relação à reta global, juntamente com a ocorrência de amostras com afastamento além do intervalo de erro analítico, pode refletir diferenças de umidade da atmosfera. Conforme Yurtsever e Araguas (1993), o excesso de deutério (**d**) é função da umidade relativa e pode ter variação de seu valor entre 4 a 23, para alterações na umidade relativa de 60 a 90% e da temperatura de condensação de 0 a 20°C. Assim, se a umidade é baixa haverá aumento do valor de **d**. Por outro lado, umidade elevada implica em valores baixos de **d**.

Empregando o método apresentado por Dindane *et al.* (2003), foi avaliada ainda a possibilidade de influência da altitude nas variações das concentrações de  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$ . Os resultados não se mostraram satisfatórios para a área o que pode ser devido às diferenças relativamente pequenas de altitudes dos terrenos sobrelevados (de no máximo 200 m).

### 7.7.2.3 Carbono-13

Os resultados analíticos de  $\delta^{13}\text{C}$  (Tabela 7.35) mostram variabilidade em amplo espectro, desde -8,9 a -22,37‰, denotando diferentes formas de interação do  $^{13}\text{C}$  da água que infiltra com o  $\text{CO}_2$  do solo e com as espécies aquosas dissolvidas na água subterrânea.

Na zona de recarga, e em determinados intervalos de pH, as espécies dominantes para o carbonato afetam o fracionamento do  $^{13}\text{C}$  entre o  $\text{CO}_2$  e o carbono inorgânico dissolvido (DIC), tanto no solo quanto na água subterrânea (CLARK e FRITZ, 1997). Deste modo, para pH entre 4,5 e 5,5, à temperatura de 25°C, há um pequeno fracionamento entre o  $\text{CO}_2$  gasoso e o  $\text{CO}_2$  dissolvido na água. No intervalo de pH entre 5,5 a 7,5 passa haver a predominância do íon bicarbonato e ocorre a intensificação do fracionamento, com o incremento à medida que o pH se eleva, atingindo o pico para o valor de 7,5. A elevação do pH de 7,5 a 9,5 não promove alteração significativa no fracionamento. A evolução do  $\delta^{13}\text{C}$  depende ainda da origem do carbono inorgânico dissolvido, ou seja, se calcita ou dolomita. A dissolução de dolomita em águas com saturação em calcita ocorre de forma distinta, isto é, quando a calcita se precipita, a dolomita se dissolve. Enquanto a perda de calcita tem um efeito pequeno no  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , a introdução de dolomita dissolvida adiciona carbonato com  $\delta^{13}\text{C}$  próximo a 0‰ à água (CLARK e FRITZ, 1997).

**Tabela 7.35** - Concentrações de carbono-13 (carbono inorgânico dissolvido – CID) nas amostras de água da área.

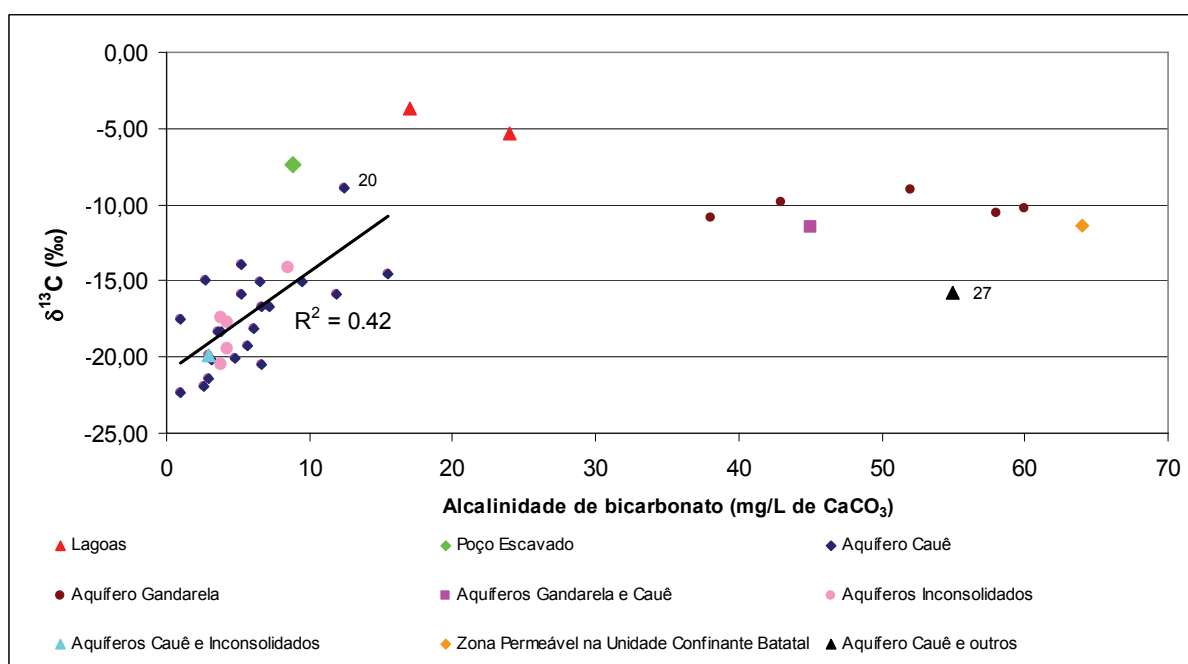
Código	Local	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)*
1	IBAMA - BR040	-10,87
2	Catarina Principal	-15,06
3	Mutuca Auxiliar	-17,72
4	Mutuca Auxiliar	-12,80
5	Catarina Auxiliar	-20,11
6	Fechos Galeria	-11,51
7	Fechos Surgência Cárstica	-9,87
8	Vertedouro 60 - Mina da Jangada	-17,45
9	Nascente do Rio do Peixe - Córrego do Parke	-21,38
10	Nascente de Trovões	-18,32
11	Nascente Cata Branca	-19,50
12	Nascente do Rola Moça	-13,97
13	Nascente da Skol - Condomínio do Miguelão	-8,99
14	BR040 - Condomínio do Miguelão	-19,86
15	Nascente de Taboões	-15,88
16	Fechos Elevatória - Filito	-11,41
17	Fechos Elevatória - Caverna	-10,29
18	Fechos Auxiliar	-20,19
19	Retiro do Chalé - Capitão Valente	-15,89
20	Retiro do Chalé - Mãe d'água	-8,90
21	Clube Serra da Moeda	-14,13
22	Condomínio Morro do Chapéu - P02	-14,93
23	IEF - Jardim Canadá	-15,05
24	BR040 - Portaria C -Condomínio do Miguelão	-20,49
25	Córrego da Fazenda - Galeria	-18,19
26	Córrego da Fazenda - Nascente	-16,66
27	Mina Córrego do Feijão - Galeria	-15,75
28	Mina Córrego do Feijão - P1 e P2	-19,22
29	Mina Córrego do Feijão - Nascente Leste	-20,48
30	Mina Córrego do Feijão - Nascente do Jequitibá	-16,75
31	Jardim Canadá	-7,34
32	Condomínio Alphaville P02	-17,51
33	Condomínio Alphaville - Lagoa Grande	-3,69
34	Lagoa das Codornas - BR356	-5,35
35	Mina do Pico P20	-22,37
36	Condomínio Miguelão. Sr. Márcio	-14,52
37	Mina do Pau Branco P09	-21,97
38	Nascente da Tutaméia	-18,33
39	Condomínio Miguelão. Sr. Altamiro	-10,53

\* - Carbono inorgânico dissolvido (CID)

Visando auxiliar a compreensão do fracionamento do carbono-13 nas águas da área de estudo foi elaborado um gráfico de alcalinidade de bicarbonato versus  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 7.25). Verifica-se uma clara distinção entre águas dos aquíferos Cauê e de coberturas, com alcalinidades inferiores a 20 mg/L de  $\text{CaCO}_3$ , e aquelas do aquífero Gandarela com alcalinidades acima de 38 mg/L. As águas dos aquíferos Cauê e Inconsolidados, com pH entre 5,0 e 6,8, exibem correlação positiva de coeficiente baixo (0,42), mas significativo, entre  $\delta^{13}\text{C}$  e a alcalinidade.

Para esses aquíferos, a concentração máxima  $\delta^{13}\text{C}$  é de -14‰. Por outro lado, confirmando o processo de fracionamento do carbono, as águas associadas predominantemente ao aquífero Gandarela, com pH entre 7,2 a 8,4, mostram concentrações de  $\delta^{13}\text{C}$  aproximadamente constantes, independentes do valor da alcalinidade. O fato dos valores encontrarem-se em torno de -10‰ pode indicar a dissolução essencial em dolomita, visto que para a calcita as concentrações atingem no máximo -14‰ (para temperatura de 25°C; CLARK e FRITZ, 1997)

A amostra correspondente ao aquífero Batatal na faixa Tamanduá-Mutuca mostra  $\delta^{13}\text{C}$  comparável ao aquífero Gandarela, enquanto que aquela proveniente da galeria de drenagem da mina do Córrego do Feijão (ponto 27) aproxima-se dos valores relativos ao aquífero Cauê, apesar da alcalinidade elevada. Destaca-se também o enriquecimento de  $\delta^{13}\text{C}$  para a água da nascente Mãe d'Água no condomínio Retiro do Chalé (ponto 20), a despeito do valor reduzido de alcalinidade.



**Figura 7.25** - Relação da alcalinidade de bicarbonato e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , para os diversos aquíferos e águas superficiais.

#### 7.7.2.4 Os isótopos ambientais e as características químicas das águas

Visto que as características químicas da água subterrânea refletem a sua evolução na trajetória do escoamento e, portanto, a sua interação com o solo e as rochas buscou-se utilizar os aspectos físico-químicos e as concentrações dos principais ânions e de algumas espécies dissolvidas, para auxílio e complementação na interpretação dos dados isotópicos.

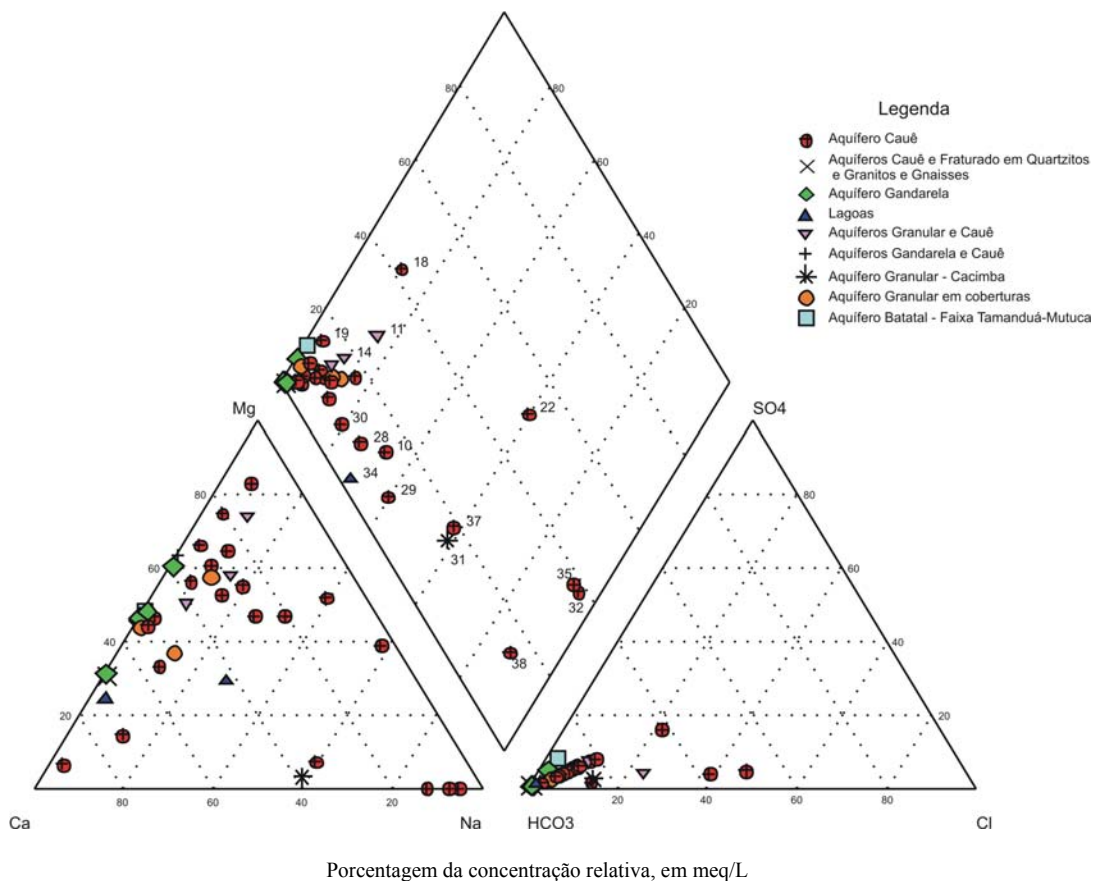
O diagrama de Piper (Figura 7.26) destaca a grande variabilidade composicional das águas relacionadas ao aquífero Cauê, especialmente quanto às proporções em cálcio, magnésio e sódio. Parte dessas características hidroquímicas advém dos aspectos faciológicos da Formação Cauê (níveis silicosos alternados a níveis carbonáticos) e pode refletir, no caso da presença de sódio, interação com o material de cobertura e a troca de bases com minerais micáceos. O sódio pode se originar também da água de chuva, porém como os níveis de detecção de Na e Cl são bastante distintos, em torno de uma ordem de grandeza, não há como estabelecer uma razão inequívoca para esses íons. É preciso ressaltar que as águas do aquífero Cauê são, caracteristicamente, pouco mineralizadas. De modo que, para alguns parâmetros, as concentrações encontram-se abaixo do limite de detecção, o que conduz a erros por vezes elevados no balanço iônico.

O aquífero Gandarela apresenta certa homogeneidade na composição de suas águas, com variações somente nas proporções em cálcio e magnésio. As águas originadas da Formação Batatal na faixa Tamanduá-Mutuca exibem composição semelhante àquelas do Gandarela, em termos de íons maiores.

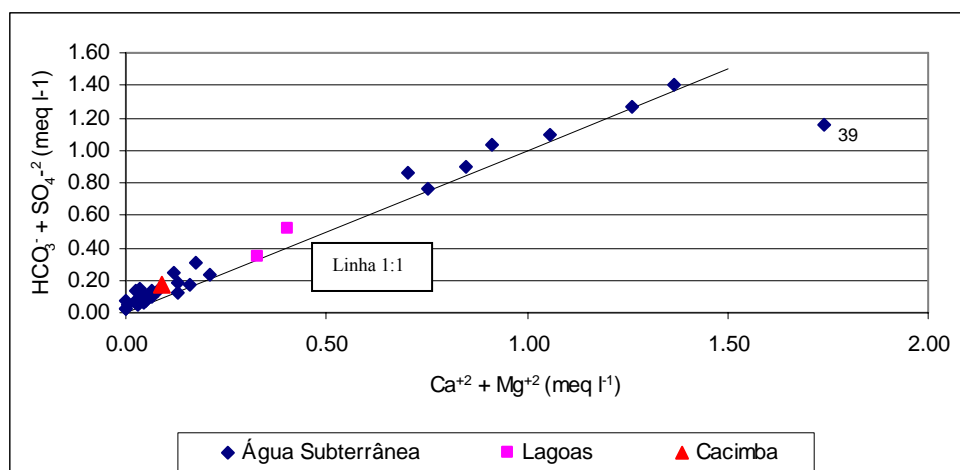
O diagrama da FIG. 7.27 mostra a relação entre os cátions cálcio e magnésio e os ânions bicarbonato e sulfato. No caso de dissolução de calcita, as amostras devem alinhar-se ao longo da reta 1:1. Entretanto, como praticamente todas as amostras encontram-se acima dessa linha, comprova-se que a dissolução de dolomita é uma fonte importante de bicarbonato. A amostra 39, proveniente de poço tubular em domínio do aquífero Gandarela, mostra-se discrepante das demais, o que pode ser atribuído a erro analítico.

A distinção entre os grupos composicionais torna-se mais evidente no diagrama da FIG. 7.28. O diagrama de Chadha (1999) corresponde a uma modificação dos diagramas de Piper e Durov e é usado para a classificação de águas e identificação de processos hidroquímicos. As amostras dos Grupos 1, 2 e 3 correspondem a águas bicarbonatadas cálcio-magnesianas enquanto as do Grupo 4 são bicarbonatadas sódicas.

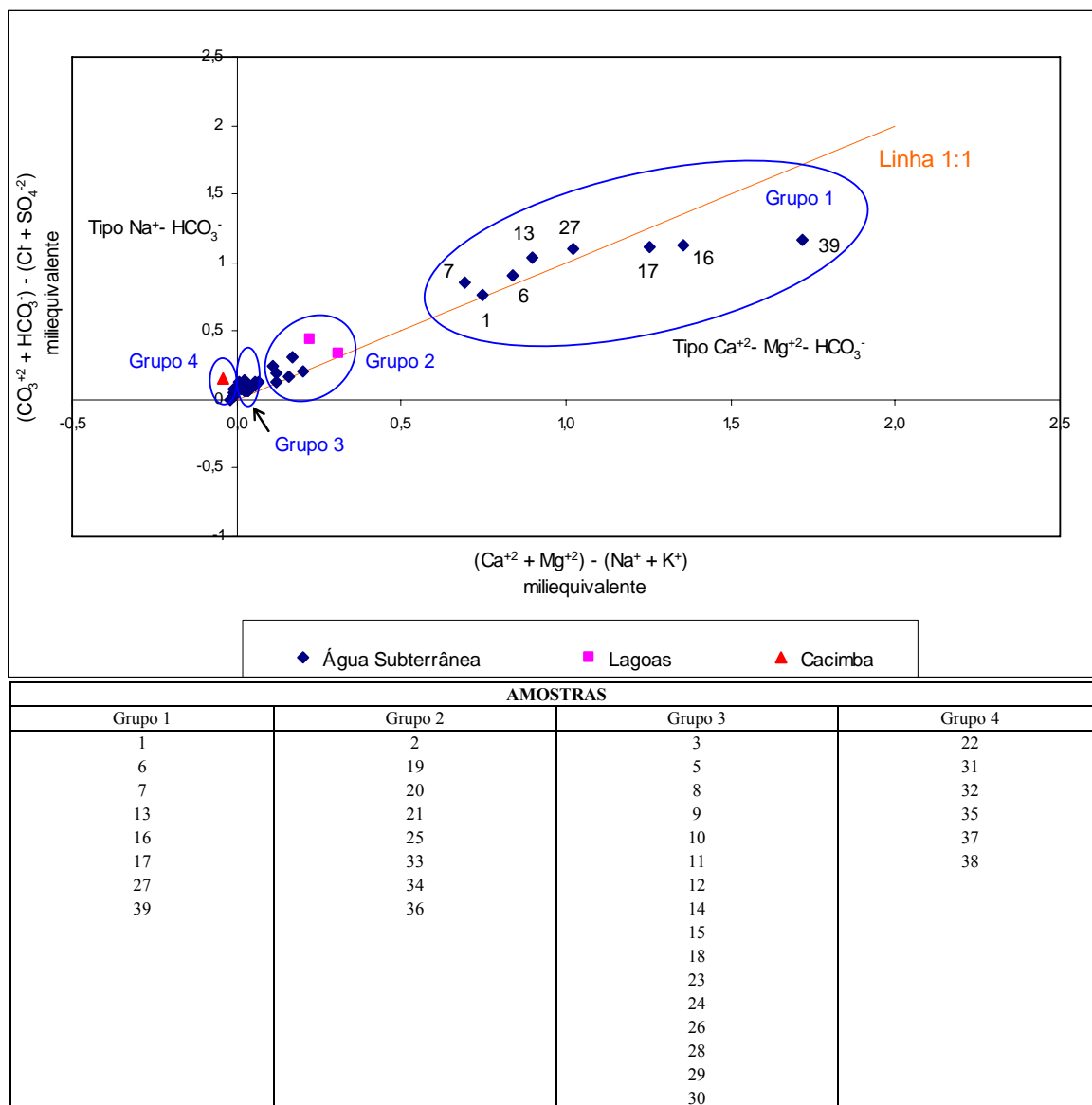
O Grupo 1 é representado pelas águas dos seguintes ambientes: aquífero Gandarela; unidade confinante Batatal, na faixa Tamanduá-Mutuca; e galeria da mina do Córrego do Feijão que intercepta as formações Cauê e Batatal.



**Figura 7.26** - Diagrama de Piper para as amostras de águas para as quais foram também analisados os isótopos ambientais.



**Figura 7.27** - Relação entre  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$  nas amostras investigadas.



**Figura 7.28** - Diagrama de Chadha (1999) para as amostras investigadas e a discriminação dos grupos identificados.

As amostras de água subterrânea do Grupo 2 diferenciam-se daquelas do grupo 3 por apresentarem maiores concentrações em cálcio, magnésio e bicarbonato. Apesar de se relacionarem ao aquífero Cauê, esta composição pode indicar a existência de níveis carbonáticos na unidade ferrífera ou uma interconexão com o aquífero Gandarela, mas em situação de grande diluição por parte das águas do aquífero ferruginoso.

As amostras do Grupo 3 refletem a composição característica das águas do aquífero Cauê marcada por mineralização muito baixa (STD médio de 19,9 mg/L). O Grupo 4 é formado por amostras de água subterrânea que têm o sódio como cátion dominante. A composição das demais amostras desse grupo, associadas ao aquífero Cauê, deve refletir a mistura com águas dos aquíferos rasos ou a troca de bases em horizontes pelíticos da rocha.

Buscando compreender melhor os aspectos químicos das águas subterrâneas, foi efetuado o cálculo do índice de saturação para os diversos minerais (Figura 7.29 e Tabela 7.36). O índice de saturação (IS) é definido como a diferença entre o logaritmo do produto da atividade dos íons na água ( $\log PAI$ ) e o logaritmo da constante de solubilidade do mineral em equilíbrio ( $\log K$ ), conforme apresentado na EQUAÇÃO 7.20. Deste modo, se SI é equivalente a zero a solução está em equilíbrio com o mineral. Mas, valores menores ou maiores que zero indicam, respectivamente, subsaturação ou sobressaturação. Como ressaltado por Appelo e Postma (1994), raramente a água subterrânea encontra-se em equilíbrio químico e, portanto, o índice de saturação deve ser compreendido como um indicativo da direção do processo reativo, ou seja, para a subsaturação a dissolução é esperada, enquanto que a sobressaturação sugere precipitação.

