



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

PROPOSIÇÃO DE CRITÉRIOS E MÉTODOS PARA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS

TÁSSIA DE MELO ARRAES

Dissertação de Mestrado N° 238

Brasília – DF
2008



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

PROPOSIÇÃO DE CRITÉRIOS E MÉTODOS PARA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS

TÁSSIA DE MELO ARRAES

Dissertação de Mestrado N° 238

Orientador:

Dr. José Eloi Guimarães Campos

Banca Examinadora:

Dr. José Eloi Guimarães Campos

Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior

Dr. Henrique Llacer Roig

Brasília – DF
2008

Dedico esse trabalho à minha família e amigos.

AGRADECIMENTOS

A todos que contribuíram para a realização desse trabalho, fica aqui expresso o meu eterno agradecimento.

A Deus por estar sempre presente em minha vida, iluminando o meu caminho.

À minha família, especialmente aos meus pais, que me ofereceram o amor e a estrutura para que eu pudesse caminhar com sabedoria, dignidade, humildade e responsabilidade.

Ao meu namorado por sua compreensão, carinho e por estar sempre ao meu lado, me apoiando nos momentos mais difíceis.

Agradeço a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo fornecimento da bolsa de estudos.

Ao meu orientador, Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos, pela oportunidade, incentivo e confiança, e por acompanhar-me durante toda a trajetória da graduação e pós-graduação, prestando inestimável contribuição.

Ao Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires por sua atenção e pelas sugestões com relação às análises geoestatísticas.

À Universidade de Brasília pelo apoio logístico.

Ao GRGEO-IB pela concessão de dados referentes ao Distrito Espeleológico de São Domingos/GO.

Aos funcionários Francisca, Sérgio, Estela, Raul, Rogério, Abel, e a todos do Instituto de Geociências pelo apoio técnico.

E a todos os meus queridos amigos que, direta ou indiretamente, me ajudaram a chegar até aqui, especialmente à Ana Paula, Jacqueline, Susanne e Luís Henrique, pelas sugestões e pelo companheirismo.

RESUMO

A designação de “bacia hidrogeológica” ainda necessita ser complementada com relação aos aspectos de sua conceituação e aplicação. Um dos enfoques desprovidos de embasamento teórico e conceitual diz respeito aos critérios para definição dos limites das bacias hidrogeológicas e as relações com as bacias hidrográficas sobrepostas. A literatura técnica atualmente disponível a esse respeito ainda é muito restrita e conseqüentemente incompleta.

Os limites das bacias hidrogeológicas podem ser mapeados a partir da aplicação de diversos métodos de investigação hidrogeológica, organizados em métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos compreendem os estudos potenciométricos, ensaios de traçador e geoquímica isotópica, enquanto que os métodos indiretos correspondem aos estudos geofísicos, geoprocessamento, estudos de hidrologia superficial e hidroquímica. Idealmente, os métodos devem ser aplicados associados entre si, em alguns casos definindo com precisão a assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas, e em outros casos apenas de forma qualitativa.

Alguns desses métodos propostos foram aplicados a situações reais de sistemas aquíferos em diferentes escalas, compreendendo o Sistema Aquífero Urucuia (intergranular), o Sistema Aquífero Canastra (fraturado) e o Sistema Aquífero Bambuí (cárstico). De maneira geral, os resultados obtidos apontam que comumente existe assimetria entre os limites de bacias hidrográficas e hidrogeológicas, sendo esta variável ao longo dos eixos divisores.

A importância da delimitação de bacias hidrogeológicas recai principalmente na questão do direcionamento de pesquisas, contribuindo ainda para a implementação de medidas de controle e gestão dos recursos hídricos, na elaboração de estudos de proteção e contaminação de aquíferos, e no estabelecimento de diretrizes de gestão conjunta entre os países/estados relacionados a um mesmo aquífero transfronteiriço.

ABSTRACT

The designation of the “hydrogeologic basin” terminology still needs to be complemented regarding the definition and application aspects. One of the approaches without theoretical and conceptual basis is related to the criteria for definition of the hydrogeologic basins boundaries and the relationships with the overland watersheds. The currently available technical literature is very restricted and incomplete.

The hydrogeologic basins boundaries can be established through the application of many hydrogeologic investigation methods, organized in direct and indirect methods. The direct methods consist of potentiometric studies, tracer tests and isotopic geochemistry, whereas the indirect methods comprise the geophysical studies, geoprocess, superficial hydrology studies and hydrochemistry. Ideally, the methods should be used combined to each other, defining in some cases precisely the asymmetry between hydrographic and hydrogeologic basins, and in other cases only qualitatively.

Some of these proposed methods were applied to real aquifer system situations in different scales, covering the Urucuia Aquifer System (intergranular), the Canastra Aquifer System (fractured) and the Bambuí Aquifer System (karstic). In general, the results point out that commonly exist asymmetry between hydrographic and hydrogeologic basins, and that this asymmetry varies across the longitudinal divisor axis.

The importance of the hydrogeologic basin delimitation specially refers to research directing, also contributing to the implementation of control and management measures, to the elaboration of studies about groundwater protection and contamination, and to the establishment of integrated management guidelines between the counties/states related to the same transboundaring aquifer.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS	01
1.2 OBJETIVOS	03
1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO	03
1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	04
1.4.1 Conceituação	04
1.4.2 Simetria/Assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas	08

CAPÍTULO II – CRITÉRIOS PARA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	11
2.2 MÉTODOS DIRETOS	11
2.2.1 Estudos Potenciométricos	11
2.2.2 Ensaio de Traçador	15
2.2.3 Geoquímica Isotópica	19
2.2.3.1 <i>Oxigênio-18 e Deutério</i>	21
2.2.3.2 <i>Trítio</i>	24
2.2.3.3 <i>Compostos de Clorofluorcarbono (CFCs)</i>	26
2.3 MÉTODOS INDIRETOS	29
2.3.1 Geofísica	29
2.3.1.1 <i>Método da Eletrorresistividade</i>	30
2.3.1.2 <i>Método Eletromagnético Indutivo</i>	33
2.3.1.3 <i>Método da Sísmica de Refração</i>	36
2.3.2 Geoprocessamento	38
2.3.3 Hidrologia Superficial	42
2.3.4 Hidroquímica	44

CAPÍTULO III – ESTUDOS DE CASO

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	47
3.2 AQUÍFERO INTERGRANULAR REGIONAL - ÁREA URUCUIA	47
3.2.1 Localização e vias de acesso	47
3.2.2 Caracterização da área	48
3.2.2.1 <i>Geologia</i>	48
3.2.2.2 <i>Geomorfologia</i>	50
3.2.2.3 <i>Pedologia</i>	50
3.2.2.4 <i>Hidrogeologia</i>	51
3.2.3 Métodos Aplicados	52
3.2.3.1 <i>Potenciometria</i>	52
3.3 AQUÍFERO FRATURADO LOCAL - ÁREA CANASTRA	57
3.3.1 Localização e vias de acesso	57
3.3.2 Caracterização da área	57

3.3.2.1 <i>Geologia</i>	57
3.3.2.2 <i>Geomorfologia</i>	58
3.3.2.3 <i>Pedologia</i>	59
3.3.2.4 <i>Hidrogeologia</i>	60
3.3.3 Métodos Aplicados	61
3.3.3.1 <i>Ensaio de Traçador e Potenciometria</i>	61
3.4 Aqüífero cárstico regional – Área Bambuí	69
3.4.1 Localização e vias de acesso	69
3.4.2 Caracterização da área	70
3.4.2.1 <i>Geologia</i>	70
3.4.2.2 <i>Geomorfologia</i>	71
3.4.2.3 <i>Pedologia</i>	73
3.4.2.4 <i>Hidrogeologia</i>	73
3.4.3 Métodos Aplicados	73
3.4.3.1 <i>Topografia de Cavernas</i>	74
3.4.3.2 <i>Hidrologia e Hidroquímica</i>	78
3.4.4 Resultado da aplicação dos Métodos	79
CAPÍTULO IV – PRINCIPAIS IMPLICAÇÕES DA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS	
4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	83
4.2 GESTÃO INTEGRADA	83
4.3 Aqüíferos transfronteiriços	84
4.4 Estudos de aquíferos contaminados	85
4.5 Proteção de aquíferos	87
4.6 Aspectos legais	89
CAPÍTULO V – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
ANEXOS	

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 - Exemplo de situação em que duas bacias hidrogeológicas (sistemas subterrâneos 1 e 2) são sobrepostas por inúmeras bacias hidrográficas. No sistema subterrâneo 1 ocorrem sistemas de fluxo hidrogeológico locais e intermediários e no sistema subterrâneo 2 ocorre sistema de fluxo regional (Modificado de Arraes & Campos, 2007).....9

Figura 1.2 - Exemplo de assimetria entre bacias subterrâneas e superficiais, onde uma única bacia hidrográfica apresenta pelo menos três bacias hidrogeológicas em profundidade (Modificado de Arraes & Campos, 2007)9

Figura 1.3 - Ilustrações de casos de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas. A) assimetria em sistema cárstico devida à posição relativa entre os sumidouros e a surgência; B) assimetria devido à quebra acentuada de relevo; C) assimetria devido à presença de zonas drenantes representadas por anisotropias planares (falhas/fraturas abertas) e D) assimetria devido à presença de camada impermeável (Modificado de Arraes & Campos, 2007)10

CAPÍTULO II

Figura 2.1 - Relação meteórica para ^{18}O e ^2H na precipitação (modificado de Rozanski et al., 1993).....23

Figura 2.2 - Configurações de eletrodos usados em sondagens elétricas verticais, onde X corresponde ao centro do arranjo (Modificado de Reynolds, 1997)32

Figura 2.3 - Princípio da Indução Eletromagnética (Modificado de Moreira & Dourado, 2005)34

Figura 2.4 - Diagrama ilustrativo da transmissão de energia sísmica em um levantamento de sísmica de refração, através das ondas direta, refletida e refratada (modificado de Reynolds, 1997)37

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - Mapa de localização e vias de acesso da área, mostrando as regiões hidrográficas das quais fazem parte as bacias dos rios São Francisco e Araguaia-Tocantins48

Figura 3.2 – Mapa potenciométrico referente à porção do Sistema Aquífero Urucuia presente na área estudada, mostrando a distribuição dos pontos e a localização do divisor hidrogeológico (linha tracejada).....54

Figura 3.3 - Mapa indicando a assimetria existente entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas, mostrando ainda a distribuição dos pontos d'água e as direções de fluxo superficial e subterrâneo..55

Figura 3.4 - Perfil AA' indicado no mapa da figura 3.3, ilustrando o posicionamento relativo dos divisores hidrográfico e hidrogeológico, com suas respectivas direções de fluxo (Exagero Vertical: 20x)56

Figura 3.5 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo, mostrando a posição da área estudada com relação às bacias hidrográficas do Rio São Bartolomeu e Preto57

Figura 3.6 - Mapa mostrando a distribuição dos piezômetros utilizados no ensaio de traçador	62
Figura 3.7 - Curva condutividade elétrica ($\mu\text{S/cm}$) x tempo (horas) para os dados obtidos no ensaio de traçador.....	64
Figura 3.8 - Intensa bioturbação relacionada à presença de profundas raízes queimadas de pinheiros (a e b), formigueiros e cupinzeiros (c e d)	64
Figura 3.9 - Bloco diagrama ilustrando o comportamento da pluma salina. Na superfície horizontal está representada a projeção do fluxo subterrâneo. As seções AA' e BB' ilustram o grau de confinamento lateral da pluma. A seção CC' esquematiza o avanço da pluma no meio intergranular sobrejacente, controlado pela presença da zona de fratura (modificado de Lousada, 2005)	66
Figura 3.10 - Mapa mostrando a localização do divisor hidrogeológico e das sub-bacias inseridas no contexto da área de estudo, juntamente com as direções de fluxo superficial e subterrâneo	68
Figura 3.11 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo (indicada em vermelho)	69
Figura 3.12 - Serra do Calcário inserida no contexto do domínio carstificado de São Domingos	72
Figura 3.13 - Detalhe de feição típica da Serra do Calcário	72
Figura 3.14 - Sumidouro do Rio da Lapa, formando a entrada da caverna do Terra Ronca I	74
Figura 3.15 - Topografia do Sistema Terra Ronca – Malhada (Modificado de Perret, 1996).....	75
Figura 3.16 - Rio São Mateus, principal curso d'água integrante do sistema São Mateus-Imbira	76
Figura 3.17 - Topografia do Sistema São Mateus-Imbira (Modificado de Karmann & Setubal, 1996).....	77
Figura 3.18 - Mapa mostrando a localização do divisor hidrogeológico e hidrográfico das sub-bacias superficiais e subterrâneas inseridas na área de estudo, juntamente com as direções de fluxo superficial e subterrâneo	82

CAPÍTULO V

Figura 5.1 - Representação esquemática em planta e em seção, ilustrando a complexidade da definição dos exutórios em bacias hidrogeológicas (a) quando comparadas às bacias hidrográficas (b). Considerando que os planos de falhas limitam a bacia hidrogeológica, os exutórios são representados pelos segmentos de canais que formam a rede de drenagem superficial.....	91
--	----

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 3.1 - Distância relativa entre o piezômetro de injeção e os demais piezômetros utilizados no ensaio de traçador</i>	<i>63</i>
<i>Tabela 3.2 - Dados de altitude (m), coordenadas planas (UTM) e background da condutividade elétrica ($\mu\text{S/cm}$) para os cinco piezômetros utilizados no ensaio de traçador</i>	<i>63</i>
<i>Tabela 3.3 - Dados hidrológicos dos principais rios associados aos sistemas Terra Ronca-Malhada e São Mateus-Imbira (Guyot et al., 1996).....</i>	<i>78</i>
<i>Tabela 3.4 - Medições físico-químicas da água nos principais rios associados aos sistemas Terra Ronca-Malhada e São Mateus- Imbira (Guyot et al., 1996).....</i>	<i>79</i>

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

Os estudos hidrológicos desenvolvidos em bacias hidrográficas surgem principalmente da necessidade de se compreender o funcionamento dos processos que controlam o movimento da água e os impactos relacionados à mudança do uso da terra sobre a qualidade e disponibilidade do recurso hídrico (Whitehead & Robinson, 1993).

A utilização da bacia hidrográfica como unidade de pesquisa e planejamento não é recente. Segundo Botelho (1999), embora no Brasil um número significativo de estudos tendo como base as bacias hidrográficas só tenha sido desenvolvido a partir da década de 80 e principalmente 90, os primeiros trabalhos dessa natureza foram publicados ainda na década de 30.

De maneira geral, a bacia hidrográfica vem sendo utilizada como unidade fundamental por que suas características governam, no seu interior, todo o fluxo superficial de água (Pissarra *et al.*, 2004). Assim, para investigar as características das diversas formas de relevo, as bacias hidrográficas representam feições importantes, principalmente no que se refere aos estudos de evolução do modelado da superfície terrestre (Alves & Castro, 2003). Além disso, em diversos estudos hidrogeológicos e investigações de ecossistema de regiões montanhosas, a unidade principal de estudo é a bacia hidrográfica (Tiedeman *et al.*, 1998).

Dessa forma, muitos dos critérios utilizados para caracterização e delimitação da unidade hidrográfica já estão bem estabelecidos e referências bibliográficas são comumente encontradas com respeito à determinação dos parâmetros físicos, dinâmica e gestão das bacias superficiais (Arraes & Campos, 2007).

Já com relação às bacias hidrogeológicas ou subterrâneas, a literatura é ainda muito restrita e de certa forma deficiente. Isso mostra que a evolução do conhecimento acerca das bacias hidrográficas e hidrogeológicas não se dá de maneira paralela como idealmente, por se tratarem de mananciais indissociáveis, mas sim de forma bastante desigual. Este fato possivelmente relaciona-se à facilidade com que as bacias hidrográficas podem ser acessadas, permitindo assim, sua caracterização e individualização através da simples análise de cartas topográficas ou fotografias aéreas. Já as bacias hidrogeológicas não são tão prontamente

reconhecidas, sendo necessária a utilização de diversos métodos para avaliá-las e caracterizá-las, o que muitas vezes dificulta e onera sua investigação.

A importância de se aprimorar o conhecimento sobre as bacias hidrogeológicas em consenso com as bacias hidrográficas recai principalmente na questão do direcionamento de pesquisas, possibilitando a melhor caracterização e mapeamento dos recursos hídricos subterrâneos.

Como se sabe, as águas superficiais e subterrâneas não estão distribuídas uniformemente, sendo sua demanda também heterogênea (Almeida *et al.*, 2002). Além disso, a demanda de água subterrânea tende a crescer cada vez mais em função de fatores como o aumento populacional, degradação da qualidade da água superficial, diversificação da economia, urbanização e industrialização, transformando a água subterrânea num recurso cada vez mais escasso (Miloradov *et al.*, 1995; Almeida *et al.*, 2002; Tundisi, 2003).

A utilização da água subterrânea para o abastecimento público nas últimas décadas vem sendo priorizada em todo o mundo, tendo em vista suas vantagens com relação às águas superficiais, dentre elas a qualidade natural da água e maior proteção frente aos agentes contaminantes; a disponibilidade para o abastecimento ao longo do tempo, já que não ocorrem grandes variações decorrentes de fatores climáticos; a flexibilidade de escalonamento de obras de captação com a evolução da demanda por água; e os baixos custos dos sistemas de captação e adução na maioria dos casos (Rocha, 1997). Vários exemplos podem ser mencionados em que grandes cidades brasileiras são abastecidas total ou parcialmente por água subterrânea (Rocha, 1997).

Nesse contexto geral, a definição dos limites das bacias hidrogeológicas pode auxiliar no desenvolvimento de iniciativas de gestão e na implementação de medidas visando à proteção e a manutenção dos reservatórios hídricos subterrâneos. Ademais, a água subterrânea ou mesmo as interações entre águas subterrâneas e superficiais muitas vezes não recebem destaque suficiente.

Portanto, para que o manejo dos recursos hídricos subterrâneos seja feito de maneira sustentável, torna-se necessária a ampliação e o aprofundamento do conhecimento relativo aos sistemas aquíferos. Melhorar o conhecimento regional desses sistemas, considerando a insuficiência de dados hidrogeológicos, requer uma aproximação multidisciplinar ou mesmo interdisciplinar, que facilite o entendimento dos processos atuantes nas bacias hidrogeológicas e hidrográficas (Sharpe *et al.*, 2002).

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo da presente pesquisa é a determinação de critérios de investigação hidrogeológica com vistas à delimitação de bacias subterrâneas. Posteriormente alguns desses métodos serão aplicados a situações reais de sistemas aquíferos, representando a grande diversidade de ambientes dos reservatórios subterrâneos. Esses estudos de caso visam não somente a aplicação dos métodos e conseqüente mapeamento do divisor hidrogeológico, mas também a discussão de casos de assimetria entre limites de bacias hidrográficas e hidrogeológicas, juntamente com suas implicações diretas.

Pretende-se dessa forma, contribuir com o conhecimento acerca das bacias hidrogeológicas, bem como caracterizar a terminologia e simbologia a ser utilizada nos futuros estudos no campo da hidrogeologia em áreas delimitadas. Esse estudo busca ainda oferecer diretrizes para a viabilização de iniciativas de proteção e gestão das águas subterrâneas.

1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

A pesquisa desenvolvida consistiu preliminarmente na realização de uma extensa revisão bibliográfica sobre os assuntos referentes ao estudo de bacias hidrogeológicas, buscando abranger tanto a literatura clássica quanto a recente.

No primeiro capítulo é realizada a apresentação da pesquisa, destacando-se a importância da definição dos limites das bacias hidrogeológicas, principalmente no tocante ao direcionamento de pesquisas. Além disso, os principais aspectos teóricos sobre bacias hidrográficas e hidrogeológicas são apresentados de maneira comparativa, mostrando ainda situações hipotéticas onde há assimetria entre os limites desses dois tipos de bacias.

Na seqüência, foram propostos os critérios para a delimitação de bacias hidrogeológicas, por meio da descrição detalhada das técnicas gerais de estudos hidrogeológicos adaptadas aos objetivos propostos, incluindo aspectos teóricos e, em alguns casos, exemplos de aplicações gerais encontradas na literatura. Nesta etapa procurou-se esclarecer como estes estudos auxiliarão na definição dos limites das bacias hidrogeológicas.

No terceiro capítulo, alguns dos critérios propostos na etapa anterior foram aplicados a situações reais de sistemas aquíferos, com vistas à delimitação de bacias hidrogeológicas. Para tanto, foram escolhidos os critérios mais adequados a cada situação, levando-se em consideração a escala de estudo e as características físicas de cada área. Os sistemas aquíferos

investigados compreenderam o Sistema Aquífero Urucuia (intergranular), no oeste do estado da Bahia, onde se desenvolveram estudos de potenciometria; o Sistema Aquífero Canastra (fraturado), no Distrito Federal, investigado por meio de ensaio traçador, e o sistema Aquífero Bambuí (cárstico), localizado a nordeste do Estado de Goiás, onde as ferramentas utilizadas compreenderam essencialmente a topografia de cavernas e a hidrologia superficial.

O capítulo seguinte traz uma discussão acerca das principais implicações da delimitação de bacias hidrogeológicas, abordando assuntos referentes à gestão integrada dos recursos hídricos, aspectos legais envolvendo águas subterrâneas, contribuições com relação aos estudos de proteção e contaminação de aquíferos e ainda sobre a gestão de aquíferos transfronteiriços.

Por fim, no último capítulo estão reunidas as principais conclusões alcançadas no desenvolvimento desta pesquisa, discutindo-se também a aplicabilidade e as limitações de cada técnica proposta.

1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.4.1 Conceituação

Praticamente toda a água subterrânea origina-se das contribuições superficiais naturais ou artificiais, como a precipitação, infiltração a partir de cursos d'água, lagos ou reservatórios, além da recarga artificial. Assim, grande parte da água subterrânea existente na Terra origina-se no ciclo hidrológico, ou seja, no sistema contínuo e fechado de circulação de água entre os oceanos, a atmosfera e os continentes (Manoel Filho, 1997; Freeze & Cherry, 1979). Portanto, as bacias hidrográficas e hidrogeológicas atuam conjuntamente na dinâmica deste ciclo e conseqüentemente apresentam algumas características físicas comuns.

A bacia hidrográfica constitui-se basicamente de um conjunto de superfícies vertentes de uma rede de drenagem e de cursos d'água que confluem até formarem um único leito no exutório. Portanto, um curso d'água, independentemente do seu tamanho, é sempre o resultado da contribuição de determinada área topográfica, que é a sua bacia hidrográfica (Brigante & Espíndola, 2003).

A bacia hidrogeológica por sua vez, pode ser definida como o volume subsuperficial através do qual a água flui, desde o lençol freático, até uma zona de descarga específica (Tiedman *et al.*, 1998). Adicionalmente, poderia ainda ser entendida como o limite entre as zonas de recarga e descarga de um determinado aquífero, sendo a zona de recarga considerada

a partir da região onde as águas ou plumas descendentes de umidade alcançam o topo da zona saturada dos aquíferos, e os exutórios os pontos ou áreas onde as águas retornam à superfície (Arraes & Campos, 2007).

Com relação à delimitação, uma bacia hidrográfica associada a uma dada seção fluvial tem seus limites criados pelo próprio escoamento da água na superfície, sendo dessa forma representados pelos seus divisores de água e pela rede de drenagem (Brigante & Espíndola, 2003). Assim, o limite pode ser traçado a partir de um ponto no exutório, de forma que toda a área drenada a montante do ponto escolhido define a bacia em questão. Seguindo este mesmo raciocínio, podem ainda ser individualizadas sub-bacias dentro da unidade hidrográfica.

A delimitação de uma bacia hidrográfica é um dos primeiros e mais comuns procedimentos executados em análises hidrológicas e ambientais. Para tanto, tem sido comum a utilização de informações de relevo tanto em formato analógico, com fotografias aéreas e cartas topográficas (Garbrecht & Martz, 1994), quanto em formato digital, através de diversos métodos automáticos desenvolvidos com o advento e consolidação dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) (Garbrecht & Martz, 1994; Rennó & Soares, 2001).

Da mesma forma que os sistemas de águas superficiais, os sistemas subterrâneos também possuem bacias definidas por divisores de águas subterrâneas, podendo similarmente apresentar sub-bacias hidrogeológicas. Contudo, as bacias hidrogeológicas não são tão facilmente reconhecidas e delimitadas como as bacias hidrográficas em função de fatores como: (1) não serem observáveis na superfície do terreno; (2) sistemas de fluxo subterrâneo de diferentes magnitudes podem ser sobrepostos uns aos outros; (3) os divisores hidrogeológicos não são fixos, podendo mover-se em resposta às condições de sobreexploração do aquífero; e (4) o nível freático comumente não acompanha a superfície do terreno, fazendo com que os limites dos sistemas de fluxo subterrâneos rasos definidos com base na topografia, não representem os reais limites do sistema de fluxo (Winter *et al.*, 2003).

A sobreposição dos sistemas de fluxo pode resultar na descarga de água subterrânea a partir de mais de um sistema de fluxo para um mesmo corpo superficial de água, ou seja, sistemas de fluxos mais profundos podem estar relacionados a uma bacia hidrogeológica muito maior que a bacia hidrográfica, situação particularmente observável quando se consideram pequenas bacias hidrográficas (Tóth, 1963; Haitjema, 1995; Winter *et al.*, 2003). Portanto, nas bacias hidrogeológicas, em contraste com as bacias hidrográficas, o fluxo de água subterrâneo pode ultrapassar os divisores topográficos (Genereux *et al.*, 1993; Tiedeman *et al.*, 1998). Dessa forma, para esse tipo de bacia a definição de divisor de águas é um tanto mais complexa e dependente de controles geológicos como a presença de camadas

impermeabilizantes ou ainda de controles estruturais como falhas e fraturas (Genereux & Jordan, 2006).