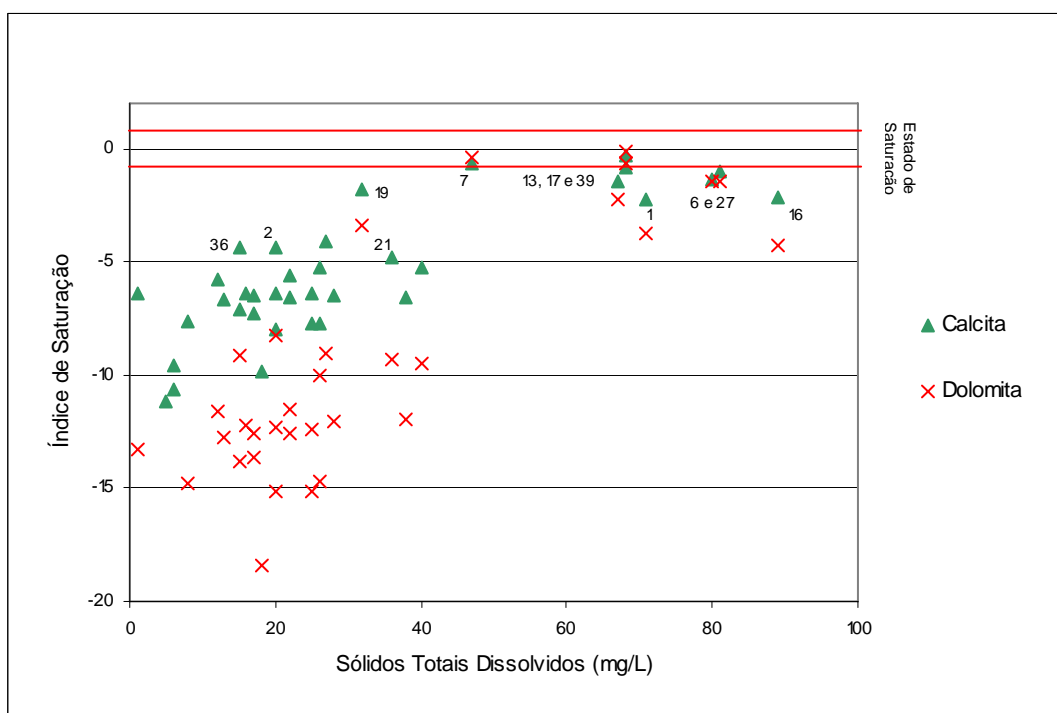
$$IS = \log(PAI/K) \quad (7.20)$$

Onde:

IS = Índice de saturação;

PAI = Produto da atividade do íon;

K= constante de solubilidade do mineral.



**Figura 7.29** - Diagrama de índice de saturação para calcita e dolomita *versus* sólidos totais dissolvidos.

**Tabela 7.36 - Índice de saturação (IS) na água, para os principais minerais de ocorrência na área de estudo.**

Código da amostra	Resíduo dissolvido (mg/L)	Índice de Saturação								
		Calcita	Dolomita	Quartzo	Fe(OH) <sub>3</sub>	FeS	Goethita* <sup>1</sup>	Hematita	Manganita* <sup>2</sup>	Talco* <sup>3</sup>
1	71	-2,24	-3,72	2,05	1,26	<-100,0	8,15	19,05		-0,36
2	20	-4,34	-8,27	ND	-2,73	-54,34	3,17	7,96		ND
3	17	-6,5	-12,54	ND	-0,6	<-100,0	6,29	15,2		ND
5	17	-7,26	-13,63	ND	-1,13	<-100,0	5,76	14,2		ND
6	80	-1,32	-1,42	ND	1,5	<-100,0	8,39	19,47		ND
7	47	-0,62	-0,38	ND	1,73	<-100,0	8,63	19,87		ND
8	15	-7,07	-13,85	ND	-1,28	<-100,0	5,61	13,92		ND
9	8	-7,61	-14,8	ND	-1,11	<-100,0	5,78	14,28		ND
10	13	-6,65	-12,75	ND	-0,66	<-100,0	6,24	15,16		ND
11	16	-6,4	-12,26	ND	-0,41	<-100,0	6,48	15,53		ND
12	22	-6,56	-12,55	ND	-1,08	<-100,0	5,81	14,28		ND
13	68	-0,86	-0,66	ND	1,67	<-100,0	8,56	19,87		ND
14	20	-8	-15,18	ND	-0,97	<-100,0	5,92	14,47		ND
15	25	-6,41	-12,38	ND	-0,81	<-100,0	6,08	14,85		ND
16	89	-2,18	-4,29	1,8	<-100,0	-0,34	<-100,0	<-100,0	<-100,0	-4,29
17	68	-0,32	-0,14	2,7	2,77	<-100,0	9,66	22,13	26,77	7,88
18	12	-5,79	-11,6	1,83	-0,51	<-100,0	6,38	15,42		-13,1
19	32	-1,79	-3,43	1,8	1,13	<-100,0	8,02	18,91		3,1
20	40	-5,22	-9,52		-0,06	<-100,0	6,83	16,15	14,47	
21	36	-4,79	-9,27	2,16	0,75	<-100,0	7,65	17,83		-9,07
22	1	-6,4	-13,31	1,37	0,08	<-100,0	6,98	16,56	11,24	-17,8
23	22	-5,56	-11,52	1,47	-1,05	<-100,0	5,84	14,46	11,28	
24	25	-7,71	-15,11	1,62	-2,11	<-100,0	4,78	12,22	8,83	-18,8
25	20	-6,38	-12,29	2,01	-1,03	<-100,0	5,86	14,44		-13,7
26	38	-6,6	-11,96	2,2	-1,2	<-100,0	5,69	14,11		-10,9
27	81	-1,03	-1,43	2,78	2,81	<-100,0	9,7	21,92	28,58	10,57
28	26	-7,76	-14,74	1,87	-1,15	<-100,0	5,74	14,09		-17
29	28	-6,46	-12,03	2,15	-0,57	<-100,0	6,32	15,23		-11,5
30	26	-5,28	-10,06	2,27	1,33	<-100,0	8,22	18,97		-8,5
31	27	-4,12	-9,07	1,36	0,1	<-100,0	6,99	16,67		-12,6
32	6	-10,61		2	-2,57	<-100,0	4,32	11,32		
33	32	-3,32	-6,47	2,01	0,85	<-100,0	7,74	17,79		-6,14
34	32	-2,75	-4,78	2,04	-0,2	<-100,0	6,69	16,04	18,29	-3,06
35	5	-11,15		2,18	-2,69	<-100,0	4,2	10,87	6,14	
36	15	-4,37	-9,14	2,24	-0,74	<-100,0	6,15	14,96	14,82	-10,6
37	18	-9,87	-18,45	2,18	-1,51	<-100,0	5,38	13,33	7,69	-19,2
38	6	-9,58		2,14	-1,96	<-100,0	4,93	12,42	6,94	
39	67	-1,46	-2,21	2,56	1,69	<-100,0	8,59	19,82		9,06

ND - concentração de sílica não determinada;

\*1 - Goethita: Óxido de ferro hidratado -FeO (OH) ;

\*2 - Manganita: Óxido de manganês hidratado – MnO (OH);

\*3 - Talco: Filossilicato de magnésio hidratado - Mg<sub>6</sub>(Si<sub>8</sub>O<sub>20</sub>)(OH)<sub>4</sub>.

O índice de saturação foi calculado por meio do programa PHREEQC, modulado ao programa Aquachem 3.7. Este programa utiliza, além das concentrações iônicas, os valores de Eh, pH e temperatura para os cálculos das constantes de equilíbrio e dos coeficientes de atividade.



As incertezas dos cálculos relacionam-se a diversos fatores, a saber: i) qualidade da análise; ii) a precisão do valor determinado para o pH visto que, para alguns minerais, pequenos erros (e.g. 0,33) podem afetar o logIAP de até uma unidade (APPELO e POSTMA, 1994); iii) a imprecisão das medidas de Eh efetuadas utilizando-se de eletrodos de platina (HEM, 1986 e APPELO e POSTMA, 1994).

Aspectos interessantes sobressaem do diagrama de índice de saturação para calcita e dolomita *versus* sólidos totais dissolvidos (Figura 7.29). Verifica-se que a maioria das amostras de água subterrânea encontra-se subsaturada em calcita e principalmente, dolomita. Todavia, amostras relacionadas ao aquífero Gandarela, com STD superior a 45 mg/L, mostram-se próximas ou no estado de saturação para esses minerais.

Destaca-se da FIG. 7.29 a ocorrência de águas com STD inferior a 40 mg/L, mas com índice de saturação (IS) acima de -5. Referem-se às nascentes da captação Catarina Principal (ponto 2), Clube Serra da Moeda (ponto 21), Retiro do Chalé-Capitão Valente (ponto 19) e poço tubular no Condomínio Miguelão (ponto 36) pertencentes ao grupo 2 do diagrama da FIG. 7.28. Essa observação reforça a hipótese de interação da água com minerais carbonáticos ou a conexão com o aquífero Gandarela.

O cálculo do índice de saturação para outros minerais nas águas (Tabela 7.36) mostra que estas se encontram geralmente saturadas em quartzo, hematita e goetita, comuns na área. Saturação em mineral de manganês e em talco é identificada em algumas amostras relacionadas aos aquíferos Cauê e Gandarela. Ressalta-se a existência de várias ocorrências de manganês na região e a descrição de talco em dolomitos da Formação Gandarela por Souza (1987).

A presença de hematita, goetita e manganita em estado de sobressaturamento deve-se ao fato de que oxihidróxidos de ferro e óxidos de manganês apresentam estabilidade nas condições comumente encontradas nas águas subterrâneas da área, ou seja, pH entre 6 e 8 e Eh oxidante (APPELO e POSTMA, 1994). Por se encontrarem dissolvidos, possivelmente estão em situação metaestável. Quanto à sílica, HEM (1986) menciona que as águas naturais normalmente têm mais sílica dissolvida que o valor de equilíbrio para o quartzo, porém menos do que o valor para a sílica amorfa.

A amostra que mais se diferencia das demais se relaciona à Formação Batatal, na faixa tectônica Tamanduá-Mutuca (ponto 16). A saturação é verificada somente para o quartzo e o sulfeto de ferro, estando os demais minerais em condição de subsaturação.

De posse das características hidroquímicas da água buscou-se estabelecer uma relação com os dados isotópicos na tentativa de se identificar grupos semelhantes no conjunto analisado. Foi efetuado, a princípio, o cálculo da correlação entre as concentrações isotópicas e os sólidos totais dissolvidos para as águas subterrâneas, no nível de confiança de 95%. Foram encontradas as seguintes correlações significativas: positivas, para ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ), ( $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ), ( $^3\text{H}$  e  $\delta^2\text{H}$ ), (STD e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e negativa para (STD e  $^3\text{H}$ ).

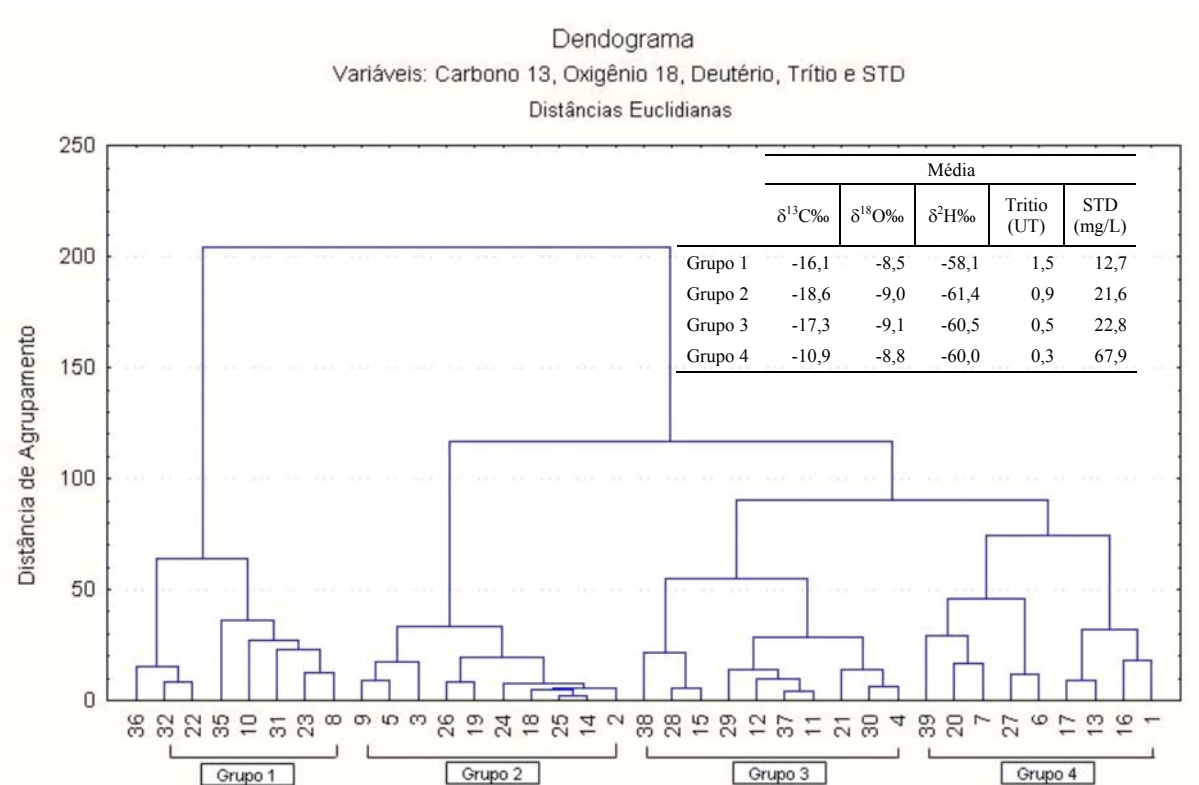
Com base nesses resultados foi aplicada a técnica estatística de análise de agrupamento para identificação de conjuntos com composições similares em termos de concentrações de deutério, oxigênio-18, trítio, carbono-13 e sólidos totais dissolvidos.

Quatro grupos foram diferenciados (Figura 7.30). Os Grupos 1 e 4 são bastante distintos entre si. O primeiro abrange águas recentes, pouco mineralizadas e associadas aos aquíferos Cauê e de coberturas. O Grupo 4 reúne águas antigas com alto STD relacionadas, principalmente, ao aquífero Gandarela. As amostras do Grupo 4 correspondem exatamente àquelas do grupo 1 do diagrama da FIG. 7.28, enquanto as do Grupo 1 abrangem águas dos grupos 4 e 3 desse diagrama. Os Grupos 2 e 3 são relativamente semelhantes e mostram concentrações intermediárias entre os conjuntos extremos. Envolvem águas dos aquíferos Cauê e de cobertura, porém não têm uma característica hidroquímica própria, compreendendo amostras dos grupos 2, 3 e 4 do diagrama da FIG. 7.28. A amostra discrepante refere-se à proveniente de poço tubular no condomínio Lagoa do Miguelão (ponto 36).

O mapa da FIG. 7.31 apresenta a localização dos pontos d'água analisados, em uma base hidrogeológica, discriminados pela natureza (poço tubular, poço escavado, nascente, lagoa, e galeria) e pelos grupos definidos na análise de agrupamento.

A análise da FIG. 7.31 permite tecer algumas considerações gerais, quais sejam: i) há uma linha de pontos inequivocamente ligados ao aquífero Gandarela no Sinclinal Moeda, desde a região da bacia do ribeirão de Fechos até próximo à lagoa Grande com idades, em geral, acima de 300 anos; ii) as águas extraídas no bombeamento das minas do córrego do Feijão (ponto 28) e do Pau Branco (ponto 37) são semelhantes às águas das descargas adjacentes, relacionadas ao aquífero Cauê.

A seguir será feita a interpretação dos resultados isotópicos e hidroquímicos relativos às amostras individuais e aos setores na área de estudo na busca de uma compreensão mais aprofundada sobre as respectivas condições da dinâmica de fluxo subterrâneo.



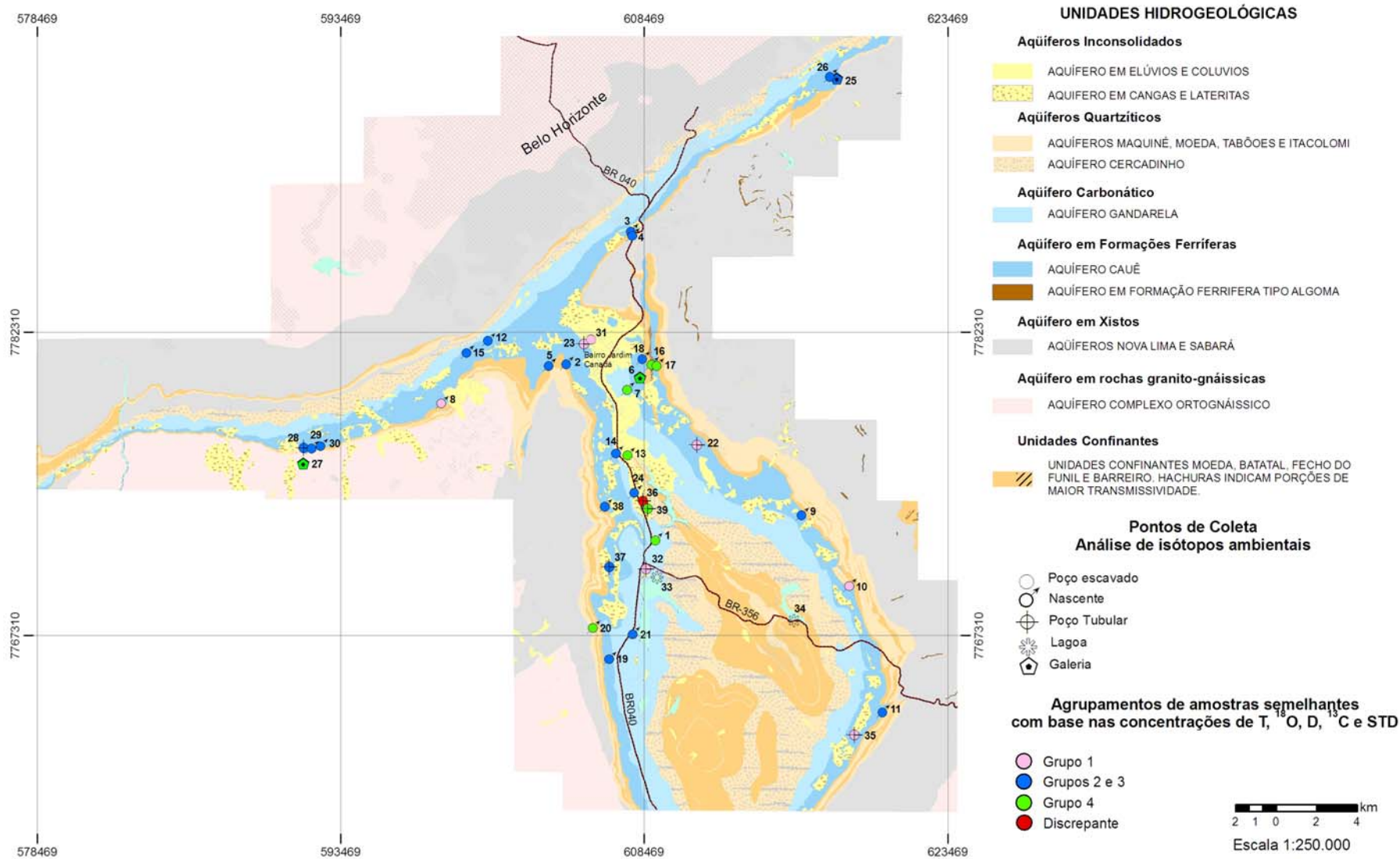
**Figura 7.30** - Dendograma resultante da análise de agrupamento para as variáveis  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$  e  $^2\text{H}$  nas águas subterrâneas, associado à planilha com as médias das concentrações para cada grupo identificado.

#### *Setor nordeste do homoclinal da Serra do Curral*

Abrange as descargas do aquífero Cauê no córrego da Fazenda (pontos 25 e 26) e na bacia do Ribeirão Mutuca (captação Mutuca Auxiliar - ponto 3), bem como na nascente relacionada ao aquífero de coberturas detríticas (ponto 4).

As descargas no córrego da Fazenda são bastante semelhantes, tanto em termos hidroquímicos quanto isotópicos. Exibem tempo de renovação de 90 anos, apresentando condutividade elétrica média de 15  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (STD médio de 29 mg/L) e pH em torno de 6 (seis). As concentrações de oxigênio-18 e deutério sugerem infiltração rápida, sem processo de evaporação significativo. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (-18,2 e -16,7‰) indicam evolução em meio pouco carbonático o que é corroborado pela subsaturação em calcita e dolomita.

No ponto de captação denominado Mutuca Auxiliar foram identificados dois pontos de surgência, um associado ao aquífero Cauê e outro ao aquífero granular de cobertura. A distinção isotópica entre os pontos é bastante nítida evidenciando a não existência de mistura de águas.



**Figura 7.31-** Mapa de localização dos pontos de coleta de água para análises de isótopos ambientais e classificação das amostras de acordo com os grupos identificados na análise de agrupamento (ver figura 7.30).

A descarga do aquífero Cauê apresenta tempo de residência muito elevado, cerca de 300 anos. A condutividade elétrica e o pH mostram-se um pouco mais altos que os determinados nas descargas anteriores (25,7  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 6,6), sendo que o relativo enriquecimento de  $\delta^{13}\text{C}$  (-12,8‰) pode sugerir a presença de minerais carbonáticos no meio rochoso. A água é bastante empobrecida em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  (-9,26‰ e -59,2‰) indicando não ter sido submetida à evaporação.

A nascente vinculada à cobertura de cangas e neossolos de textura média cascalhenta exibe valores muito baixos de condutividade elétrica e pH, 8,7  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 5,9, respectivamente, e concentrações isotópicas que revelam tempo relativamente baixo de renovação (55 anos), infiltração rápida e pequena a média interação com  $\text{CO}_2$  e carbonatos no solo.

#### *A região central do Homoclinal da Serra do Curral – Junção com o Sinclinal Moeda*

Compreende as descargas do aquífero Cauê associadas às captações de Taboões (ponto 15) e do Rola Moça (ponto 12), às nascentes Leste e Jequitibá (pontos 29 e 30), às nascentes do vertedouro 60 da mina da Jangada, ao poço tubular de rebaixamento (ponto 28) e à galeria de drenagem da mina do córrego do Feijão (ponto 27).

As surgências do aquífero Cauê relacionadas às captações de Taboões, Rola Moça e Bálsamo (não analisada) encontram-se distribuídas ao longo de uma linha aproximadamente reta de quatro quilômetros de extensão. Distinguem-se dos demais pontos de descarga do aquífero Cauê por se posicionarem próximas ao contato com a Formação Gandarela. É provável que o fluxo subterrâneo nesse local esteja influenciado por feições estruturais (dobras, falhas e fraturas) visto que essa região é de grande complexidade tectônica, envolvendo a junção do homoclinal da Serra do Curral com o Sinclinal Moeda.

As águas das nascentes de Taboões e Rola Moça são quimicamente semelhantes e marcadas por baixa mineralização (condutividade elétrica, média de 10  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e pH em torno de 6 (seis). Em termos isotópicos, porém mostram-se diferentes. O tempo de renovação para Taboões é de 450 anos, enquanto que para Rola Moça é de 110 anos. É provável que a concentração de trítio para esta última descarga seja resultante da mistura de águas recentes e muito antigas, pois no local da surgência percebeu-se a contribuição de águas da cobertura de solos mas, por ser um local alagadiço, não foi possível a realização da coleta seletiva. Tal fato deve explicar o distanciamento das amostras no diagrama  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  (Figura 7.24) e a relativa

similaridade da água de Rola Moça com aquela associada aos solos na captação de Mutuca Auxiliar (amostra 3). Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam algum fracionamento decorrente da interação com o solo e a rocha.

A similaridade entre as águas da nascente do Jequitibá (ponto 30) e dos poços de rebaixamento da mina do Córrego do Feijão (ponto 28) pode ser comprovada pelos diagramas das FIG. 7.24, 7.26, 7.28 e 7.29. Possuem baixa condutividade elétrica (média de 18  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH médio de 6,2 e concentrações de  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$  que apontam rápida infiltração. O tempo de residência para as águas dos poços foi estimado com valor superior a 500 anos e da nascente Leste em 300 anos, entretanto, pode-se assumir que sejam equivalentes, pois as diferenças encontram-se dentro do desvio padrão analítico. Esta semelhança era prevista, visto que os procedimentos de desaguamento da mina têm promovido alterações nas vazões da nascente (Água Consultores, 2001a e CVRD, 2005).

A nascente Leste (ponto 29) também se assemelha quimicamente aos pontos 30 e 28 e está sendo igualmente afetada pelo rebaixamento. Contudo, apresenta tempo de renovação menor, em torno de 140 anos. Pode-se prever que haja alguma contribuição de águas mais recentes em seu fluxo. É interessante notar os valores bastante baixos de  $\delta^{13}\text{C}$  para a nascente leste e os poços tubulares, indicando a quase ausência de minerais carbonáticos no meio rochoso de escoamento.

A água da galeria de drenagem (ponto 27) possui característica hidroquímica distinta dos pontos anteriores, sendo marcada por condutividade elétrica elevada (117,6  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH alcalino (8,34) e altas concentrações em cálcio e magnésio. Esses aspectos derivam da natureza das rochas interceptadas, abrangendo filitos e filitos dolomíticos da Formação Batatal e itabiritos dolomíticos da Formação Cauê. O tempo de renovação foi calculado em 170 anos. O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  (-15,7‰) revela a interação da água com minerais carbonáticos.

Análises isotópicas para trítio, oxigênio-18 e deutério foram anteriormente efetuadas na região da mina do Córrego do Feijão por Água Consultores (2002). Os resultados mostram correspondência com os verificados neste estudo, com exceção do tempo de residência das águas da galeria. O valor encontrado neste estudo foi de 170 anos, enquanto Água Consultores (2002) estimou tempo superior a 500 anos. A diferença pode estar relacionada ao ponto de coleta, visto que a galeria apresenta vários drenos.

As nascentes do vertedouro 60 (ponto 8) da mina de Jangada mostram-se relacionadas às coberturas de canga e neossolos de textura média a cascalhenta, porém situadas junto ao contato entre as formações Cauê e Batatal. A uma distância de cerca de 2,5 km ocorre outro conjunto de nascentes, em situação similar (nascentes dos vertedouros 33, 54 e 55 da mina de Jangada) e também afetadas por captações. As vazões elevadas, o posicionamento geológico e os indícios de condicionamento estrutural por falhas ou fraturas de direção NW-SE apontam uma origem relacionada, ao menos em parte, ao aquífero Cauê.

A coleta feita em uma das nascentes do vertedouro 60 revelou água de tempo de residência muito curto, inferior a 5 anos, ou de no máximo 51 anos, se aplicado o modelo de pistão para interpretação dos valores em trítio. Duas explicações podem ser dadas para esse resultado: i) a amostra coletada não é representativa do conjunto, admitindo-se que podem ocorrer, em uma mesma região, descargas do aquífero Cauê, juntamente com nascentes do aquífero raso; ii) estas nascentes se relacionam a bacias sedimentares cenozóicas formadas pela reativação de estruturas NW-SE cuja principal evidência são os limites retilíneos dos sedimentos junto aos pontos de descarga.

*Flanco Oeste do Sinclinal Moeda – Aquíferos Cauê, Gandarela e de coberturas detríticas.*

A região da junção do Sinclinal Moeda com o Homoclinal Serra do Curral é marcada por duas nascentes de grande vazão associadas às captações de Catarina Principal (ponto 2) e Catarina Auxiliar (ponto 5). Em termos químicos, mostram distinção revelada pela condutividade elétrica (23,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  para Catarina Principal e 9,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  para Catarina Auxiliar) e que se traduz para Catarina Principal em uma maior concentração em cálcio e magnésio (Figura 7.28) e em enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (-15‰) se comparado à Catarina Auxiliar (-20,1‰). Esse aspecto deve indicar a presença de minerais carbonáticos na unidade ferruginosa ou a contribuição de águas do aquífero Gandarela para a descarga no ponto 2, enquanto que para o ponto 5 o escoamento estaria essencialmente relacionado a itabiritos silicosos. Os tempos de residência são semelhantes, 90 anos para Catarina Principal e 77 anos para Catarina Auxiliar.

Dois pontos de descarga se destacam na região da Lagoa do Miguelão e próximos ao contato da Formação Cauê com a Formação Gandarela: nascente do Condomínio do Miguelão (ponto 14) e nascente da portaria C do mesmo condomínio (ponto 24). Exibem condutividade elétrica média de 8  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e pH de 5,8, sendo, portanto muito pouco mineralizadas e de caráter ácido.

As concentrações de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  revelam rápida infiltração, todavia verifica-se para a amostra 14 um enriquecimento de  $\delta^{18}\text{O}$  (-8,59‰) relativamente à amostra 24 (-9,21‰). São igualmente empobrecidas em carbono-13 (média de -20,2‰) indicando pequena interação com carbonato. Os tempos de residência encontrados para ambas as nascentes é de 90 anos.

A nascente do Condomínio do Miguelão encontra-se associada a fraturamento de reativação cenozóica, de direção aproximada N-S, que afeta itabiritos e depósitos de canga. Presume-se que a descarga seja proveniente do aquífero Cauê, talvez com alguma contribuição da cobertura de canga, e que o fluxo esteja condicionado pela estrutura. Embora essa feição não tenha sido identificada nas imediações da descarga no ponto 24, a similaridade química e isotópica, a proximidade com o ponto 14 (2,5 km) e o alinhamento das nascentes na direção concordante com o fraturamento indicam uma mesma origem. Os mapas de anomalias magnéticas e radiométricas revelam a existência de lineamento de direção NNW-SSE que cruza a região das duas nascentes.

As águas da nascente da Tutaméia (ponto 38) e do poço de rebaixamento (ponto 37) mostram-se semelhantes, química e isotopicamente, corroborando o modelo conceitual e computacional elaborado por Água Consultores (2006). São águas do tipo bicarbonatadas sódicas, com saturação para minerais de manganês, exibindo valores médios de condutividade elétrica e pH, respectivamente, de 8,6  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 5,3. A presença do sódio deve indicar a contribuição de águas das coberturas detríticas ou a evolução química a partir do escoamento subterrâneo por rochas contendo minerais micáceos. Essa última hipótese é aceitável, visto que tanto no perfil litológico do poço tubular quanto de piezômetros (PZE01 e PZE02; ÁGUA CONSULTORES, 2006) são descritas intercalações argilosas ou itabiritos argilosos, com entradas de água inclusive nesses intervalos, exceto para PZE01 que se mostrou seco.

O tempo de residência para a nascente da Tutaméia foi calculado em 77 anos e do poço de rebaixamento P09, em 110 anos. Os efeitos do desaguamento da mina do Pau-Branco ainda não foram percebidos nas vazões das nascentes da Tutaméia, apesar do rebaixamento ter alcançado nível inferior à cota da descarga o que pode indicar a existência de uma barreira hidráulica. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  revelam águas não evaporadas e as concentrações baixas em  $^{13}\text{C}$  (média de -20‰), meio rochoso pouco carbonático.



As descargas da Mãe d'água (ponto 20) e Capitão Valente (ponto 19), no condomínio do Retiro do Chalé, apesar de distantes cerca de 3,5 km do poço P09 e 5 km da nascente da Tutaméia, exibem características químicas e isotópicas distintas. São águas bicarbonatadas cálcio-magnesianas, com condutividade elétrica e pH, respectivamente, de 22,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 6,1, para Mãe d'água, e de 8,3  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e 5,9, para Capitão Valente. Destaca-se o expressivo enriquecimento de  $\delta^{13}\text{C}$  para a nascente do ponto 20 (-8,9‰) apontando fracionamento a partir da interação com minerais carbonáticos e, provavelmente, conexão hidráulica com o aquífero Gandarela, visto que valores de carbono-13 tão elevados foram determinados apenas em surgências relacionadas à unidade carbonática. Por outro lado, a nascente do ponto 19, a despeito da baixa mineralização, exhibe índice próximo à saturação para calcita (Figura 7.29) e concentração um pouco enriquecida para  $\delta^{13}\text{C}$  (-15,8‰). Os valores de trítio indicam tempo de renovação de 77 anos para a nascente de Capitão Valente e de 110 anos para a Mãe d'água.

Uma das feições hidrogeológicas mais notável nesse compartimento refere-se à ocorrência de nascentes e poços tubulares relacionados ao aquífero Gandarela com tempos de renovação mais curtos, a norte, e bem mais longos, na porção sul. Constituem um grupo bastante distinto como pode ser notado pelas FIG. 7.25 a 7.29. Exibem, caracteristicamente, elevada condutividade elétrica (média de 98  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH alcalino (média de 7,9), índices próximos ou na saturação para calcita e dolomita e enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (média de -10,3‰). Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  indicam infiltração rápida, sem indícios de processo de evaporação, com exceção da amostra 1 (nascente do IBAMA).

A surgência cárstica (ponto 7) e a galeria (ponto 6), localizadas na bacia do ribeirão de Fechos, setor norte do Sinclinal, mostram tempos respectivos de renovação de 170 e 140 anos. A galeria, por colocar em conexão os aquíferos Cauê e Gandarela, apresenta menor índice de saturação para calcita e dolomita e valor mais reduzido em  $\delta^{13}\text{C}$ .

Os pontos localizados ao sul dos anteriores - nascente da SKOL (ponto 13), poço tubular no condomínio do Miguelão (ponto 39) e nascente do IBAMA (ponto 1) – possuem tempos de renovação de 450 a superior a 500 anos. Verifica-se ainda o aumento progressivo da concentração em cálcio e magnésio desde a surgência cárstica até o poço tubular (Figura 7.28).

Estes aspectos, em conjunto, parecem indicar a existência de fluxo subterrâneo no aquífero Gandarela, de norte para sul, com área de recarga na região do Bairro Jardim Canadá.

A nascente do IBAMA (ponto 1), situada ao sul do poço tubular (ponto 39), possui concentrações de cálcio e magnésio comparáveis à da surgência cárstica (Figura 7.28), valores em trítio um pouco maiores que nos pontos 13 e 39 e indícios de algum processo de evaporação em suas águas (Figuras 7.23 e 7.24). Essas características podem sugerir alguma contribuição de águas da cobertura de canga

Curiosamente, o poço tubular no condomínio do Miguelão (ponto 36), situado muito próximo ao poço de número 39, exibe característica química totalmente diversa. Apesar da localização no domínio da Formação Gandarela, e do tempo de renovação muito elevado, superior a 500 anos, exibe baixa mineralização (condutividade elétrica de 28  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e pH ácido (6,3). Como não se dispõe do perfil litológico para esse poço, pode-se supor que a captação esteja sendo feita no aquífero Cauê e que o contato entre as duas unidades geológicas seja bem mais irregular do que o apresentado no mapa geológico. Dois grandes lineamentos, de direção N-S e ENE-SSW, são realçados em mapas geofísicos (ver capítulo 7 - item 7.5.1) na região dos dois poços podendo-se prever alguma movimentação de blocos. A ocorrência de mistura de águas é pouco provável, pois o poço 36 é subsaturado em calcita e dolomita, apesar de apresentar concentrações um pouco mais altas de cálcio, magnésio e bicarbonatos (Grupo 2 na Figura 7.28) o que deve ser resultado da interação com minerais carbonáticos da rocha.

A nascente do Clube Serra da Moeda (ponto 21), localizada a cerca de 7 km ao sul do poço tubular 36, possui aspectos bastante similares a este, tanto em termos químicos e isotópicos quanto no posicionamento em domínio do aquífero carbonático. A principal diferença refere-se ao tempo de renovação mais reduzido, cerca de 220 anos. O mapa de anomalia magnética (sinal analítico) indica a presença de um corpo anômalo no local da nascente apontando a presença de rochas essencialmente ferruginosas.

Águas muito pouco mineralizadas (condutividade elétrica de 8,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e de pH ácido (5,3) são captadas pelo poço tubular P01 (ponto 32) no condomínio Alphaville. Assim como os pontos 21 e 36, encontra-se em terreno mapeado como referente à Formação Gandarela. Entretanto, o perfil litológico revela a ocorrência de itabirito desde a profundidade de 4 m até o final, 120 m, tendo sido instaladas dez seções filtrantes a partir de 27 m. A concentração expressiva em sódio (Figuras 7.26 e 7.28) e o tempo curto de renovação, 40 anos, revelam a contribuição de águas provenientes de aquíferos mais rasos.

Quanto a esse aspecto, menciona-se a ocorrência de canga, de matriz arenosa e espessura superior a 6 m, no local do condomínio. Apesar da proximidade com a Lagoa Grande, os diagramas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  (Figuras 7.23 e 7.24) demonstram não haver conexão direta.

O poço tubular do IEF (ponto 23), localizado em região de ocorrência de espessos sedimentos cenozóicos que recobrem rochas das formações Gandarela e Cauê, apresenta água com correspondência, especialmente isotópica, ao poço escavado (ponto 31), distante a poucas dezenas de metros. Não há descrição do perfil litológico, mas as informações construtivas indicam a existência de seis seções filtrantes, a primeira a 59 m de profundidade e a última, a 105 m. As concentrações de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  mostram que as águas foram submetidas à evaporação prévia e os valores elevados em trítio, tempo de residência inferior a 5 anos. O empobrecimento de  $\delta^{13}\text{C}$  com relação aos valores do poço escavado (próximo ao da atmosfera) aponta a atividade bacteriana ou das plantas no solo.

#### *Flanco Leste do Sinclinal Moeda – Aquíferos Cauê e Inconsolidados*

Destacam-se nesse compartimento os pontos de descarga do aquífero Cauê referentes às nascentes de Fechos Auxiliar (ponto 18), do Rio do Peixe (ponto 9), Trovões (ponto 10) e Cata Branca (ponto 11).

A nascente de Fechos Auxiliar mostra valor muito empobrecido em  $\delta^{13}\text{C}$  revelando percolação em meio essencialmente silicoso. O tempo de renovação (90 anos) é análogo àqueles obtidos para os pontos de descarga na bacia do ribeirão Catarina, também localizados próximos à região de junção do Sinclinal com o Homoclinal.

As águas das nascentes do Rio do Peixe e de Trovões são bastante semelhantes em termos químicos e isotópicos. Possuem condutividade elétrica muito baixa (média de 9  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e caráter ácido (pH médio de 6,1). As concentrações de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  encontram-se exatamente sobre reta linha meteórica global, com valores um pouco maiores para Trovões. Os tempos de renovação, entretanto, mostram-se distintos: 77 anos, para Rio do Peixe, e 13 anos para Trovões ou, de no máximo de 31 anos, pelo método de pistão. O menor valor obtido para Trovões é de certa forma coerente com a observação de progressivo aumento da vazão relacionada a uma sucessão de anos chuvosos (anos hidrológicos 2002-2003 a 2004-2005). Todavia, não se deve descartar a hipótese de ocorrência de contribuições de águas mais antigas, visto que a coleta foi feita em um ponto de surgência em local onde são identificadas

ao menos três nascentes de vazão expressiva. O carbono-13 mostra-se bastante empobrecido para os dois pontos de descarga, em especial para Rio do Peixe, corroborando as descrições de campo quanto à presença de itabiritos quartzosos.

A coleta efetuada na nascente de Cata Branca (ponto 11) abrangeu pequena surgência junto a depósito de canga, lateral à barragem que encobre a descarga principal em decorrência desta estar recebendo águas provenientes de poço tubular da mina do Pico. Desta forma, os resultados devem ser analisados com reservas, pois podem não ser representativos. Entretanto, o tempo de renovação elevado (170 anos), equivalente ao do poço tubular de rebaixamento da mina do Pico (ponto 35), e o significativo empobrecimento em oxigênio-18 e deutério indicam a contribuição de águas de circulação mais profunda.

A água do poço de rebaixamento da mina do Pico, perfurado em itabiritos, difere quimicamente daquela de Cata Branca quanto à presença de sódio, mas ambas possuem condutividade elétrica próxima a 20  $\mu\text{S}/\text{cm}$  e pH de tendência ácida, com valor de 5,0 para o poço e 6,3 para a nascente. Destacam-se os valores muito baixos obtidos para  $\delta^{13}\text{C}$ , indicando percolação em rochas constituídas essencialmente por minerais não carbonáticos. A relativa semelhança química e isotópica entre os dois pontos d'água sugere conexão hidráulica e é concordante com a redução de vazão na nascente da Cata Branca, resultado do processo de desaguamento da mina do Pico, como previsto pelo modelo numérico elaborado por MDGEO (2001b).

O poço tubular do condomínio Morro do Chapéu (ponto 22) capta água com baixo tempo de renovação, 34 anos, e com indício de evaporação prévia à infiltração, como demonstrado pelas concentrações de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  (Figura 7.24). Exibe valor muito baixo de condutividade elétrica (9,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e pH de 6,3. Contém concentração significativa em sódio, o que reforça a hipótese de contribuição de águas evaporadas do aquífero de cobertura.

#### *Faixa Tamanduá-Mutuca*

As principais descargas nesse compartimento relacionam-se às formações Batatal (ponto 16) e Gandarela (ponto 17).

A nascente de número 17 exibe água com as características peculiares ao aquífero Gandarela: alta condutividade elétrica (126  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH alcalino (7,8), concentrações elevadas em cálcio, magnésio e bicarbonatos (Figura 7.28); saturação em calcita e dolomita, enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (-10,3%) e tempo de renovação extremamente elevado, superior a 500 anos.

Por outro lado, a água da nascente associada ao aquífero local Batatal (ponto 16) é a que mostra maior distinção dentre todas as analisadas na área, possuindo saturação em quartzo e sulfeto de ferro, Eh redutor, condutividade elétrica elevada (157  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH neutro (7,2), valores altos em  $\delta^{13}\text{C}$  (-11,4‰) e tempo de renovação acima de 500 anos.

### 7.7.3 Discussão dos Resultados

A análise de isótopos ambientais, em conjunto com a hidroquímica e feições estruturais, resultou na elucidação de muitos aspectos relacionados à dinâmica de fluxo subterrâneo, à relação entre os aquíferos e ao condicionamento e compartimentação promovidos pelas estruturas tectônicas.

Em termos gerais, as águas subterrâneas exibem concentrações de oxigênio-18 e deutério que indicam infiltração rápida sem que tivessem sido submetidas a um processo significativo de evaporação. Entretanto, verifica-se expressiva dispersão dos pontos em torno da reta meteórica global o que pode ser atribuído principalmente, às diferenças na umidade relativa da atmosfera.

As águas associadas ao aquífero Cauê mostram grande variabilidade em termos químicos e isotópicos que devem estar relacionadas à diversidade composicional da unidade (termos silicosos intercalados a termos dolomíticos) e/ou à interconexão com os aquíferos Gandarela e de coberturas detríticas (rasos).

Por outro lado, as águas do aquífero Gandarela exibem assinatura química e isotópica particular, marcada por conteúdos elevados em sólidos dissolvidos, pH alcalino, saturação em calcita e dolomita, enriquecimento em carbono-13 e longos tempos de renovação.

Os aquíferos rasos, ou seja, aqueles associados aos solos e às coberturas sedimentares, exibem, comumente, baixa mineralização, por vezes, contendo sódio em concentração significativa, pH ácido e tempos muito curtos de renovação.

No segmento nordeste do homoclinal da Serra do Curral, as descargas do aquífero Cauê na extremidade oriental (nascente e galeria no córrego da Fazenda) mostram tempos de renovação mais baixos, 90 anos, enquanto que na porção ocidental alcançam 300 anos (Mutuca Auxiliar).