Quanto à área de recarga, uma diferença significativa pode ser observada quando se comparam bacias hidrográficas e hidrogeológicas. Tipicamente as áreas de recarga de bacias hidrográficas estão associadas às regiões topograficamente elevadas da bacia. Já no contexto hidrogeológico, a definição das áreas de recarga pode ser bastante complicada, como no caso das bacias associadas a aquíferos não confinados, onde a localização da área de recarga pode ser fortemente variável a depender de fatores como a distribuição da precipitação, permeabilidade do meio e configuração da superfície do terreno (Winter *et al.*, 2003).

Com relação à definição dos exutórios, também há um amplo contraste entre os contextos superficial e subterrâneo. Os exutórios das bacias hidrográficas são definidos como o ponto de saída ou de união entre cursos d'água. Já para as bacias hidrogeológicas, os exutórios podem ser pontuais, na forma de nascentes de vazão espontânea, ou ainda ser representados por faixas de áreas com largura e extensão variáveis, como no caso dos aquíferos costeiros.

Outro fator importante a ser analisado diz respeito aos parâmetros que controlam as vazões específicas para águas superficiais e subterrâneas. O conceito de vazão específica ou contribuição unitária para águas superficiais corresponde à relação entre a vazão (Q) em uma dada seção do rio e a área da bacia hidrográfica relativa a essa seção. Dessa forma, fatores como a área e conformação topográfica da bacia, presença de vegetação, tipo de solo e constituição geológica do subsolo, além de obras de controle e forma de utilização da água à montante da seção considerada, constituem os fatores que mais diretamente influenciam as vazões específicas de uma determinada seção (Martins, 1976).

No caso das águas subterrâneas, a descarga específica pode ser entendida como a vazão (Q) por unidade de área e por ter dimensões de velocidade, também pode ser chamada de velocidade aparente ou velocidade de Darcy (q), (Cabral, 1997). Este parâmetro corresponde a um conceito macroscópico facilmente medido, que deve ser diferenciado das velocidades microscópicas associadas aos padrões individuais das partículas de água no fluxo através dos grãos integrantes do meio (Freeze & Cherry, 1979).

Outro conceito análogo é a capacidade específica dos poços (C_s), parâmetro obtido pelo quociente entre a vazão e o respectivo rebaixamento (carga hidráulica no nível estático menos a carga hidráulica no nível dinâmico) (Freezy & Cherry, 1979). Como essa grandeza é obtida a partir de dados de poços existentes, sua aplicação a todo o aquífero ou à bacia hidrogeológica homogênea deve ser feita a partir da média estatística de um grande conjunto

de dados. No caso de aquíferos fraturados, a moda da capacidade específica deve ser o parâmetro estatístico mais aplicável, uma vez que, há ampla variação de valores decorrente da forte anisotropia do meio.

Os erros e incertezas nas medidas de vazões, são comumente maiores nas bacias subsuperficiais quando comparados às bacias superficiais. Neste caso, a natureza encoberta da bacia subterrânea é o principal fator que dificulta as determinações das vazões.

Com relação à proteção natural, as águas superficiais são mais susceptíveis à contaminação direta, através de um processo que se desenvolve rapidamente e é de fácil detecção. A recuperação é, na maioria das vezes, viável devido à facilidade de acesso e baixo custo de amostragem, o que garante a eficiente aplicação de metodologias de recuperação. A maior possibilidade de implementação de redes de monitoramento também constitui um elemento facilitador da avaliação e controle das áreas contaminadas. Figueiredo (1999) cita como fatores de degradação das águas superficiais o lançamento *in natura* dos esgotos domésticos e efluentes líquidos industriais, a disposição inadequada dos lixos urbanos, a erosão do solo e assoreamento pelo material carreado, além do uso indiscriminado de nutrientes e defensivos agrícolas.

A contaminação da água subterrânea por sua vez, pode ter suas origens relacionadas a diversos processos que mais comumente estão associados a atividades domésticas, agrícolas ou industriais (Manoel Filho, 1997). Segundo Fetter (2000), para esse caso específico, as fontes de contaminação podem ser diferenciadas em fontes projetadas para recepção de substâncias, como é o caso das fossas sépticas e poços de injeção; projetadas para armazenar, tratar ou receber substâncias, como os aterros sanitários; projetadas para reter substâncias durante transporte, como, por exemplo, os vazamentos de oleodutos; produtoras de outras substâncias em função de outras atividades, caso da aplicação de fertilizantes na agricultura; fontes que podem conduzir a água contaminada, como poços escavados abandonados utilizados como receptores de lixo; e finalmente, fontes naturais ligadas à atividade antrópica, se enquadrando nesse caso, as interações da água superficial contaminada com a subterrânea.

Os estudos de aquíferos contaminados exigem análises detalhadas, com a aplicação de diversas ferramentas que permitem a identificação da causa e da proveniência da contaminação, bem como a seleção das tecnologias de reabilitação mais adequadas. Contudo, além de a contaminação de águas subterrâneas ser de difícil percepção, trata-se de um processo extremamente lento que leva a uma recuperação bastante complexa e por isso, muitas vezes inviável.

Por fim, as águas subterrâneas, quando comparadas às águas superficiais, são mais antigas e mineralizadas. Isso ocorre por que até a água da chuva alcançar o lençol freático e mesmo depois, já no fluxo da água subterrânea na zona saturada, a água tem sua composição modificada pelo fracionamento gerado pelos processos de evaporação, uso pelas plantas, mudanças climáticas e reações com o solo/rocha a partir das quais são incorporados diversos íons (Clark & Fritz, 1997).

1.4.2 Simetria/Assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas

Embora fosse conveniente para estudos envolvendo bacias hidrográficas que os divisores hidrogeológicos coincidissem com os divisores hidrográficos, estes comumente não são semelhantes (Winter *et al.*, 2003).

De acordo com Winter *et al.* (2003), a suposição de que os divisores das bacias hidrogeológicas eram semelhantes aos da bacia hidrográfica provavelmente originou-se no trabalho de Hubbert (1940), que apresenta um diagrama clássico mostrando o fluxo de água subterrânea se movendo a partir de altos do nível d'água localizados imediatamente abaixo de altos topográficos, em direção aos vales adjacentes. Um avanço significativo desse pensamento pode ser observado no trabalho de Tóth (1963), que estendeu esse conceito para uma escala maior, mostrando que sistemas de fluxo de diferentes magnitudes poderiam sobrepor-se. Haitjema (1995) indicou que o tipo de sistema de fluxo definido por Tóth (1963), era aplicável principalmente a terrenos com baixa condutividade hidráulica ($< 0,3\text{m/dia}$). Assim, sistemas de fluxo em meios porosos com condutividade hidráulica maior são menos favoráveis ao desenvolvimento de altos no nível freático coincidentes com altos topográficos (Winter *et al.*, 2003).

Diversas situações podem fazer com que os limites das bacias hidrogeológicas não sejam coincidentes com os das bacias hidrográficas. Há casos em que uma bacia hidrogeológica possui área muito maior que a da respectiva bacia hidrográfica (Tiedman *et al.*, 1998), podendo incluir inúmeras bacias hidrográficas sobrejacentes, com diversos divisores e compartimentação interna distinta, diferentes tipos de padrões de drenagem, apresentando variação na densidade da drenagem, forma e dissecação do relevo, comprimento de rampas, etc (Fig. 1.1).

Por outro lado, existem casos em que uma mesma bacia hidrográfica pode definir em subsuperfície diferentes padrões de fluxo de forma que as águas que infiltram apresentem

padrões divergentes do fluxo interno e do escoamento de base, com relação ao escoamento superficial (Fig. 1.2).

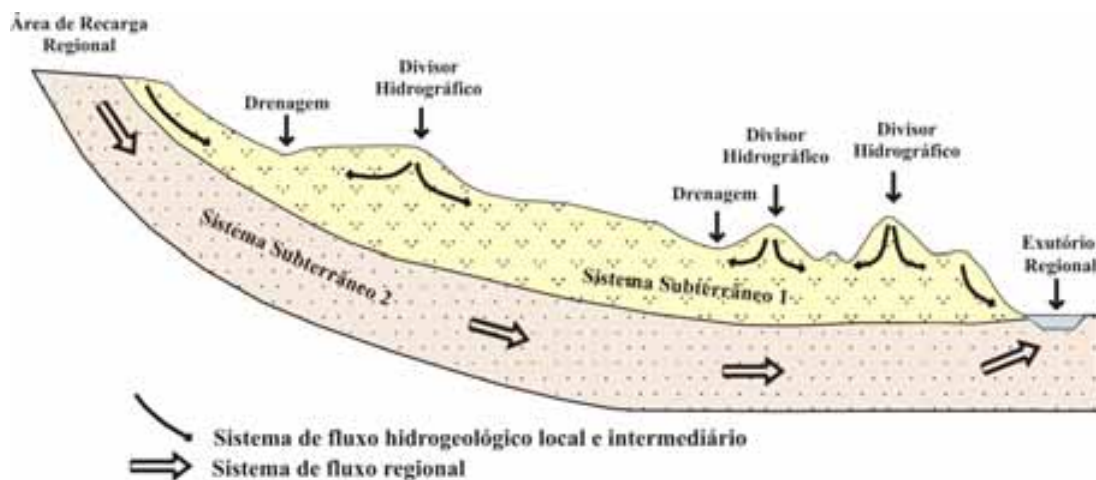


Figura 1.1 - Exemplo de situação em que duas bacias hidrogeológicas (sistemas subterrâneos 1 e 2) são sobrepostas por inúmeras bacias hidrográficas. No sistema subterrâneo 1 ocorrem sistemas de fluxo hidrogeológico locais e intermediários e no sistema subterrâneo 2 ocorre sistema de fluxo regional (Modificado de Arraes & Campos, 2007).

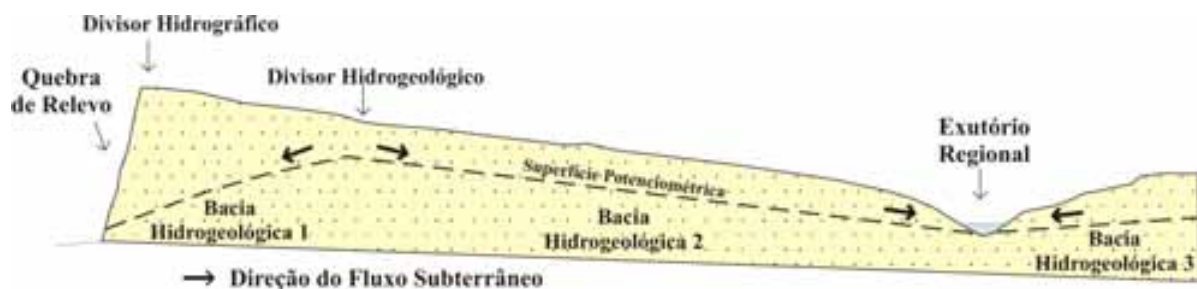


Figura 1.2 - Exemplo de assimetria entre bacias subterrâneas e superficiais, onde uma única bacia hidrográfica apresenta pelo menos três bacias hidrogeológicas em profundidade (Modificado de Arraes & Campos, 2007).

Segundo Arraes & Campos (2007), a assimetria entre os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas pode ser controlada por diversos parâmetros, com destaque para: heterogeneidades dos aquíferos, anisotropia em sistemas aquíferos fraturados e cársticos, variação brusca da potencimetria em situações de limites laterais de aquíferos, presença de estruturas geológicas de grande porte (dobras ou falhas), presença de aquíferos com diferentes tipos de porosidade sobrepostos, além de outros ou mesmo da associação desses fatores (Fig. 1.3).

A exemplo do que ocorre na bacia hidrográfica, os limites da bacia hidrogeológica podem ser representados por linhas que fecham um polígono. Entretanto, ao contrário daquelas, os limites das bacias hidrogeológicas não são fixos, podendo variar tanto verticalmente quanto lateralmente com relação ao tempo, em função de fatores como o regime de bombeamento dos aquíferos.

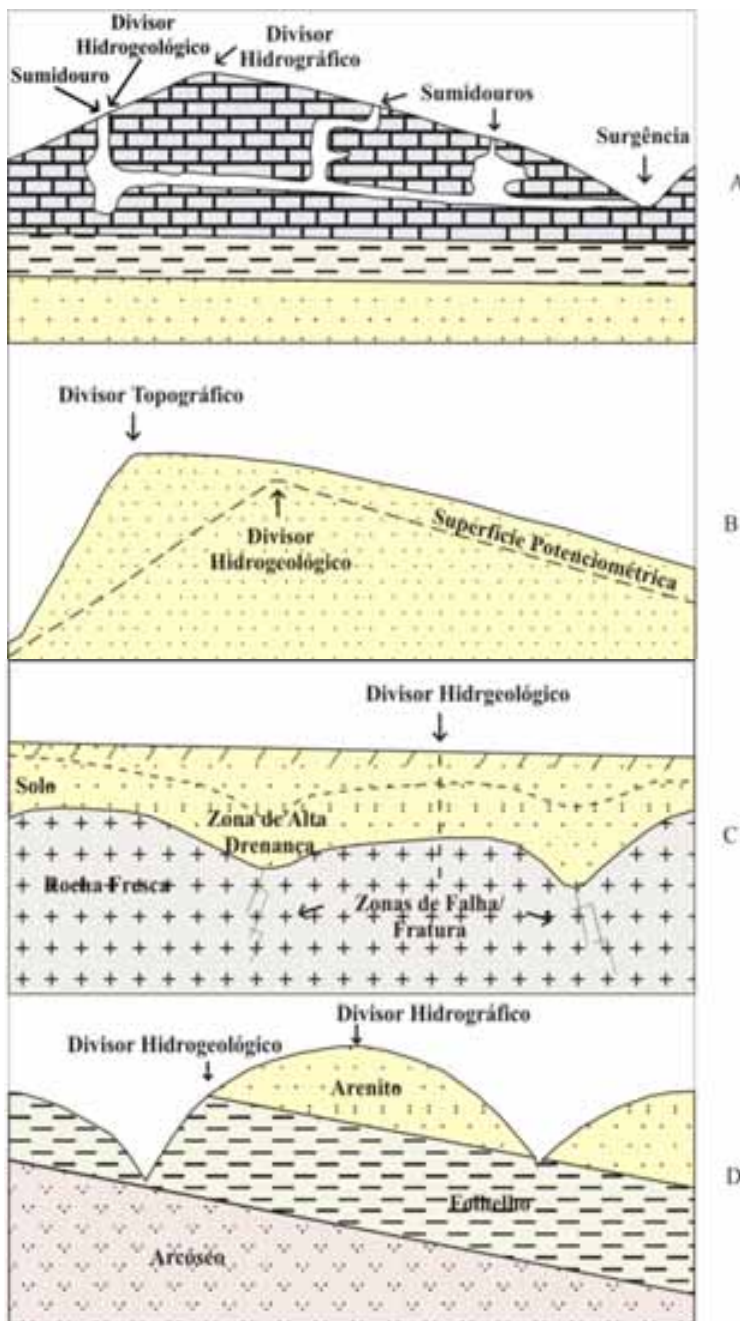


Figura 1.3 - Ilustrações de casos de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas. A) assimetria em sistema cárstico devido à posição relativa entre os sumidouros e a surgência; B) assimetria devido à quebra acentuada de relevo; C) assimetria devido à presença de zonas drenantes representadas por anisotropias planares (falhas/fraturas abertas) e D) assimetria devida à presença de camada impermeável (Modificado de Arraes & Campos, 2007).

CAPÍTULO II

CRITÉRIOS PARA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Para solucionar os possíveis problemas de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas, propõe-se a aplicação de diversos métodos de investigação organizados em métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos correspondem aos estudos potenciométricos, ensaios de traçador e geoquímica isotópica. Já os métodos indiretos, compreendem os estudos geofísicos, geoprocessamento, estudos de hidrologia superficial e hidroquímica. Os métodos e técnicas propostos podem, em alguns casos, definir de forma qualitativa a assimetria entre as bacias, e em outros casos, determinar com precisão seus limites.

A definição precisa dos limites entre bacias hidrogeológicas deve transcender os limites físicos entre tipos de rochas, fácies hidrogeológicas e estruturas, mas deve também considerar aspectos do tipo de fluxo hidrogeológico e regime hídrico da rede de drenagem superficial (rios efluentes ou influentes).

Idealmente devem ser empregados métodos associados entre si, buscando-se para tanto o conjunto de ferramentas complementares mais adequado às características da área de estudo. Outro fator relevante diz respeito à escala de trabalho, uma vez que, quanto maior a escala utilizada, maior será o número de dados necessários para uma delimitação precisa.

2.2 MÉTODOS DIRETOS

2.2.1 Estudos Potenciométricos

A água subterrânea movimenta-se através de poros ou vazios originalmente presentes na rocha (porosidade primária), ou através de fissuras e cavidades de dissolução criadas após a sua formação (porosidade secundária), como consequência dos gradientes de potencial (Bobba *et al.*, 1992; Cabral, 1997). A movimentação da água está diretamente relacionada à permeabilidade dos materiais, ou seja, à capacidade de transmitir fluidos através de seus

poros, que depende principalmente do tamanho e forma dos poros, e da quantidade de interconexões entre eles (Bobba *et al.*, 1992).

Quando um volume suficiente de água precipita, do total que atinge o solo parte nele infiltra através da zona vadosa formando o chamado fluxo interno, que migra em direção a um exutório, sem contudo, alcançar a zona saturada. O restante da água alcança a zona saturada constituindo o fluxo de base que segue a partir do topo da superfície freática também em direção a uma área de descarga (Fetter, 2000).

O fluxo natural de água subterrânea pode ser classificado em sistemas de fluxo local, intermediário e regional (Bobba *et al.*, 1992). Segundo Fetter (2000), no primeiro caso, a área de recarga está relacionada a um alto topográfico e a área de descarga a um baixo imediatamente adjacente. Na segunda situação, as áreas de recarga e descarga são separadas por um ou mais sistemas de fluxo local. Já no sistema de fluxo regional, geralmente a área de recarga é o próprio divisor da bacia hidrográfica e a área de descarga o vale principal. Os padrões de fluxo são controlados pela razão profundidade/comprimento da bacia, onde quanto maior for essa razão, maior será a tendência do fluxo ser regional, e ainda pelo padrão de relevo da bacia, que quanto mais plano, maior a tendência do desenvolvimento de fluxo regional (Fetter, 2000).

O princípio fundamental que rege o fluxo subterrâneo de água nos meios isotrópicos é a Lei de Darcy, anunciada em 1856 por Henry Darcy a partir da observação experimental do escoamento de água em um filtro de areia (Cabral, 1997). Esta lei estabelece que a vazão de escoamento de água através de um meio poroso entre dois pontos de observação é diretamente proporcional tanto à diferença de cargas hidráulicas (h), quanto à seção transversal (A) do filtro, e inversamente proporcional à distância (L) entre os pontos de observação, de acordo com a equação:

$$Q = KA \times \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad \text{Equação 2.1}$$

Onde, Q = vazão (cm^3/s), A = área da seção transversal do filtro (cm^2), $(h_1 - h_2)/L$ = taxa de perda de carga por unidade de comprimento, ou gradiente hidráulico, e K = coeficiente de proporcionalidade, ou condutividade hidráulica (cm/s).

Esta mesma Lei pode ainda ser escrita da seguinte forma (Freezy & Cherry, 1979; Fetter, 2000):

$$v = -K \frac{dh}{dl} \quad \text{Equação 2.2}$$

Onde K = condutividade hidráulica (cm/s), dh/dl = gradiente hidráulico e $v = Q/A$ é o fator chamado de descarga específica ou velocidade de Darcy e tem dimensões de velocidade (cm/s), embora não represente uma velocidade verdadeira, já que, a seção de área A é parcialmente bloqueada por solo (Fetter, 2000). O sinal negativo indica que o fluxo subterrâneo ocorre no sentido dos potenciais decrescentes (Maidment, 1993).

Nas situações onde o meio é anisotrópico, a condutividade hidráulica depende da direção de medição em um dado ponto da formação geológica (Freezy & Cherry, 1979). Assim, as linhas de fluxo não são alinhadas com a direção do gradiente hidráulico, mas sim rotacionadas na direção de mais alta condutividade hidráulica (Maidment, 1993). Dessa forma, para o fluxo tridimensional, uma generalização da equação unidimensional de Darcy pode ser apresentada, onde tridimensionalmente a velocidade v é um vetor com componentes v_x , v_y e v_z (Freezy & Cherry, 1979), através das seguintes relações:

$$v_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad v_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad v_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad \text{Equação 2.3}$$

Sendo K_x , K_y e K_z os valores de condutividade nas direções x , y e z e $(\partial_h/\partial x, \partial_h/\partial y, \partial_h/\partial z)$ o operador gradiente, indicando a taxa de variação de uma grandeza escalar em relação aos eixos cartesianos tridimensionais. Uma abordagem mais detalhada acerca deste assunto pode ser encontrada nos trabalhos de Freezy & Cherry (1979) e Maidment (1993).

Quando se trata de fluxo, não se pode deixar de considerar o número de Reynolds (Re), um número adimensional que relaciona os quatro fatores que determinam se o fluxo será laminar ou turbulento, sendo basicamente expresso através da seguinte relação:

$$Re = \frac{\rho v d}{\mu} \quad \text{Equação 2.4}$$

Onde, ρ = densidade do fluido (kg/m^3), v = velocidade de descarga (cm/s), d = diâmetro hidráulico (m), ou seja, diâmetro do duto pelo qual flui o líquido e μ = viscosidade do fluido ($kg/s.m$). O valor crítico da passagem do fluxo laminar para turbulento situa-se em torno de 2100 (Cabral, 1997; Fetter, 2000).

O sentido geral do fluxo subterrâneo pode ser obtido através do conhecimento do gradiente hidráulico, ou seja, da taxa de perda de carga por unidade de comprimento (Cabral, 1997). O dispositivo básico para a medição do gradiente hidráulico em campo é o piezômetro

que usualmente é instalado em grupos, permitindo assim, a avaliação e determinação das direções de fluxo da água subterrânea (Freeze & Cherry, 1979). Dessa forma, conhecendo-se o valor da carga hidráulica de cada poço, as linhas de fluxo devem seguir dos pontos de maior carga hidráulica para os de menor carga hidráulica (Freeze & Cherry, 1979).

A carga hidráulica corresponde à soma da carga de elevação com a carga de pressão. Assim, no caso de aquíferos não confinados, a carga hidráulica na superfície livre corresponde ao próprio nível d'água, uma vez que a pressão é nula por equivaler-se à atmosférica. Já para os aquíferos confinados, a carga no topo é dada pela carga de pressão, referente à altura até onde o nível d'água se elevará, acima do topo do aquífero, quando perfurado um poço no local (Cabral, 1997).

A distribuição das cargas hidráulicas em um sistema hidrogeológico é tridimensional através do espaço (Freezy & Cherry, 1979). Se uma determinada área conta com um grande número de piezômetros distribuídos através do sistema hidrogeológico, torna-se possível definir o contorno das posições de igual carga hidráulica, formando uma superfície equipotencial (Fetter, 2000). Em qualquer seção cruzada bidimensional, independente de sua direção, os traços das superfícies equipotenciais na seção são chamados de linhas equipotenciais. Se o padrão de cargas hidráulicas em uma dada seção cruzada é conhecido, as linhas de fluxo podem ser construídas, sendo que no caso de meios isotrópicos, elas interceptarão as linhas equipotenciais em ângulos retos e nos meios anisotrópicos formando um ângulo cuja inclinação é ditada pelo grau de anisotropia e da orientação da carga hidráulica (Fetter, 2000). O conjunto resultante de linhas equipotenciais e linhas de fluxo é conhecido como rede de fluxo, uma representação gráfica dos padrões de fluxo de água subterrânea que permitem a identificação de áreas de recarga e descarga tanto para aquíferos não confinados quanto confinados (Healy & Cook, 2002).

Portanto, a partir das linhas equipotenciais é possível construir mapas potenciométricos obtidos através da medição em campo das elevações do nível d'água, com posterior análise e interpretação sobre mapas topográficos (Fetter, 2000). Os mapas potenciométricos possibilitam a visualização bidimensional da direção do fluxo principal, permitindo o reconhecimento de zonas de recarga e descarga (Lucena *et al.*, 2004), além de proporcionarem subsídios para a delimitação de considerações a respeito do gradiente hidráulico e vazão unitária de uma dada região.

É importante ressaltar ainda que vários fatores, naturais e/ou artificiais, podem contribuir para a variação do nível d'água de uma dada região (Fetter, 2000). Segundo Freeze & Cherry (1979), dentre os fatores naturais destacam-se os processos associados às mudanças

climáticas, onde comumente observa-se um padrão cíclico de flutuação sazonal. Já com relação às influências artificiais, merecem destaque a recarga artificial e as variações causadas pelos períodos de bombeamento (Freezy & Cherry, 1979), onde o desenvolvimento de cones de depressão pode resultar num declínio generalizado dos níveis de água em uma grande área, influenciando diretamente os dados, uma vez que, na realidade as medições feitas não corresponderão ao nível estático (Don *et al.*, 2005). Além disso, a sobreexploração pode resultar na inversão do fluxo de água dentro do sistema aquífero, redução da quantidade de fluxo de base para cursos d'água, ou ainda levar à captura de água superficial ou mesmo de subterrânea de aquíferos adjacentes (Don *et al.*, 2005).