Na região da junção Moeda-Curral, de grande complexidade tectônica, as descargas do aquífero Cauê encontram-se posicionadas junto ao contato com a Formação Gandarela (Taboões e Rola Moça) e exibem tempos de renovação entre 140 e 450 anos. A sudoeste, nesse segmento do homoclinal, as demais descargas do aquífero Cauê localizam-se no contato com a Formação Batatal e possuem tempos de residência igualmente superiores a 140 anos. As nascentes do vertedouro 60 da mina da Jangada, possivelmente condicionadas por estrutura de direção NNW-SSE, mostra tempo de renovação muito baixo (inferior a 5 anos) o que pode indicar águas provenientes das coberturas sedimentares cenozóicas. Não se pode descartar também, para este caso, uma incerteza associada a problemas de coleta de amostras ou de análise química.

A borda oeste do Sinclinal Moeda é marcada por descargas do aquífero Gandarela que se alinham na direção noroeste, concordante com lineamentos identificados em mapas geofísicos. Os tempos de renovação, como também as concentrações em sólidos totais dissolvidos, tendem a ser maiores na porção sul revelando fluxos a partir dos terrenos elevados na região do Bairro Jardim Canadá. Pontos de descarga do aquífero Cauê são encontrados junto ao contato com a Formação Gandarela, condicionados por estrutura de reativação cenozóica e direção noroeste-sudeste, sem evidência de conexão com o aquífero carbonático sobreposto.

A existência de pontos d'água no domínio do aquífero Gandarela, com tempos de renovação muito altos, porém com características químicas e isotópicas peculiares ao aquífero Cauê indicam interdigitações entre as duas unidades ou, possivelmente, a presença de falhas como apontado por mapas geofísicos. As demais descargas no flanco leste do Sinclinal estão associadas ao contato com a Formação Batatal, sendo que especialmente para a nascente da Mãe d'água há indícios de conexão com o aquífero Gandarela.

As descargas do aquífero Cauê no flanco leste do Sinclinal Moeda possuem tempo de renovação desde 13 (nascente de Trovões) a 170 anos (nascente da Cata Branca), prevendo-se, para a primeira, contribuição de águas recentes da cobertura. Estão posicionadas junto ao contato com a Formação Batatal, mas invariavelmente associadas a falhas ou fraturas de direção aproximada E-W.

A faixa tectônica Tamanduá-Mutuca possui a peculiaridade de ser o único local na área a apresentar descargas expressivas associadas à Formação Batatal que têm como características o tempo muito elevado de renovação (superior a 500 anos) e saturação em sulfeto de ferro. Nesta faixa ocorre também surgência cárstica com tempo de residência comparável às anteriores.

Aspecto importante que se destaca da análise geral das composições químicas e isotópicas das águas subterrâneas é a ausência de evidências, para a maioria dos pontos de descarga do aquífero Cauê, de conexão com o aquífero Gandarela. As poucas exceções compreendem as nascentes da Mãe d'água, de Capitão Valente, e talvez Catarina Principal e Mutuca Auxiliar, mas com alta diluição.

A similaridade das águas extraídas pelos poços de rebaixamento nas minas de Jangada, Pico e Pau Branco com as surgências do aquífero Cauê, situadas nas imediações, confirmam os modelos conceituais e numéricos elaborados.

## **8 MODELO HIDROGEOLÓGICO**

### **8.1 Introdução**

O modelo hidrogeológico conceitual compreende a interpretação integrada dos resultados obtidos nas diversas etapas e procedimentos, de natureza multidisciplinar, efetuados durante a pesquisa.

Dada a complexidade hidrogeológica da área e especialmente do aquífero Cauê a elaboração do modelo foi construída em duas partes. A primeira consiste na descrição de forma geral e abrangente dos diversos aspectos que se relacionam ao sistema de fluxo subterrâneo e, a segunda, na caracterização dos compartimentos hidrogeológicos regionais.

### **8.2 Aspectos hidrogeológicos gerais**

#### **8.2.1 A gênese do aquífero Cauê**

É difícil precisar quando a formação do aquífero Cauê foi iniciada, em especial a geração da porosidade intersticial. Como demonstrado pelos modelos genéticos elaborados para depósitos de ferro mundiais (e.g. MORRIS, 1980 e 1985; TAYLOR *et al.*, 2001 e WEBB *et al.* 2003) e para o Quadrilátero Ferrífero (eg. DORR, 1965, ZAVAGLIA, 1995 e BEUKES *et al.* 2002) as origens do minério friável e do aquífero Cauê se confundem visto que o enriquecimento em ferro a partir da dissolução da ganga por fluidos, hidrotermais ou supergênicos, produz uma rocha com porosidade superior a 30% (TAYLOR *et al.* 2001, MORRIS, 2002 e RIBEIRO, 2003).

Ainda que fluidos hidrotermais tenham participação inicial na gênese do minério poroso (e.g. TAYLOR *et al.*, 2001), a infiltração de águas meteóricas é tida como o processo fundamental na extração dos minerais lixiviáveis.

A percolação de águas de chuva nas rochas pode ter se iniciado ainda no Pré-cambriano, mas é razoável supor que os fatores indutores da infiltração e do escoamento subterrâneo tenham sido o soergimento epirogenético ocorrido durante o Mesozóico e o Cenozóico e a geração de falhamentos relacionados à tectônica pós-cretácica. Os aspectos que se sobressaem são a inversão do relevo, ocorrida durante a evolução da paisagem, que promoveu a configuração das estruturas dobradas em sinclinais suspensas e anticlinais escavados (BARBOSA, 1980) e as evidências de ajuste da drenagem ao nível de base regional e de capturas de drenagem nos sinclinais sobrelevados, em períodos pós-pleiocênicos (MEDINA *et al.*, 2005).



Tratando-se especificamente do Sinclinal Moeda, verifica-se a ocorrência de pontos importantes de descarga do aquífero Cauê ao longo de cursos d'água (ribeirões Mata Porcos e Capitão do Mato e córrego dos Fechos) que são relacionados por Medina *et al.* (2005) ao processo de abertura do platô visto ter este permanecido preservado após as fases de aplainamento e dissecação. Segundo os autores, esse processo, que promoveu o esvaziamento de paleolagos, foi condicionado por falhamento ao longo do eixo do Sinclinal.

Um aspecto a ser enfatizado é que a porosidade intersticial não está restrita ao minério poroso, uma vez que itabiritos friáveis são encontrados ao longo de todo o domínio da Formação Cauê e mesmo a grandes profundidades nas cavas das minas. Este fato conduz às teorias de que a composição do protolito (mais rico em ferro e/ou essencialmente dolomítico), associado à existência de estruturas favoráveis à percolação de água e a um confinamento gerado por litologias impermeáveis ou semipermeáveis (filitos e diques básicos), são determinantes para a origem do minério friável (XAVIER, 1994, ZAVAGLIA, 1995 e SPIER *et al.*, 2003).

A porosidade fissural gerada no Pré-cambriano e no Cenozóico e representada por falhas, fraturas, clivagens e pelas superfícies de descontinuidades do acamamento pode ser de grande expressividade local e é especialmente importante nos corpos de minério compacto. Constituem os condutos primordiais da água meteórica a partir dos quais os processos supergênicos passaram a atuar.

### **8.2.2 As estruturas das rochas e a influência na formação do aquífero e no fluxo e armazenamento subterrâneos**

A dissolução dos minerais na rocha e geração da porosidade granular são controladas pelas diferenças composicionais das bandas (quartzosas, carbonáticas, hematíticas) e pelas estruturas de descontinuidades representadas tanto pelo próprio acamamento quanto pelas feições tectônicas (falhas, fraturas e clivagens).

A lixiviação ocorre de forma diferencial sendo mais intensa nas bandas constituídas principalmente por quartzo e/ou carbonato, nos itabiritos, e por goethita e quartzo, nos corpos de minério compacto criando zonas preferenciais de fluxo paralelamente ao acamamento.

As estruturas tectônicas atuam como canais para a água meteórica que permitem a evolução do processo supergênico em profundidade e a sua expansão nas bandas mais susceptíveis à dissolução. Exercem também papel na conexão hidráulica entre as zonas mais permeáveis possibilitando o escoamento transversal às camadas. A trama formada pela rede de feições tectônicas e níveis porosos delinea um meio altamente heterogêneo e anisotrópico.

A natureza das estruturas tectônicas que condicionam o fluxo subterrâneo é bastante variada, mas geralmente de caráter rúptil ou dúctil-rúptil. Em escala regional, destacam-se os falhamentos pré-cambrianos, de direção em torno de E-W e componente direcional de deslocamento, que afetam o Sinclinal Moeda e as falhas transversais ao Homoclinal da Serra do Curral, de direção aproximadamente N-S e movimentação horizontal ou vertical. Estas estruturas foram, provavelmente, afetadas pela tectônica cenozóica como evidenciado pelos limites retilíneos das coberturas recentes na Serra do Curral e pela ocorrência de pelo menos um ponto de descarga, no platô da Moeda, claramente relacionado à falha normal que secciona itabiritos e depósitos de canga.

Mapas de anomalias geofísicas indicam a existência de lineamentos paralelos e junto ao eixo do Sinclinal Moeda, em sua porção setentrional, aos quais se associam importantes nascentes dos aquíferos Cauê e Gandarela. Reitera-se que a abertura do Platô da Moeda, em período pós-cretáceo, é vinculada à falhamentos ao longo do eixo desse Sinclinal (MEDINA *et al.*, 2005) e tais estruturas podem ter condicionado, ao menos em parte, o fluxo subterrâneo nessa região.

Em escala mesoscópica, verifica-se que os pontos de descarga do aquífero Cauê, além de se posicionarem, com algumas exceções, junto ao contato com a Formação Batatal, mostram, com frequência, relação com fraturas e clivagens de direção aproximada N-S e E-W, plano-axiais de dobras abertas ou em joelho. Acrescenta-se que as nascentes estão comumente situadas em pontos de maior dissecação do relevo onde o nível d'água é interceptado pela topografia.

### **8.2.3 As propriedades físicas e hidráulicas das rochas constituintes do aquífero Cauê e das demais unidades associadas**

As rochas constituintes do aquífero Cauê podem ser classificadas, em termos gerais, em minérios de ferro e itabiritos.

Os minérios de ferro são divididos quanto à compacidade em hematitas friáveis, médias e compactas. Hematitas friáveis e médias apresentam alta porosidade intersticial e texturas homogêneas ou laminadas. Já as hematitas compactas podem ser porosas ou maciças e exibir texturas laminadas, bandadas ou foliadas.

Os itabiritos são caracterizados, conforme a composição mineralógica, em silicosos, argilosos, dolomíticos e anfibolíticos. Há ainda o tipo denominado “rico” que mostra predomínio dos níveis hematíticos relativamente às bandas quartzosas ou carbonáticas. São encontrados desde totalmente friáveis a completamente frescos e com conseqüente variabilidade da porosidade, de intersticial a fissural.

Amostras representativas das diversas tipologias, coletadas em testemunhos de sondagem, foram submetidas a ensaios laboratoriais para a determinação da permeabilidade intrínseca, porosidade e densidade. Os resultados permitiram definir intervalos característicos de valores de propriedades hidráulicas e físicas para os litotipos identificados e que devem ser entendidos como valores mínimos, já que amostras friáveis não puderam ser ensaiadas, e de caráter indicativo em virtude do número reduzido de amostras, em vista da grande variabilidade rochosa.

As hematitas de textura média, laminada ou compacta laminada, mostram permeabilidades intrínsecas comparáveis e caracteristicamente elevadas, variando de 294 a 2410 milidarcy, correspondendo a condutividade hidráulica de  $3,0 \times 10^{-6}$  a  $2,5 \times 10^{-5}$  m/s. Os valores nas direções paralela e perpendicular à laminação são bastante distintos e indicam que o vetor de condutividade hidráulica no plano xy ( $K_{xy}$ ) pode ser até 3 vezes superior ao vetor no plano z ( $K_z$ ). As porosidades apresentam-se no intervalo de 28,3 a 38,7%, mais altas ao longo do bandamento ou foliação.

Os itabiritos mostram um comportamento mais errático tendo sido obtidas permeabilidades para os termos classificados como médios (não frescos) desde muito baixas ( $k=0,21$  milidarcy ou  $K=2,0 \times 10^{-9}$  m/s) até tão elevadas quanto àquelas das hematitas ( $k=1.920$  milidarcy ou  $K=1,8 \times 10^{-5}$  m/s). Exibem, igualmente, diferenças quanto à direção do teste, todavia o vetor  $K_{xy}$  pode ser até várias ordens de grandeza mais elevado do que  $K_z$ . A porosidade acompanha os valores de condutividade hidráulica e apresenta-se no amplo espectro de 3,0 a 41,4%. Estes resultados indicam expressivas desigualdades no grau de intemperismo, sendo que baixos valores relacionam-se a itabiritos pouco intemperizados enquanto que os elevados correspondem às rochas mais alteradas.

Condutividades hidráulicas e porosidades muito reduzidas, máximos de  $6,2 \times 10^{-10}$  m/s e 3,6%, respectivamente, caracterizam os itabiritos frescos não fraturados. Itabiritos argilosos mostram alta porosidade (média de 44%), mas baixas condutividades hidráulicas (média de  $7,0 \times 10^{-10}$  m/s).

Um aspecto importante que se depreende dos ensaios é que os itabiritos alterados podem apresentar propriedades hidráulicas e físicas análogas às das hematitas friáveis e médias, porém com diferenças mais significativas entre as direções paralela e ortogonal ao acamamento em virtude da grande distinção composicional entre as bandas. Este fato é concordante com as observações de campo e descrições de testemunhos de sondagem.

Testes laboratoriais foram também efetuados para amostras das Formações Batatal, Moeda e diques básicos.

Os filitos associados à Formação Batatal demonstraram porosidade e permeabilidade variáveis conforme o grau de alteração, respectivamente, desde 29,1% e 711 milidarcy ( $K=6,9 \times 10^{-6}$  m/s), para termos decompostos, a 11,71% e 9,02 milidarcy ( $K=8,7 \times 10^{-8}$  m/s), para termos semidecompostos. Os valores relativamente elevados de permeabilidade e porosidade dos filitos decompostos devem-se ao deslocamento ao longo dos planos de foliação, sendo que estes foram comumente verificados em profundidades de até 50 m, mas em raros casos a 150 m. Esses resultados devem ser interpretados como uma possibilidade, de que os filitos, ao serem afetados de forma mais intensa por falhamentos e fraturamentos possam ser alterados e constituírem zonas de maior transmissividade. É bastante provável que seja esta a situação que viabilizou a ocorrência do fluxo de água subterrânea em filitos sulfetados na Faixa Tectônica Tamanduá-Mutuca, resultando em importantes descargas nas vertentes do ribeirão de Fechos.

Os intervalos reconhecidamente mais permeáveis na Formação Batatal são representados pelas camadas de metachert de permeabilidade intersticial ou fissural. Ensaio realizado em chert compacto fraturado revelou elevada permeabilidade, 119 milidarcy ( $K=1,15 \times 10^{-6}$  m/s).

As rochas básicas foliadas, independente do grau de intemperismo, indicaram valores baixos para o parâmetro hidráulico, comparável aos de aquíferos (média de  $2,7 \times 10^{-10}$  m/s).

Amostra de quartzito Moeda semidecomposto e fraturado apresentou valor relativamente reduzido para condutividade hidráulica ( $3,3 \times 10^{-9}$  m/s). Entretanto são conhecidas porções de elevadas transmissividades no aquífero.

#### **8.2.4 A influência das características do meio físico no regime de descarga de água subterrânea**

As bacias hidrogeológicas relacionadas ao aquífero Cauê mostram, caracteristicamente, baixos coeficiente de recessão e pequena variabilidade no regime fluviométrico denotando o escoamento em meios fissurados ou porosos com elevada capacidade de armazenamento. São, em geral, recobertas por solos pouco desenvolvidos que guardam forte relação com o substrato ferruginoso e apresentam significativa importância na recarga do aquífero.

Por outro lado, bacias que têm o escoamento de base influenciado pela restituição dos aquíferos inconsolidados, ou de cobertura, possuem coeficiente de recessão fortemente condicionado ao tipo de solo e regime fluviométrico, com grande variação sazonal. Solos pouco profundos e em estágio inicial de evolução pedogenética, predominantes na área, exibem boa capacidade de regulação, com manutenção do fluxo mesmo durante as estiagens. Latossolos (solos profundos e desenvolvidos), mantos argilosos de intemperismo da Formação Gandarela, e sedimentos cenozóicos de ocorrência localizada, conferem regime intermitente aos cursos d'água, em decorrência da baixa permeabilidade. Deve-se esclarecer que no caso dos latossolos, a permeabilidade é reduzida em profundidade, contrastando com o comportamento das porções mais superficiais.

Constatou-se, portanto, que os tipos de solos exercem papel preponderante na recarga dos aquíferos profundos e no regime fluviométrico das bacias hidrográficas. O controle realizado pelo substrato geológico nesses processos é também determinante, sendo, porém atenuado nas áreas com solos evoluídos e com espessas coberturas sedimentares recentes. Demais características do meio, como a declividade e, em especial, a cobertura vegetal e uso da terra, têm importância subordinada.

### **8.2.5 A recarga dos aquíferos**

A estimativa da recarga foi efetuada por meio de cinco métodos: i) variação do nível d'água (HEPPNER e NIMMO, 2005). ii) equação de Rorabaugh (RUTLEDGE, 1998 e 2007). iii) Green-Ampt (GREEN-AMPT, 1911; *apud* CHOW *et al.*, 1988); iv) balanço hídrico com o emprego da fração do escoamento de base (SZILAGYI *et al.*, 2003); e v) balanço hídrico com a integração de dados climatológicos e atributos do meio físico (BATELAAN e DE SMEDT, 2001).

Os resultados revelaram que os maiores valores de recarga estão relacionados à Formação Cauê e indicaram taxas comumente superiores a 38% da precipitação anual e localmente, em decorrência da cobertura de solos menos permeáveis, entre 28 e 38%.

As taxas para as Formações Gandarela e Moeda, para os depósitos sedimentares lacustres cenozóicos e para os complexos granito-gnáissicos são, em geral, inferiores a 28%, o que se dá de maneira isolada ou em conjunto, à influência dos seguintes fatores: mantos de intemperismo argiloso; elevada declividade; e cobertura vegetal de baixa densidade.

Destacam-se os altos valores, comparáveis aos do domínio da unidade ferruginosa, obtidos para os solos que recobrem os xistos do Grupo Nova Lima, na bacia do Ribeirão da Mutuca.

## 8.2.6 Origem e tempo de renovação das águas subterrâneas

As concentrações em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  apontam infiltração rápida sem indícios de evaporação prévia para a maioria das águas subterrâneas, independentemente do aquífero. As raras exceções relacionam-se a determinadas águas associadas aos aquíferos inconsolidados ou com alguma influência destes.

O aquífero Cauê não apresenta um padrão químico e isotópico específico o que é o reflexo de diversos fatores, tais como: i) a heterogeneidade composicional; ii) a conexão hidráulica com os aquíferos adjacentes (o Gandarela e, em especial, os inconsolidados); iii) os pontos de descarga relacionados a trajetórias distintas, dentro do sistema de fluxo; e iv) limitações dos métodos analíticos na detecção de certos íons em baixa concentração. Cerca de 46% das amostras coletadas, provenientes de pontos d'água de natureza diversa, indicam tempos de renovação igual ou superior a 100 anos, enquanto 36% revelam tempo de renovação entre 50 a 100 anos. Tempos de residência iguais ou superiores a 300 anos foram encontrados somente para as nascentes de Mutuca Auxiliar (P50B), Jequitibá (P107) e Taboões (P73). Certamente, existe forte relação entre o comportamento de fluxo dos pontos de descarga e os tempos de residência, de tal forma que quanto menor a variação do fluxo, mais antigas são as águas.

A conexão do aquífero Cauê com os aquíferos inconsolidados é marcada quimicamente pela presença de sódio, cloreto, sulfato e eventualmente nitratos. Em termos isotópicos é indicada pela proximidade das concentrações em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  com a reta de evaporação traçada a partir dos resultados analíticos das lagoas e de poço escavado.

Quanto à conexão com o aquífero Gandarela, indícios químicos e isotópicos foram encontrados principalmente em pontos localizados na borda oeste do Sinclinal Moeda, os quais não se mostram conclusivos e podem assinalar também a percolação em itabiritos dolomíticos. Expressam-se por enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  e teores mais elevados em cálcio, magnésio e bicarbonato, se comparados às características dominantes das águas do aquífero Cauê que revelam a percolação em meio de baixa reatividade (itabiritos silicosos). Entretanto, as concentrações em sólidos totais dissolvidos dessas águas são, no mínimo, quatro vezes inferiores àquelas obtidas para as descargas do aquífero Gandarela. Deste modo, assinala-se que, ainda que esta conectividade exista, o grau de diluição por águas pouco mineralizados do aquífero Cauê é provavelmente bastante expressivo.

O aquífero Gandarela mostra aspectos químicos e isotópicos particulares e facilmente identificáveis. As águas são as mais mineralizadas da área (mediana da condutividade elétrica de 101,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), de caráter alcalino, essencialmente bicarbonatadas cálcicas-magnesianas e muito enriquecidas em  $\delta^{13}\text{C}$ . Possui tempos de residência elevados, iguais ou superiores a 140 anos, e tem como aspecto mais notório, na área, a linha de pontos de descarga, junto ao eixo do Sinclinal Moeda, com idades e concentrações iônicas progressivamente maiores, de norte para sul.

### **8.3 Os compartimentos hidrogeológicos regionais e subdivisões**

A análise do fluxo subterrâneo nos compartimentos hidrogeológicos foi efetuada a partir da reunião e interpretação, de forma setorizada, de todos os resultados obtidos na pesquisa, auxiliada pelo mapa dos principais pontos d'água com níveis cotados (APÊNDICE N).

As cotas dos níveis d'água foram extraídas dos relatórios de controle de desaguamento para as diversas minas. Embora a forma de determinação não tenha sido especificada, esses dados foram considerados como mais precisos que aqueles obtidos por meio de aparelhos simples de GPS ou pela cartografia. Para pontos não cotados, utilizou-se do modelo digital do terreno (MDT), elaborado a partir dos vetores de linhas topográficas com espaçamento de 20 m (OLIVEIRA *et al.*, 2005), do qual foram removidas as altitudes a partir de ferramenta do programa ArcView 9.1. Imprecisões são inerentes a esse procedimento visto que a geração do MDT implica em interpolações entre as curvas de nível. Desta forma, as cotas apresentadas devem ser consideradas com ressalvas. Porém, não devem existir distorções que invalidem os modelos mesmo porque estes se baseiam em uma ampla gama de dados.

Ressalta-se ainda que os níveis d'água (em poços tubulares, fundos de cavas e piezômetros) relacionam-se a períodos prévios aos procedimentos de rebaixamento, ou anteriores à percepção da influência dessa atividade. Procurou-se, portanto, estabelecer as condições originais de fluxo, mesmo reconhecendo que estas se encontram localmente bastante alteradas pela influência antrópica.

#### **8.3.1 O Homoclinal da Serra do Curral**

Os principais aspectos dessa feição tectônica correspondem à inversão estratigráfica e aos mergulhos elevados, para sul-sudeste, das camadas. O aquífero Cauê ocorre em toda a sua extensão delineando a crista da serra. Exibe maiores espessuras aparentes nas proximidades da junção com o Sinclinal Moeda (em torno de 1.500 m) tendendo a adelgaçar-se nas extremidades. Exceção se faz para a região e entorno da Mina de Águas Claras, onde atinge espessura aparente de 1.000 m.

Em termos geomorfológicos, destacam-se a elevada declividade das vertentes, excedendo 50°, o encouraçamento promovido pelas coberturas de canga e a presença de solos, em geral, rasos e pouco desenvolvidos, refletindo a eficiência dos processos morfogenéticos sobre os pedogenéticos (MEDINA *et al.*, 2005).

As feições estruturais mais notáveis são representadas por lineamentos de direção NNW-SSE que se associam a fraturamentos ou falhamentos de caráter, em geral, rúptil que eventualmente afetam os pacotes sedimentares cenozóicos. No relevo, estas estruturas manifestam-se como colos (*wind-gaps*) ou gargantas epirogênicas (*water-gaps*) cuja expressão mais relevante refere-se aos vales do rios Paraopeba e Velhas (MEDINA *et al.*, 2005). Maior complexidade tectônica é verificada no encontro do Homoclinal com o Sinclinal (ALKMIM *et al.* 1996a e 1996b).

#### 8.3.1.1 O segmento oriental do Homoclinal da Serra do Curral

O segmento oriental do homoclinal possui quatro importantes pontos de descarga do aquífero Cauê – Córrego da Fazenda (P97 e P96), Taquaril (P84), Águas Claras (Fundo de Cava), Mutuca Auxiliar (330) e Alto Barreiro (221) - que configuram compartimentos cujos limites foram traçados seguindo indicadores potenciométricos, estruturais, fisiográficos e hidroquímicos. Para a região da mina de Águas Claras foram adotados os contornos estabelecidos por Grandchamp (2003) e MDGEO (2001a). Descargas de vazões mais reduzidas referem-se às nascentes do condomínio Estância da Serra (364) e Túnel do Taquaril (P95).

De modo geral, os limites transversais ao aquífero são coincidentes com lineamentos (fraturamentos ou falhas) de direção aproximada NNW-SSE que se manifestam como altos topográficos, vales ou limites retilíneos de coberturas cenozóicas. São marcados também pela presença de rochas de menor permeabilidade, como observado a nordeste e sudoeste da mina de Águas Claras (itabiritos dolomíticos e argilosos), e a sul da nascente do Alto Barreiro (itabiritos duros pouco fraturados). Correspondem a limites pouco precisos em virtude da baixa densidade de dados.

O contorno sul é relacionado à unidade confinante Batatal em razão das relações potenciométricas encontradas no monitoramento efetuado na mina de Águas Claras e do condicionamento das descargas ao contato com essa unidade. Exceção se faz para a nascente do Alto Barreiro que pode estar relacionada a falhamento transcorrente de direção NE-SW que corta o aquífero Cauê ou a intercalações de materiais menos permeáveis, como por exemplo o ocre (rocha de composição argilosa).



O contato com o aquífero Gandarela constitui o limite norte fato este evidenciado pelas diferenças de cotas de níveis d'água na mina de Águas Claras e pela ausência de inequívocas evidências químicas de conexão hidráulica. Águas contendo concentrações mais elevadas em cálcio, magnésio e bicarbonatos, mas significativamente inferiores àquelas da unidade carbonática, foram encontradas nas nascentes de Mutuca Auxiliar (P48), Taquaril (P95), Córrego da Fazenda Galeria (P96) e Túnel Taquaril (P94), estas duas últimas provavelmente influenciadas pela interceptação de rochas quartzíticas e filíticas. Tais aspectos hidroquímicos podem ser também atribuídos à ocorrência comum de itabiritos dolomíticos, como verificado na mina de Águas Claras e ao longo de todo esse segmento da serra.

O aquífero Gandarela mostra feições cársticas expressivas reveladas por poços tubulares de alta vazão (poços 424, 428, 430, 434 e 440; com vazão média de 157 m<sup>3</sup>/h;) e alguns indícios menores como descarga em fundo de cava da mina do Acaba Mundo, nascente de vazão reduzida (565) e poços de vazões inferiores a 30 m<sup>3</sup>/h (461, 465, 549, 550, 551). O monitoramento efetuado nos pontos 565 (regular) e 549 (esporádico), durante as operações de desaguamento da mina de Águas Claras, não identificou a ocorrência de alterações de nível ou vazão o que pode indicar a ausência de conexão hidráulica com o aquífero Cauê, nesse trecho do Homoclinal. Todavia, o número reduzido de pontos monitorados não permite que se estabeleça uma conclusão quanto a esse aspecto.

O tempo de residência das águas do aquífero Cauê é variável, configurando sistemas de fluxo local a intermediário (córrego da Fazenda - P96 e P97) a regional (Mutuca Auxiliar – 330) ou refletindo diferenças marcantes de condutividade hidráulica. O regime fluviométrico da bacia do vertedouro CPX07/96 (nascente do Alto Barreiro), com variações em ciclos longos (acima de 1000 dias), revela elevado tempo de renovação.

#### 8.3.1.2 A região central do Homoclinal da Serra do Curral – Junção com o Sinclinal Moeda

Apresenta grande complexidade tectônica marcada por uma série de falhamentos de direção NE-SW, com componentes de rejeito horizontal e segundo a inclinação do plano de falha, e de dobramentos que promovem o espessamento da Formação Cauê (ALKMIM e MARSHAK, 1998 e ALKMIM *et al.* 1996a e 1996b).

Em termos hidrogeológicos, é marcada por três pontos de descarga de alta vazão do aquífero Cauê (P69, P73 e 175; média total de 318 l/s) que se posicionam junto ao contato com o aquífero Gandarela. Presume-se que esta significativa restituição esteja condicionada pela

configuração tectônica e que o fluxo ocorra principalmente ao longo da direção das camadas, de nordeste para sudoeste. Nesse contexto, a falha oblíqua, com componente de empurrão dominante, que cruza o limite meridional do Sinclinal Moeda, atuaria como uma barreira hidrogeológica em decorrência da ascensão da unidade confinante Batatal, como demonstrado pelos perfis elaborados por Alkmim e Marshak (1998). Outro aspecto relevante refere-se às cotas mais altas apresentadas pelo contato Cauê-Batatal, relativamente ao contato Cauê-Gandarela e, portanto, o escoamento estaria dirigido para os locais topograficamente mais rebaixados.

A recarga é parcialmente reduzida pela presença do ocre, material constituído principalmente por argila e resultante do intemperismo de itabiritos (provavelmente dolomíticos e argilosos). A despeito da baixa permeabilidade admite-se que haja drenança, ainda que lenta para o aquífero poroso e fraturado sotoposto.

O tempo de renovação mínimo é de 110 anos e pode alcançar 450 anos, sendo que se supõe para o menor valor uma contribuição de águas recentes junto aos locais de descarga do aquífero profundo, como verificado para as nascentes de Rola Moça (P69) e Bálamo (175).

Ressalta-se que a confirmação desse modelo é dificultada pela ausência de pontos de controle e monitoramento.

#### 8.3.1.3 O segmento ocidental do Homoclinal da Serra do Curral

Este segmento tem como principais características o expressivo adelgaçamento da Formação Cauê para oeste e o intenso truncamento de falhas e fraturas de direção NNW-SSE. Apresenta seis pontos importantes de descarga do aquífero Cauê, a saber: nascentes dos vertedores 33 (P56), 54 (116) e 60 (P57) da mina de Jangada, nascentes de Jequitibá (P107) e Leste (P106) próximas à mina do Córrego do Feijão e descarga no Rio Paraopeba. Além dessas, existe ainda a nascente Oeste (59), mas de vazão reduzida.

Todas as descargas situam-se na vertente sul, junto ao contato com a unidade confinante Batatal, e mostram-se, em geral, claramente associadas às estruturas que cortam transversalmente o Homoclinal. Algumas dessas estruturas revelam indícios de reativação cenozóica visto afetarem sedimentos recentes, como observado junto às nascentes dos vertedores 33, 54 e 60 da mina da Jangada. O falhamento relacionado às duas primeiras nascentes encontra-se também preenchido por dique básico.

Não existem fortes evidências de pontos de descarga do aquífero Cauê na vertente norte, mas é aventada por MDGEO (2004) a possibilidade de conexão hidráulica com os aquíferos Gandarela e Cercadinho por meio de falha.

Feições cársticas significativas não são encontradas para o aquífero Gandarela e as nascentes a este associadas são de natureza difusa e de baixa vazão podendo ser resultantes do escoamento na interface solo-rocha carbonática. Estudos isotópicos realizados por Água Consultores (2002a) indicam tempos de residência relativamente baixos, em média de 65 anos.

A compartimentação do fluxo subterrâneo é dada pelas falhas transversais que configuram blocos relativamente estreitos para as nascentes dos vertedores 33, 54 e 60 e extensos para as nascentes Jequitibá e Leste e descarga no Rio Paraopeba. Assim sendo pode-se presumir sistemas locais de fluxo para os primeiros casos, com tempos reduzidos de renovação, e sistemas intermediários a regionais para os demais. Destaca-se que o Rio Paraopeba, por corresponder à cota mais baixa desse setor, deve representar o nível de base regional.

Análises de trítio efetuadas neste trabalho, assim como por Água Consultores (2002a) revelaram tempos de residência entre 140 a acima de 500 anos para as nascentes Leste (P106), Oeste (500) e Jequitibá (P107), para os poços de rebaixamento (P105) e para a galeria de drenagem (P104). Valores mais baixos, como da nascente Leste, podem indicar alguma mistura de águas mais recentes. Por outro lado, para a nascente do vertedor 33 (P56) foi encontrado um tempo de renovação muito reduzido (5 anos), bem inferior ao esperado dado o regime fluviométrico e as vazões muito elevadas. A proximidade com expressivas coberturas detrito-lateríticas e a natureza difusa das nascentes pode explicar esse resultado como decorrente de descargas de materiais de alta capacidade de infiltração e regulação, tal como encontrado na bacia do ribeirão da Mutuca, ou ainda a coleta de água de nascente, dentre as várias existentes, não representativa da descarga principal do aquífero Cauê. Novas pesquisas deverão ser realizadas para a elucidação dessa questão.

As cotas dos pontos de controle e monitoramento apontam gradiente hidráulico de nordeste para sudoeste, a partir dos arredores da mina da Jangada, passando pela cava de Samambaia, até as nascentes Leste e Jequitibá, como já havia sido descrito por MDGEO (2004). Há indícios também de fluxo de sudoeste para nordeste, das imediações da mina do Córrego do Feijão até os mencionados pontos de descarga, previsto no modelo elaborado por

Água Consultores (2001a e 2002a). As alterações nas vazões dessas nascentes foram sentidas primeiramente, a partir das atividades de rebaixamento na mina de Córrego do Feijão que se iniciaram cerca de dez anos antes da mina de Jangada. As semelhanças químicas e isotópicas entre os poços tubulares da mina do Córrego do Feijão e as nascentes corroboram a conexão hidráulica. Atualmente é provável que o desaguamento em Jangada esteja contribuindo para a redução de vazão.

Sobressai, nessa região, a presença de itabiritos argilosos que promovem a ocorrência de níveis d'água suspensos ou confinamento de estratos mais permeáveis. Enfatiza-se também a cobertura de solos argilosos em domínios do aquífero Gandarela responsável pelo regime fluviométrico intermitente ou sazonalmente muito variável das bacias hidrográficas localizadas na vertente norte do Homoclinal.

### **8.3.2 O Sinclinal Moeda**

O Sinclinal Moeda exhibe forte assimetria marcada pela inversão ou verticalização do flanco leste e por mergulhos em torno de 40° no flanco oeste. Próximo à junção com o Homoclinal é seccionado, em sua porção meridional, por falhas transversais e de empurrão. As abas oriental e ocidental são cortadas por falhas e fraturas de direção aproximada E-W e a região próxima ao núcleo por estruturas de direção N-S, conforme indícios de campo e mapas de anomalias magnéticas.

Os topos das abas, sustentados por itabiritos e quartzitos, possuem solos pouco espessos e são por vezes capeados por cangas. Mostram desnível de 100 a 150 m com relação ao interior colinoso (platô), sendo que na base dos flancos internos são encontradas extensas rampas de colúvio (MEDINA *et al*, 2005).

#### **8.3.2.1 A porção setentrional – Junção com o Homoclinal da Serra do Curral**

Nessa região são encontrados três pontos de descarga relacionados ao aquífero Cauê – nascentes de Fechos Auxiliar (P81), Catarina Principal (P48) e Catarina Auxiliar (P51) – e um ponto associado ao aquífero Gandarela, a surgência cárstica de Fechos (P53). Além desses, há também um ponto de descarga induzida referente a uma antiga galeria de prospecção que coloca em conexão hidráulica os aquíferos Cauê e Gandarela (P52).

A nascente de Catarina Auxiliar encontra-se localizada adjacente à extensa falha reversa (falha da Catarina; ALKMIM e MARSHAK, 1998), que cruza a extremidade norte do Sinclinal, e junto ao contato com a unidade confinante Batatal. Já Catarina Principal não está diretamente relacionada a uma estrutura de dimensão regional, mas feições de campo indicam condicionamento por fraturas de direção NNE-SSW. Balanço hídrico efetuado na região por Lazarim (1999) apontou que o fluxo de água subterrânea para esses dois pontos de descarga é o resultado da recarga em área delimitada pela bacia hidrográfica de Catarina, no domínio da unidade Cauê. Contrariamente a esse autor, Amorim e Alkmim (1997) e Rubio (1996, *apud* LAZARIM, 1999) postulam a existência de um corredor de fluxo partindo do interior do Altiplano Jardim Canadá em direção às surgências.

Estudos isotópicos indicaram tempos de renovação não muito elevados, entre 77 a 90 anos, o que é condizente com distâncias relativamente curtas entre a recarga e a descarga, concordante, portanto, com o modelo de Lazarim (1999). Alternativamente, poderia se atribuir à falha da Catarina um papel de plano condutor de águas subterrâneas do Altiplano para a surgência de Catarina Auxiliar. Entretanto, o caráter compressivo da estrutura pode ser indicativo de que esta funcione como uma barreira hidráulica.

As características hidroquímicas e as concentrações de  $\delta^{13}\text{C}$  sugerem para Catarina Auxiliar percolação em meio essencialmente silicoso e para Catarina Principal, fluxo em rocha contendo algum carbonato.

A nascente de Fechos Auxiliar situa-se no flanco oposto às descargas de Catarina e, de acordo com os modelos de Rubio (1996, *apud* LAZARIM, 1999) e Lazarim (1999), tem como principal área de recarga o Altiplano Jardim Canadá. As cotas altimétricas dos níveis d'água nos piezômetros (APÊNDICE N) evidenciam o fluxo de noroeste para sudeste. O tempo de renovação é comparável àqueles das duas outras nascentes, ou seja, de 90 anos, corroborando a observação feita por MBR (2007) quanto à existência de meio de elevada permeabilidade, supostamente hematita compacta fraturada, conectando o poço de rebaixamento da mina de Capão Xavier ao ponto de descarga. Química e isotopicamente indicam fluxo em rochas ferruginosas fracamente carbonatadas.

A surgência cárstica de Fechos constitui o principal ponto de restituição do aquífero Gandarela, tendo também a região do Altiplano como principal área de recarga. Da galeria de Fechos vertem águas do aquífero carbonático com um baixo grau de mistura com águas do aquífero Cauê. Ambas apresentam tempo de renovação comparáveis (em torno de 150 anos) e, segundo o modelo de Lazarim (1999) fazem parte de um sistema de fluxo intermediário no aquífero.

Na região do Altiplano do Jardim Canadá, os modelos hidrogeológicos conceituais e numéricos realizados por Rubio (1996, in LAZARIM, 1999) e Lazarim (1999) admitem a conexão hidráulica entre os aquíferos Cauê e Gandarela e prevêm a alteração de vazão da nascente de Fechos Cárstica a partir das atividades de rebaixamento da mina do Capão Xavier. Os dois autores consideram a unidade Gandarela como localmente carstificada, porém com condutividade hidráulica predominantemente baixa (aquicluda ou aquífero).

O mapa de curvas de rebaixamento para a mina de Capão Xavier, apresentado por MBR (2007), demonstra a existência de um cone relativamente assimétrico, com efeitos mais intensos na direção da nascente de Fechos Auxiliar, como inicialmente era previsto. Entretanto, notam-se também alterações tanto para sul quanto para sudoeste, abrangendo toda a extensão transversal do aquífero Gandarela, revelando um comportamento bem mais condutivo hidráulicamente do que o pressuposto.

A análise dos níveis d'água nos vários piezômetros e indicadores de nível instalados nessa região revelam que o aquífero Cauê comporta-se essencialmente como um aquífero livre, localmente confinado ou semiconfinado por sedimentos cenozóicos argilosos. As zonas principais de recarga são marcadas por grandes amplitudes de variação do nível d'água, em decorrência também da presença das coberturas detríticas pouco permeáveis. Há, de modo geral, uma redução gradual na intensidade dessas variações em direção às áreas de maior declividade e com solos pouco espessos.

A presença de latossolos profundos e sedimentos argilosos dificulta, localmente, a infiltração das águas meteóricas para os aquíferos sotopostos. A baixa condutividade hidráulica desses materiais reflete-se no regime intermitente da bacia hidrográfica do córrego Seco. Todavia, supõe-se uma infiltração lenta e vertical em direção aos aquíferos profundos.

#### 8.3.2.2 O flanco oeste do Sinclinal Moeda

Neste setor concentram-se cinco pontos de descarga natural associados essencialmente ao aquífero Cauê (nascentes da Tutaméia - P118, Retiro Mãe d'Água - P82B, Retiro Capitão Valente - P82A, Suzana - P83 e Clube Serra da Moeda - P84), dois pontos relacionados aos aquíferos Cauê e inconsolidados (nascentes do Miguelão - P72 e Miguelão Portaria C - P89) e dois pontos ligados ao aquífero Gandarela (nascentes da SKOL - P71 e IBAMA - P34).

Os pontos de descarga do aquífero Cauê estão localizados na vertente oeste, junto ao contato com a unidade confinante Batatal, com exceção da nascente do Clube Serra da Moeda. As bacias hidrogeológicas para estas nascentes são de difícil delimitação em virtude do número extremamente reduzido de pontos de controle e monitoramento que se restringem aos arredores da mina do Pau Branco.

As semelhanças químicas e isotópicas entre as águas do poço de rebaixamento da mina do Pau-Branco e a nascente da Tutaméia sugerem conexão hidráulica, em conformidade com o modelo de Água Consultores (2006). Por outro lado, a distinção química entre estes pontos e as nascentes do condomínio Retiro do Chalé (Mãe d'água e Capitão Valente), definida principalmente pelos valores de saturação em carbonatos e concentração de carbono-13, apontam a existência de um divisor de águas atribuído a falhamento transcorrente situado logo ao sul da mina do Pau Branco e bastante visível nos mapas de anomalia magnética.

A baixa mineralização e o empobrecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  das águas da nascente da Tutaméia e do poço de rebaixamento indicam a percolação em meio essencialmente silicoso. Os tempos de renovação não são muito longos, 77 anos para a nascente e 110 anos para o poço, o que implica em áreas de recarga de relativa proximidade.

Os aspectos químicos e isotópicos das nascentes do condomínio Retiro do Chalé - concentrações mais elevadas em cálcio, magnésio e bicarbonatos, saturação em calcita e enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  - denunciam fluxo em meio contendo carbonatos e podem revelar contribuição de águas provenientes do aquífero Gandarela. O tempo de residência para as essas nascentes é comparável (77 e 110 anos) às anteriores.

Evidências de campo, confirmadas por mapas geofísicos, demonstram a existência de falhamentos de direção aproximada N-S que cruzam a porção oriental do flanco e drenam águas tanto do aquífero Cauê quanto dos aquíferos inconsolidados (depósitos de tálus e cangas). A estas estruturas estariam associadas as nascentes do Miguelão e Miquelão Portaria C, ambas marcadas pela baixa mineralização e tempo de renovação de 90 anos. O posicionamento da nascente do Clube Serra da Moeda é também sugestivo de condicionamento por falhas, entretanto o longo tempo de renovação (220 anos) aponta a descarga de águas essencialmente do aquífero Cauê.

As descargas associadas ao aquífero Gandarela (Nascentes da Skol e IBAMA), juntamente com o poço tubular P119, mostram-se igualmente alinhadas segundo a direção norte-sul e exibem tempos de residência muito elevados (acima de 500 anos). Comparando-se os aspectos químicos, isotópicos e de nível d'água entre essas descargas e aquelas da extremidade norte do Sinclinal (Surgência Cárstica e Fechos Galeria) percebe-se indícios da existência de fluxos de norte para sul possivelmente condicionados por falhamentos. Em favor da existência destas estruturas, reiteram-se os estudos geomorfológicos realizados por Medina *et al.* (2005) em que os autores concluem que a abertura do platô Moeda, no período pós-cretáceo, se deu a partir de falha localizada próxima ao eixo do Sinclinal.