Portanto, quando se pretende estudar a situação potenciométrica de um dado aquífero, é essencial que as medidas realizadas nos distintos pontos de observação sejam consideradas “simultâneas”, ou seja, que se realizem dentro de um espaço de tempo curto o suficiente onde se presume que variações decorrentes de processos de recarga e bombeamento não ocorram.

Os estudos potenciométricos representam uma das ferramentas mais importantes para delimitação das bacias hidrogeológicas, pois através da construção de mapas potenciométricos podem-se estabelecer as direções do fluxo da água em bacias hidrogeológicas, permitindo a definição dos divisores hidrogeológicos e a comparação com os limites das bacias hidrográficas associadas (Arraes & Campos, 2007). Além disso, piezômetros e poços de observação são instalados com relativa facilidade e baixo custo.

Contudo, é essencial que a área de estudo tenha ampla cobertura de poços para que se tenham dados representativos, recomendando-se ainda que sejam instalados em locais de fácil acesso e posição imediatamente identificada, não prejudicando assim a coleta sistemática dos dados. Entretanto, a depender do tamanho da área de estudo, a instalação dessa rede de poços pode acabar se tornando economicamente inviável dada à densidade necessária.

Leal (2006) em seu estudo sobre o fluxo de água subterrânea e sua contribuição no desenvolvimento de canais erosivos na bacia do Bananal (SP), construiu redes de fluxo que permitiram o traçado dos divisores hidrogeológicos, comprovando também o fato de que o fluxo subterrâneo ultrapassa os limites topográficos da bacia hidrográfica sobrejacente.

2.2.2 Ensaio de Traçador

Os traçadores possuem ampla aplicação na ciência, desempenhando um papel essencial na investigação experimental tanto de sistemas químicos, quanto físicos e biológicos (Flury & Wai, 2003; Divine & McDonnell, 2005). Em geral, o traçador é uma substância ou

entidade experimentalmente medida no sistema de interesse com o objetivo de se deduzir informações através do rastreamento de seu sinal. Assim, são geralmente aplicados quando o sistema avaliado é inacessível para medições diretas, como no caso dos sistemas hidrogeológicos (Flury & Wai, 2003).

No campo da hidrogeologia os traçadores têm representado importantes ferramentas, contribuindo para o completo entendimento do ciclo hidrológico e dos processos de fluxo e transporte subterrâneos. Determinações de direção e velocidade de fluxo, tempos de percurso, conexões de fluxo e dispersão hidrodinâmica são as aplicações mais comuns dos traçadores (Davis *et al.*, 1980; Flury & Wai, 2003). Além disso, os ensaios traçadores oferecem em muitos casos, a mais acurada ou mais prática maneira de medir a direção e velocidade do fluxo subterrâneo, sendo às vezes, a única técnica investigativa confiável (Divine & McDonnell, 2005). Segundo Davis *et al.* (1980), se uma quantidade de dados suficiente for coletada, parâmetros hidrogeológicos adicionais como condutividade hidráulica e porosidade também podem ser determinados.

Para ser detectado por um determinado dispositivo de medição, o traçador deve nitidamente diferir de outras substâncias ou entidades constituintes do sistema estudado. De maneira geral, os traçadores podem ser naturais, quando se tratam de constituintes e outras propriedades que ocorrem naturalmente no sistema, ou artificiais, onde neste caso um material específico é introduzido no sistema investigado (Käss, 1998). Uma grande variedade de substâncias tem sido usada como traçador e discussões detalhadas de suas vantagens e desvantagens relativas são apresentadas por vários autores (Davis *et al.*, 1980; Käss, 1998; Flury & Wai, 2003)

O grupo mais importante de traçadores naturais é o dos constituintes químicos da água, além de seu conteúdo isotópico. Entretanto, é importante frisar que também são considerados traçadores naturais aqueles materiais que foram introduzidos aleatoriamente por ação antrópica, casos geralmente associados a acidentes, poluição de água subterrânea ou até mesmo variações no conteúdo microbiológico de um dado corpo d'água (Käss, 1998).

Os traçadores artificiais por sua vez, caracterizam-se pela introdução no sistema de uma substância que pode ser identificada em outro ponto de observação. Isso permite a quantificação de parâmetros de transporte e a medição de propriedades subsuperficiais de uma forma normalmente não alcançada por métodos físicos padrões. Em função desses fatores, os traçadores artificiais têm sido amplamente utilizados para caracterizar padrões de fluxo e estimar velocidades de água subterrânea. Correspondem ao método mais antigo, sendo

importante ressaltar que não existe traçador ideal (Davis *et al.*, 1980; Käss, 1998; Flury & Wai, 2003).

As substâncias introduzidas no sistema devem apresentar alguns pré-requisitos como estarem ausentes ou presentes apenas em quantidades desprezíveis na água, serem resistentes a ataques químicos, físicos e biológicos, apresentarem baixo impacto toxicológico no sistema, não interagirem com o meio por onde passa o fluxo, apresentarem boa solubilidade em água ou propriedade de dispersão, serem de fácil detecção em quantidades traço e serem economicamente viáveis em todas as etapas da investigação (Käss, 1998; Flury & Wai, 2003).

Os traçadores artificiais podem ser divididos em dois grupos: os solúveis em água e os particulados. O primeiro grupo compreende os corantes, sais, surfactantes, aromas e isótopos radioativos e ativáveis. Quanto ao grupo dos traçadores particulados, são alguns representantes as bactérias, bacteriófagos e os esporos.

No caso específico do estudo de delimitação de bacias hidrogeológicas o interesse principal recai na avaliação da direção do fluxo subterrâneo, onde geralmente utilizam-se traçadores artificiais, já que a aplicação do material é controlada e bem caracterizada. Para esse tipo de estudo, são escolhidos os pontos de injeção e analisa-se a presença do traçador injetado em todos os possíveis pontos de emergência, utilizando para tanto, o método mais adequado (Käss, 1998).

Dessa forma, os ensaios traçadores devem ser minuciosamente planejados e preparados a depender da natureza da investigação. Testes menores envolvendo curtas distâncias naturalmente necessitam de menos tempo de preparação, materiais e acessórios do que grandes investigações (Käss, 1998).

Um ensaio traçador geralmente começa com investigações exploratórias na área de estudo, sendo importante ter um conhecimento geral da geologia da área. De acordo com a natureza das investigações, devem ser definidos os limites da área estudada, os locais de injeção e pontos de observação, além dos traçadores a serem utilizados. Resultados de estudos prévios facilitam a estimativa das quantidades necessárias de injeção e dos tempos de residência correspondentes, dando ainda indícios de possíveis locais de recuperação (Käss, 1998).

Os ensaios traçadores permitem também estudar o movimento de solutos na água subterrânea. Este movimento não depende apenas do fluxo do fluido no qual essas substâncias estão dissolvidas, mas também de mecanismos relacionados a processos físicos e químicos aos quais estas substâncias são submetidas.

Dentre os processos físicos merecem destaque a advecção e a dispersão hidrodinâmica, sendo esta última referente aos processos de dispersão mecânica e difusão molecular (Fetter, 2000).

A advecção é o processo através do qual a água subterrânea em movimento carrega solutos dissolvidos (Schulz, 1998). Portanto, as substâncias que estão em advecção viajam à mesma taxa que a velocidade média linear da água subterrânea, permitindo assim a sua quantificação (Fetter, 2000).

A difusão molecular por sua vez, refere-se ao processo através do qual, ambas as espécies iônicas e moleculares dissolvidas na água se movimentam de áreas de maior concentração para áreas de menor concentração (Fetter, 2000). Este fenômeno independe da velocidade do fluxo e é proporcional ao gradiente de concentração.

No caso da dispersão mecânica, conforme o soluto é levado através dos poros da rocha, este processo atua no sentido de diluir o soluto, diminuindo assim sua concentração. Dessa forma, a diluição que ocorre ao longo do caminho do fluxo é chamada de dispersão mecânica longitudinal e aquela que ocorre perpendicularmente ao caminho do fluxo é chamada de dispersão mecânica transversal. A dispersão mecânica longitudinal desenvolvida nos poros da rocha ocorre basicamente em função de três fatores: (1) como o fluido se movimenta através dos poros, ele se moverá mais rapidamente no centro do poro do que em suas extremidades, (2) parte do fluido seguirá caminhos mais longos e, (3) o fluido que atravessa poros maiores será transportado mais rapidamente do que aquele que atravessa poros menores. A dispersão mecânica transversal é causada pela divisão dos padrões de fluxo de acordo com que o fluido contendo o soluto flui através do meio poroso. Isso ocorre mesmo em condições de fluxo laminar (Fetter, 2000).

Os parâmetros da dispersão e advecção que governam o processo de transporte subterrâneo podem ser obtidos de maneira acurada através da avaliação de curvas de concentração, ou seja, com a ajuda do estudo das mudanças temporais na concentração de um dado ponto. A análise destas curvas de concentração juntamente com o tratamento matemático da advecção e dispersão são tratados detalhadamente por Schulz (1998).

Os processos físicos de transporte subterrâneo de solutos são válidos apenas para aquelas substâncias que não reagem com as rochas e outras substâncias dissolvidas durante o transporte. Na maioria dos casos, ocorrem diversas reações e interações que devem, portanto, ser consideradas durante a simulação e avaliação dos processos de transporte de soluto (Schulz, 1998; Fetter, 2000). Assim, reações como adsorção e dessorção, trocas catiônicas, decaimentos radioativos, além de reações de dissolução e precipitação comumente ocorrem.

As reações de adsorção e dessorção são processos reversíveis que ocorrem entre substâncias dissolvidas na água subterrânea. A adsorção é a imobilização de uma dada substância dissolvida na água, na superfície carregada dos grãos ou fissuras da rocha. A dessorção por sua vez, corresponde ao processo contrário, ou seja, à liberação dessa substância de volta à solução. Neste caso, uma porção do traçador sempre estará indisponível para o transporte, já que, estará fixado à fase sólida, resultando num certo retardamento no transporte do soluto (Schulz, 1998).

Outro tipo de reação comum são as trocas iônicas, através das quais, sob determinadas condições, íons adsorvidos a uma superfície sólida podem ser trocados por outros íons em solução. Tanto trocas catiônicas quanto aniônicas podem ocorrer, porém, as trocas catiônicas são dominantes (Fetter, 2000). As mais importantes reações de troca catiônica na água subterrânea são aquelas envolvendo cátions monovalentes e divalentes, tais quais, $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$, $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+}$, $\text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ e $\text{K}^+ - \text{Mg}^{2+}$ (Freeze & Cerry, 1979).

As reações de decaimento radioativo também podem estar presentes no meio subterrâneo, onde neste caso, a mudança na concentração com relação ao tempo é descrita de maneira análoga ao decaimento radioativo (Schultz, 1998).

Finalmente, as reações de dissolução e precipitação também devem ser consideradas. Porém, segundo Schulz (1998), essas reações desenvolvidas durante o transporte do soluto na água, não são suficientemente conhecidas em termos quantitativos, à exceção de alguns subsistemas como, por exemplo, os cársticos.

A utilização de traçadores para a avaliação do transporte de solutos, muitas vezes aliada a outra ferramenta investigativa, aplica-se, por exemplo, a estudos de dispersão de contaminantes, na definição de áreas de proteção e no monitoramento de áreas de disposição de resíduos (Derouane & Dassargues, 1998; Heim *et al.*, 2004).

2.2.3 Geoquímica Isotópica

Conceitualmente os isótopos de um elemento químico são caracterizados por apresentarem mesmo número atômico (Z) e números de massa (A) diferentes, podendo ser estáveis ou radioativos (Fetter, 2000). Os isótopos estáveis de um dado elemento possuem as mesmas características químicas e, portanto, comportam-se de maneira semelhante. Já os isótopos radioativos, também chamados de instáveis, podem ser criados natural ou artificialmente a partir de um elemento químico e possuem um núcleo instável que decai

liberando energia sob forma de radiação eletromagnética ou partículas (alfa, beta ou gama), até que a estabilidade seja alcançada (Clark & Fritz, 1997).

A diferença no número de massa é provocada pela variação do número de nêutrons do elemento, resultando em comportamentos distintos entre o elemento e seus isótopos. Este fato modifica localmente a abundância relativa entre os diversos isótopos presentes na natureza, em um processo denominado fracionamento isotópico que será maior quanto maior a diferença entre os números de massa dos mesmos. O fracionamento pode ocorrer em função de diversos fatores como, mudança de fase ou estado, diferença na taxa de reação química e diferença de velocidade de difusão molecular (Clark & Fritz, 1997).

Isótopos ambientais são aqueles encontrados em abundância em nosso meio ambiente, tais como H, C, N, O e S. Esses são os principais elementos dos sistemas hidrogeológicos, geológicos e biológicos (Clark & Fritz, 1997). Os isótopos ambientais mais comumente utilizados são os isótopos estáveis deutério (^2H), oxigênio-18 (^{18}O) e carbono-13 (^{13}C), e isótopos radioativos trítio (^3H) e carbono-14 (^{14}C) (Clark & Fritz, 1997; Silveira & Silva Júnior, 2002).

A base da geoquímica isotópica ambiental é a comparação global de um conjunto de dados, que demandam padronização de medições entre os laboratórios de todo o mundo (Clark & Fritz, 1997). Durante as últimas décadas, determinados materiais foram estabelecidos como referências isotópicas internacionais. Assim, os dados isotópicos obtidos das análises, saem dos laboratórios referenciados a esses materiais internacionalmente conhecidos.

A relação diferencial ou concentração isotópica (δ) é expressa como uma proporção (partes por mil - ‰) entre a razão medida na amostra e a razão medida no padrão de referência internacional.

$$\delta = (R_a/R_r - 1,0) \times 1000 \quad \text{Equação 2.5}$$

Onde, R_a representa a razão isotópica medida na amostra e R_r a razão isotópica do padrão de referência internacional (Clark & Fritz, 1997).

A produção natural de isótopos radioativos na atmosfera pela interação de gases com a radiação cósmica, aliada a acréscimos significativos nas quantidades desses isótopos devido a testes com armas nucleares, proporcionaram um meio de estimar o tempo de residência da água subterrânea. Isso se torna possível por que a água subterrânea está isolada dos gases da

atmosfera e do solo. O cálculo do tempo de residência, ou idade da água, é feito notando-se o decréscimo na concentração em função do decaimento radioativo, conhecida a concentração inicial do isótopo radioativo na água de recarga (Smith & Wheatcraft, 1993).

Com relação aos estudos hidrogeológicos, as principais aplicações dos dados isotópicos incluem além da diferenciação de massas de água com assinaturas isotópicas únicas, estimativas de direções de fluxo, datação de águas, estudos de proveniência da água subterrânea, mecanismos de recarga, processos subterrâneos, reações geoquímicas e taxas de reação (Smith & Wheatcraft, 1993; Clark & Fritz, 1997).

Dessa forma, a partir da determinação da idade das águas e das prováveis áreas de recarga, juntamente com o conhecimento de alguns parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais do aquífero (condutividade hidráulica, porosidade eficaz, coeficiente de armazenamento, espessura saturada, gradiente, etc), pode-se definir a ordem de grandeza das distâncias das áreas de recarga. Estas informações podem auxiliar na determinação dos limites das bacias hidrogeológicas e na comparação com os limites das bacias superficiais.

Nesta revisão, serão apenas abordados radioisótopos de trítio (^3H), isótopos de oxigênio-18 (^{18}O) e deutério (^2H), e compostos de clorofluorcarbonos (CFCs). Esses elementos foram escolhidos principalmente em função de suas propriedades físicas e meias-vidas curtas, já que, são propostos para mapear as áreas de recarga de bacias hidrogeológicas.

2.2.3.1 Oxigênio-18 e Deutério

Os isótopos estáveis mais importantes da molécula de água são o oxigênio-18 (^{18}O) e o deutério (^2H) (Fenzl, 1986). Esses isótopos comportam-se como traçadores conservativos sob condições próximas à superfície, movendo-se na mesma velocidade média da água subterrânea. As medições de δ (‰) são referidas atualmente ao padrão internacional VSMOW (*Viena Standard Mean Ocean*). Esse padrão sucedeu o SMOW (*Standard Mean Ocean*) proposto por Craig (1961a), e foi preparado pelo IAEA (*United Nations International Atomic Energy Agency*) a partir de água do mar destilada, modificada para possuir composição isotópica semelhante ao SMOW. As medições em VSMOW mostram que (Hageman *et al.*, 1970; Baertschi, 1976):

$$\left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \right)_{\text{VSMOW}} = (2005,2 \pm 0,45) \times 10^{-6} \quad \text{Equação 2.6}$$

$$\left(^2\text{H}/^1\text{H} \right)_{\text{VSMOW}} = (155,76 \pm 0,05) \times 10^{-6} \quad \text{Equação 2.7}$$

Os isótopos estáveis oxigênio-18 e deutério são afetados pelos processos meteorológicos que provém a assinatura característica de suas origens. Os valores de ^{18}O e ^2H para a precipitação global se comportam de maneira previsível, relacionando-se diretamente à linha da água meteórica global, definida por Craig (1961b), expressa através da seguinte relação:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad \text{Equação 2.8}$$

De acordo com Clark & Fritz (1997), a maior contribuição do trabalho de Craig (1961b), diz respeito à constatação de que águas isotopicamente depletadas estão associadas a regiões frias e águas isotopicamente enriquecidas à regiões quentes. Esta partição foi posteriormente reconhecida como uma ferramenta para caracterizar os ambientes de recarga de águas subterrâneas.

Ainda segundo estes mesmos autores, um refinamento do modelo de Craig (1961b) é apresentado por Rozanski *et al.* (1993) numa compilação dos valores médios anuais destes isótopos para a precipitação, monitoradas pela rede de estações globais da IAEA (*International Atomic Energy Agency*) (Fig 2.1).

As linhas das águas meteóricas locais e regionais correspondem a uma variação da linha meteórica global em função de mudanças climáticas e parâmetros geográficos (Bajjali, 2006). Esse desvio da linha meteórica global pode ser expresso através do parâmetro de excesso de deutério (d) (Dansgaard, 1964), definido como:

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad \text{Equação 2.9}$$

Segundo Gat (1971), as investigações por meio de isótopos estáveis são feitas a partir da comparação de dados de precipitação atuais com os da água subterrânea em questão, considerando-se os aspectos dimensionais e temporais do processo. Entretanto, caso os dados de precipitação não se aproximem dos da água subterrânea, não se pode afirmar que a recarga não seja local, pois alguns fatores podem modificar a composição isotópica das águas antes, durante e depois do processo de recarga (Siqueira, 1978).

O fracionamento isotópico de $^2\text{H}/^1\text{H}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ durante mudanças de fase da água enriquece um isótopo com relação ao outro. Como o fracionamento é dependente da temperatura, variações podem ser percebidas conforme a mudança de clima. Esses processos

resultam em massas de água com assinaturas únicas que podem ser utilizadas para auxiliar tanto na separação hidrográfica e na determinação dos graus de mistura entre águas de diferentes origens (Smith & Wheatcraft, 1993), quanto na definição de áreas de recarga. Portanto, estudos envolvendo isótopos estáveis de ^{18}O e ^2H podem auxiliar na delimitação de bacias hidrogeológicas, uma vez que, permitem a identificação das áreas de recarga e conseqüentemente o mapeamento dos divisores hidrogeológicos da bacia.

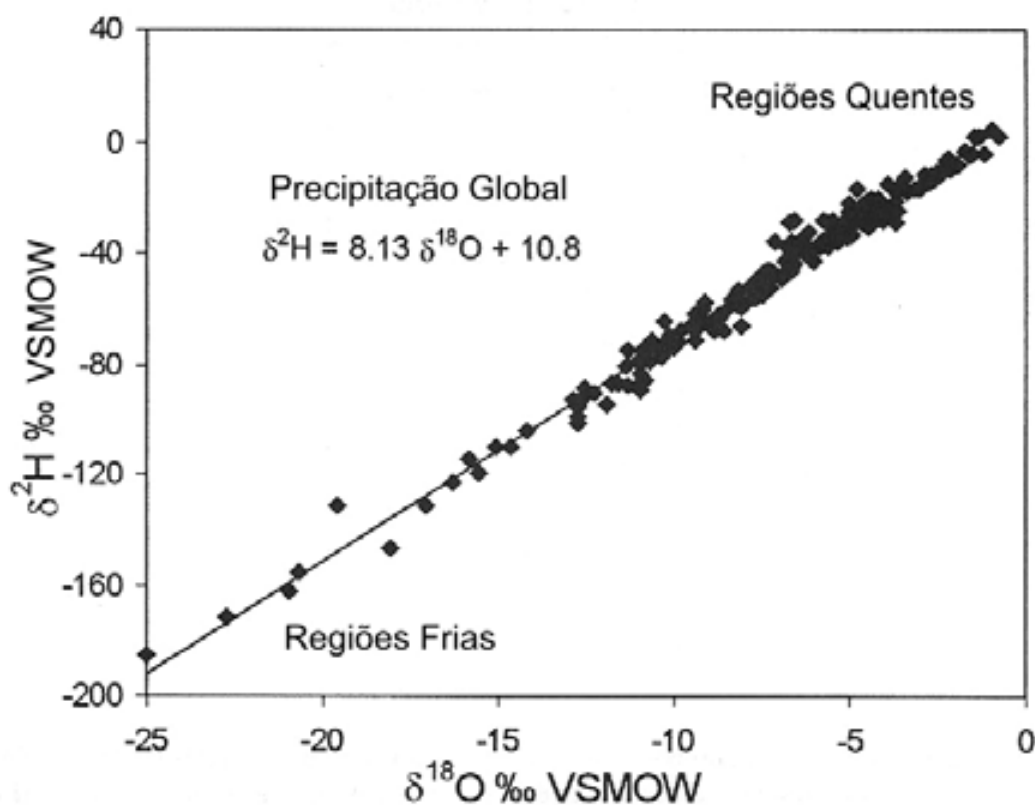


Figura 2.1 – Relação meteórica para ^{18}O e ^2H na precipitação (modificado de Rozanski *et al.*, 1993).

Além disso, as águas superficiais possuem composição isotópica distinta das águas subterrâneas devido ao enriquecimento causado pelo processo de evaporação. Dessa forma, os isótopos de O^{18} tornam possível a distinção entre águas evaporadas e águas diretamente recarregadas da precipitação (Sukhija *et al.*, 2006). Mecanismos como recarga artificial, irrigação em grande escala e sobreexploração de aquíferos podem alterar a composição isotópica original da água subterrânea através da mistura de diferentes regimes de fluxo (Sukhija *et al.*, 2006).

2.2.3.2 Trítio (^3H)

O trítio (^3H) é um radioisótopo de hidrogênio formado na atmosfera superior a partir do bombardeio de nitrogênio pelo fluxo de nêutrons originados na radiação cósmica, integrando o ciclo hidrológico por meio da precipitação (Rademacher *et al.*, 2003). Ao contrário da maioria dos outros radioisótopos, não requer padrão de referência internacional, uma vez que, sua concentração é expressa em unidades de trítio (UT), onde um UT corresponde a um átomo ^3H por 10^{18} átomos de hidrogênio e para um litro de água, sua radioatividade equivale a 0,118 Bq (1 Becquerel = 1 desintegração/segundo), ou 3,19 pCi (1pCi é 10^{-12} Curies e 1 Curie = $3,7 \cdot 10^{10}$ Bq) (Smith & Wheatcraft, 1993; Clark & Fritz, 1997).

No período de 1951 a 1976, grandes quantidades de trítio foram introduzidas na atmosfera superior decorrentes de testes com armas termonucleares. Esses testes aumentaram o conteúdo médio de trítio na precipitação acima dos níveis naturais, numa magnitude de cerca de três vezes (Rademacher *et al.*, 2003). O nível de trítio medido na precipitação nos anos de 1963 e 1964, chegou a alcançar cerca de 1000 vezes o valor do *background* natural. Em decorrência de sua curta meia vida (12,43 anos), atualmente a quantidade de trítio na precipitação global aproxima-se dos níveis naturais (Smith & Wheatcraft, 1993; Rademacher *et al.*, 2003; Lousada, 2005).

Os níveis de trítio na precipitação natural são baixos e correspondem a um equilíbrio secular entre a produção natural e a associação do decaimento na atmosfera com as perdas para a hidrosfera e oceanos. As taxas de produção e concentração deste radioisótopo na precipitação são diretamente proporcionais à latitude geomagnética (Lousada, 2005).

O trítio é parte integrante da molécula de água e, portanto, corresponde a um método capaz de datar a água com precisão. Os demais métodos dependem de constituintes dissolvidos cuja abundância está diretamente relacionada a processos biológicos e físico-químicos.

Contudo, misturas hidrodinâmicas e processos de convergência de padrões de fluxo podem levar a resultados equivocados sobre a origem da recarga e idade da água subterrânea, sendo mais prudente adotar-se o termo “tempo médio de residência” ao invés de “idade” da água.

A datação da água subterrânea através do decaimento radioativo do trítio baseia-se no fato de que o valor inicial de trítio na água é conhecido e de que o trítio residual medido seja

exclusivamente resultante do decaimento (Clark & Fritz, 1997). Considerando-se a meia vida do ^3H igual a 12,43 anos, a equação de decaimento pode ser definida como:

$$t = -17,93 \ln \frac{a_t \text{ } ^3\text{H}}{a_0 \text{ } ^3\text{H}} \quad \text{Equação 2.10}$$

Onde $a_0 \text{ } ^3\text{H}$ é a atividade ou concentração inicial do trítio (expressa em TU) e $a_t \text{ } ^3\text{H}$ é a atividade residual (medida na amostra) remanescente após decaimento em tempo t .

Entretanto, para esse método de datação é necessário conhecer o valor inicial de concentração do trítio, dependente do pico de produção termonuclear desse elemento que tem diminuído com o passar do tempo (Clark & Fritz, 1997).

O método de datação medindo-se ^3H juntamente com seu isótopo filho ^3He , determina idades verdadeiras através de cálculos que não levam em consideração uma concentração inicial de trítio. Este cálculo pode ser feito através da equação:

$$^3\text{He}_t = ^3\text{H}_t (e^{-\lambda t} - 1) \quad \text{Equação 2.11}$$

Onde $^3\text{He}_t$ é a concentração do hélio num tempo t (expressa em TU) e λ é a constante de decaimento do trítio (0,05576). O valor medido de ^3He deve ser corrigido para ^3He atmosférico dissolvido na época da recarga (Clark & Fritz, 1997).

O método de datação com trítio é aplicável apenas para águas jovens em função da curta meia-vida deste elemento. Estima-se que em 80 anos restará apenas 1% da concentração inicial do trítio. Erros podem ocorrer quando águas jovens se misturam com águas antigas contendo uma quantidade relativamente grande de He radiogênico dissolvido. Esse efeito é detectável por que um pequeno influxo de ^3He envolve um grande influxo de ^4He , já que a razão $^3\text{He}/^4\text{He}$ para a maioria dos gases naturais é da ordem de 10^{-7} a 10^{-9} , consideravelmente menor que a do ar que é de 10^{-6} (Tolskikhin & Kamenskiy, 1969).

Como o ^3H geogênico na maioria das águas subterrâneas é muito pequeno, a medição dos níveis de ^3H na maioria das vezes indica recarga recente. Assim, o trítio pode ainda ser utilizado para o estabelecimento da origem das águas subterrâneas em áreas onde ocorrem águas de diferentes idades, origens e evoluções, possibilitando assim a identificação de possíveis divisores hidrogeológicos de uma dada bacia.

Guay *et al.* (2006), em seu estudo de identificação de fontes de água subterrânea no vale do baixo Rio Colorado utilizando isótopos de O^{18} , ^2H e ^3H , constatou que dados de O^{18} e

^2H , juntamente com o trítio e dados hidrológicos permitiram a identificação direta da origem da água.

2.2.3.3 Compostos de Clorofluorcarbono (CFCs)

Os clorofluorcarbonos (CFCs) são compostos orgânicos antropogênicos produzidos desde a década de 1930 para aplicações domésticas e industriais (Höhener *et al.*, 2003). O CFC-11 (triclorofluorometano, CFC13) e o CFC-12 (diclorodifluorometano, CF₂Cl₂) foram produzidos e introduzidos na atmosfera na década de 1940. Muitos outros compostos de CFC surgiram desde então, com destaque para o CFC-113 (triclorofluoroetano, C₂F₃Cl₃), que foi primeiramente liberado na atmosfera na década de 1960 (Happell *et al.*, 2006).

A utilização de CFC como ferramenta de datação em águas naturais foi reconhecida em meados da década de 1970. Concentrações detectáveis de CFCs são encontradas após 1945 na água subterrânea, indicando, portanto, águas jovens (Busenberg & Plummer, 1992; Hinkle & Snyder, 1997; Höhener *et al.*, 2003). Isso é possível por que estes compostos são caracteristicamente resistentes à degradação, tornando-os importantes marcadores (Clark & Fritz, 1997). Dessa forma, assim como o trítio os compostos de CFC podem auxiliar na determinação de divisores hidrogeológicos através da identificação de áreas de recarga natural, ou seja, da identificação de águas jovens.

Os CFCs e o trítio podem ser usados de maneira similar como traçadores de águas subterrâneas modernas. Entretanto os CFCs apresentam a vantagem de serem detectáveis a mais baixas concentrações, tornando-os indicadores mais sensíveis de águas modernas e/ou da mistura de águas antigas e modernas (Busenberg & Plummer, 1992). Contudo, apesar das análises dos compostos de CFC serem menos complexas que as do trítio, existe um grande risco de contaminação da amostra devido à exposição atmosférica durante a amostragem (Lousada, 2005).

A datação com compostos de CFC corresponde à estimativa da data histórica na qual uma parcela de água foi recarregada em um dado sistema subterrâneo. Dessa forma, a idade determinada por CFC é aparente ou modelo, uma vez que baseia-se na simplificação de algumas suposições.

Segundo Busenberg & Plummer (1992), a idade da água subterrânea pode ser definida como o tempo decorrido desde que a água de recarga tornou-se isolada com relação à atmosfera. Em uma primeira abordagem, a idade da água subterrânea pode ser entendida como o tempo da recarga subterrânea.

Portanto, embora consideremos que seja determinada a idade da água subterrânea, na realidade o que é datado é o traçador ambiental e não a água que o transporta. Assim, a informação da idade da água na qual os CFCs estão dissolvidos depende de fatores como quanto perfeitamente estes compostos foram transportados na água e de quanto outros processos físicos e químicos afetaram suas concentrações na água.

Um modelo CFC válido para idades de recarga pode ser obtido somente se o aquífero não estiver contaminado por fontes locais de CFC, não houver contaminação da amostra durante a coleta, a amostra possuir quantidade de CFC representativa do meio de onde foi retirada e as concentrações de CFC no aquífero não tenham sido modificadas por processos geoquímicos, biológicos ou hidrológicos, após integrar a zona saturada (Busenberg & Plummer, 1992).

Para estimar a idade da água subterrânea a partir dos compostos de CFC, primeiramente obtém-se uma amostra representativa do aquífero para proceder a análise com relação a este composto. Assume-se então, que a amostra esteja em equilíbrio de solubilidade com o ar presente na zona não saturada na época da recarga. Como a solubilidade de todos os gases é função da temperatura, pressão e conteúdo de soluto dissolvido, é necessário estimar a temperatura e a pressão durante a recarga (Cook *et al.*, 2006).

Assume-se ainda que a composição histórica do CFC no ar seja conhecida e que a composição na zona não saturada seja semelhante a da atmosfera. A data de recarga é então calculada comparando-se as pressões parciais do CFC em equilíbrio de solubilidade com a amostra da água, com as concentrações históricas locais de CFC no ar.

A datação de águas subterrâneas com CFC é baseada na lei de solubilidade de Henry. Segundo esta lei, a concentração do gás dissolvido na água em equilíbrio com o ar é proporcional à pressão parcial (p_i) do gás no ar (Warner & Weiss, 1985). O termo p_i é definido por:

$$p_i = x_i \times (P - p_{H_2O}) \quad \text{Equação 2.12}$$

Onde x_i é a fração molar em ar seco do i -ésimo composto de CFC ($x_i \ll 1$), P é a pressão atmosférica total e p_{H_2O} é a pressão de vapor da água. Para gases ideais, a fração molar em ar seco é substituída pela razão de mistura do ar, volume por volume. A solubilidade do CFC em água (C_i), segundo a lei de Henry, é dada por:

$$C_i = K_H p_i \quad \text{Equação 2.13}$$

Onde K_{Hi} é a constante da lei de Henry para o i -ésimo composto de CFC, sendo função da temperatura (T) e da salinidade (S). O termo K_{Hi} foi medido em água pura e água do mar para CFC-11 e CFC-12 (Warner & Weiss, 1985), e para CFC-113 (Bu & Warner, 1995).

Depois de calculada a idade aparente para a concentração de CFC medido na amostra de água, essa concentração é convertida primeiramente em unidades de mol.L^{-1} e posteriormente em razões de χ_i . Neste processo, K_{Hi} deve ser calculado em função da temperatura da água durante a recarga.

Para estimar a pressão atmosférica total (P) durante a recarga é preciso conhecer a altitude de recarga. A pressão barométrica diminui conforme esta elevação aumenta e, portanto, concentrações do gás diminuem conforme a pressão barométrica diminui. A pressão barométrica média durante a recarga é raramente conhecida, podendo ser estimada através da elevação de recarga. Para altitudes de recarga menores que 3000m, considera-se que:

$$\ln P = -H / 8300 \quad \text{Equação 2.14}$$

Devido ao fato de que a recarga ocorre em uma zona não saturada úmida, a umidade é considerada como sendo aproximadamente 100%. Dessa forma, para calcular χ_i para um determinado CFC, a $p_{\text{H}_2\text{O}}$ é subtraída da pressão total, segundo a equação (Weiss & Price, 1980):

$$\ln p_{\text{H}_2\text{O}} = 24,4543 - 67,4509(100/T) - 4,8489 \ln(T/100) - 0,000544S \quad \text{Equação 2.15}$$

Finalmente χ_i é então comparado com a razão de mistura atmosférica apropriada para calcular-se a data da recarga.

Um método de datação com compostos de CFC bastante utilizado é o *piston flow*. A idade da água é calculada como a distância até o ponto de recarga dividido pela velocidade média da água subterrânea com relação ao padrão de fluxo (Bethke & Johnsson, 2002). Uma vez que o modelo *piston flow* reflete a advecção em uma única dimensão, a verdadeira idade da água é aquela determinada considerando-se o transporte por esses processos em três dimensões (Etcheverry & Pierre, 2000). Quando se utiliza esse modelo, comumente assume-se que a taxa da troca de massa entre aquíferos e aquíferos é pequena o suficiente para ter restrita influência na idade da água no aquífero.

2.3 MÉTODOS INDIRETOS

2.3.1 Geofísica

As investigações geofísicas correspondem a métodos indiretos de estudo onde a partir de medições de grandezas físicas na superfície ou acima da superfície do terreno, é possível obter-se informações acerca das condições geológicas da crosta terrestre e excepcionalmente também do manto superior, de forma rápida e a custos reduzidos (Karous *et al.*, 1993; Cavalcanti *et al.*, 2001).

A crosta terrestre possui irregularidades na estrutura geológica que são inevitavelmente refletidas no padrão do campo físico associado. As variações tornam-se mais pronunciadas conforme as diferenças entre as propriedades físicas do corpo heterogêneo e do ambiente se tornam maiores e conforme a heterogeneidade se aproxima da superfície terrestre (Karous *et al.*, 1993).

Assim, através dos métodos geofísicos obtêm-se informações de grandezas físicas que são interpretadas buscando-se o conhecimento de estruturas geológicas, condições favoráveis ao acúmulo de água, possível ocorrência e distribuição de mineralizações, etc. As metodologias variam em função das grandezas avaliadas, que são relacionadas à resistência à passagem de corrente elétrica, propagação de correntes secundárias geradas por campos eletromagnéticos, contraste de densidade, elasticidade do meio, dentre outras (Luiz & Silva, 1995). Esses métodos são usados em diversas variantes, geralmente como métodos superficiais (medições na superfície do terreno) e subsuperficiais (medições em poços, galerias, etc) (Karous *et al.*, 1993).

Os métodos geofísicos permitem, na maioria das vezes, que o número de medições diretas seja reduzido. Assim, sua principal vantagem é a geração de dados de alta qualidade e confiabilidade, reduzindo custos relacionados a possíveis investigações subseqüentes (Karous *et al.*, 1993).

Para assegurar sucesso na aplicação do método geofísico, é importante que este seja escolhido de acordo com as propriedades físicas do terreno e com o tipo de estrutura investigada. Deve-se ainda aplicá-lo criteriosamente em todos os seus estágios de investigação para que se obtenha o máximo possível de informação confiável.

A presença de água rica em íons dissolvidos nos poros das rochas aumenta consideravelmente a condutividade elétrica desses materiais (Luiz & Silva, 1995). Dessa forma, é possível determinar e localizar as propriedades físicas do meio geológico e assim de

um aquífero ou sistema aquífero, na condição de que este possua características distintas com relação às camadas confinantes ou semi-confinantes. Nessas circunstâncias, os estudos geofísicos nos permitem estabelecer a espessura, profundidade e posição do aquífero (Karus *et al.*, 1993).

Os métodos geofísicos aplicados aos estudos visando à delimitação das bacias hidrogeológicas devem possibilitar o mapeamento de estruturas geológicas potencialmente condicionantes de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas, além da definição do limite entre as zonas não saturada e saturada, ou seja, da superfície freática. Neste último caso, uma vez determinadas as cargas piezométricas no aquífero, podem-se avaliar as direções de fluxo e então mapear as assimetrias eventualmente existentes entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas.

Dentre os métodos geofísicos, os mais amplamente utilizados em estudos hidrogeológicos são aqueles que apresentam melhor logística de campo e baixo custo. O método da eletroresistividade, o método eletromagnético e a sísmica de refração são alguns dos principais métodos empregados (White & Sengbush, 1953; Kelly & Mares, 1993; Broomley *et al.* 1994; Bachrach & Nur, 1998; Bradford, 2002; Francese *et al.*, 2002; Fachin *et al.*, 2006).

2.3.1.1 Método da Eletroresistividade

A resistividade elétrica relaciona-se aos mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais. Esse método tem como princípio básico a passagem pelo solo de uma corrente elétrica de intensidade I , transmitida por um par de eletrodos de corrente A e B , conectados a uma fonte de corrente (baterias ou grupo-gerador). Mede-se então, a diferença de potencial (ΔV) entre dois eletrodos de potencial M e N (Gallas *et al.*, 2001). O valor medido da diferença de potencial e da corrente associada é função do arranjo geométrico dos eletrodos e da resistividade aparente do meio investigado ρ_a , que pode ser calculada mediante a seguinte equação (Reynolds, 1997):

$$\rho_a = K\Delta V / I \quad (\Omega m) \qquad \text{Equação 2.16}$$

Onde K é o fator geométrico do arranjo geral do quadripolo AMNB, dependente das posições de injeção de corrente e de medida do potencial, obtido através da equação (Reynolds, 1997):

$$K = 2\pi(1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN)^{-1} \quad \text{Equação 2.17}$$

Sendo AM, NA, BM e BN, correspondentes às distâncias entre os eletrodos.

Dentro do método da eletroresistividade várias são as técnicas de aplicação dos ensaios de campo. Correspondem basicamente às técnicas de caminhamento elétrico (CE) e sondagem elétrica (SE), dentro das quais existem diversas formas de configurações possíveis de eletrodos (Reynolds, 1997). Geralmente os ensaios de CE são aplicados quando se procura avaliar a variação lateral da resistividade, enquanto os ensaios de SE visam obter informações pontuais, com observação da variação vertical do parâmetro físico em questão.

De maneira geral, a propagação de corrente elétrica em solos e rochas ocorre devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras, sendo, portanto, função de fatores como composição mineralógica, porosidade, teor em água, além da quantidade e natureza dos sais dissolvidos. O aumento do teor de umidade e da quantidade de sais dissolvidos na água leva à diminuição dos valores de resistividade, permitindo assim o mapeamento da superfície freática (Keller & Frischknecht, 1977; Elis & Zuquette, 2002).

A aplicação deste método na variável resistividade em estudos hidrogeológicos baseia-se, portanto, na diferença de resistividade entre a zona de aeração e saturação (Karous *et al.*, 1993). Devido ao fato de que variações mínimas na umidade ou grau de saturação causam grandes variações na resistividade do meio, o limite estabelecido por este método na realidade corresponderá ao limite superior da franja capilar (Keller & Frishknecht, 1977), diminuindo assim a acurácia do método.

Com relação às configurações dos eletrodos em campo, no arranjo Wenner os eletrodos AB e MN são espaçados uniformemente em uma linha, mantendo-se sempre a equidistância crescente entre os eletrodos do quadripolo (Telford, 1985) (Fig.2.2a).

No arranjo Schlumberger a distância entre os eletrodos MN deve ser bastante pequena com relação aos eletrodos AB, procurando-se sempre satisfazer a relação $MN \leq AB/5$ (Fig.2.2b). Quando a voltagem medida entre MN cai para valores muito baixos, devido à progressiva diminuição do gradiente de potencial com o aumento da separação dos eletrodos de corrente, aumenta-se a distância entre os eletrodos MN. Assim, adota-se um primeiro espaçamento MN e realizam-se várias medidas com diferentes espaçamentos AB, depois se aumenta MN, que é então mantido constante para uma nova série de deslocamentos AB. As medições são contínuas e a separação dos eletrodos NM aumenta até que a SEV seja

terminada. Uma SEV utilizando o arranjo Schlumberger requer menos espaço do que aquela que utiliza o arranjo Wenner (Reynolds, 1997).

O arranjo dipolo-dipolo é raramente usado para sondagens verticais uma vez que, torna-se necessária a utilização de geradores mais potentes. Entretanto, este é o arranjo de campo mais utilizado nos CE, pois permite a avaliação lateral da resistividade elétrica. Neste caso, após a escolha do valor a , ou seja, da distância entre os eletrodos de corrente e entre os eletrodos de potencial, a distância n entre os dois dipolos é então aumentada progressivamente, atingindo assim, profundidades maiores (Reynolds, 1997) (Fig.2.2c).

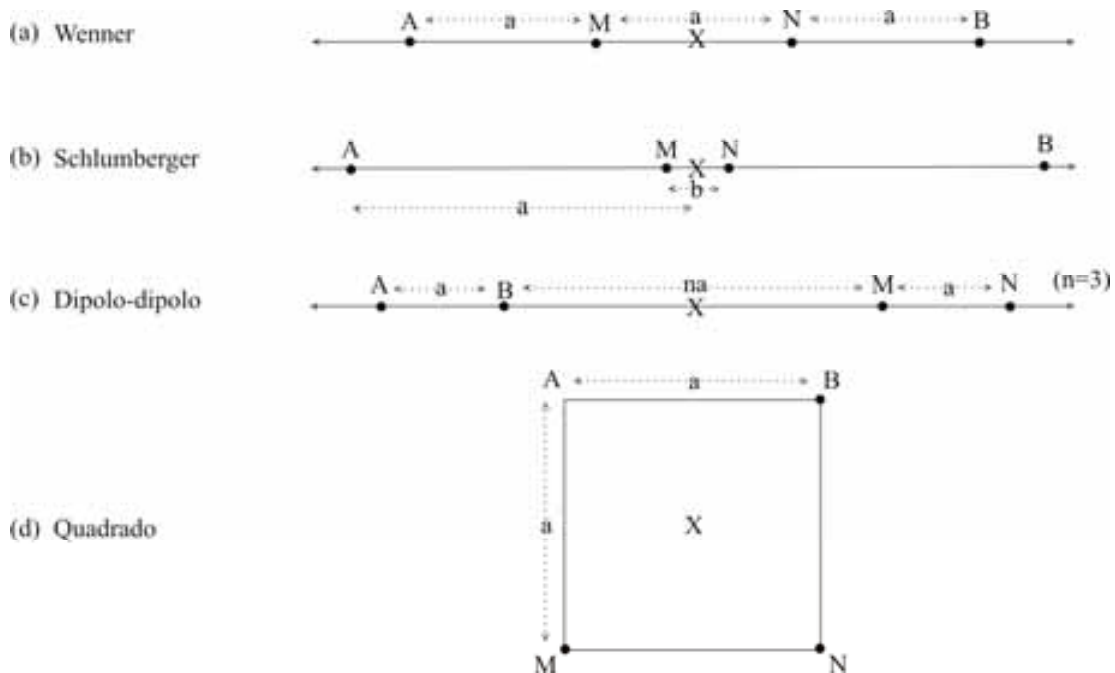


Figura 2.2 - Configurações de eletrodos usados em sondagens elétricas verticais, onde X corresponde ao centro do arranjo (Modificado de Reynolds, 1997).

Outra configuração geométrica de eletrodos também utilizada é a quadrada. Nesse tipo de arranjo, um quadrado é formado pelos eletrodos do quadripolo, onde os eletrodos MN são dispostos em dois vértices contínuos, formando um seguimento paralelo àquele formado pelos eletrodos AB (Fig.2.2d). O arranjo quadrado é raramente usado para sondagens de larga escala uma vez que, seu arranjo é complexo e, portanto, de certa forma ineficiente (Reynolds, 1997).

A partir dos resultados obtidos para a profundidade da zona saturada através de um conjunto de sondagens, torna-se possível a construção de um mapa de isolinhas de cotas de nível d'água, o qual permite além da medição da profundidade da zona saturada a visualização da direção e sentido do fluxo subterrâneo (Elis & Zuquette, 2002).

2.3.1.2 Método Eletromagnético Indutivo

Os métodos eletromagnéticos permitem a determinação das variações laterais e verticais da condutividade elétrica dos materiais em subsuperfície através do princípio da indução eletromagnética (Benson & Stubben, 1995).

Em geral, um campo eletromagnético primário (H_p) é estabelecido a partir da passagem de uma corrente elétrica alternada de baixa frequência em uma bobina transmissora (Tx), resultando no surgimento de um campo eletromagnético primário (Moreira & Dourado, 2005). A presença desse campo primário induz o surgimento de correntes elétricas secundárias em corpos condutores subterrâneos que, por sua vez, produzem um campo magnético secundário (H_s) (Silva *et al.*, 2002; Moreira & Dourado, 2005). A resultante da combinação dos campos primário e secundário é captada por uma bobina receptora (Rx) posicionada dentro da área de influência dos mesmos, fornecendo importantes informações acerca da geometria, espessura, e propriedades elétricas dos condutores em subsuperfície (Reynolds, 1997). A Figura 2.3 ilustra a partir de um desenho esquemático o princípio da indução eletromagnética.

O fenômeno da indução eletromagnética é fundamentado nas equações de Maxwell, sendo sua primeira equação conhecida como Lei de Ampère e a segunda Lei de Faraday (Santos, 2005). Simplificadamente, a Lei de Ampère demonstra que ao redor de uma corrente elétrica existe um campo magnético (B) proporcional à corrente total. Já a Lei de Faraday informa que ao redor de qualquer campo magnético (B) variável com o tempo, existe um campo elétrico (E) (Carmelo, 2002). Discussões detalhadas sobre a teoria eletromagnética podem ser encontradas em trabalhos como Grant & West (1965) e Telford *et al.* (1990).

Os métodos eletromagnéticos podem ser classificados em sistemas no domínio do tempo (TEM), onde os instrumentos utilizados fazem medições em função do tempo, ou no domínio da frequência (FEM), onde os equipamentos fazem uso de uma ou mais frequências (Reynolds, 1997). Em estudos hidrogeológicos, os métodos FEM são usualmente aplicados em investigações próximas a superfície enquanto que para investigações a maiores profundidades normalmente utilizam-se os métodos TEM (Reynolds, 1997).

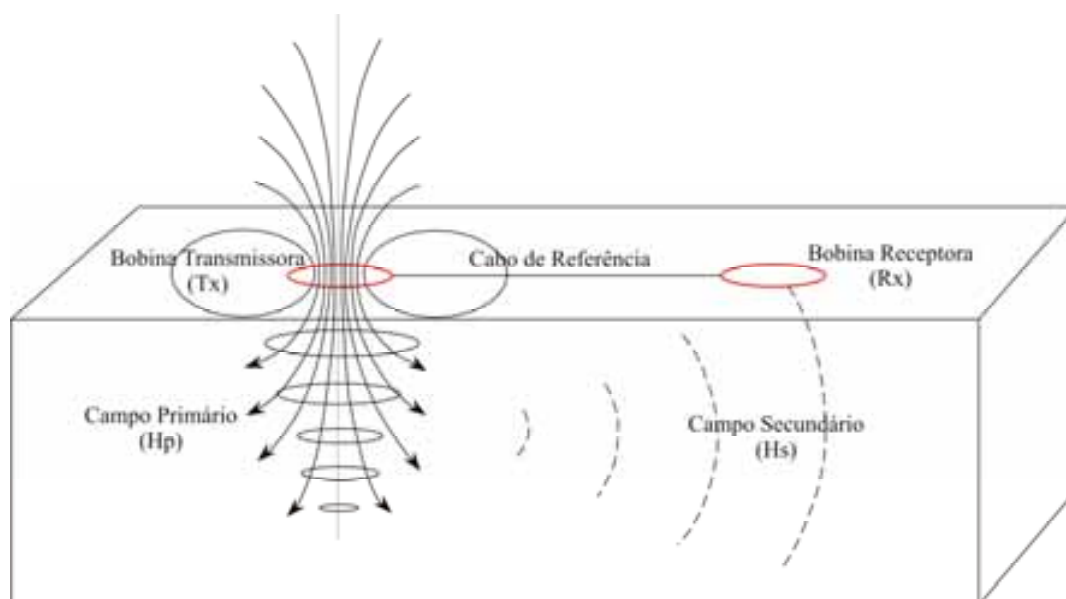


Figura 2.3 – Princípio da Indução Eletromagnética (Modificado de Moreira & Dourado, 2005).

Existem diversos métodos eletromagnéticos disponíveis, todos eles apresentando vantagem de serem desenvolvidos mais rapidamente em campo em comparação com o método elétrico de corrente contínua, uma vez que, não necessitam da inserção de eletrodos na superfície do terreno (Reynolds, 1997). Segundo McNeill (1980), o método eletromagnético mais comumente utilizado em investigações geofísicas ambientais é o método da bobina dupla de fonte móvel (*moving-source dual-coil method*). Neste caso, para efetuar as medidas em campo, a separação entre as bobinas é mantida constante e o par de bobinas é movido em intervalos discretos ao longo do perfil escolhido (Fachin *et al.*, 2006). O ponto de referência para a medição é o centro entre as bobinas (Reynolds, 1997). Os sistemas de bobina dupla podem medir somente a componente em quadratura ou ambas as componentes em quadratura e em fase (Reynolds, 1997).

A razão da distância entre as bobinas pela profundidade de investigação (δ) é conhecida como número de indução (B). Quando B é muito menor que um, a razão do campo magnético secundário (H_s) pelo primário (H_p) na bobina receptora (Rx), é diretamente proporcional à condutividade aparente (σ_a) (Reynolds, 1997). A razão entre H_s e H_p a baixos valores de indução ($B \ll 1$), pode então ser calculada através da seguinte relação:

$$H_s / H_p = i\omega\mu_0\sigma s^2 / 4 \quad \text{Equação 2.18}$$

Onde, H_s = campo magnético secundário, H_p = campo magnético primário, $\omega = 2\pi f$, f = frequência (Hz), μ_0 = permeabilidade do espaço livre, σ = condutividade do meio (S/m), s = espaço inter-bobinas, e $i = \sqrt{-1}$.