Os poços tubulares do condomínio Alphaville (P112 e 374), a despeito de captarem águas de itabiritos, mostram tempos de renovação muito curtos (40 anos) e concentrações expressivas em sódio que apontam a influência das espessas coberturas de canga que recobrem o aquífero Cauê. A conexão desses poços com a Lagoa Grande é afastada visto que as concentrações de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  assinalam águas não evaporadas, de infiltração rápida. Adicionalmente, parece não haver restituições de aquíferos profundos na Lagoa em virtude do tempo de renovação muito curto (inferior a cinco anos).

#### 8.3.2.3 O flanco leste do Sinclinal Moeda

O flanco leste do Sinclinal possui maior complexidade geológica, relativamente ao flanco oeste, em decorrência da maior intensidade deformacional. Apresenta como principais pontos de descarga do aquífero Cauê as nascentes de João Rodrigues (suprimida pela atividade da mina de Tamanduá), Angu (520, afetada pela mina de Capitão do Mato), Capão da Serra (não visitada; citada por MDGEO, 2005a), Rio do Peixe (P65), Trovões (P66), Cata Branca (P67) e Córrego do Bugre (VT26/PIC), estas duas últimas alteradas pelo rebaixamento da mina do Pico. Cita-se ainda a nascente do Meloso surgida no avanço da lavra da mina de Tamanduá.

A compartimentação conferida por diques básicos, classificados por MDGEO (2005a e b) como aquitardos, constitui um aspecto peculiar e foi verificada nas minas de Tamanduá, Capitão do Mato e Pico, mas de forma mais intensa na primeira, onde seis setores hidrogeológicos são configurados.

Verifica-se nítido condicionamento das descargas de Rio do Peixe, Trovões e Cata Branca por falhas transversais de direção em torno de E-W. Estas nascentes assemelham-se em termos químicos, águas pouco mineralizadas e empobrecidas em  $\delta^{13}\text{C}$ , mas mostram tempos de



renovação distintos. Os dois primeiros pontos d'água revelaram tempos de residência curtos (menores que 80 anos), enquanto Cata Branca exibiu valor mais elevado (170 anos) comparável ao de poço de rebaixamento da mina do Pico (P113), fato que associado à similaridade química, corrobora o modelo de MDGEO (2001b).

Visto que o rio do Peixe constitui um dos principais pontos de captura de drenagem do Platô da Moeda, decorrente da tectônica recente (MEDINA *et al.*, 2005), e que se configura geomorfologicamente como um canyon de entalhe profundo, esperava-se que o tempo de renovação fosse mais elevado. Entretanto, este resultado pode ser o reflexo da ocorrência particular de itabiritos silicosos e extremamente compactos nas adjacências desse curso d'água e portanto, essa descarga seria resultante da percolação rápida ao longo dos fraturamentos.

Quanto à nascente de Trovões, admite-se que haja a contribuição de águas mais antigas e que provavelmente esta não foi detectada em razão da coleta seletiva em local de várias nascentes difusas. Os fatores que corroboram essa hipótese são: a presença de itabiritos e minérios friáveis denunciadas pelos depósitos de Galinheiros e Fernandinho e a inexistência de ponto expressivo de descarga do aquífero Cauê a um raio de 5-6 km, tanto para sul quanto para norte.

Ressalta-se que não foram encontradas evidências de campo ou hidroquímicas de conexão hidráulica com o aquífero Gandarela.

### **8.3.3 A faixa Tamanduá-Mutuca**

Esta faixa de origem tectônica é balizada por dois extensos falhamentos, denominados Mutuca e Gorduras (ALKMIM E MARSHAK, 1998), que afetam o flanco oriental do Sinclinal Moeda. A feição mais notável corresponde ao isolamento de camada de itabirito entre dois níveis de rochas pelíticas da unidade confinante Batatal.

Modelo de fluxo descrito por MBR (2005) aponta a existência de diques básicos que compartimentam a faixa em quatro blocos. Piezômetros instalados no aquífero Cauê, ao longo da faixa, indicam fluxos em direção ao ribeirão de Fechos tanto a partir da porção norte quanto sul, sendo este, portanto o principal ponto de descarga. A descoberta recente (MDGEO, 2005a) de nascente situada próxima ao limite sul da faixa, no córrego Capão da Serra, levou à suposição de que este também poderia ser um ponto de restituição do aquífero Cauê neste setor. Entretanto, os níveis d'água dos pontos de monitoramento localizados nas imediações (413 e INAs 36 e 37) encontram-se abaixo da cota da nascente (1222 m) e portanto, poderia se supor somente descarga proveniente da região sul, arredores da mina de Tamanduá.

Avaliações de campo mostraram que as descargas ocorrem nas vertentes norte e sul do ribeirão de Fechos, mas não estão relacionadas diretamente ao aquífero Cauê. Cerca de metade das restituições nesse trecho da drenagem provém de filitos da Formação Batatal (P77) e a outra metade de camada dolomítica (P79) provavelmente da Formação Gandarela (não representada em mapa geológico). Ambas estão localizadas junto à zona de cisalhamento da falha da Gordura.

A deformação que atingiu a base da Formação Batatal nessa faixa (falha da Mutuca) manifesta-se especialmente pela grande densidade de estruturas rúpteis nos filitos sulfetados que demonstram capacidade expressiva de transmissão de água subterrânea manifestada, especialmente, pela ocorrência de duas nascentes de vazões elevadas. As águas são redutoras, com alta concentração em metais dissolvidos e mostram tempo de renovação muito longo (acima de 500 anos).

A descarga relacionada à camada dolomítica possui similaridade química e isotópica com os pontos d'água do aquífero Gandarela. Assim como as nascentes nas rochas pelíticas exhibe tempo de residência superior a 500 anos.

Aspecto intrigante é a ausência de descargas a partir das camadas itabiríticas aflorantes nas encostas e no leito do ribeirão de Fechos visto que a potenciometria aponta a existência de gradientes hidráulicos no aquífero Cauê em direção a este curso d'água. Pode-se supor a existência de intenso truncamento de camadas nessa faixa tectônica e que parte das águas das nascentes seja originada do escoamento na unidade ferruginosa, mas que foi drenada ao longo do fluxo para meios que ofereciam maior facilidade de percolação, ou seja, nas imediações das falhas, assimilando as características químicas das rochas.

Os valores muito altos obtidos para os tempos de renovação das águas demonstram que o ribeirão de Fechos, no trecho delimitado pela faixa, atua como um nível de base de sistemas de fluxos regionais e profundos.

## 9 CONCLUSÕES

A análise integrada dos dados existentes e a adoção de abordagem multidisciplinar na busca pela compreensão dos aspectos que influenciam e condicionam a dinâmica do fluxo subterrâneo conduziram a avanços importantes na caracterização hidrogeológica da porção oeste do Quadrilátero Ferrífero, em especial do aquífero Cauê.

O fluxo subterrâneo regional encontra-se delimitado em três grandes blocos de origem tectônica: Homoclinal Serra do Curral, Sinclinal da Moeda e Faixa Transpressiva Tamanduá-Mutuca. Grande compartimentação é verificada nesses blocos em decorrência de falhamentos, diques básicos ou a presença de rochas menos permeáveis. A conexão hidráulica entre o Homoclinal e o Sinclinal não deve ser muito significativa face à estruturação tectônica na região da junção, marcada por dobramentos e movimentação vertical e horizontal de blocos que resulta em espessamento do aquífero Cauê no prolongamento do Homoclinal e em relativo adelgaçamento na extremidade setentrional do Sinclinal. Entretanto, como não existem estruturas de monitoramento e controle nessa região não é possível estabelecer com clareza essas relações.

O aquífero Cauê mostra, em todos os compartimentos, comportamento caracterizado pela forte anisotropia e heterogeneidade. A variedade litológica somada à complexidade estrutural e aos diferentes estágios de atuação dos processos meteóricos criam um mosaico, com blocos de dimensões variadas e de grande distinção em termos de capacidade de armazenamento e condutividade hidráulica.

A porosidade varia desde essencialmente fissural a intersticial, com profunda relação entre os dois tipos. Os minérios de ferro friáveis representam as rochas em que processos hidrotermais e/ou supergênicos atuaram de forma mais efetiva promovendo a lixiviação de minerais, como o quartzo e o carbonato, e conduzindo ao enriquecimento em óxidos e hidróxidos de ferro e geração de porosidade superior a 40%. A evolução do relevo no Mesozóico e Cenozóico, marcado por soerguimentos epigenéticos e geração e reativação de estruturas, deve ter contribuído para a intensificação no processo de alteração das rochas.

A dissolução dos minerais é fortemente condicionada pela composição das bandas, tanto em itabiritos como em hematitas compactas, criando zonas preferenciais de fluxo ao longo do acamamento. As estruturas de descontinuidade (falhas e fraturas) atuam facilitando a atuação dos processos supergênicos em profundidade e permitem a conexão entre os níveis mais permeáveis.

A capacidade de transmissão de águas nas litologias do aquífero Cauê (itabiritos e minérios) é controlada principalmente pelo grau de compactidade, ou seja pela intensidade do processo de intemperismo, de tal forma que itabiritos muito decompostos e minérios friáveis apresentam condutividades hidráulicas (média de  $8,5 \times 10^{-6}$  m/s) e porosidades (média de 34%) equiparáveis. Esses dois parâmetros mostram valores significativamente mais elevados ao longo do acamamento ou foliação. Hematitas maciças e itabiritos frescos comportam-se, em escala mesoscópica, como aquiocludes ou aquiardos, mas podem, localmente, formar importante aquífero de porosidade fissural. Hematitas compactas laminadas tendem a apresentar valores altos de porosidade e condutividade hidráulica, em razão da existência de superfícies de descontinuidades que favorecem a percolação da água.

Como resultado da dissolução diferencial, o fluxo subterrâneo processa-se, de modo geral, ao longo da direção das camadas. Entretanto, em virtude da complexa trama tectônica, em especial quanto à presença de clivagens e fraturas, fluxos transversais não são incomuns. As descargas estão relacionadas essencialmente aos pontos de maior dissecação de relevo, junto ao contato com a unidade confinante Batatal e, de forma mais rara, no contato com o aquífero Gandarela. Evidências de condicionamento dos pontos de descarga por estruturas pré-Cambrianas e Cenozóicas foram encontradas em vários locais da área de estudo.

A recarga calculada por cinco métodos distintos e usando ampla gama de dados (hidrometeorológicos, piezométricos, solos e demais características do meio físico) indicou valores elevados, normalmente superiores a 38% da precipitação anual. A recarga é facilitada pela presença de solos e coberturas detriticas de alta capacidade de infiltração que possuem condutividades hidráulicas saturadas com medianas entre  $6,8 \times 10^{-6}$  a  $2,8 \times 10^{-5}$  m/s. A presença de sedimentos cenozóicos de composição argilo-siltosa, em especial no Platô do Jardim Canadá e em alguns pontos do Platô da Moeda e da Serra do Curral, implica na redução da recarga para valores abaixo de 28% da precipitação anual.

A relação entre recarga e descarga é percebida pela análise dos hidrogramas de vazão dos pontos monitorados. Existem pontos de descarga do aquífero Cauê com alguma variação sazonal, outros com pequena ou quase nenhuma e alguns com variações em ciclos de grande amplitude, denotando diferenças na extensão da trajetória de fluxo como também na transmissividade e capacidade de armazenamento. Entretanto, os baixos valores de coeficiente de recessão revelam materiais de expressiva capacidade de armazenamento. Análises de isótopos radiotivos (trítio) realizadas em vários pontos de descarga do aquífero Cauê

confirmam a existência de sistemas de fluxos locais, intermediários e regionais, com predomínio dos dois primeiros marcados por tempos de residência, normalmente, entre 50 e 300 anos. As relações dos conteúdos em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  indicam rápida infiltração, sem prévia evaporação.

Em termos químicos, não se verifica um padrão específico, embora as águas sejam, caracteristicamente, pouco mineralizadas (condutividade elétrica média de 13,2  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Variações decorrem da presença de níveis carbonáticos, da interação com os aquíferos inconsolidados. Também não podem ser descartadas as incertezas associadas à própria limitação das técnicas analíticas de detecção de parâmetros em concentrações muito reduzidas. Os isótopos estáveis revelam, igualmente, grande variabilidade. Conexão hidráulica com o aquífero Gandarela não foi determinada de forma indubitável, apesar de admitida, pelos modelos numéricos realizados no Platô do Jardim Canadá, com referência à surgência cárstica e nas adjacências da mina do Pau-Branco. Alguns indícios referentes ao enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  e saturação em carbonatos foram encontrados para nascentes na borda oeste do Sinclinal da Moeda (condomínio Retiro do Chalé). Entretanto, face à ausência de evidências de campo, estes aspectos podem também refletir fluxo em fácies dolomíticas do aquífero Cauê.

Enfatiza-se que no flanco oeste do Sinclinal Moeda, especialmente nas proximidades da Lagoa Grande, os perfis descritivos de poços tubulares, assim como as características químicas e isotópicas de pontos de descarga, e a análise de alguns afloramentos rochosos revelam a existência de inconsistências no mapa geológico (DNPM/USGS, 1946-1964) principalmente quanto aos limites das formações Cauê e Gandarela.

O aquífero Gandarela exhibe algumas feições cársticas representadas por pequenos dolinamentos bem como nascentes e poços de vazões médias a elevadas. A feição mais notável foi encontrada próxima ao eixo do Sinclinal da Moeda, caracterizada por uma linha de descargas com tempos de renovação mais curtos ao norte (170 anos) e longos para sul (acima de 500 anos), com indicativo de recarga no Platô do Jardim Canadá. Exhibe assinatura química particular que se distingue pela elevada condutividade hidráulica (média de 108  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e pequena variabilidade composicional, tratando-se de águas bicarbonatadas cálcicas-magnesianas. As concentrações de  $\delta^{13}\text{C}$  são também distintivas (em torno de -10,0‰), apontando o enriquecimento originado da interação da água com o meio rochoso essencialmente carbonático. Os solos que recobrem a unidade são, por vezes, argilosos e exibem condutividades hidráulicas reduzidas (mediana de  $2,3 \times 10^{-6}$  m/s). As recargas nesses domínios são baixas, inferiores a 28% da precipitação anual.

As alterações dos níveis d'água decorrentes do rebaixamento da mina do Capão Xavier revelam que, na região do Platô do Jardim Canadá, o aquífero Gandarela apresenta elevada permeabilidade e, conseqüentemente, avançado grau de evolução de feições endocársticas. Tal aspecto enfatiza o conhecimento ainda escasso que se detêm a respeito desse aquífero.

A reduzida permeabilidade da Unidade Confinante Batatal é evidenciada pelos seguintes aspectos: condicionamento das descargas do aquífero Cauê junto aos seus limites; relações potenciométricas determinadas nas imediações das minas; e valores comumente baixos de condutividade hidráulica saturada obtidos (média de  $9.8 \times 10^{-7}$  m/s), em ensaios de campo, para rochas decompostas e semidecompostas. Entretanto, testes físicos laboratoriais indicaram valores relativamente altos de permeabilidade intrínseca ( $k=711$  milidarcy e  $K= 6,9 \times 10^{-6}$  m/s) para filitos decompostos. Na faixa Tamanduá-Mutuca, a elevada densidade de estruturas rúpteis em região intensamente deformada propiciou a percolação da água subterrânea.

Por fim, discriminam-se como principais avanços da pesquisa para a caracterização hidrogeológica da área, em especial do aquífero Cauê:

- Identificação da influência de estruturas tectônicas no fluxo subterrâneo;
- Determinação dos intervalos de permeabilidade intrínseca, porosidade e densidade para as litologias que compõem o aquífero Cauê, bem como para os filitos da unidade confinante Batatal e diques de rochas básicas; todos em distintos graus de alteração;
- Caracterização hidráulica e granulométrica dos solos e sedimentos que recobrem o aquífero Cauê e demais unidades hidrogeológicas;
- Determinação das taxas de recarga para os principais domínios aquíferos;
- Análise do regime do escoamento de base para as principais bacias hidrográficas e hidrogeológicas e definição das influências das características do meio físico no regime de descarga;
- Determinação da origem e tempo de renovação das águas; e
- Estabelecimento de modelo hidrogeológico regional de fluxo para a porção oeste do Quadrilátero Ferrífero.

## 10 RECOMENDAÇÕES

A título de recomendações finais destacam-se algumas questões, apreendidas dos resultados deste estudo, que abrangem a observância de procedimentos em avaliações e processos de gestão e outorga referentes aos recursos hídricos subterrâneos e a indicação de investigações futuras para o aprofundamento do conhecimento hidrogeológico na porção oeste do Quadrilátero Ferrífero.

### *Procedimentos que devem ser adotados nas avaliações dos recursos hídricos subterrâneos*

- Em pontos de descarga caracterizados por nascentes difusas, efetuar primeiramente a determinação de parâmetros físico-químicos *in loco*, no maior número possível de surgências, na tentativa de se discriminar águas quimicamente distintas. Somente após esse procedimento, realizar a amostragem seletiva para análises físico-químicas completas ou isotópicas. Esse procedimento se justifica pela freqüente ocorrência de nascentes de origens diversas (aquíferos profundos e inconsolidados) em um mesmo local.
- Efetuar a amostragem da água sempre no ponto de descarga. Verificou-se que, mesmo a curtas distâncias da descarga, as águas exibem alteração química proveniente da interação com o ar, solo e vegetação.
- Proceder, durante a coleta, a filtração da água para a análise de metais e sempre determinar o pH *in loco*. As diferenças dos valores de pH medidos *in loco* e no laboratório são significativas e podem afetar sobremaneira o tratamento e a interpretação dos dados relativos, em especial, ao aquífero Cauê para o qual normalmente se utilizam as concentrações de hidrogênio para a efetuação do balanço iônico.
- Nunca utilizar gelo seco para preservação das amostras. O CO<sub>2</sub> liberado por sublimação, e em alta concentração, pode entrar em contato com a água dos recipientes (mesmo corretamente tampados) e promover grande alteração química.

### *Procedimento a ser implantado para auxílio na gestão e outorga dos recursos hídricos*

- Desenvolver e aprofundar os estudos hidrogeológicos com modelos numéricos computacionais, calibrados com parâmetros hidrodinâmicos consistentes e resultantes de monitoramento e ensaios de campo e/ou de laboratório, que possam ser utilizados para o acompanhamento do processo de gestão e como subsídio para a outorga do uso.

*Realização de estudos e atividades complementares para aprimoramento do conhecimento hidrogeológico, em especial, do aquífero Cauê.*

- Efetuar a determinação, com equipamentos de precisão, das cotas de nascentes e níveis d'água de poços tubulares, não monitorados, dos aquíferos Cauê e Gandarela, principalmente, no flanco oeste do Sinclinal Moeda;
- Continuidade ao monitoramento das estações fluviométricas e pontos de medição instalados durante a pesquisa, em particular, aqueles nas imediações dos condomínios do Miguelão e Retiro do Chalé.
- Execução de análises de Carbono-14 para as amostras com conteúdo de trítio ausente ou muito baixo, visando à avaliação mais precisa do tempo de residência: Nascentes do Jequitibá (P107), IBAMA (P34), Mutuca Auxiliar (P50), SKOL-Miguelão (P71), Taboões (P73), Fechos Elevatória (P77 e P79) e poços tubulares do condomínio do Miguelão (P114 e P119);
- Reavaliação dos pontos de descarga relacionados aos vertedores 33, 54 e 60 da mina de Jangada e da nascente de Trovões na tentativa de se discriminar fontes de aquíferos distintos. Esses pontos revelaram tempos de residência muito curtos, pouco condizentes com as vazões elevadas e variações sazonais pouco expressivas. Presume-se que a coleta realizada tenha abrangido apenas as descargas associadas aos aquíferos inconsolidados.
- Realização de novos ensaios físicos em laboratório, para determinação da permeabilidade intrínseca e porosidade, em maior número de amostras relativas ao aquífero Cauê (e demais unidades associadas) para que se obtenha representatividade estatística;
- Avaliação de técnicas e procedimentos analíticos que permitam a detecção de parâmetros químicos em águas muito pouco mineralizadas, como é o caso do aquífero Cauê;
- Identificação de razões iônicas ou de parâmetros químicos que permitam a caracterização e avaliação mais efetiva das águas do aquífero Cauê;
- Execução de mapeamento geológico de detalhe ou semidetalhe na borda oeste do Sinclinal da Moeda, região da Lagoa Grande e adjacências;
- Realização de estudo hidrogeológico com enfoque para o aquífero Gandarela.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBAD, G.; TORRES, C.V. Regressão múltipla stepwise e hierárquica em Psicologia Organizacional: aplicações, problemas e soluções. *Estudos de Psicologia*, v.7, número especial, p. 19-29, 2002. Disponível em: <[www.scielo.br/pdf/epsic/v7nspe/a04v7esp.pdf](http://www.scielo.br/pdf/epsic/v7nspe/a04v7esp.pdf)>. Acesso em: 18 mar. 2007.

ÁGUA Consultores Associados Ltda. *Assessoria e Acompanhamento do Sistema de Rebaixamento dos Níveis de Água da Mina Pau Branco-Município de Brumadinho* Belo Horizonte: V&M Mineração Ltda., 2006. v.1. Relatório Parcial de Andamento.

ÁGUA Consultores Associados Ltda. *Monitoramento Hídrico e Avaliações de Possíveis Impactos do Sistema de Rebaixamento dos Níveis de Água na Mina Córrego do Feijão - Brumadinho, MG*. Belo Horizonte: FERTECO, 2001a. v.1. Relatório Técnico Final. Inclui anexos de mapas.

ÁGUA Consultores Associados Ltda. *Relatório Anual de Atividades Realizadas para o Sistema de Rebaixamento de Nível d'água da Mina Córrego do Feijão – Brumadinho, MG: Processo COPAM 036/77/31/99-LO nº 353*. Belo Horizonte: FERTECO, 2002a. v.1. Relatório. Inclui anexos de mapas.