Dessa forma, a razão entre o campo magnético secundário e primário é proporcional à condutividade do meio investigado (McNeill, 1980). A condutividade aparente pode então ser definida a partir da seguinte equação:

$$\sigma_a = (4 / \omega \mu_0 s^2) (H_s / H_p)_q \quad \text{Equação 2.19}$$

Onde σ_a = condutividade aparente e o índice q representa a fase quadratura.

A condutividade elétrica do meio corresponde ao inverso da resistividade e, portanto, também varia em função de fatores como quantidade de água e ar presentes na porosidade dos solos e rochas, salinidade e mobilidade do fluido e conteúdo de argila e minerais condutivos presentes no meio (MacDonald *et al.*, 2001; Santos, 2005). Segundo Carmelo (2002), estudos na área de hidrogeologia apontam que os valores de condutividade elétrica da água subterrânea são função dos minerais constituintes dos litotipos e dos elementos químicos presentes nas soluções.

A profundidade de investigação alcançada pelo método EM depende do espaçamento e da orientação das bobinas (McNeill, 1980; Silva *et al.*, 2002). No caso do equipamento EM-34 XL da Geonics, as medidas realizadas com bobinas no plano vertical (modo dipolo magnético horizontal - DMH), a profundidade de investigação equivale a cerca de 0,75 vezes o espaçamento das bobinas, já para as medições realizadas com bobinas no plano horizontal (modo dipolo magnético vertical – DMV), a profundidade atingida é de aproximadamente 1,5 vezes o espaçamento entre as bobinas (McNeill, 1980).

Nos estudos de delimitação de bacias hidrogeológicas os métodos EM podem ser aplicados no mapeamento de estruturas geológicas como falhas e fraturas rasas, muitas vezes responsáveis pela assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas. O reconhecimento destas estruturas através dos métodos EM torna-se possível em função da variação na condutividade elétrica do meio ocasionada pelo preenchimento por água (Palaky *et al.*, 1981). Carmelo (2002) utilizou para a caracterização de aquífero em domínio fraturado os métodos eletromagnéticos VLF (*Very Low Frequency*) e EM-34. Ambos os métodos apresentam bons resultados, entretanto, os levantamentos com VLF utilizando fonte remota apresentam a limitação de que muitas vezes as estações transmissoras ficam fora do ar, prejudicando a

aquisição dos dados caso não exista outra estação apropriada para enviar os sinais para identificação do alvo investigado.

Outra aplicação para os métodos EM nos estudos de delimitação de bacias hidrogeológicas é o mapeamento da superfície freática rasa através do radar de penetração do solo ou GPR (Van Overmeeren, 1994; Paixão, 2005; Marcelino *et al.*, 2005; Doolittle *et al.*, 2006). Este método geofísico permite o mapeamento das superfícies com propriedades dielétricas contrastantes, no caso a superfície freática, através da transmissão de pulsos de rádio num espectro entre 10MHz e 1000MHz (Gandolfo *et al.*, 2001; Reynolds, 1997; Paixão, 2005). Marcelino *et al.* (2005), aplicaram satisfatoriamente o método GPR para mapear a superfície freática numa floresta tropical de transição para o cerrado.

2.3.1.3 Método da Sísmica de Refração

A sísmica de refração baseia-se no fato de que uma onda sísmica muda sua direção de propagação ao atingir uma interface na qual há variação de velocidade. A intensidade da mudança de direção de propagação é, portanto, governada pelo contraste de velocidade sísmica através da interface, de acordo com a Lei de Snell (Sjögren, 1984; Telford, 1985; Reynolds, 1997).

A Lei de Snell relaciona os ângulos de incidência e refração, e as velocidades de propagação entre dois meios, através da seguinte relação (Reynolds, 1997):

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} = \frac{v_1}{v_2} \quad \text{Equação 2.20}$$

Onde i = ângulo de incidência, r = ângulo de refração, v_1 = velocidade no meio 1 e v_2 = velocidade no meio 2.

O método da refração sísmica considera como pressupostos básicos a Terra como meio homogêneo e isotrópico e que as ondas sísmicas se propagam radialmente e com velocidade constante. Além disso, esse método é dependente de que a velocidade de propagação das ondas sísmicas no meio aumente com o aumento da profundidade e que o raio sísmico forme um ângulo de incidência tal que o ângulo de refração resulte em 90° , implicando em refração total (Paixão, 2005).

Assim, o método consiste na indução artificial de ondas elásticas a partir de uma fonte situada na superfície do terreno e registro de seus tempos de chegada nos receptores

(geofones), instalados ao longo de uma linha na superfície do terreno (Luiz & Silva, 1995). Nesse método, considera-se normalmente apenas o registro das ondas que seguem trajetória de tempo mínima, sendo estas as ondas longitudinais (P) e transversais (S) (Sjögren, 1984).

As ondas P possuem vibração paralela à direção de propagação e são chamadas primárias por possuírem velocidade de propagação maior que as das ondas do tipo S, sendo, portanto, as primeiras a chegarem ao receptor (Telford, 1985).

As ondas S por sua vez, são secundárias tendo sempre velocidade menor que a das ondas P. Nesse caso, as partículas do meio vibram perpendicularmente à direção de propagação das ondas. Em função desta característica, as ondas S podem ser vetorialmente decompostas em uma componente vertical SV e uma componente horizontal SH (Telford, 1985).

Os componentes básicos dos experimentos de sismica de refração estão mostrados esquematicamente na Figura 2.4. Uma fonte artificial é usada para gerar as ondas sísmicas. As ondas produzidas podem viajar diretamente ao longo do topo da superfície (onda direta), por reflexão através do topo da camada inferior (onda refletida), e por refração crítica ao longo do topo da camada inferior (onda refratada). As chegadas das ondas P e S refratadas são detectadas ao longo de um conjunto de geofones e registradas em um sismógrafo com registros individuais para cada geofone. O tempo de viagem detectado nos receptores é então medido e inserido em um gráfico tempo x distância.

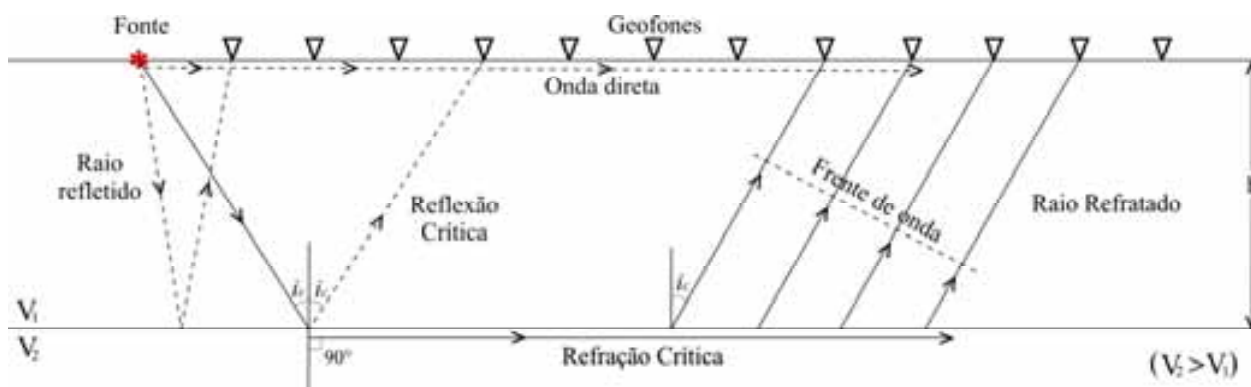


Figura 2.4 - Diagrama ilustrativo da transmissão de energia sísmica em um levantamento de sismica de refração, através das ondas direta, refletida e refratada (modificado de Reynolds, 1997).

As relações através das quais se torna possível calcular as espessuras das camadas em função dos tempos de propagação e das velocidades obtidas são (Sjögren, 1984):

$$t_d = \frac{x}{v_1} \quad \text{Equação 2.21}$$

$$t_r = \frac{x}{v_2} + \frac{2h \cos i_c}{v_1} \quad \text{Equação 2.22}$$

Onde, t_d = tempo da onda direta, t_r = tempo da onda refratada, x = distância da fonte ao geofone, v_1 = velocidade do meio 1, v_2 = velocidade do meio 2, h = espessura da camada e i_c = ângulo crítico.

Para investigações terrestres com o uso do método da sísmica de refração a distribuição básica utilizada consiste de um número de geofones, normalmente 12 ou 24, colocados linearmente ao longo de um cabo, com um número correspondente de saídas. A fonte sísmica pode ocupar qualquer uma das posições ocupadas pelos geofones, no caso mais simples ocupando posição inicial ou final da distribuição.

Em estudos hidrogeológicos, um aumento súbito na velocidade em uma camada de solo pode indicar a superfície freática. Entretanto, alguns trabalhos mostram certas limitações quando se utiliza a sísmica de refração em investigações sobre zona de transição entre sedimentos não saturados, parcialmente saturados e saturados (Paixão, 2005). Neste caso, erros podem ocorrer em situações de pronunciada anisotropia de velocidade (Bradford & Sawyer, 2002) e quando a franja capilar se comporta como uma camada escondida (Haeni, 1986), ou seja, não é detectada pela sísmica de refração por estar intercalada a duas outras camadas de maior espessura (Paixão, 2005).

Além disso, variações pluviométricas sazonais podem provocar alterações na espessura da zona vadosa, resultando no comprometimento dos registros das ondas elásticas. Baker *et al.* (2002) mostraram que variações na umidade presente em subsuperfície rasa, causam alterações na velocidade da onda P direta.

2.3.2 Geoprocessamento

Atualmente o sensoriamento remoto figura entre as ferramentas mais importantes nos estudos hidrogeológicos relativos a áreas onde as investigações prévias são limitadas e os dados são escassos (Solomon & Quiel, 2006; Tweed *et al.*, 2007). Entretanto, mesmo em áreas bem mapeadas, as imagens de satélite podem contribuir com a delimitação de feições estruturais e litológicas previamente não detectadas, facilitando assim, o entendimento do sistema hidrogeológico (Hoffmann & Sander, 2007). A principal vantagem da utilização de dados derivados de imagens de satélite na identificação de processos hidrogeológicos refere-

se às amplas áreas de cobertura, ao baixo custo e ao fato de se tratar de uma cobertura de dados multi-temporal (Rango & Shalaby 1998; Bastiaanssen *et al.*, 2000; Hoffmann 2005; Shaban *et al.*, 2006; Tweed *et al.*, 2007).

Os estudos podem ser desenvolvidos a partir da análise de fotografias aéreas ou de imagens orbitais dependendo do objetivo do estudo (Smith & Wheatcraft, 1993), sendo diversas as suas aplicações na hidrogeologia. Normalmente as fotografias aéreas são usadas como um complemento das imagens de satélite, especialmente no mapeamento de fraturas e para indicar áreas onde será necessário o detalhamento em trabalhos de campo. Além disso, fotografias aéreas antigas podem mostrar indícios de importantes feições estruturais atualmente mascaradas pelas atividades desenvolvidas na superfície da terra (Sander, 2007). No caso específico da delimitação de bacias hidrogeológicas, as principais aplicações do sensoriamento remoto estão relacionadas à definição de lineamentos e à possibilidade de reconhecimento de áreas de recarga e descarga de águas subterrâneas.

Os lineamentos correspondem a feições naturais lineares ou levemente curvilíneas, presentes na superfície terrestre e definidos por feições topográficas alinhadas (Davis, 1984; Chandra *et al.*, 2006). Estas feições geológicas podem simplesmente retratar uma estrutura crustal ou ainda representar uma zona de fraqueza estrutural, sendo esta última situação a mais freqüente, referente à ocorrência de falhas, fraturas e conjunto de juntas (Masoud & Koike, 2006). Portanto, geralmente procura-se nas imagens de satélite e fotografias aéreas feições planares verticais alinhadas, representadas principalmente por drenagens retilíneas, quebras de relevo alinhadas, mudanças bruscas e retilíneas da vegetação ou de tipos de solo, deslocamentos de cristas, dolinas alinhadas e alongadas, etc (Arraes & Campos, 2007).

Para o estudo de bacias hidrogeológicas, os lineamentos fornecem informações muitas vezes essenciais, já que, o fluxo de água subterrânea é influenciado não somente pelos contrastes nas propriedades hidráulicas dos diferentes materiais, mas também por discontinuidades estruturais presentes no meio (Carreón-Freyre *et al.*, 2005).

Dessa forma, as zonas de fratura presentes na superfície terrestre são elementos essenciais para o entendimento da dinâmica do fluxo subsuperficial, uma vez que, podem desenvolver condições favoráveis ao acúmulo e transporte de água subterrânea (Henriksen & Braathen, 2006). Contudo, muitas vezes estruturas como falhas de grande porte podem atuar como uma fronteira hidráulica que condiciona diferentes padrões de fluxo para a água subterrânea, gerando discontinuidades entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas e/ou até mesmo separando sistemas aquíferos em compartimentos diferentes, tanto em escala regional quanto local (Mayo & Koontz, 2000; Herold *et al.*, 2000; Carreón-Freyre *et al.*, 2005).

Em determinadas situações, falhas importantes podem formar padrões preferenciais de fluxo de água subterrânea, proporcionando o desenvolvimento de circuitos hidráulicos curtos entre diferentes aquíferos (Herold *et al.*, 2000). Tais feições estruturais podem também direcionar o fluxo subterrâneo em aquíferos intergranulares tradicionalmente considerados como meios homogêneos, influenciando fortemente o fluxo de água subterrânea em escalas regional e local (Swanson *et al.*, 2006).

Dessa forma, o correto estabelecimento das condições tectônicas pode auxiliar os estudos sobre a natureza e geometria dos aquíferos (Masoud & Koik, 2006). Nesse contexto, deve-se considerar ainda o regime neotectônico, que exerce forte influência nas condições mais rasas da crosta terrestre. A neotectônica leva à reativação de antigas estruturas e assim, grandes lineamentos antes favoráveis à infiltração de água, atuando como zonas de recarga, podem, atualmente, estar agindo como uma barreira em função do novo estado de tensões (Coriolano *et al.*, 2000).

As imagens de satélite mais comumente utilizadas para este fim, são as das missões de média resolução espacial (10 a 30m) LANDSAT, SPOT, IRS e ASTER. Dessa forma, a utilização dessas imagens possibilita não somente o mapeamento de lineamentos, como também o mapeamento das unidades litológicas, geomorfologia, sistemas de drenagem, corpos de água superficial, umidade do solo, padrões de vegetação, dentre outros, que contribuem para a caracterização hidrogeológica de uma área. Os dados ASTER representam a melhor opção para o estudo de águas subterrâneas, dada a sua ampla resolução espectral, moderada resolução espacial, possibilidade de gerar modelos de elevação digital (DEMs), além do relativo baixo custo de aquisição das imagens (Masoud & Koik, 2006; Sander, 2007; Hoffmann & Sander, 2007).

A extração de lineamentos comumente dá-se em um ambiente digital usando sistemas de processamento de imagem ou GIS (Sander, 2007). Para mapeamentos em escala regional, normalmente utiliza-se a extração automática através da qual, o operador evita a subjetividade inerente ao mapeamento manual (Masoud & Koike, 2006). Muitos são os tratamentos de imagens possíveis para auxiliar neste caso como, por exemplo, filtragens e técnicas de realce (Drewniok, 1994; Wladis, 1999).

É importante considerar-se ainda, que os lineamentos de origem geológica são representações bidimensionais de um fenômeno essencialmente tridimensional e, portanto, o sensoriamento remoto fornece apenas limitada informação direta sobre o tipo de feição, profundidade, mergulho e possibilidade de preenchimento (Sander, 2007). Dessa forma, torna-se necessário proceder a integração dos dados de sensoriamento remoto com outras

informações para permitir sua correta interpretação geológica e o entendimento de sua real função hidrológica (Shaban *et al.*, 2006).

Outra aplicação do sensoriamento remoto na delimitação de bacias hidrogeológicas está relacionada ao mapeamento de áreas de recarga e descarga de águas subterrâneas. Tradicionalmente este estudo é feito através de dados de poços, principalmente a partir da observação de superfícies potenciométricas e da profundidade da água subterrânea. Contudo, em áreas onde a densidade espacial de poços é muito baixa, as técnicas de sensoriamento remoto podem ser satisfatoriamente aplicadas para essa finalidade (Tweed *et al.*, 2007).

Como já discutido, embora cubra extensas áreas, o sensoriamento remoto observa somente a superfície da Terra, sendo essencial o estabelecimento de uma conexão entre a observação superficial e o fenômeno subsuperficial (Jackson, 2002). Assim, a aplicação desta ferramenta no estudo de propriedades de recarga, difere daquele aplicado às águas superficiais. O estudo da recarga está relacionado com a determinação de elementos superficiais indicativos deste processo que refletem características hidrogeológicas encobertas (Shaban *et al.*, 2006; Tweed *et al.*, 2007).

Assim, o sensoriamento remoto é suportado por sistemas de informação geográfica (SIG), já que, a propriedade de recarga é função de inúmeros de fatores interativos, como lineamentos, drenagens, litologia, carstificação e cobertura e utilização do solo, etc., que podem ser facilmente manipulados em um sistema SIG (Shaban *et al.*, 2006; Tweed *et al.*, 2007).

Neste contexto, diversas são as possibilidades de aplicação do sensoriamento remoto para o mapeamento de áreas de recarga. A simples observação de padrões de vegetação em um determinado ambiente pode representar um indicador de recarga e descarga de água subterrânea (Fetter, 2000), como por exemplo, em regiões semi-áridas e áridas onde a ocorrência de vegetação pode sugerir presença de umidade no solo que provavelmente contribui com a recarga.

Outra alternativa para o mapeamento de áreas de recarga é a utilização de sensoriamento remoto de microondas para a medição direta da umidade do solo para uma grande variedade de condições de cobertura vegetal, dentro de razoáveis limites de erro (Jackson, 2002). O sensoriamento remoto de microondas é capaz de prover informação sobre a umidade do solo em função da grande diferença entre as constantes dielétricas da água quando comparadas com outros materiais. Assim, o conteúdo de água presente no solo pode ampliar a magnitude do sinal medido no sensor de microondas (Jackson, 2002; Entekhabi & Moghaddam, 2007). A principal vantagem oferecida por esse sistema é o fato de que, quando

operado a elevadas frequências, é operacional em quase todas as condições climáticas, sendo ainda capaz de penetrar a vegetação e operar em períodos noturnos (Kerr, 2007).

Objetivando identificar tanto áreas de recarga quanto descarga de água subterrânea, vários estudos utilizaram dados de campo combinados com sensoriamento remoto e SIG, com a finalidade de correlacionar feições superficiais com processos de água subterrânea (Tweed *et al.*, 2007).

Esta aproximação requer a integração de dados de satélite com a área de contribuição de bacias dentro de uma interface SIG (Meijerink, 1996). Bobba *et al.* (1992) utilizaram Imagens LANDSAT para a identificação de áreas de recarga, transição e descarga, através da avaliação das mudanças na temperatura próxima à superfície, relacionando esse dado às elevações de nível freático de nascentes. Para tanto, estes autores assumiram que os gradientes termais presentes no sistema de fluxo subterrâneo relacionavam-se diretamente a presença de água subterrânea.

Salama *et al.* (1994), utilizaram fotografias aéreas em conjunto com imagens LANDSAT-TM submetidas a técnicas de processamento e realce, para mapear feições geológicas e geomorfológicas, integrando-as com estudos hidrogeológicos e geofísicos visando à definição de áreas de recarga e descarga. Nesse estudo, observou-se que as áreas de recarga estavam relacionadas às regiões de mais alta permeabilidade, enquanto áreas de descarga estavam associadas com linhas de drenagem principais e barreiras geológicas. Por fim, Leblanc *et al.*, (2007), destacaram o uso do sensoriamento remoto e SIG para mapear indicadores superficiais de áreas de recarga e descarga de água subterrânea em uma bacia semi-árida pobre em dados.

2.3.3 Hidrologia Superficial

A hidrologia é a ciência que trata do estudo da água na natureza, ou seja, sua ocorrência e distribuição, propriedades físicas e químicas e sua relação com o meio ambiente (Chow, 1959). Segundo Tucci (2000), o deslocamento da água na superfície da bacia, nos rios, canais e reservatórios é uma das parcelas mais importantes do ciclo hidrológico. Nesse contexto, destaca-se a hidrologia superficial que é a parte da hidrologia que trata especialmente da movimentação da água sobre o solo, tendo como finalidade principal, o estudo dos processos físicos que ocorrem entre a precipitação e o escoamento superficial e o seu desenvolvimento ao longo dos rios (Sousa Pinto, 1976).

Os dados de hidrologia superficial variam em função de diversos fatores como, por exemplo, o volume de água precipitada, área da bacia de contribuição, condições de uso e ocupação da superfície, tipo de solo e constituição geológica do subsolo, cobertura vegetal, condições climáticas e conformação topográfica da bacia (Martins, 1976). Segundo Kelson & Wells (1989), a litologia, o clima e a topografia da bacia são as três variáveis que afetam a hidrologia da bacia de drenagem por longos períodos de tempo.

De acordo com Kelson & Wells (1989), a litologia representa uma das variáveis primárias independentes do sistema fluvial, podendo influenciar a capacidade de infiltração dos materiais superficiais, a topografia, perdas permanentes para sistemas subterrâneos e ainda o armazenamento temporário subsuperficial. Segundo estes mesmos autores, uma determinada entrada de água pode produzir quantidades substancialmente distintas de vazão em bacias relacionadas a diferentes tipos de rocha.

Numa outra situação, duas drenagens integrantes de sub-bacias próximas que apresentem áreas e condições geomorfológicas, pedológicas, climáticas e pluviométricas semelhantes, porém diferentes medidas de vazão, podem não pertencer a uma mesma bacia hidrogeológica, mesmo que pertençam à mesma bacia hidrográfica (Arraes & Campos, 2007). Isso ocorre por que existem heterogeneidades e anisotropias no meio geológico subjacente, como a presença de falhas e fraturas, que fazem com que as medidas de vazão sejam diferentes do esperado a partir da análise fisiográfica do terreno.

No caso de duas drenagens encaixadas em vales separados por um alto topográfico, essas heterogeneidades poderiam ser provocadas, pela ocorrência de camadas isolantes que drenam o fluxo de água que infiltra no meio para o lado oposto ao esperado em função da configuração do relevo. Assim, grande parte da água é drenada para um curso d'água em detrimento do outro, que apresentará medidas de vazão mais reduzidas e com menor regularização (Arraes & Campos, 2007).

Segundo Chow (1959), pequenos cursos d'água associados a terrenos onde ocorrem rochas cársticas ou vulcânicas, podem apresentar escoamento superficial muito baixo com relação à quantidade de água precipitada nessas bacias, ou ainda exibir escoamento superficial muito maior do que o esperado dado o volume de água precipitada. Para este autor, essa condição alcança um extremo onde cursos d'água fluindo na vazão máxima da bacia, desaparecem inteiramente por longos trechos, somente reaparecendo como nascentes. Frequentemente estes riachos não reaparecem na mesma bacia hidrográfica. Essa distribuição anômala de escoamento superficial de bacia para bacia ocorre por que as bacias hidrográficas e hidrogeológicas não são coincidentes, onde neste caso a bacia hidrogeológica é maior que a

hidrográfica. Assim, onde a maioria da descarga da área é subterrânea, o escoamento superficial é baixo e nas áreas onde a água subterrânea alcança a superfície, o fluxo no curso d'água é aumentado, excedendo assim o escoamento superficial esperado (Chow, 1959).

Além disso, bacias hidrográficas contendo amplas áreas de afloramento de aquíferos confinados regionais também podem apresentar escoamento superficial anormalmente baixo. Da mesma forma, a causa pode estar relacionada às assimetrias existentes entre os divisores hidrográficos e hidrogeológicos. Neste caso, a água de precipitação tanto entra no aquífero diretamente, quanto infiltra através dos cursos d'água, sendo posteriormente canalizada pelo aquífero a longas distâncias pra fora da bacia na qual estava relacionada (Chow, 1959).

Outra questão que merece destaque neste contexto, diz respeito à regionalização de vazões onde, devido aos altos custos de implantação, operação e manutenção de uma rede hidrométrica, faz-se a transferência de informações de um local para outro com características hidrológicas e climáticas semelhantes (Da Silva, 2003; Ribeiro *et al.*, 2005). Segundo Tucci (2000), a regionalização corresponde a um conjunto de ferramentas que exploram ao máximo os dados existentes visando à estimativa de variáveis hidrológicas de modo a suprir a insuficiência ou escassez de dados de um determinado local. Assim, possíveis divergências existentes nos dados hidrológicos de cursos d'água em condições semelhantes, sugestivos da existência de bacias hidrogeológicas distintas no meio subjacente, podem acabar sendo mascaradas pelas técnicas de regionalização empregadas.

Contudo, é importante frisar que os resultados das avaliações hidrológicas não possibilitam a determinação precisa dos limites da bacia hidrogeológica, servindo apenas como ferramenta indicativa de possíveis casos de assimetria entre as bacias em superfície e em subsuperfície ou ainda como ferramenta secundária para confirmação de uma situação de divergência de limites (Arraes & Campos, 2007).

2.3.4 Hidroquímica

As características químicas das águas subterrâneas refletem o meio através do qual percolam, guardando estreita relação com os tipos de rochas drenadas e com os produtos da ação antrópica adquiridos ao longo de seu trajeto (Scopel *et al.*, 2005). Isso ocorre por que a água subterrânea ao lixiviar os solos e rochas enriquece-se em íons em solução, provenientes da dissolução de seus minerais. Estas reações são favorecidas pelas baixas taxas de circulação das águas subterrâneas, maiores pressões e temperaturas a que estão submetidas, e facilidade de dissolver CO₂ ao infiltrar no solo não saturado (Santos, 1997). Por essas razões, em geral,

as águas subterrâneas têm concentrações de sais superiores às das águas continentais superficiais.

A composição da água subterrânea é função de diversos fatores, como a composição química inicial da água, a pressão parcial da fase gasosa, o tipo de material mineral com o qual ela entra em contato, PH e o potencial de oxidação da solução, dentre outros (Fetter, 2000). Além desses fatores, a intensidade de mineralização das águas está diretamente relacionada ao tipo de sistema de fluxo desenvolvido.

De acordo com Fetter (2000), os fluxos locais são mais rasos e caracterizados por possuir padrões de fluxo curtos e áreas de recarga proporcionalmente grandes com relação ao volume de água armazenado naquela região do aquífero. Assim, a água tem um tempo de contato menor com as rochas, apresentando, portanto, grau de mineralização relativamente mais baixo. Os sistemas de fluxo regionais, por sua vez, possuem áreas de recarga pequenas quando comparadas ao volume de água no aquífero. Nesse caso, a água se move lentamente e circula profundamente no aquífero, já que os padrões de fluxo são caracteristicamente longos. Assim, devido ao maior tempo de residência, as águas provenientes de fluxos regionais apresentam alta mineralização nos pontos de descarga.

Conforme visto anteriormente, a água subterrânea assume uma composição química diagnóstica resultante de sua interação com o meio (Fetter, 2000). Portanto, nos estudos visando à delimitação de bacias hidrogeológicas, as análises hidroquímicas podem auxiliar na diferenciação de bacias hidrogeológicas superpostas ou ainda, em alguns casos, indicar a existência de possível assimetria entre bacias hidrogeológicas contíguas, com relação às bacias hidrográficas associadas. Essa ferramenta é eficiente em situações que demonstrem que a água subterrânea possui característica distinta da esperada em função dos tipos de rocha que afloram na bacia hidrográfica subjacente, sugerindo que a área de recarga da bacia hidrogeológica esteja fora dos limites da bacia hidrográfica.

Nesse contexto, as análises hidroquímicas devem levar em consideração a geologia da área estudada para a escolha dos elementos, podendo se tratar de um único elemento característico de um determinado tipo de rocha, ou até uma análise mais completa, que contemple diversos elementos. Adicionalmente, podem ser desenvolvidas análises qualitativas referentes a parâmetros como o valor de sólidos totais dissolvidos (STD), a temperatura e o PH, cujos valores podem corroborar os resultados obtidos na análise hidroquímica.

O STD corresponde à medida da concentração de todos os cátions, ânions e sais, resultantes da combinação de cátions e ânions que se encontram dissolvidos na água e materiais em suspensão. Representa, portanto, a fração dos solutos suspensos que passam por

filtros com poros de $2,0\mu\text{m}$ (Hermes & Silva, 2004). A concentração do STD na água subterrânea pode ser determinada pesando-se o resíduo sólido obtido evaporando-se um dado volume de amostra filtrada (Freezy & Cherry, 1979). Entretanto, uma indicação geral do total de constituintes iônicos dissolvidos na água pode ser facilmente obtida em campo determinando-se sua capacidade de conduzir uma corrente elétrica aplicada, já que a presença de espécies iônicas carregadas na solução a tornam condutiva (Freezy & Cherry, 1979). Na maioria das águas subterrâneas naturais, a CE da água multiplicada por um fator que varia entre 0,55 e 0,75 gera uma boa estimativa dos STD na água (Santos, 1997).

O PH por sua vez, é a medida da concentração hidrogeniônica da água, sendo controlado basicamente pelas reações químicas e pelo equilíbrio entre os íons presentes (Santos, 1997). Os valores de PH podem auxiliar em situações onde a área de recarga da água subterrânea está relacionada a rochas que apresentam um valor típico de PH, não correspondente àquele apresentado pelas rochas que afloram na bacia hidrográfica sobrejacente. Da mesma forma, o estudo sistemático da temperatura da água no aquífero pode fornecer informações sobre sua origem e fontes de recarga, onde águas que circulam em sistemas de fluxo mais profundos apresentam temperaturas mais elevadas em função do grau geotérmico (variável entre 2 e $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) (Fetter, 2000). O PH e a temperatura também podem ser diretamente medidos em campo, tratando-se de parâmetros geralmente obtidos juntamente com o STD.

Entretanto, embora a hidroquímica represente uma ferramenta bastante utilizada em estudos hidrogeológicos, quando aplicada aos estudos que envolvem a delimitação de bacias hidrogeológicas indica apenas a possibilidade de existência de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas, não permitindo a definição dos limites reais da bacia hidrogeológica. Dessa forma, idealmente a hidroquímica deve ser aplicada em conjunto com outras ferramentas investigativas a fim de permitir delimitação das bacias hidrogeológicas.

CAPÍTULO III

ESTUDOS DE CASO

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Esse capítulo traz a aplicação de alguns dos métodos anteriormente propostos que foram escolhidos principalmente com base nas características gerais de cada área de estudo e na escala utilizada. Dessa forma, foram escolhidas três áreas distintas de modo a abranger os mais variados tipos de reservatórios de águas subterrâneas: intergranulares (Área Urucuaia), fraturados (Área Canastra) e cársticos (Área Bambuí).

Os estudos foram desenvolvidos em escalas variadas, onde para os aquíferos intergranular e cárstico foi elaborada uma avaliação regional, e para o aquífero fraturado uma avaliação local. Vale ressaltar ainda que o estudo desenvolvido no aquífero cárstico representa uma abordagem meramente qualitativa em função da escassez de dados disponíveis para a região.

O início de cada estudo de caso traz uma contextualização física resumida, abordando aspectos gerais sobre geologia, geomorfologia, pedologia e hidrogeologia, relevantes para o entendimento dos processos atuantes em cada contexto. Em seguida são apresentados os resultados dos métodos aplicados, juntamente com as principais conclusões alcançadas. As bacias hidrográficas associadas às áreas estudadas tiveram seus limites individualizados a partir da base cartográfica digital, visando à posterior avaliação das assimetrias existentes entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas.

3.2 AQUIFERO INTERGRANULAR REGIONAL – ÁREA URUCUIA

3.2.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo localiza-se na região limítrofe entre os estados de Goiás e Bahia, na divisa dos municípios de Correntina-BA e São Domingos-GO. Essa área caracteriza um importante divisor hidrográfico regional, incluindo áreas drenadas tanto pelos afluentes da margem esquerda da bacia do Rio São Francisco, em seu médio curso, quanto pelos afluentes

da margem direita da bacia do Rio Tocantins-Araguaia. O acesso à área é feito principalmente por meio das rodovias BR-020 ou pelas BR-110 e BR-362, e subordinadamente por meio de estradas não pavimentadas nas imediações das fazendas (Fig. 3.1).

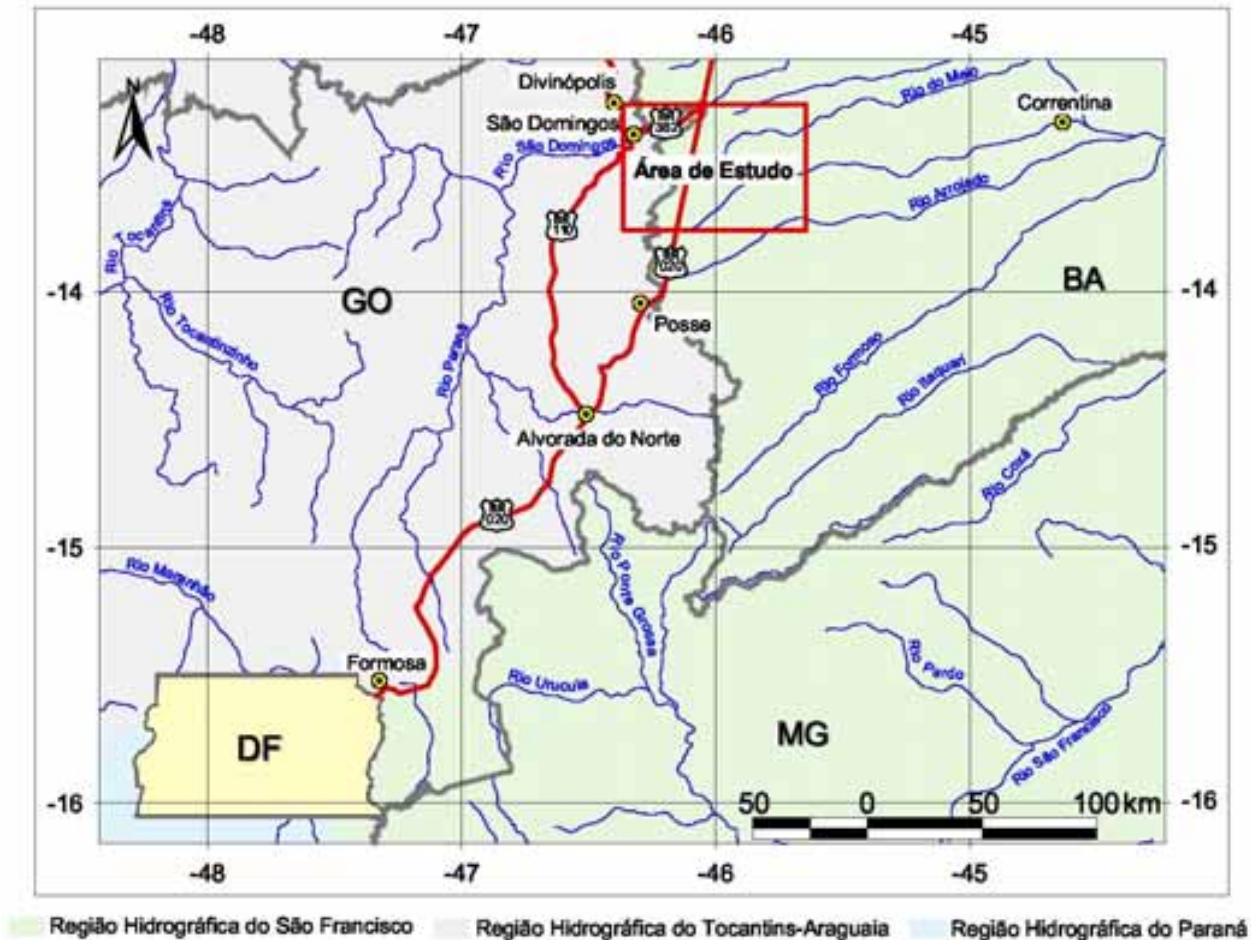


Figura 3.1 - Mapa de localização e vias de acesso da área, mostrando as regiões hidrográficas das quais fazem parte as bacias dos rios São Francisco e Araguaia-Tocantins.

3.2.2 Caracterização da área

3.2.2.1 Geologia

A Bacia Sanfranciscana possui forma alongada segundo a direção norte-sul, sendo representada basicamente pela cobertura sedimentar fanerozóica do Cráton São Francisco e pelas unidades de embasamento. Limita-se a sul com a Bacia do Paraná, a norte com a Bacia do Parnaíba, e a leste e oeste respectivamente com as bordas externas das faixas

Araçuaí/Espinhaço Setentrional e Brasília. Segundo Campos & Dardenne (1997a), o Alto do Paracatu, uma elevação regional do embasamento localizada na porção meridional da bacia, é responsável pela divisão da Bacia Sanfranciscana em duas sub-bacias: Abaeté, a sul, e Urucuia, no centro-norte.

A área estudada insere-se no contexto geológico da sub-bacia Urucuia, que tem seu embasamento, próximo a região de São Domingos, representado por três seqüências litológicas: do Arqueano, do Paleoproterozóico e do Neoproterozóico. De acordo com Silva *et al.* (1983), o embasamento arqueano é granito-gnáissico, com fácies calciossilicática e metabasitos localizados. O representante Paleoproterozóico inclui a Seqüência São Domingos, constituída essencialmente por rochas metassedimentares, com intercalações de metavulcânicas ácidas e básicas, além de intrusões de tonalito, monzogranito, granito, piroxenito e gabro que atravessam essa seqüência (Dávila & Kuyumjian, 2005). A seqüência Neoproterozóica, por sua vez, é representada pelas rochas pelito-carbonatadas do Grupo Bambuí que constitui a unidade de embasamento mais significativa da Bacia Sanfranciscana. Esse grupo é composto, da base para o topo, pelas seguintes formações: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Dardenne, 1978; Dardenne, 2000). Em geral, as unidades de embasamento afloram na porção oeste de área, no âmbito do estado de Goiás.

A cobertura sedimentar é composta por rochas pertencentes ao Grupo Urucuia o qual se apresenta amplamente distribuído pela Bacia Sanfranciscana, sustentando a Serra Geral de Goiás. De maneira geral, esse grupo corresponde a uma unidade homogênea, composta apenas pelas formações Posse, como unidade basal, e Serra das Araras, como unidade de topo (Campos & Dardenne, 1997b; Sgarbi *et al.*, 2001). A Formação Posse é constituída basicamente por quartzo arenitos e arenitos feldspáticos bem selecionados, enquanto a Formação Serra das Araras constitui-se de arenitos, argilitos e conglomerados.

De acordo com Campos & Dardenne (1997b), as coberturas recentes da Bacia Sanfranciscana são atribuídas à Formação Chapadão, sendo classificadas em aluvionares, coluvionares e eluvionares. As coberturas aluvionares são associadas às planícies de inundação das maiores drenagens, caracterizando-se por depósitos resultantes do retrabalhamento fluvial recente de materiais detríticos variados. As coberturas coluvionares resultam de pequenos retrabalhamentos das unidades fanerozóicas e da regressão das formas de relevo tabular elevado. As coberturas eluvionares por sua vez, compreendem as areias inconsolidadas, desenvolvidas a partir dos arenitos pertencentes às diversas unidades fanerozóicas, representando depósitos *in situ* ou pouco retrabalhados.

3.2.2.2 Geomorfologia

O contexto geomorfológico da área é essencialmente representado por dois domínios morfoestruturais: o domínio das “Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas” e o domínio dos “Crátons Neoproterozóicos” (IBGE, 2006).

Dentro do primeiro domínio ocorre a unidade de relevo “Chapadas do Rio São Francisco”, também conhecida como Chapadão do Oeste Baiano. Sua principal feição é a Serra Geral de Goiás que com cerca de 400 km de extensão, estabelece o limite do estado da Bahia com relação aos estados de Goiás e Tocantins a oeste, e em seu extremo norte com os estados do Maranhão e Piauí. Apresenta desnível de até 200m (Campos, 1996), com escarpas abruptas e abundante presença de colúvios, correspondendo a mais importante unidade de relevo presente na região, já que, contém a área de recarga do Sistema Aquífero Urucuia (Gaspar, 2006).

Bordejando a unidade de relevo anteriormente descrita em toda a sua extensão, ocorre a unidade “Patamares dos Rios São Francisco/Tocantins”, pertencente ao domínio “Crátons Neoproterozóicos”. Essa unidade corresponde a uma região de relevo ondulado, que constitui a superfície intermediária entre áreas topograficamente mais altas, representadas pela Serra Geral de Goiás, e áreas adjacentes de relevo mais baixo situadas a oeste (IBGE, 2006).

3.2.2.3 Pedologia

As classes de solos predominantes na área de estudo são os Latossolos Amarelos e Neossolos Quartzarênicos, seguidos pelos Cambissolos Háplicos e Gleissolos Háplicos, os quais ocorrem em proporções relativamente menores (IBGE & EMBRAPA, 2001).

De maneira geral, os Latossolos Amarelos são solos distróficos, com atividade biológica comum, textura franco arenosa, estrutura em blocos angulares e grãos simples (Freitas *et al.*, 2004). Relacionam-se a áreas de relevo plano a suave ondulado, correspondendo à classe de solo mais amplamente distribuída na área referente à unidade de relevo *Chapadas do Rio São Francisco* (IBGE, 2006).

Os Neossolos Quartzarênicos são solos profundos que ocorrem em porções relativamente restritas quando comparados aos Latossolos. Associam-se a condições de relevo plano, por vezes associados às calhas dos rios. Apresentam textura arenosa, sendo constituídos essencialmente por quartzo. Os Cambissolos possuem textura argilosa e

pedregosidade, ocorrendo na borda ocidental da Serra Geral de Goiás, onde o relevo é caracteristicamente suave ondulado a ondulado.

Os Gleissolos comumente distribuem-se por estreitas faixas de acumulação inundáveis, localizadas em amplos vales de fundo plano e raso, denominados “veredas”. Essas áreas ficam úmidas ou constantemente inundadas, constituindo as nascentes dos rios da margem esquerda da Bacia do Rio São Francisco.

A associação de fatores como, por exemplo, características físicas favoráveis da região, baixo custo das terras e elevada disponibilidade hídrica, contribuíram para a rápida expansão agrícola no oeste baiano, onde especificamente na área de estudo, predomina a monocultura de soja, milho e algodão em regime de sequeiro, além da prática da pecuária.

3.2.2.4 Hidrogeologia

Os sistemas aquíferos presentes na área de estudo são: o Sistema Aquífero Urucuia (SAU), no estado da Bahia, e o Sistema Aquífero Freático I (F₁), no estado de Goiás (Almeida *et al.*, 2006; Gaspar, 2006).

O Sistema Aquífero Urucuia corresponde ao conjunto de aquíferos que ocorrem no domínio do Grupo Urucuia, o qual se distribui na forma de uma superfície tabular sobre toda a área de abrangência da Sub-Bacia Urucuia. De maneira geral, representa um sistema do tipo intergranular, homogêneo e isotrópico, de elevada importância hidrogeológica. Entretanto, pequenas variações faciológicas dentro dessa unidade se refletem nas propriedades hidrodinâmicas do sistema aquífero, permitindo a diferenciação de subtipos aquíferos (Gaspar, 2006).

A área de estudo está relacionada a dois desses subtipos: o *aquífero livre regional* e o *aquífero livre profundo* . O primeiro subtipo sobrepõe-se aos demais, caracterizando-se principalmente por apresentar nível estático variável e por manter a perenidade e a elevada vazão específica da rede de drenagem da região do oeste baiano, que por sua vez contribui para a regularização da vazão do médio São Francisco nos períodos de seca. Já o segundo subtipo, apresenta nível estático profundo e seu fluxo de base alimenta as nascentes localizadas na base da Serra Geral de Goiás, mantendo os rios que correm na porção cárstica e cristalina da área.

O Sistema Aquífero Freático I por sua vez, localiza-se principalmente próximo a borda oeste da Serra Geral, sendo representado pelos Neossolos Quartzarênicos desenvolvidos a partir do colúvio de arenitos da Bacia Sanfranciscana. Compõem aquíferos intergranulares

rasos, contínuos, livres, de grande extensão lateral e alta importância hidrogeológica, principalmente no tocante aos aspectos de recarga dos reservatórios mais profundos e de regularização das vazões da rede de drenagem superficial (Almeida *et al.*, 2006).

3.2.3 Métodos Aplicados

3.2.3.1 Potenciometria

A potenciometria foi aplicada como principal ferramenta na avaliação da distribuição do fluxo subterrâneo da área, com vistas ao mapeamento da posição do divisor hidrogeológico. O segmento do divisor hidrográfico regional das bacias dos rios São Francisco e Araguaia-Tocantins, presente na área de estudo, foi traçado a partir dos dados de topografia disponíveis na base cartográfica digital, coincidindo aproximadamente com o limite dos estados da Bahia e Goiás, próximo à borda oeste da Serra Geral de Goiás.

Para a construção do mapa potenciométrico foi elaborado um inventário dos pontos d'água presentes na área, contemplando nascentes perenes e poços tubulares (Anexo 1). Com relação às nascentes, foram registradas a localização e a altimetria, primeiramente obtidas da base cartográfica e posteriormente confirmados em trabalho de campo. Em geral, as nascentes localizadas na borda oeste da Serra Geral, associadas às porções mais recortadas, ou seja, àquelas regiões onde a borda recua em direção ao estado da Bahia, ocorrem em altitudes médias de 800m. Já as nascentes posicionadas nas áreas onde a borda da serra possui conformação mais retilínea, ocorrem em cotas mais baixas, variando em torno de 750m.

As informações referentes aos poços foram adquiridas de um amplo cadastro elaborado para a região do oeste baiano por Gaspar (2006), o qual foi adensado na presente pesquisa buscando a melhor distribuição dos dados na área. As análises foram realizadas considerando-se o valor da cota piezométrica do poço, ou seja, o valor de altimetria referente ao poço, descontado o valor do nível estático medido. Entretanto, é importante ressaltar que devido à grande dificuldade de acesso aos poços ou até mesmo de obtenção do valor do nível estático na época de sua construção, o universo de poços cadastrados nessa região ainda é muito menor do que o efetivamente existente.

Os dados cadastrados foram utilizados para a construção de um mapa potenciométrico com o auxílio do *software* SURFER[®] versão 8.0. O método de interpolação adotado foi o da krigagem ordinária, escolhido em função da natureza regionalizada da variável “nível

potenciométrico” e da ausência de tendência ou deriva nos dados. As variáveis regionalizadas típicas são funções que descrevem fenômenos naturais que possuem distribuição geográfica, sendo assim uma superfície espacialmente correlacionável a distâncias relativamente curtas (Davis, 2002). O grau de continuidade espacial pode ser expresso por meio de um semivariograma, que depois de ajustado ao modelo mais apropriado, serve como ferramenta de ponderação. Tendo em vista que a maior variabilidade dos dados na área ocorre na direção EW, foi obtido um semivariograma nessa direção, com tolerância de 45°. O modelo que melhor se ajustou ao variograma experimental foi o *Rational Quadratic*, com *nugget effect* (efeito pepita).

Após o processo de interpolação foi construído um mapa de linhas equipotenciais representativo da superfície potenciométrica local, permitindo assim a definição do divisor hidrogeológico. De todos os dados integrantes do inventário, apenas três foram excluídos por apresentarem valores considerados anômalos. O mapa potenciométrico referente à porção do Sistema Aquífero Urucuaia presente na área estudada, mostrando a posição do divisor hidrogeológico e a distribuição dos pontos d'água, está representado na figura 3.2.

De maneira geral, a variável em questão apresenta boa correlação espacial, variando suavemente a distâncias da ordem de dezenas de quilômetros. Portanto, a distribuição e o espaçamento irregulares dos pontos de amostragem na área não afeta de forma significativa a qualidade dos resultados obtidos através da interpolação dos dados.

A figura 3.3 mostra a localização relativa entre os divisores hidrogeológico e hidrográfico. Nota-se a existência de assimetria entre os limites das bacias, onde a bacia hidrográfica comporta duas bacias hidrogeológicas: uma situada a leste do divisor hidrogeológico (oriental) e outra situada a oeste do mesmo (ocidental). Essa assimetria é mais forte nas porções em que a borda da serra apresenta conformação mais retilínea, sendo que nas demais regiões, a assimetria diminui significativamente, podendo até ser nula como observado na porção norte da área, na região das nascentes dos rios São Domingos e Grande.

A água de recarga que infiltra na região do divisor hidrogeológico, distribui-se tanto para a bacia hidrogeológica oriental quanto ocidental, onde a primeira contribui com o fluxo de base que mantém a rede de drenagem da bacia do Rio São Francisco e a segunda para as drenagens da bacia do Rio Araguaia-Tocantins. Portanto, a água que infiltra na área de aproximadamente 532km², situada entre os divisores superficial e subterrâneo, flui em direção ao estado do Goiás, mesmo que o fluxo superficial siga no sentido contrário (Fig. 3.4).