ÁGUA Consultores Ltda. *Reavaliação do Modelo Hidrogeológico e Previsão de Rebaixamento dos Níveis de Água na Mina do Pau-Branco: 2ª fase - Assessoria e Acompanhamento do Sistema de Rebaixamento*. Junho de 2001. Belo Horizonte: Vallourec & Mannesmann Tubes, 2001b. 28p. Relatório Final. Inclui anexos de perfis de poços tubulares, gráficos e mapas.

ÁGUA Consultores Ltda. *Reavaliação do Modelo Hidrogeológico e Previsão de Rebaixamento dos Níveis de Água na Mina do Pau-Branco: Assessoria e Acompanhamento do Sistema de Rebaixamento*. Outubro de 2001. Belo Horizonte: Vallourec & Mannesmann Tubes, 2001c. 14p. 1º Relatório de Andamento. Inclui anexos de mapas, gráficos e dados.

ÁGUA Consultores Ltda. *Reavaliação do Modelo Hidrogeológico e Previsão de Rebaixamento dos Níveis de Água na Mina do Pau-Branco: 5º* Fevereiro de 2002. Belo Horizonte: Vallourec & Mannesmann Tubes, 2002b. 10p. Relatório de Andamento. Inclui anexos de gráficos e mapas.

ÁGUA Consultores Ltda. *Relatório e Plano de Controle Ambiental do Sistema de Rebaixamento do Lençol Freático: Mina Pau-Branco – Brumadinho, MG*. Belo Horizonte: V & M Mineração Ltda, 1999. Relatório. 2v.

ALKMIM, F.F.; AMORIM, L.Q.A.; SOUZA, K.; CAVALCANTI, J.A.D.; FREITAS, C.A.; LANFRANCHI, R.A.; OLIVEIRA, F.M.; SANTOS, G.J.I.; BARBOSA, V.C. A junção entre o sinclinal da Moeda e o homoclinal da serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996a, Salvador. *Anais...*, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996a. v.1, p.337-340.

ALKMIM, F.F.; AMORIM, L.Q.; FREITAS, C.A.; OLIVEIRA, F.M.; BARBOSA, V.C.; SANTOS, G.J. I.; CAVALCANTI, J.A.D.; SOUSA, K.; LANFRANCHI, R.A. *Mapa Geológico. Parte das Quadrículas de Ibirité e Macacos*. UFOP/COPASA. Belo Horizonte, 1996b. Escala 1:25.000.

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p.29-58, 1998.

- ALMEIDA, A. C.; SOARES, J. V. Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. *Revista Árvore*, Viçosa, v.27, n.2, p.159-170, 2003.
- ALVES SOBRINHO, T.; VITORINO, A. C. T.; SOUZA, L. C. F.; GONÇALVES, M.C.; CARVALHO, D. F. Infiltração de água no solo em sistemas de plantio direto e convencional. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v.7, n.2, p.191-196, 2003.
- AMORIM, L. Q.; GRANDCHAMP, C. A. P. *Interferências das Atividades da MBR nos Recursos Hídricos - com ênfase na bacia do Ribeirão dos Macacos*. Belo Horizonte: MBR, 2001. 96p. Relatório Interno.
- APPELO, C.A.J.; POSTMA, D. *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2. ed. Rotterdam: A.A. Balkema, 1994. 536p.
- ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.; BERNHARDT, G. Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. *Ground Water*, v. 33, n. 6, p.1010-1018. Nov. a Dez. 1995.
- BABINSKY, M.; CHEMALE, F.Jr., VAN SCHMUS, W.R. A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. In: SIMPOSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. 1993. *Anais...* Salvador: Soc.Bras.Geol. Núcleo Bahia/Sergipe, 1993. p.152-153.
- BALBINO, L.C.; BROSSARD, M.; STONE, L.F; BRUAND, A.; LEPRUN, J.C. Estrutura e Propriedades Hidráulicas em Latossolos sob Cultivo na Região do Cerrado. *Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento* 8. ISSN 1678-9601. Santo Antônio de Goiás: EMBRAPA Arroz e Feijão. 2003
- BALTAZAR, O.F.; BAARS, F.J.; LOBATO, L.M.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA, V.D. Mapa Geológico...na Escala 1:50.000 com nota explicativa. In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Lobato *et al.* (2005). Belo Horizonte: CODEMIG. 2005
- BALTAZAR, O.F.; ROSIÈRE, C.A.; CORRÊA NETO, A.V.; SILVA, J.N. Geologia estrutural do Grupo Maquiné, Supergrupo Rio das Velhas, na porção central do Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, 1995, Gramado. *Anais...* Gramado: SBG, 1995. p. 11-13.
- BALTAZAR, O.F.; ZUCCHETTI, M., Rio das Velhas Greenstone Belt structural evolution, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM.
- BALTAZAR, O.F.; ZUCHETTI, M. Geologia Estrutural. In: SILVA, S.L. (Org). *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.1
- BARBOSA, G. V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v.10, n.1, p. 89-101, 1980
- BATELAAN, O., WOLDEAMLAK, S.T. *Arcview Interface for WETSPASS: User Manual*. Brussels: Vrije Universiteit Brussel. Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, 2004. 65p.

- BATELAAN, O.; DE SMEDT, F. WetSpa: a flexible, GIS base, distributes recharge methodology for regional groundwater modeling. In: GEHRELS, H., PETERS, J., HOEHN, E.; JENSEN, K.; LEIDBUNDGUT, C.; GRIFFIOEN, J.; WEBB, B.; SAADNOORDIJK, W.J. (EDS). *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics*, IAHS Publ, 2001. n. 269, p.11-17.
- BATELLAAN, O.; DE SMEDT, F. GIS-base recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *Journal of Hydrology*. 2006. In press.
- BEATO, D.A.C. Mapa Hidrogeológico – Blocos Brumadinho, Rio Acima e Acuruí. Escala 1:100.000. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.9. Parte B.
- BEATO, D.A.C.; BERTACHINI, A.C. Hidrogeoquímica. In: *Projeto APA Sul RMBH. Estudos do Meio Físico. Apêndices A, B e C*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.9. Parte C.
- BEATO, D.A.C.; MONSORES, A.L.M.; BERTACHINI, A. C. Hidrogeologia. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.9. Parte A.
- BERTACHINI, A.C. Hidrogeologia e Desaguamento da Mina de Águas Claras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8, 1994, Recife. *Anais...* Recife: ABAS/DNPM/CPRM, 1994. p.274-283.
- BEUKES, N.J.; GUTZMER, J.; MUKHOPADHYAY, J. The Geology of High Grade Hematite Iron Ore Deposits. In: IRON ORE CONFERENCE, 9, 2002., Proceedings... Perth, West Austrália, 2002. p.23-29.
- BUFON, V.B. *A análise da variabilidade espacial da capacidade de armazenamento de água do solo e seu impacto no gerenciamento da irrigação*. 2005.104f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.
- CARNEIRO, M.A. *O complexo metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. 1992. 233f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.
- CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero sob o ponto de vista da Geocronologia. *Revista da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto*, Ouro Preto, v. 48, p. 264-274, 1995.
- CECÍLIO, R. A.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; MARTINEZ, M.A. Modelagem da Infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt. *Rev. Bras. de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande, v. 7, n. 3, p.415-422, 2003.
- CETESB. *Guia de coleta e preservação de amostras de água*. São Paulo: CETESB/SEMA, 1987. 150p.
- CHADHA, D. K. A. proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hidrogeology Journal*, v.7, p.431-439, 1999.
- CHEMALE Jr., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v.65, p.25-54, 1994.

- CHEMALE Jr., F. ROSIÈRE, C.A. Arquitetura de domo e bacia no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações na deformação das Formações Ferríferas do Proterozóico Inferior. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, 1987, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, Núcleo Minas Gerais, 1987. v. 12, p.172-175..
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L.W. *Applied Hydrology*. 1. ed. New York: McGraw-Hill Inc., 1988. 572p.
- CICHOTA, R.; JONG van LIER, Q.; LEGUIZAMÓN ROJAS, C.A. Variabilidade Espacial da Taxa de Infiltração em Argissolo Vermelho. *Rev. Bras. Ciência do Solo*, v.27, p.789-798, 2003.
- CLARK, I.; FRITZ, P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York: Lewis Publishers, 1997. 328p.
- CODEMIG. *Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais. Área 3*. Belo Horizonte: CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais, 2001. Mapas de anomalias magnéticas e radiométricas.
- COLEMAN, M.L.; SHEPHERD, T.J.; DURHAM, J.J.; ROUSE, J.E.; MOORE, G.R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, v.54, p.993-995, 1982.
- COPASA. Sistemas de Abastecimento. Disponível em:[http://www.copasa.com.br/Producao\\_de\\_agua/PAGINA/Principal\\_prodagua.htm](http://www.copasa.com.br/Producao_de_agua/PAGINA/Principal_prodagua.htm). Acesso em: 22 out. 2007.
- CORRÊA, E. C. *Características Geológicas e Texturais do Minério de Ferro da Mina Cauê e seu comportamento da crepitação*. 1999. 99 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1999.
- CPRM/SEMAD/CEMIG. *Projeto APA Sul RMBH*. Belo Horizonte:CPRM, 2005. 10v.
- CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; DNPM- Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto Rio das Velhas: texto explicativo do mapa geológico integrado*, escala 1:100.000. 2ed. Belo Horizonte, Brazil: DNPM/CPRM, 1998. 121 p.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. *Hidrología subterránea*. 2. ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1983. 2v.
- CVRD – Companhia Vale do Rio Doce. *Mina de Córrego do Feijão. Brumadinho/MG. Documentos Processo 276/2001. Rebaixamento de Nível d'água*. Brumadinho: CVRD, 2005. 1v. Relatório.
- DAVIS, E. G.; PINTO, E. J. A.; BEATO, D.A.C. Uso e Disponibilidade dos Recursos Hídricos. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005b. v.10.
- DAVIS, E. G.; PINTO, E. J. A.; PINTO, M. C. F. Hidrologia. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005a.v.9.
- DINDANE, K.; BOUCHAOU, L. HSISSOU, Y.; KRIMISSA, M. Hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater in the Souss Upstream Basin, southwestern Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, v.36, p.315-327, 2003.
- DNPM/USGS. *Programa de Cooperação Técnica. Mapeamento Geológico*. Belo Horizonte: DNPM/USGS, 1946-1964. Mapas geológicos. Escala 1:25.000.
- DOMENICO, P.A.; SCHWARTZ, F.W. *Physical and Chemical Hydrogeology*. United States of America: John Wiley & Sons, 1990. 823p.

- DORR II, J. V. N. The Iron Ores Of Central Minas Gerais, Brazil. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.16. n.92, p. 95-100, 1951.
- DORR II, J.V. N. *Physiographic stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 614-A, USGS, 1969. 110 p.
- DORR II, J.V.N. Iron-formation in South America. *Economic Geology*, v.68, p.1005-1022, 1973.
- DORR II, J.V.N. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 60, p.1-46, 1965.
- DORR II, J.V.N.; BARBOSA, A. L. M. *Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, USGS, 1963, n. 341.
- DUTRA, V. F.; MESSIAS, M.C. T.B.; GARCIA, F.C.P. Papilionoideae (Leguminosae) nos campos ferruginosos do Parque Estadual do Itacolomi, Minas Gerais, Brasil: florística e fenologia. *Rev. Bras. Bot.*, v. 28, n. 3, p.493-504, jul-set, 2005.
- ECOLAB. *Relatório Técnico para Outorga de Água. Estudos Hidrológicos e Hidrogeológicos: Projeto Capão Xavier*. REL-MBR-MAC001/01. Belo Horizonte: MBR, 2002. v.1. Inclui anexos de mapas. Relatório.
- EGUCHI, E. S.; SILVA, E.L.; OLIVEIRA, M.S. Variabilidade Espacial da Condutividade Hidráulica do Solo Saturado e da Taxa de Infiltração Básica determinadas “in situ”. *Ciênc. Agrotec.*, Lavras, p.1607-1613, dez. 2003. Edição Especial.
- ENDO, I. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. 1997. 243 f. Tese (Doutoramento em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Serviço Nacional de *Levantamento e Conservação de Solos: Sistema Brasileiro de classificação de Solos*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 412 p.
- EPSTEIN, S. E MAYEDA, T. Variations in 18O content of water from natural sources. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 27, p.213-224, 1953.
- FANK DE CARVALHO, S. M.; GRACIANO RIBEIRO, D. Arquitetura, anatomia e histoquímica das folhas de *Gomphrena arborescens* L.f. (Amaranthaceae). *Acta Bot. Bras.* v. 19, n. 2, p.377-390, 2005.
- FERNANDES, E.Z. *Aplicação da Caracterização Tipológica ao Planejamento de Lavra de Minério de Ferro*. 2003. 130 f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Engenharia Metalúrgica de Minas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2003.
- FERREIRA FILHO, F.A.; COSTA, T.A.V.; SUCKAU, V.E.; FERRARI, A.M. Geologia Estrutural da Mina do Tamanduá, Flanco Leste do Sinclinal Moeda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá. *Anais...* Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. 1 CD-ROM.
- FERREIRA, E. C.; RODRIGUES, S.H.B.G.; FERREIRA, M.M.C.; NÓBREGA, J.A.; NOGUEIRA, A.R.A. Análise exploratória dos teores de constituintes inorgânicos em sucos e refrigerantes de uva. *Eclét. Quím.*, São Paulo, v. 27, numero especial, p.77-90, 2002. Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0100-46702002000200007&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-46702002000200007&lng=en&nrm=iso)>. ISSN 0100-4670. doi: 10.1590/S0100-46702002000200007> Acesso em: 02 abr.2007.

- FESSENDEN, J. E.; COOK, C. S.; LOTT M. J.; EHLERINGER J.R. Rapid  $^{18}O$  analysis of small water and  $CO_2$  samples using a continuous-flow isotope ratio mass spectrometer. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, v.16, p.1257-1260, 2002.
- FETTER, C.W. *Applied Hydrogeology*. 3. ed. New Jersey: Prentice Hall Inc. 1994. 691p.
- FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A. *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall, 1979. 604p.
- GARSON, G. D. Multiple Regression. In:\_\_\_\_. *Statnotes: Topics in Multivariate Analysis*. Disponível em: <<http://www2.chass.ncsu.edu/garson/PA765/correl.htm>>. Acesso em: 02 fev. 2007.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa Operacional da Umidade do Solo para Iniciação de Modelos de Previsão Numérica da Atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, volume especial da LBA. 2006. No prelo.
- GOMES, M.A.F.; SPADOTTO, C.A. *Subsídio à Avaliação de Risco Ambiental de Agrotóxicos em Solos Agrícolas Brasileiros*. Jaguariúna: EMBRAPA, 2004. 5p. Comunicado Técnico n.11.
- GRANDCHAMP, C.A.P. *Estudo da Recuperação do Aquífero Cauê e do Enchimento da Cava da Mina de Águas Claras, Serra do Curral, município de Nova Lima, MG*. 2003. 148f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2003.
- GROSS, G. A. Geology of Iron Deposits in Canada. I. General Geology and Evaluation of Iron Deposits, *Geol. Surv. Can. Econ. Geol.*, v.22, 181p, 1965.
- GUBA, I. Tektonik, Texturen und Mineralogie der präkambrieschen Eisernerze und Nebeengesteinserien der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien. PhD. Thesis, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany, 1982.
- GUILD, P. W. *Geology and minerals resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 290, USGS, 1957. 90p.
- HARDER, E.C.; CHAMBERLIN, R.T.A. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, v.23, n.4, p.341-378 / n.5, p.385-424, 1915.
- HEM, J.D. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. United States Geological Survey Water-Supply Paper, USGS, 1986, n. 2254.
- HEPPNER, C. S.; NIMMO, J. R. *A Computer Program for Predicting Recharge with a Master Recession Curve*. Menlo Park: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5172, 2005. 8p.
- HERRERA, C.; PUEYO, J.J.; SÁEZ, A.; VALERO-GARCÉS, B.L. Relación de aguas superficiales y subterráneas em el área del lago Chungará y lagunas de Cotacontani, norte de Chile:um estudio isotópico. *Rev. Geol. Chile*. v.33, n. 2, p.299-325, 2006.
- IAEA – Internacional Atomic Energy Agency. Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). Disponível em: <<http://isohis.iaea.org/GNIP.asp>>. Acesso: em 02 jul. 2007
- IBRAM – Instituto Brasileiro de Mineração. Panorama Mineral Brasileiro. Disponível em: <<http://www.ibram.org.br/sites/700/784/00000907.pdf>>. Acesso em: 05 Dez. 2007.
- JUSTO, C. F.; SOARES, A. M.; GAVILANES, M. L.; CASTRO, E. M. Plasticidade anatômica das folhas de *Xylopia brasiliensis* Sprengel (Annonaceae). *Acta Bot. Bras.* v.19, n. 1, p.111-123, 2005.

- KINZELBACH, W.; AESCHBACH, W.; ALBERICH, C.; GONI, I.B.; BEYERLE, U.; BRUNNER, P.; CHIANG, W.H.; RUEEDI, J.; ZOELLMANN, K. A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid regions. In: UNEP/DEWA/RS.02-02. *Early Warning and Assessment Report Series. United Nations Environments Programme*, Nairobi, 2002. 43p. ISBN 92-80702131-31
- KLEIN, C.; BEUKES, N.J. Geochemistry and Sedimentology of a facies transition from limestone to Iron-formation deposition in early Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, v. 84, p.1733-1774, 1989.
- KLEIN, C.; BEUKES, N.J. Proterozoic iron-formation. In: KONDIE K.C (ed); *Proterozoic Crustal Evolution*, Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 383-418.
- KLEMM, D.D. Deformation of Paleoproterozoic Banded Iron Formations and their associated Fe and Mn deposits, with references to the Griqualand West Deposits, South Africa. *Journal of African Earth and Science*. Great Britain, v. 30, n.1, p. 1-24, 2000.
- KLINKENBERG, L. J. The permeability of porous media to liquids and gases. In: API MID YEAR MEETING, 11, 1941, Tulsa, OK. *API Drilling and Production Practice*. 1941. p.200-231.
- LADEIRA, E.A.; VIVEIROS, J.F.M. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geociências*, n.4, p. 1-14, 1984.
- LAGOEIRO L E. Transformation of magnetite to hematite and its influence in the dissolution of iron oxide minerals. *J Met Geol*, v. 16, p. 415-423, 1998.
- LANDIM, P.M.B. *Análise Estatística de Dados Geológicos Multivariados*. Rio Claro:UNESP, Departamento de Geologia Aplicada/Laboratório de Geomatemática. 2000. 128 f. Texto Didático 03. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/>>. Acesso em: 03 fev. 2007.
- LAZARIM, H. A. *Caracterização Hidrogeológica no Extremo Norte no Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Nova Lima, MG: Proposta de Modelo*. 1999. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Aplicada) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1999.
- LIM, K.J; ENGEL, B.A.; TANG Z.; CHOI, J.; KIM, K.; MUTHUKRISHNAN, S.; TRIPATHY, D. Web GIS-based Hydrograph Analysis Tool, WHAT. *Journal of American Water Resource Association (JAWRA)*. 2005. In press.
- LINDSAY, I.S. A tutorial on Principal Components Analysis. 2002. 27p. Disponível em: [http://csnetotago.ac.nz/cosc453/student\\_tutorials/principal\\_components.pdf](http://csnetotago.ac.nz/cosc453/student_tutorials/principal_components.pdf). Acesso em: 30 maio 2007.
- LIPSKI, M.; ENDO, I.; CASTRO, P. T. A.; TRZASKOS-LIPSKI, B. Estudo do Campo de tensões Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Recife. 2001, *Anais...*, 2001. v.1, p.331-333.
- LORENZ, D. L.; DELIN, G. N. A Regression Model to Estimate Regional Ground Water Recharge. *Ground Water*, p. 1-13, 2006.
- LOURENÇO, R. W.; LANDIM, P.M.B. *Análise de regressão múltipla espacial*. Rio Claro: UNESP/IGCE/DGA, Lab. Geomatemática. 2004. 34 f. Texto Didático 13. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em: 01 mar.2007.

- MACEDO SILVA, G.; BUSO, W.H.D.; OLIVEIRA, L.F.C.; NASCIMENTO, J.L. Caracterização Físico-Hídrica de um latossolo vermelho perférrico submetido a dois sistemas de manejo do solo. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, v.31, n. 2, p.127-131, 2001.
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 2341-2346, 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAULTIER G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleozoic: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin. Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 41, p.259-276, 1996.
- MAIZATTO, J. R. *Análise Bioestratigráfica, Paleocológica e Sedimentológica das Bacias Terciárias do Gandarela e Fonseca – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares*. 2001. 210 f. Tese (Doutoramento em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001.
- MAIZATTO, J.R. *Análise paleocológica e Bioestratigráfica dos Sedimentos da Bacia Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos Aspectos Palinológicos e Sedimentares*. 1997. Dissertação (Mestrado). - Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1997.
- MARQUES, J.M.; MARQUES, M.A.M. As componentes principais no descarte de variáveis em um modelo de regressão múltipla. *Rev. FAE*, Curitiba, v.8, n.1, p.93-101, jan./jun. 2005
- MBR – Minerações Brasileiras Reunidas. Hidrogeologia. In: MINERAÇÕES BRASILEIRAS REUNIDAS-MBR. *Mina de Capão Xavier: Plano de Gestão de Águas*. Nova Lima: MBR, 2003b. cap. 7, p. 7.1-7.34. 1 CD-ROM.
- MBR – Minerações Brasileiras Reunidas. *Mina Capão Xavier*. Nova Lima: MBR, 2007. 200p. Relatório Hidrogeológico de Acompanhamento..
- MBR – Minerações Brasileiras Reunidas. *Mina de Capão Xavier*. Plano de Gestão das Águas. Hidrogeologia. Nova Lima: MBR, 2005. 37p. Relatório.
- MBR – Minerações Brasileiras Reunidas. *Projeto Capão Xavier*. Estudo Hidrológico Ambiental de Seguimento. Meteorologia e Climatologia. Atualização até Setembro de 2003. Madrid: FRASA Engenheiros Consultores, 2003a. 40p. Relatório.
- MBR – Minerações Brasileiras Reunidas. *Relatório de acompanhamento do processo de rebaixamento do nível d'água na Mina do Pico*. Nova Lima: MBR, 2006. 52p..
- MDGEO. *Inventário dos Pontos d'água. Prefeitura de Mário Campos*. REL PMC 01/00. Belo Horizonte, 2000.v.1. Relatório.
- MDGEO. *Parecer Técnico dos Impactos Hidrológicos da Mina de Águas Claras*: REL-MBR-MAC-0001/99. Belo Horizonte: MBR, 1999a. v.1. Relatório. Inclui anexos de mapas.
- MDGEO. *Relatório de Controle Ambiental e Plano de Controle Ambiental do Rebaixamento do Nível d'água da Mina do Tamanduá*: REL-MBR-TAM-001/99. Belo Horizonte: MBR, 1999b. v.1. Inclui anexos de mapas.
- MDGEO. *Relatório de Controle Ambiental e Plano de Controle Ambiental do Rebaixamento do Nível d'água das Minas da Jangada*: REL-MBR-JAN-01/02. Belo Horizonte: MBR, 2002. v.1.