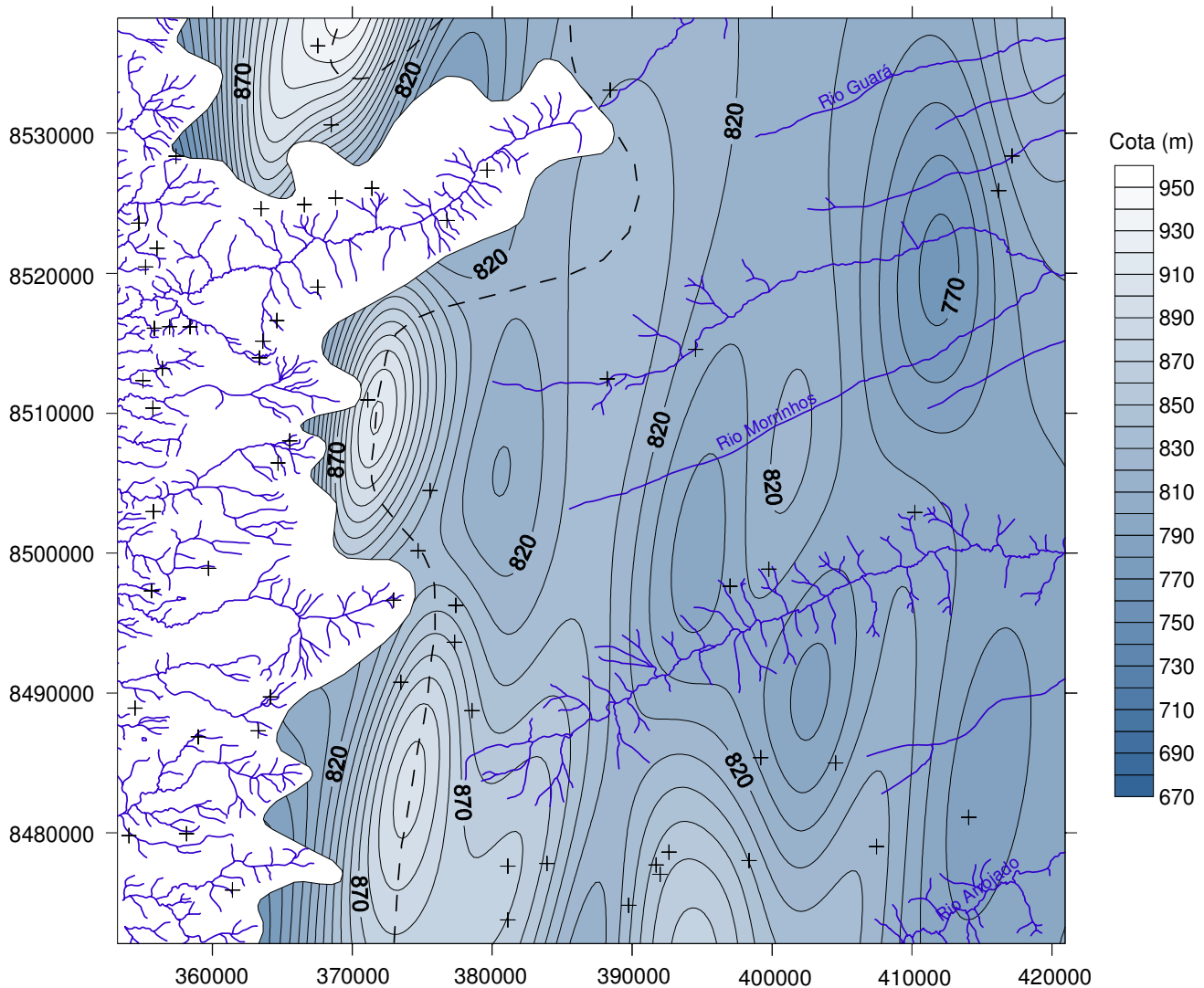


Figura 3.2 – Mapa potenciométrico referente à porção do Sistema Aquífero Urucua presente na área estudada, mostrando a distribuição dos pontos e a localização do divisor hidrogeológico (linha tracejada).

A determinação da assimetria existente entre as bacias hidrográfica e hidrogeológica nessa região levanta uma série de questões envolvendo fundamentalmente a proteção, manutenção e gestão do manancial hídrico subterrâneo. O fato de a bacia hidrogeológica ocidental estar sobrejacente tanto ao estado de Goiás quanto da Bahia, faz com que os dois estados estejam comprometidos com a gestão dessa bacia, devendo, portanto, haver um controle mútuo das atividades desenvolvidas, principalmente na área situada entre os dois divisores. Esse controle deve buscar garantir a proteção do aquífero contra, por exemplo, a percolação de contaminantes de elevado tempo de residência, já que comprometeria o abastecimento de água na região do extremo nordeste do estado de Goiás, e também contra a sobreexploração do aquífero que acarretaria no rebaixamento do nível d'água e conseqüente migração do divisor hidrogeológico.

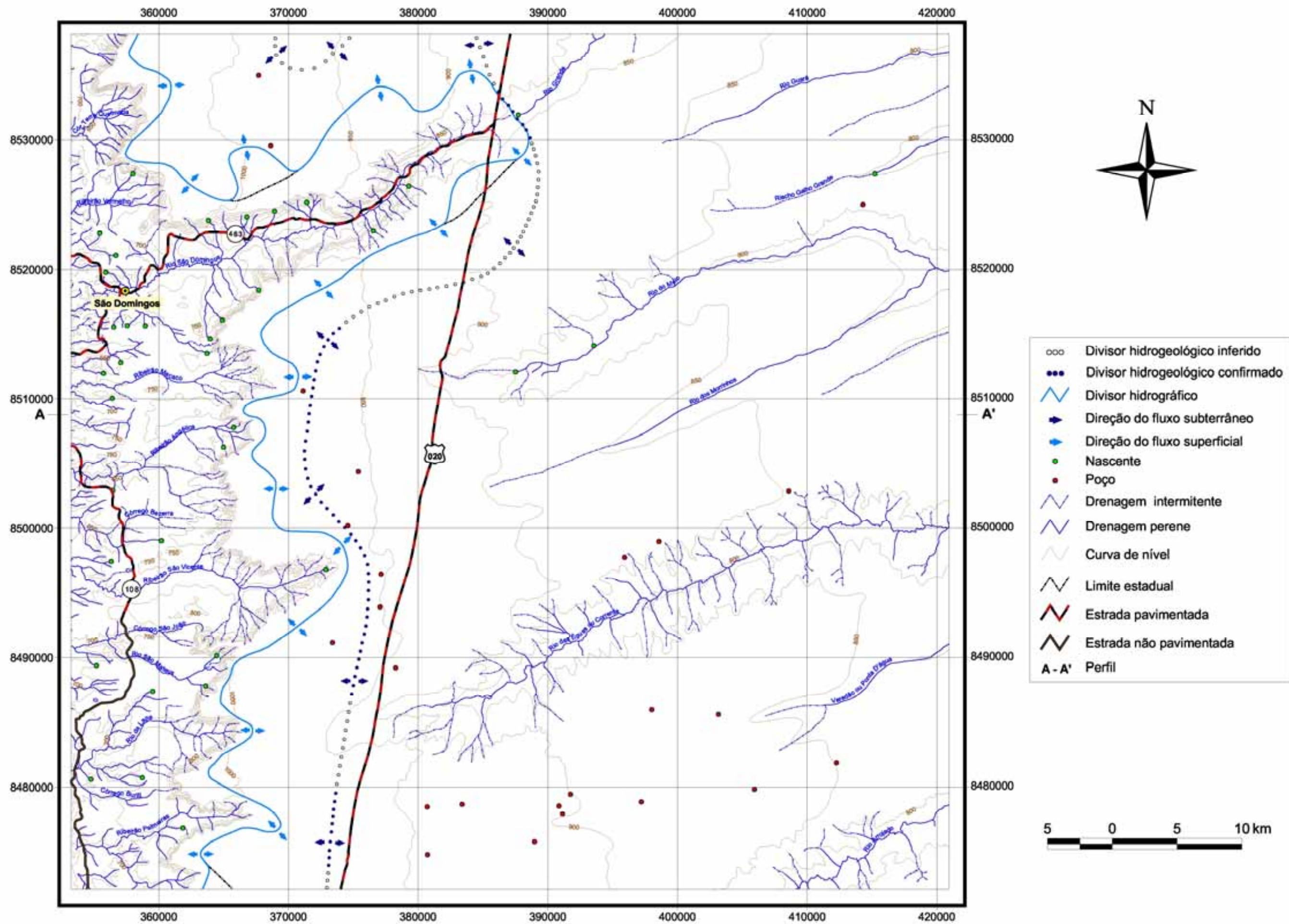


Figura 3.3 – Mapa indicando a assimetria existente entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas, mostrando ainda a distribuição dos pontos d’água e as direções de fluxo superficial e subterrâneo.

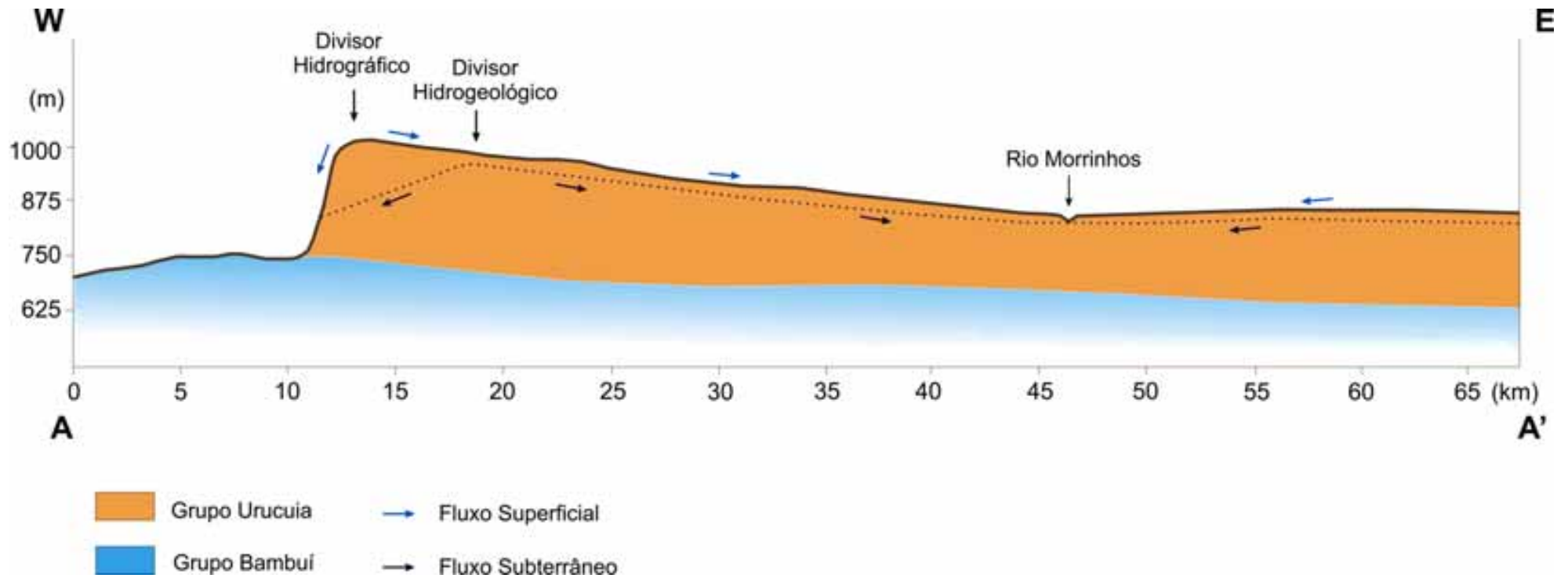


Figura 3.4 - Perfil AA' indicado no mapa da figura 3.3, ilustrando esquematicamente a sobreposição dos grupos Urucuia e Bambuí, além do posicionamento relativo dos divisores hidrográfico e hidrogeológico, com suas respectivas direções de fluxo (Exagero Vertical: 20x).

3.3 AQUÍFERO FRATURADO LOCAL – ÁREA CANASTRA

3.3.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo está situada na porção leste do Distrito Federal (DF), próximo ao divisor de duas grandes bacias hidrográficas, a Bacia do Rio São Bartolomeu e a Bacia do Rio Preto. Os métodos utilizados foram aplicados em uma região pertencente ao Núcleo Rural Assentamento Três Conquistas, inserido no âmbito da Bacia do Alto Rio Jardim, a principal sub-bacia do Rio Preto. O acesso é feito partindo-se de Brasília pela DF-130 rumo a Unaí, como mostrado na figura 3.5.

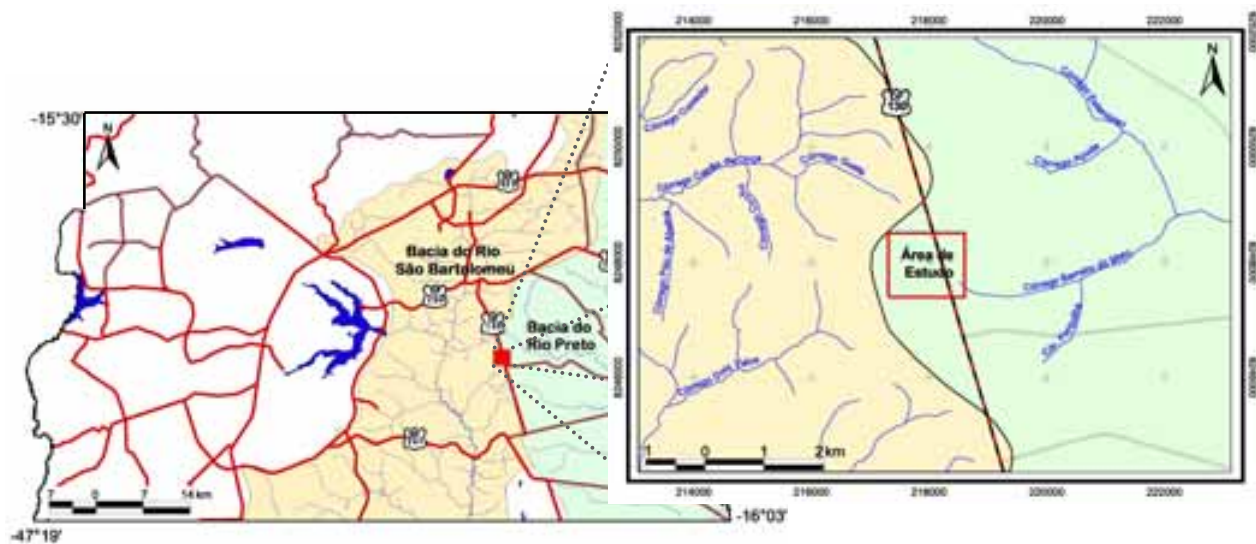


Figura 3.5 – Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo, mostrando a posição da área estudada com relação às bacias hidrográficas do Rio São Bartolomeu e Preto.

3.3.2 Caracterização da área

3.3.2.1 Geologia

O Distrito Federal localiza-se na porção central da Faixa de Dobramentos Brasília (Marini *et al.*, 1981), mais especificamente na zona de transição entre as porções interna (maior grau metamórfico) e externa (menor grau metamórfico) dessa faixa (Campos, 2004). Nessa região afloram rochas atribuídas a quatro conjuntos litológicos, representados pelos

grupos Canastra, Paranoá, Araxá e Bambuí, além de suas respectivas coberturas de solos residuais ou coluvionares (Campos, 2004).

Esses conjuntos litológicos são compostos essencialmente por metassedimentos de baixo grau metamórfico que representam o fechamento de bacias oceânicas em diferentes contextos sedimentares. Falhas de empurrão marcam o contato regional entre as unidades, onde todo o conjunto apresenta-se intensamente fraturado com padrão estrutural complexo marcado pela superimposição de dobramentos com eixos ortogonais (Campos & Freitas-Silva, 1998). Na área escolhida para o desenvolvimento da pesquisa ocorrem somente rochas pertencentes ao Grupo Canastra, que será descrito na seqüência.

O Grupo Canastra é constituído essencialmente por metassedimentos psamíticos e pelíticos de idade meso/neoproterozóica que ocupam cerca de 15% da área total do DF (Campos, 2004). Distribui-se de maneira restrita ao longo dos vales dos rios São Bartolomeu, na porção central do DF, e Maranhão, localizado em sua porção centro-norte (Campos, 2004). Freitas-Silva & Dardenne (1994), dividiram o Grupo Canastra em três formações, sendo elas respectivamente da base para o topo, as formações Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões. Os litotipos observáveis no DF são correlacionáveis somente às formações Serra do Landim e Paracatu (Freitas-Silva & Dardenne, 1994).

A Formação Serra do Landim é basicamente constituída por calcita-dolomita-clorita-sericita filitos, freqüentemente intercalado com lentes ou até mesmo níveis contínuos de quartzitos finos no topo. Um nível de transição característico composto por quartzo-sericita-clorita filito cinza escuro, rico em matéria orgânica, marca o limite entre essa formação e a subsequente (Zini *et al.*, 1988; Freitas-Silva, 1991; Freitas-Silva & Dardenne, 1992).

A Formação Paracatu é representada por filitos com intercalações de quartzitos e ocasionalmente mármores, podendo ser dividida, da base para o topo, em dois membros: Morro do ouro, composto predominantemente por filitos carbonosos e Serra da Anta, constituído por sericita-clorita-quartzo filitos (Freitas-Silva & Dardenne, 1992; Freitas-Silva, 1996).

3.3.2.2 Geomorfologia

O Distrito Federal situa-se em uma das porções mais elevadas do Planalto Central do Brasil, onde se encontram as cabeceiras de afluentes dos três maiores rios brasileiros – o Rio Maranhão (afluente do Rio Tocantins), o Rio Preto (afluente do Rio São Francisco) e os rios São Bartolomeu e Descoberto (afluentes do Rio Paraná) (Campos, 2004).

Estudos específicos na região foram desenvolvidos por diversos autores, com destaque para Novaes Pinto & Carneiro (1984), Maio (1986), Novaes Pinto (1986ab, 1987, 1994ab) e Martins & Baptista (1998).

A evolução morfodinâmica do DF é condicionada por fatores como clima, vegetação, evolução dos perfis de alteração, estruturação neotectônica e processos de incisão de vales nas amplas chapadas elevadas. As áreas representativas dos compartimentos geomorfológicos incluem as regiões de Chapadas, Regiões de Dissecação Intermediária, Regiões Dissecadas de Vales, Regiões de Rebordos e Regiões de Escarpas (Campos, 2004), obedecendo a um forte controle litoestrutural que reflete o padrão regional brasileiro de domos e bacias (Martins & Baptista, 1998).

A área de estudo está inserida num contexto dominado por três compartimentos geomorfológicos: Região de Chapada, correspondente ao divisor das bacias São Bartolomeu e Preto; Região Dissecada de Vales, referente ao curso superior do Rio São Bartolomeu; e Regiões de Dissecação Intermediária, correspondente ao vale do Rio Preto (Novaes Pinto, 1994a).

3.3.2.3 Pedologia

De acordo com o trabalho de Reatto *et al.* (2004), a área de estudo pode ser caracterizada como a zona de transição entre dois tipos principais de classes de solos, os Latossolos e os Cambissolos. Nessa região, esses dois tipos pedológicos ocorrem associados por uma extensa zona, abrangendo as bacias dos rios São Bartolomeu e Preto.

Em geral, os Latossolos correspondem a solos altamente intemperizados, resultantes da remoção de sílica e de bases trocáveis do perfil. Dessa forma, grande parte dos minerais encontrados nesse tipo de solo é secundário, sendo representados principalmente pelos minerais do grupo da caulinita, óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxidos de Fe e Al, como a hematita, gohetita e gibbsita. O quartzo em função de sua forte resistência ao intemperismo, persiste como mineral primário residual no perfil de alteração. Os representantes da classe dos Latossolos presentes na área são o Latossolo Vermelho (LV) e o Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA). Caracterizam-se por serem solos profundos e acentuadamente drenados, encontrando-se associados a regiões de relevo plano a suave-ondulado, onde a classe LV ocorre principalmente na área da bacia do Rio Preto, enquanto a classe LVA está presente no divisor São Bartolomeu-Preto (Martins *et al.*, 2004).

Os Cambissolos por sua vez, são solos que apresentam horizonte subsuperficial submetido a pouca alteração física e química, sendo comum a presença de minerais primários facilmente intemperizáveis e teores mais elevados de silte, indicando baixo grau de intemperização. Ocorrem associados a relevos ondulados e forte-ondulados, relacionados às vertentes da bacia do Rio São Bartolomeu (Martins *et al.*, 2004).

3.3.2.4 Hidrogeologia

Na região do Distrito Federal podem ser individualizados dois grandes grupos de aquíferos: o Domínio Intergranular e o Domínio Fraturado. Devido à grande variação de tipos litológicos dentro das diversas unidades litoestratigráficas, esses sistemas aquíferos foram subdivididos em subsistemas, permitindo assim sua melhor caracterização (Campos & Freitas-Silva, 1998).

Os aquíferos pertencentes ao Domínio Intergranular são caracterizados pelos meios geológicos com porosidade inter grãos (porosidade primária), representados basicamente pelos solos, manto de alteração das rochas e pela matéria acumulada em calhas de drenagens. De maneira geral, são homogêneos, apresentam espessuras que variam de poucos centímetros a 80m, grande extensão e continuidade lateral, sendo classificados como livres e/ou suspensos. Esse domínio foi dividido em quatro sistemas: P₁, P₂, P₃ e P₄. Os três primeiros sistemas caracterizam-se por apresentar espessuras maiores que 5m e condutividades hidráulicas respectivamente alta, média e baixa. O sistema P₄ caracteriza-se por apresentar espessuras menores (<2,5m), e condutividade hidráulica baixa. A importância desse domínio está relacionada ao fato deste representar a transição entre as zonas vadosa e saturada do aquífero, incluir a região onde se iniciam os processos de recarga natural e ainda possibilitar a manutenção da perenidade de drenagens em períodos de seca.

Já os aquíferos relacionados ao Domínio Fraturado caracterizam-se pelo desenvolvimento de porosidade secundária, associada às juntas ou falhas armazenadoras de água. Por estarem restritos a zonas que variam de alguns metros a centenas de metros, os aquíferos pertencentes a esse domínio são livres ou confinados, possuem extensão lateral variável, são fortemente anisotrópicos e heterogêneos, compondo um sistema de águas subterrâneas profundas. No DF esse domínio foi dividido por Campos & Freitas-Silva (1998) em quatro sistemas aquíferos: Paranoá, Canastra, Bambuí e Araxá. O sistema Paranoá foi ainda subdividido nos subsistemas S/A, A, Q₃/R₃, R₄ e PPC, e o sistema Canastra nos subsistemas F e F/Q/M. As águas pertencentes a esse domínios apresentam menor exposição à

contaminação, já que, os aquíferos do Domínio Intergranular sobrepostos funcionam como um filtro natural, protegendo as águas profundas. A recarga desse domínio se dá através do fluxo lateral e vertical das águas de infiltração a partir da precipitação pluviométrica.

Na área de estudo ocorrem aquíferos associados tanto ao Domínio Intergranular, representado pelos sistemas P₂, quanto ao Domínio Fraturado, representado pelo sistema Canastra (subsistema F).

3.3.3 Métodos aplicados

3.3.3.1 Ensaio de Traçador e Potenciometria

Com o intuito de avaliar a direção do fluxo subterrâneo, realizou-se um ensaio de traçador com a aplicação de uma solução de água e cloreto de sódio (NaCl), substância escolhida em função do baixo custo, facilidade de detecção e baixa adsorção. A interação do sal com a água forma uma solução eletrolítica que aumenta a condutividade elétrica natural da água, permitindo assim, a medição do tempo de chegada do traçador nos pontos de coleta (Käss, 1998).

A área escolhida para a realização do ensaio de traçador caracteriza-se por possuir gradiente moderado e contar com um conjunto de cinco poços de observação instalados em pontos estratégicos com relação à topografia, visando ao monitoramento do nível freático e a realização de ensaios traçadores (Fig. 3.6). Os poços de observação estão vinculados a um projeto de pesquisa desenvolvido a partir de um convênio entre a Universidade de Brasília e a EMBRAPA – CPAC, no âmbito do Programa PRODETAB, que contou com financiamento do Banco Mundial.

O projeto construtivo é semelhante para os cinco poços, consistindo basicamente de unidades com 12m de profundidade total, contando da base para o topo da seção perfurada com seis metros de filtros com ranhuras verticais de 1mm de abertura e pré-filtro pérola de granulometria de 3 a 7mm, preenchendo o espaço anelar ao longo de cerca de 8m. Na porção superior da seção, foram instalados seis metros de revestimento com isolamento de lama de bentonita. O tubo de revestimento e os filtros são de PVC geomecânico de 50mm de diâmetro nominal e todos os poços de observações são protegidos por lajes de concreto na extremidade superior, *cap* de PVC e cadeado. Os valores das distâncias relativas entre os poços são apresentados na tabela 3.1 e dados como posição geográfica, altimetria e valores do *background* de condutividade elétrica de cada poço de observação, na tabela 3.2.

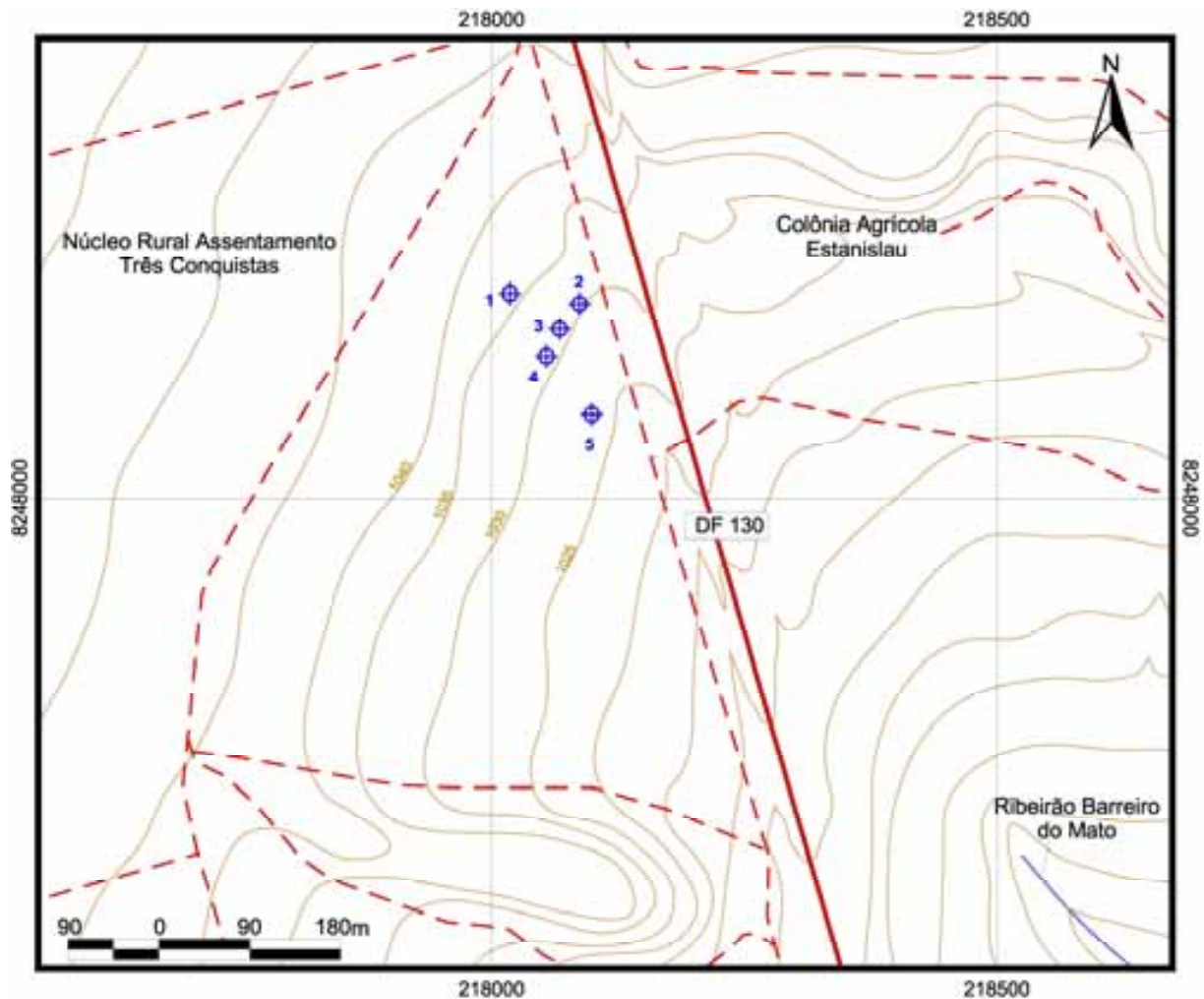


Figura 3.6 - Mapa mostrando a distribuição dos poços de observação utilizados no ensaio de traçador.