- MDGEO. *Relatório de Modelo Numérico de Simulação do Fluxo d'água Subterrânea da Mina de Águas Claras e Adjacências*. REL-MBR-MAC-001/01. Belo Horizonte: MBR, 2001a. v.1. Inclui anexos de mapas.
- MDGEO. *Relatório de Recalibração do Modelo Numérico de Simulação do Fluxo d'água Subterrânea da Mina do Pico de Itabirito*. REL-MBR-PIC-007/01. Belo Horizonte: MBR, 2001b. 1v.
- MDGEO. *Relatório do Modelo Numérico do Fluxo d'água Subterrânea da Mina do Tamanduá*. REL\_MBR\_TAM\_05/05. Belo Horizonte: MBR, 2005a. 1v.
- MDGEO. *Relatório do Modelo Numérico do Fluxo d'água Subterrânea da Mina do Capitão do Mato*: REL\_MBR\_CMT\_01/05. Belo Horizonte: MBR, 2005b. 1v.
- MDGEO. *Relatório Técnico para outorga de água subterrânea: Minas do Complexo da Jangada – Brumadinho-MG*. REL\_JAN\_02/04. Belo Horizonte: MBR, 2004. 1v.
- MEDINA, A. I. M.; DANTAS, M.; E., SAAFI, A. Geomorfologia. In: *Projeto Apa Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.6.
- MEDRADO SILVA, E.; LIMA, J.E.F.W.; AZEVEDO, J.A.; RODRIGUES, L.N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos de Cerrado. *Pesq. Agropec. Bras.* Brasília, v.41, n.2, p.323-330, fev. 2006.
- MEDRADO SILVA, E.; LIMA, J.E.F.W.; RODRIGUES, L.N.; AZEVEDO, J.A. Comparação de modelos matemáticos para o traçado de curvas granulométricas. *Pesq. Agropec. Bras.* Brasília, v.39, n.4, p.363-370, abr. 2004.
- MELLO, C.R.; OLIVEIRA, G.C.; FERREIRA, D.F.; LIMA, J.M.; LOPES, D. Modelos para determinação dos parâmetros de van Genuchten para um Cambissolo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v.9, n.1, p.23-29, 2005.
- MILLER, J.A. Introduction and National Summary. In: USGS – U.S GEOLOGICAL SURVEY. *Ground Water Atlas of the United States*. USGS, 1999. Disponível em: <[http://capp.water.usgs.gov/gwa/ch\\_a/index.html](http://capp.water.usgs.gov/gwa/ch_a/index.html)>. Acesso em: 11 jun. 2007.
- MOITA NETO, J.M. Estatística multivariada: Uma visão didática-metodológica. *Filosofia da ciência*. 2004. Disponível em: <[http://criticanarede.com/cien\\_estatistica.html](http://criticanarede.com/cien_estatistica.html)>. Acesso em: 25 mai. 2007.
- MOITA NETO, J.M.; MOITA, G.C. Uma introdução à análise exploratória de dados multivariados. *Química Nova*, v.21, n.1, p.467-469, 1998.
- MONTEIRO, C.F.; CAMPOS, J.E.G. Caracterização Hidrogeológica da Bacia do Rio Preto. *Espaço & Geografia*, v.10, n. 2, p.77-99, 2007.
- MOORE, G. K. Hydrograph Analysis in a Fractured Rock Terrain. *Ground Water*, v. 30, n. 3, p.390-395. 1992.
- MORRIS R.C. A Textural and Mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. *Econ. Geol.*, v.75, p.184-209, 1980.
- MORRIS, R. C. Iron Ore Genesis and Post-Ore Metasomatism at Mount Tom Price. In: IRON ORE CONFERENCE, 9, 2002, Perth. *Proceedings...* Perth, West Australia. 2002. p. 3-12.
- MORRIS, R.C. A textural and Mineralogical Study of the relationship of Iron Ore to Banded Iron-Formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. *Economic Geology*, v. 75, p. 184-209, 1980.

- MORRIS, R.C. Genesis of Iron Ore in Banded Iron-Formation by Supergene and Supergene-Metamorphic Processes – a conceptual model. In: WOLF, K.H. (Ed.). *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1985. p.73-235.
- NAVES BARBIERO, C. C.; FRANCO, A.C.; BUCCI, S. J.; GOLDSTEIN, G. Fluxo de Seiva e Condutância Estomática de duas Espécies lenhosas sempre verdes no campo sujo e cerrado. *Rev. Bras. Fisiol. Veg.*, v. 12, n. 2, p.119-134, 2000.
- NEVES, C. *Análise em Componentes Principais*. Monte da Caparica, Portugal: Faculdade de Ciências e Tecnologia, UNL, Departamento de Química. Disponível em: <<http://www.dq.fct.unl.pt/qof/chem10.html>>. Acesso em: 03 mai. 2007
- NOCE, C.M. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos da região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 1995. 128 f. Tese. (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo/USP, São Paulo, 1995.
- OLIVEIRA, F.A. Impacto do Pastejo na Condutividade Hidráulica de Latossolo sob Pastagem e Cerrado Nativo. 75 f. 2005. Monografia. (Graduação em Agronomia) - Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Brasília, Brasília, 2005.
- OLIVEIRA, G.S.R.; JACQUES, P.D., SHINZATO, E. Cobertura e Uso da Terra. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005a. v.3.
- OLIVEIRA, R. S.; BEZERRA, L.; DAVIDSON, E.A.; PINTO, F.; KLINK, C. A.; NEPSTAD, D.C.; MOREIRA, A. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. *Functional Ecology*. v. 19, p. 574-581. 2005b.
- OTTONI FILHO, T.B. Uma classificação físico-hídrica dos solos. *Rev. Bras. de Ciência do Solo*, v. 27, p.211-222, 2003.
- PIRES, F. R. M. *Structural Geology and Stratigraphy at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, QF, MG, Brazil*. 1979. 220 f. Dissertation (PhD). Michigan Technological University, Michigan, 1979.
- POMERENE, J. B. *Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibitiré and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil*.: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 341D, USGS, 1964. 83p.
- PONCE, V.M. *Research and Development. Baseflow Augmentation by Streambank Storage*. San Diego: San Diego State University. Report 009.4-89.13.1989. 88 p. Disponível em: <<http://www.feather-river-crm.org/pdf/baseflow.pdf>> Acesso em: 25 set. 2007.
- QUAY, P.D.; D.O. WILBUR; J.E. RICHEY; J.I. HEDGES; A.H. DEVOL AND R.L. VICTORIA. Carbon Cycling in the Amazon River: Implications for the <sup>13</sup>C Compositions of Particles and Solutes. *Limnol. Oceanogr.*, v.37, p.857-871, 1992.
- RADAMBRASIL. *Levantamento de recursos naturais*: Folhas SF23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: MME, 1983. v..32.
- RAPOSO, F. O. *Formações Ferríferas e Metassedimentos Químicos de Áreas Seleccionadas do Quadrilátero Ferrífero e seu papel como possíveis fontes dos conglomerados da área*. 1996. 136 f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIMOHAMMADI, A. 1992. Infiltration and soil water movement. In: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill Inc, 1992. p. 5.1-5.51.

- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; SAXTON, K. E. Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE*. p. 1316 – 1328. 1982.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK; D. L.; MILLER, N. Green-Ampt infiltration parameters from solis data. *J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, v. 109, n. 1, p. 62-70, 1983.
- RENGER, F. E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.M.; MACHADO, N. Evolução Sedimentar do Supergrupo Minas: 500Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*. Belo Horizonte, v.2, n.1, p.1-11, 1994.
- REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the  $\alpha$  – parameter using Guelph Permeameter. *Soil Science*, Baltimore, v.140, n.4, p.292-302, Oct. 1985.
- REYNOLDS, W.D.; ZEBCHUK, W. D. Hydraulic conductivity in a clay soil: two measurements techniques and spatial characterization. *Soil Science of America Journal*, Madison, v.60, n.6, p.1679-1685, Nov-Dec. 1996.
- RIBEIRO, D. T. *Enriquecimento Supergênico de Formações Ferríferas Bandadas: Estruturas de Colapso e Desordem*. 2003. 123 f. Tese de doutoramento - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.
- RISSER, D. W.; GBUREK, W. J.; FOLMAR, G. J. *Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States*. Denver: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5038, 2005. 31p.
- ROCHA, L. A. *Caracterização da Cobertura Argilosa da Mina do Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Mineralogia, Micromorfologia e Geoquímica*. 1998. 129 f. Dissertação (Mestrado em Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia) - Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1998.
- ROSIÈRE C.A.; CHEMALE JR. Sobre o caráter do bandamento em formações ferríferas: Critérios para determinação de sua origem. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Pirenópolis. 1997. *Anais...*, 1997. p. 118-119.
- ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE Jr., F.; QUADE, H. Análise microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero: texturas desenvolvidas e um modelo para sua origem. In: WORKSHOP GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS MINÉRIOS DE FERRO, 1993, Belo Horizonte. *Anais..* Belo Horizonte:SBG - Núcleo Minas Gerais, 1993. p. 362-366.
- ROSIÈRE, C. A. A recristalização do minério de ferro da jazida do Pico do Itabirito no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações genéticas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 173-186.
- ROSIÈRE, C. A.; QUADE, H. ; CHEMALE Jr., F. As características mineralógicas, texturais e de anisotropia dos minérios de ferro como parâmetros geometalúrgicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MINÉRIO DE FERRO: CARACTERIZAÇÃO, BENEFICIAMENTO E PELOTIZAÇÃO, 1, 1996, Ouro Preto. *Anais....* São Paulo: ABM, 1996. p. 163-179.
- ROSIÈRE, C.A. Strukturelle und Texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagertstätte “Pico de Itabira” bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien – Clausthaler Geowissenschaftliche. 1981. 302 f. Dissertationen, Clausthal-Zellerfeld-Alemanha, 1981.
- ROSIÈRE, C.A.; BROKMEIER, H.G.; SIEMES, H. Textures with the neutron goniometer of iron ores from the Quadrilátero Ferrífero Brasil – Deformation Implications. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Pirenópolis. 1997. *Anais...*, 1997. p. 196-199.

- RUHL, J. F.; KANIVETSKY, R.; SHMAGIN, B. *Estimates of Recharge to Unconfined Aquifers and Leakage to Confined Aquifers in the Seven-County Metropolitan Area of Minneapolis-St. Paul, Minnesota*. Mounds View: U.S. Geological Survey Scientific Water-Resources Investigations Report 02-4092, 2002. 32p.
- RUTLEDGE, A. T. *Computer Programs for Describing the Recession of Ground-Water Discharge and for Estimating Mean Ground-Water Recharge and Discharge from Streamflow Records-Update*. Denver: U.S. Geological Survey Scientific Water-Resources Investigations Report 98-4148, 1998. 43p.
- RUTLEDGE, A. T. *Considerations for Use of the RORA Program to Estimate Ground-Water Recharge from Streamflow Records*. Denver: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-156, 2000. 11p.
- RUTLEDGE, A. T. Program User Guide for RORA. 2007. Disponível em: <<http://water.usgs.gov/ogw/rora/>>. Acesso em: 4 Abr. 2007.
- SAADI, A. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais (tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese)*. 1991. 285p. Tese (submetida para obtenção de vaga de Professor Titular). Inst. de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
- SALLES, L.E.O.; FERREIRA, M.M.; OLIVEIRA, M.S.; CURI, N. Estimativa da velocidade de infiltração básica do solo. *Pesq. Agropec. Bras.*, Brasília, v. 34, n. 11, p. 2091-2095, nov.1999.
- SANDERS, B.H. Iron ores at Itabira Brazil. *Inst of Min and Met Bull*, v. 396, p.1-23, 1933.
- SANTOS, L. D. *Caracterização Microestrutural de Minérios de Ferro do Quadrilátero Ferrífero-MG*. 2002. 178 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Engenharia Metalúrgica de Minas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.
- SCHORSCHER, H. D. Komatiitos na estrutura “Greenstone Belt”, série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Resumo das Comunicações...* Recife: SBG, 1978. Boletim n.1, p.292-293.
- SHIKAMURA, S. *Como funciona a ANOVA*. Curitiba: Laboratório de Estatística e Geoinformação. Universidade Federal do Paraná. 2005. Disponível em: <<http://leg.ufpr.br/~shimakur/CE701/node91.html>>. Acesso em: 20 fev.2007.
- SHINZATO, E.; CARVALHO FILHO, A. Pedologia. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005. v.5.
- SILVA, A. B. da; SOBREIRO NETO, A. F.; BERTACHINI, A. C. Potencial das águas subterrâneas no Quadrilátero Ferrífero. In: CONG. BRAS. de AGUAS SUBTERRÂNEAS, 8, Recife, 1994. *Anais...* Recife: ABAS/DNPM/CPRM, 1994. p.264-283.
- SILVA, A. M. *Geologia e petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, MG*. 1992. 117p. Dissertação (Mestrado) Inst. de Geociências, UNB, Brasília, 1992.
- SILVA, S. L. da. (Org.); MONTEIRO, E. A.; BALTAZAR, O. F. Geologia. In: *Projeto Apa Sul RMBH Estudos do Meio Físico*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005a. v.1.
- SILVA, S.L.; BALTAZAR, O.F.; MONTEIRO, E.A. Estratigrafia In: SILVA, S.L. (Org). *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005b.v.1

SILVA, S.L.; MONTEIRO, C. Mapa Geológico, Blocos Brumadinho, Rio Acima, Acuruí. In: *Projeto APA Sul RMBH*. Estudos do Meio Físico. Apêndices A, B e C. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.v.1.

SIMONSON, B. M.; HASSLER, S. W. Was the deposition of large Precambrian Iron Formation Linked to Major Marine Transgressions? *The Journal of Geology*, University of Chicago, v. 104, p. 665-676, 1996.

SOUZA, P.C. *Zur Petrographie und Geochemie der Gandarela – Formation Minas – Supergruppe, Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien*. 1987. 210 f. Dissertation (Doktor der Naturwissenschaften). Mathematisch-Naturwissen Fakultät, Technischen Universität Clausthal, Clausthal, 1987.

SOUZA, Z.M.; ALVES, M. Movimento de água e resistência à penetração em um latossolovermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v.7, n.1, p.18-23, 2003.

SPIER, C.A., OLIVEIRA, S.M.B, SIAL, A.N.; RIOS, F.J. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v.152, p.170-206, 2006.

SPIER, C.A.; OLIVEIRA, S.M.B.; ROSIERE, C.A. Geology and geochemistry of the Aguas Claras and Pico Iron Mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 6, n.38, p.751-774, 2003.

STATSOFT. Multiple Regression. Disponível em: [www.statsoft.com/textbook/stmulreg.html](http://www.statsoft.com/textbook/stmulreg.html). Acesso em: 10 abr. 2007.

SZILAGYI, J.; HARVEY, F.E.; AYERS, J.F. Regional Estimation of Base Recharge to Ground Water Using Water Balance and a Base-Flow Index. *Ground Water*, v. 41, n. 4, p. 504 - 513, jul-ago. 2003.

TAYLOR, D., DALSTRA, H.J., HARDING, A.E., BROADBENT, G.C., BARLEY, M.E. Genesis of High-Grade hematite orebodies of the Hamersley Provinca, Western Australia. *Econ. Geol.*, 96, p.837-873, 2001.

TEIXEIRA, W. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. 1985. 207f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

TEIXEIRA, W. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco – implicações tectônicas. In: DOMINGUEZ, J.M.L. e MISI, A. (eds.), *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG\_SGM\_CNpq, 1993. p.11-34.

TROCHIM, W.M.K. The T test. Research Methods Knowledge Base. 2006. Disponível em: [http://www.socialresearchmethods.net/kb/stat\\_t.php](http://www.socialresearchmethods.net/kb/stat_t.php). Acesso em: 20 fev.2007

TUFFI SANTOS, L. D.; IAREMA, L. THADEO, M.; FERREIRA, F. A.; MEIRA, R.M.S.A. Características da Epiderme foliar e seu envolvimento com a tolerância de glyphosate. *Planta Daninha*, Viçosa, v.24, n. 3, p.513-520. 2006.

VARAJÃO, A.F.D.C.; MELFI, A.J.; BOULANGÉ, B.. Caracterização morfológica, mineralógica e química de fácies estruturais das jazidas de caulinita de Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, p.75-82, 1990.

VARAJÃO, C. A. C. *Estudo Comparativo das Jazidas de Bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG: Micromorfologia Geoquímica, Geomorfologia e Sensoriamento Remoto*. 1988. 213 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

- VARAJÃO, C.A.C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v.21, n.2, p.138-145, 1991.
- VARAJÃO, C.A.C. *Évolution supergène de l'or riche en palladium de la Mine de Maquiné, Quadrilatère Ferrifere, Minas Gerais, Brèsil*. 1994. 215 f. Thèse (Doctorat) - Université de Marseille, 1994.
- VARAJÃO, C.A.C.; BRUAND, A.; RAMANAIDOU, E.; GILKES, R.J. Microporosity of BIF hosted massive hematite ore, Iron Quadrangle, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v.74, n.1, p.113-126, 2002.
- VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; VIEILLARD, P.; MELFI, A.J.; NAHON, D. Early Weathering of Palladium Gold under Lateritic conditions, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil. *Appl Geoch*, v.15, p. 245-263, 2000.
- VARAJÃO, C.A.C.; RAMANAIDOU, E.; COLIN, F.; NAHON, D. Gênese dos corpos de hematita compacta ("hard hematite ores"): Metassomatismo, sedimentação ou alteração supergênica? *REM: Rev. Esc. Minas*, v.50, n.1, p.40-43, 1997.
- VARAJÃO, C.A.C.; RAMANAIDOU, E.; COLIN, F.; NAHON, D. Martitização: Alteração Supergênica da Magnetita. *REM: Rev. Esc. Minas*, v.49, n.3, p.18-19, 1996.
- VIANNA, S. N. S. *Caracterização de dois minérios de ferro itabiríticos do Quadrilátero Ferrífero, MG*. 1993. 162 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Engenharia Metalúrgica de Minas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1993.
- VILAÇA, J.N. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*, v. 2, p.92-137, 1981.
- VILELA, R. A. *Estudo da Microporosidade do Minério Compacto da Mina do Tamanduá (Q.F., MG) e suas implicações metalúrgicas*. 2001. 94 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001.
- WEBB, A. D.; DICKENS, G. R. ; OLIVER, N. H. S. From Banded Iron Formation to iron ore: Geochemical and Mineralogical constraints from across the Hamersley Province, Western Australia. *Chemical Geology*, v. 197, p.215-251, 2003.
- XAVIER, E. M. *Relação entre o processo de redução direta e os atributos estruturais e texturais do minério de ferro granulado da mina da Mutuca – Belo Horizonte – MG*. 1994. 164 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1994.
- YURTSEVER, Y.; ARAGUAS, A. Environmental Isotope Applications in Hydrology: An Overview of the IAEA's Activities, Experiences, and Prospects. In: YOKOHAMA SYMPOSIUM TRACERS IN HYDROLOGY. 1993. Vienna. *Proceedings...* Vienna: *Isotope Hydrology Section Department of Research & Isotopes, International Atomic Energy Agency (IAEA)*. IAHS Publ. n. 215, 20p.
- ZAVAGLIA, G. *Condicionantes Geológicas do Comportamento dos Minérios de Ferro do Depósito de Tamanduá (MG) no processo metalúrgico de redução direta*. 1995. 200 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1995.
- ZAVAGLIA, G.; ALKMIM, F.F.; ROSIÈRE, C.A. A estruturação tectônica do Depósito de Tamanduá no Contexto do Quadrilátero Ferrífero. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Pirenópolis. 1997a . *Anais...*, 1997. p. 203-204.

ZAVAGLIA, G.; ROSIÈRE, C.A.; ALKMIM, F.F. Textura e Tipos de Minério Hematíticos do Depósito do Tamanduá. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Pirenópolis. 1997. *Anais...*, 1997b. p. 337-340.

ZHANG, Z. F., GROENEVELT, P. H.; PARKIN, G. W. The well shape-factor for the measurement of soil hydraulic properties using the Guelph Permeameter. *Soil Tillage Res.*, v.49, p.219-221, 1998.

ZUBER, A.; MALOSZEWSKI, P. *Modelos de Parámetros Agregados. In: Isótopos Ambientales em el Ciclo Hidrológico: Principios y Aplicaciones. Sección IV. Agua Subterránea. Zona Saturada y No Saturada.* Hannover: Mebus Geyh, 2000, cap.4, p.493-509. Disponível em: <<http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/document/LIBRO%20IS%C3%93TOPOS/PDF%20Isotopos-VI/Seccion%20VI-2.pdf>>. Acesso em: 02 jul.2007.

ZUCCHETTI, M.; BALTAZAR, O.F. (EDS), *Projeto Rio das Velhas: texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000.* 2ed. Belo Horizonte, Brazil: DNPM/CPRM, 1998. 121 p.