A descrição obtida durante a perfuração também foi idêntica para os cinco poços, apresentando 0,5m de material pouco mais enriquecido em matéria orgânica (incluindo horizontes A e AB), cerca de 2,5m aproximadamente de *pedum* bastante bioturbado (horizonte BW vermelho - amarelo) e 3m de saprolito rosado proveniente do intemperismo de filitos (horizonte C). Todos os horizontes descritos apresentaram textura argilosa. Portanto, os poços de observação estão inseridos no aquífero intergranular representado pelo solo, com profundidades restritas que alcançam até o saprolito.

Embora outros ensaios traçadores tenham sido desenvolvidos nesta mesma área, um novo ensaio foi realizado especificamente para a presente pesquisa. Neste caso, os dados anteriormente levantados forneceram importantes informações como o sentido e a velocidade do fluxo subterrâneo, auxiliando na definição dos pontos de injeção e coleta, no tipo e quantidade de traçador a ser utilizado, e no planejamento do tempo total do ensaio e dos intervalos de amostragem.

Tabela 3.1 - Distância relativa entre o poço de injeção e os demais poços de observação utilizados no ensaio de traçador.

Relação entre os poços de observação	Distância (m)
P ₁ – P ₂	97
P ₁ – P ₃	73
P ₁ – P ₄	65
P ₁ – P ₅	144

Tabela 3.2 - Dados de altitude (m), coordenadas planas (UTM) e background da condutividade elétrica ($\mu\text{S/cm}$) para os cinco poços de observação utilizados no ensaio de traçador.

Poço de Observação	Altitude (m)	Coordenadas (UTM)	Background de CE ($\mu\text{S/cm}$)
1	1034,8	8248169/ 217996	-
2	1030,0	8248193/ 218087	5,11
3	1030,7	8248163/ 218067	5,27
4	1030,4	8248143/ 218051	9,87
5	1028,0	8248088/ 218110	18,5

O poço de observação 1 foi escolhido como ponto de injeção da solução salina elaborada a partir da dissolução de 30Kg de NaCl em aproximadamente 220L de água, sendo os pontos de amostragem os poços 2, 3, 4 e 5. A solução foi injetada diretamente na zona saturada com o auxílio de uma mangueira plástica, sob condições de fluxo constante e durante cerca de 15min. O tempo total do ensaio foi de 28h, sendo as amostragens desenvolvidas primeiramente em intervalos de 20min, passando para intervalos de 40min após 11h, onde a cada amostragem eram avaliadas a condutividade elétrica e a temperatura da água, parâmetro que influencia diretamente a condutividade elétrica. Os dados obtidos no ensaio traçador estão organizados na forma de tabela no Anexo 2 e representados no gráfico de concentração *versus* tempo da figura 3.7.

A turbulência do fluxo observada nos ensaios traçadores não era esperada, uma vez que em meios intergranulares comumente desenvolve-se fluxo laminar. Nesse caso, a ocorrência desse tipo de fluxo se deve essencialmente à presença de intensa bioturbação na área, representada por raízes queimadas de pinheiros que formam extensos condutos verticais e laterais, e ainda pela presença frequente de formigueiros e cupinzeiros (Fig. 3.8).

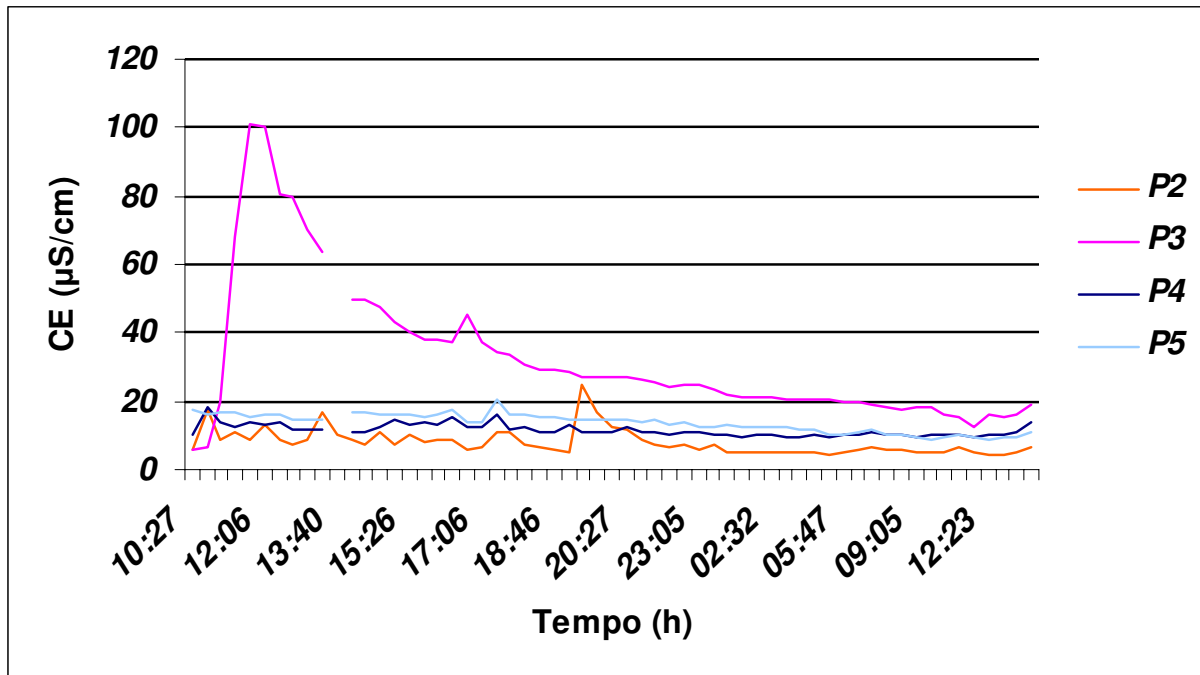


Figura 3.7 - Curva condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) x tempo (horas) para os dados obtidos no ensaio de traçador.



Figura 3.8 – Intensa bioturbação relacionada à presença de profundas raízes queimadas de pinheiros (a e b), formigueiros e cupinzeiros (c e d).

As informações obtidas através do ensaio de traçador mostraram que o fluxo subterrâneo não acompanha a topografia do terreno, que apresenta declividade mais acentuada na direção dos poços de observação 4 e 5. Ao contrário, a pluma seguiu uma orientação preferencial S55E, passando com elevadas concentrações no poço 3, e com concentrações relativamente mais baixas nos poços 2 e 4, marcando os limites laterais da pluma, já que o poço 5 não registrou a influência de sua passagem, mantendo os valores de CE, em geral, abaixo do *background*. As pequenas oscilações positivas nos valores de condutividade elétrica com relação ao *background* nesse poço se devem principalmente a sutis variações na temperatura.

A canalização do fluxo em direção ao poço de observação 3 deve-se provavelmente à presença de planos de fraturas no saprolito que provocam um rebaixamento local do aquífero intergranular subjacente, na região do poço 3 (Fig 3.9). Além disso, dados de condutividade hidráulica obtidos em ensaios anteriores indicaram que os poços de observação 2 e 3 possuem condutividades hidráulicas mais elevadas que os demais poços, sugerindo a existência de heterogeneidade no meio, embora os poços de observação estejam inseridos em meio intergranular. O poço 5 provavelmente integra outro sistema de fluxo hidrogeológico, pois além de não ter detectado a passagem da pluma, apresenta valores de condutividade hidráulica inferiores aos verificados nos demais poços de observação.

Assim, embora fosse esperado que o fluxo subterrâneo descrevesse um meio isotrópico homogêneo, os contrastes observados nos valores de condutividade hidráulica aliados às informações obtidas através do ensaio de traçador sugerem a existência de um sistema de fluxo diferenciado na área de estudo, caracterizando a presença de divisores de fluxo subterrâneo que individualizam as sub-bacias hidrogeológicas I, II e III (Fig. 3.10).

Por fim, foi elaborada uma avaliação qualitativa das medidas potenciométricas correspondentes aos cinco poços de observação utilizados no ensaio de traçador. Essas medidas foram efetuadas mensalmente, durante o período de 2003 a 2007, sendo utilizada nessa pesquisa somente a seqüência de dados referente ao ano de 2006. Essa seqüência foi escolhida por corresponder uma medida anual completa, cuja média se assemelha àquela calculada para o conjunto todo. Esses dados estão organizados no Anexo 3, e representam a distância em metros da superfície do terreno até o respectivo nível d'água.

A potenciométrica da área indica um alto no nível freático na posição do poço de observação 4, que divide o fluxo tanto em direção aos poços 1, 2 e 3, quanto em direção ao poço 5. Esses dados não corroboram os resultados obtidos através da aplicação do ensaio traçador, embora igualmente indiquem que o poço de observação 5, que apresenta o nível

freático mais profundo, realmente integra um sistema de fluxo subterrâneo distinto. Vale ressaltar que se a área contasse com uma rede de poços de observação mais densa e regularmente espaçada, provavelmente as medidas indicariam a presença dos dois divisores hidrogeológicos mapeados no ensaio de traçador. Fica destacada também a importância da aplicação conjunta de ferramentas de investigação, uma vez que os resultados adquiridos a partir da aplicação de um método, possibilitam não só a confirmação, mas também a avaliação crítica dos dados resultantes da aplicação de outro método, aumentando assim a confiabilidade do estudo.

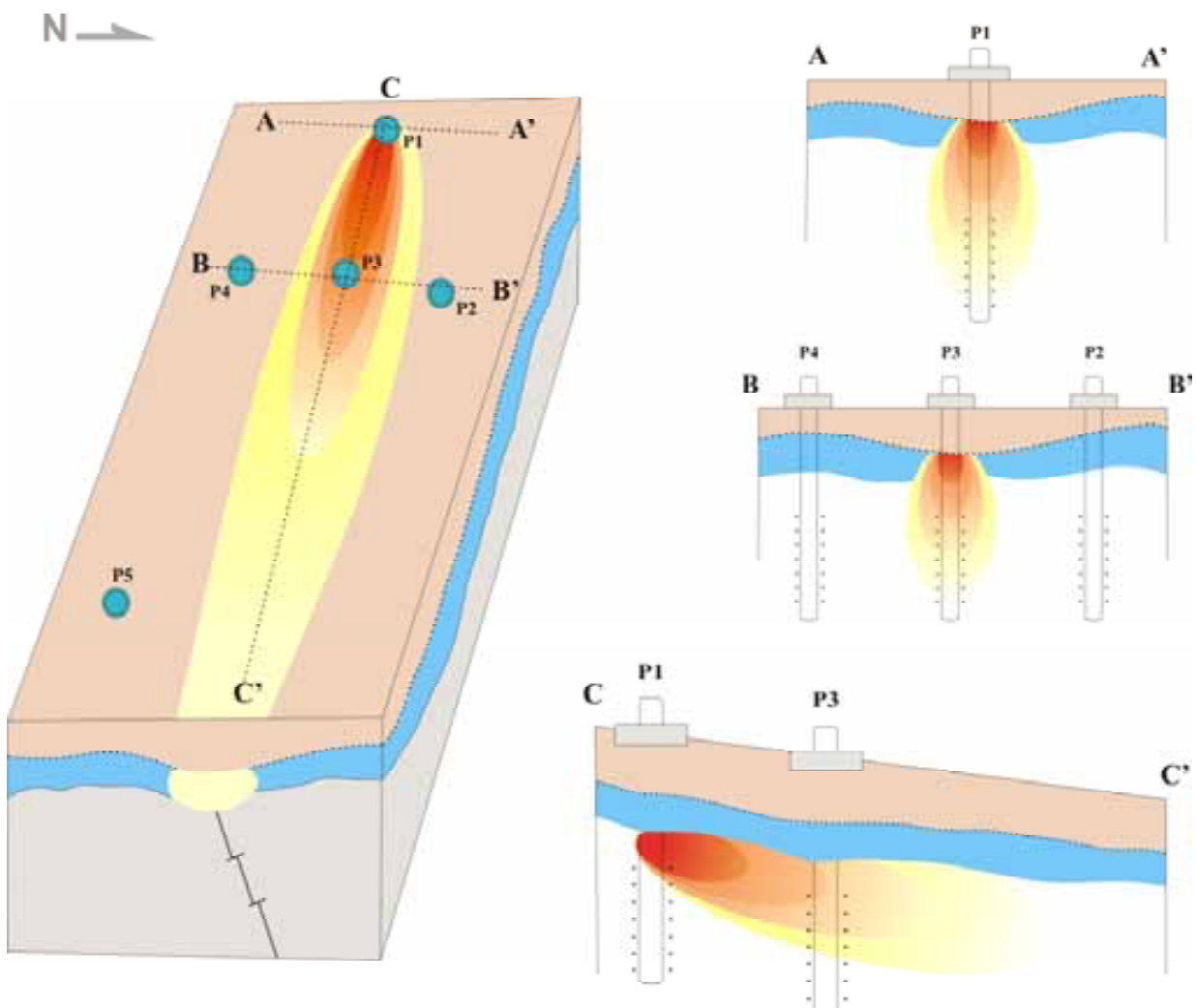


Figura 3.9 – Bloco diagrama ilustrando o comportamento da pluma salina. Na superfície horizontal está representada a projeção do fluxo subterrâneo. As seções AA' e BB' ilustram o grau de confinamento lateral da pluma. A seção CC' esquematiza o avanço da pluma no meio intergranular subjacente, controlado pela presença da zona de fratura (modificado de Lousada, 2005).

A melhor compreensão das direções de fluxo subterrâneo a partir do mapeamento dos divisores hidrogeológicos presentes na área estudada mostram a importância do desenvolvimento de medidas efetivas de gestão das águas subterrâneas na região, visto que o fluxo subterrâneo caracteriza um meio anisotrópico e não segue a topografia do terreno, contrariando o esperado. Além disso, estudos recentes demonstram que as águas contidas nas porções mais rasas dos aquíferos freáticos possuem idade média maior que cinco anos e as águas profundas idades superiores a 30 anos (Lousada, 2005), intensificando ainda mais a necessidade proteção do aquífero.

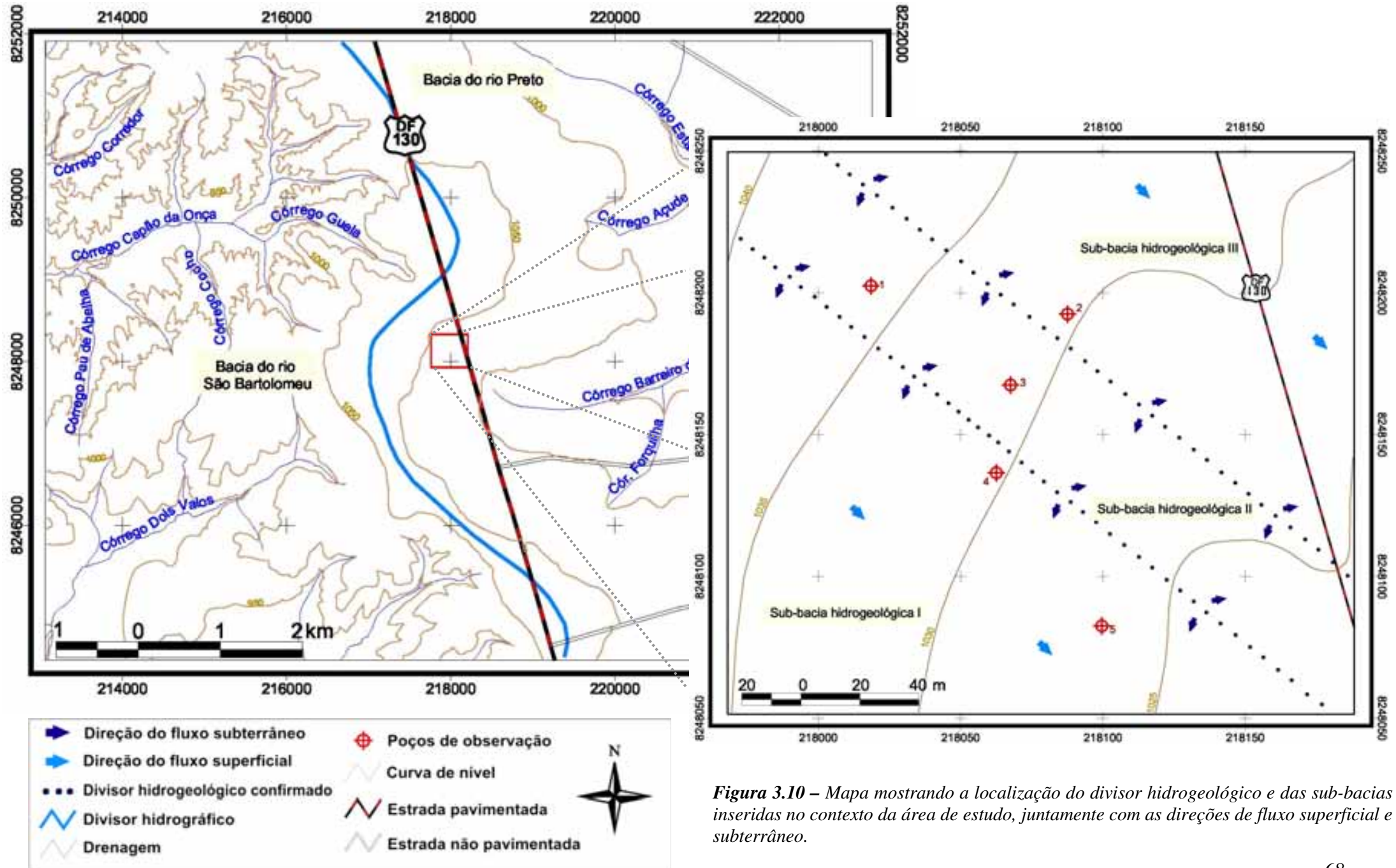


Figura 3.10 – Mapa mostrando a localização do divisor hidrogeológico e das sub-bacias inseridas no contexto da área de estudo, juntamente com as direções de fluxo superficial e subterrâneo.

3.4 AQUÍFERO CÁRSTICO REGIONAL – ÁREA BAMBUÍ

3.4.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo localiza-se dentro dos limites do Parque Estadual Terra Ronca, inserido no contexto do Distrito Espeleológico de São Domingos (GO). A área é marcada pela presença de um importante divisor hidrográfico local de direção aproximadamente NS, representado pela Serra do Calcário, a qual estão associados diversos sistemas cársticos subterrâneos, dentre eles o sistema “Terra Ronca-Malhada” e o “São Mateus-Imbira”, que serão avaliados na presente pesquisa. O principal acesso a partir de Brasília é feito pela BR-020 seguindo até os municípios de Posse (GO) e Guarani (GO), de onde se segue por estrada não pavimentada até o povoado de São João, situado no interior do Parque Estadual Terra Ronca (Fig. 3.11).

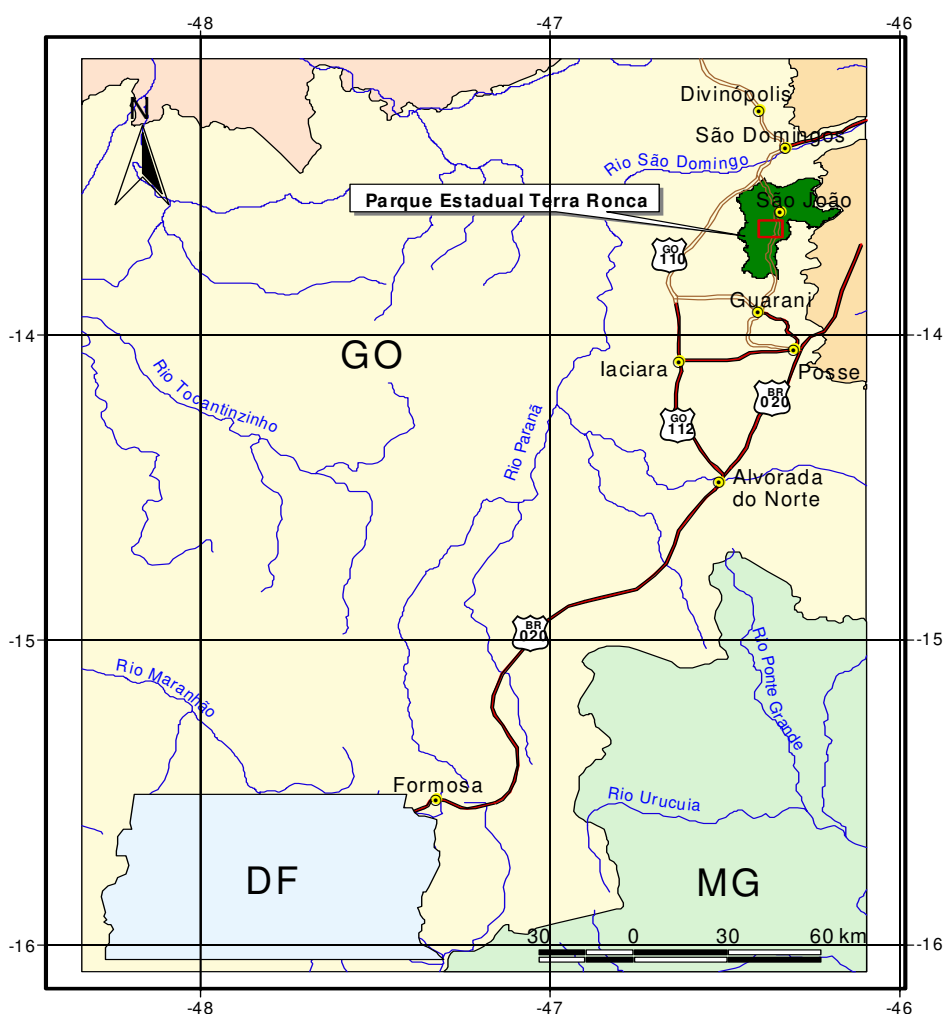


Figura 3.11 – Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo (indicada em vermelho).

3.4.2 Caracterização da área

3.4.2.1 Geologia

O contexto geológico do Distrito Espeleológico de São Domingos, no âmbito da área de estudo, é representado basicamente por rochas pertencentes tanto à Sequência Sedimentar São Domingos (SSD) e seu embasamento, quanto ao Grupo Bambuí.

O embasamento da SSD aflora nas porções norte e sul da mesma, compreendendo gnaiss granodiorítico, localmente migmatítico, com intercalações de rocha metabásica e calcio-silicática. O contato do embasamento com a SSD é tectônico e as paragêneses minerais indicam metamorfismo em fácies anfibolito (Dávila & Kuyumjian, 2005).

De maneira geral, a SSD é constituída de rochas metassedimentares intercaladas com metavulcânicas ácida e básica, metamorizadas em fácies xisto verde. Na porção centro-sul dessa sequência predomina sericita filito ferruginoso, com intercalações de clorita-filito, filito carbonoso e, menos freqüentemente, quartzito e metachert. Na porção norte comumente ocorrem xistos (muscovita-granada-biotita-quartzo xisto e biotita-granada-quartzo xisto) e na porção central, metagrauvas contendo fragmentos de filitos e metavulcânica ácida. Exclusivamente associados à porção central, ocorrem ainda níveis pouco espessos de riolito a riolacito, transformados em muscovita xisto feldspático e intercalados em filitos (Dávila & Kuyumjian, 2005).

Intrusões de tonalito, monzogranito, granito, piroxenito e gabro recortam a SSD. Os corpos de tonalito, com variações locais para diorito e monzogranito, estão principalmente localizados a norte e sudoeste de São Domingos, apresentando forma aproximadamente circular e evidências da atuação de processos hidrotermais. As intrusões de granito ocorrem a oeste de São Domingos, sendo reconhecidos três tipos faciológicos: biotita granito, granito porfirítico e gabro-diorito; albita-granito ocorre na forma de diques que cortam o tonalito. A principal intrusão básica-ultrabásica ocorre a noroeste de São Domingos, constituindo um corpo de forma aproximadamente circular, sustentado por metapiroxenito e metagabro (Dávila & Kuyumjian, 2005).

O Grupo Bambuí por sua vez, apresenta um empilhamento estratigráfico que pode ser reconhecido em âmbito regional ao longo de toda a borda oeste do Cráton São Francisco. Corresponde a uma sedimentação glacio marinha, representada, da base para o topo, por seis formações: Jequitaiá, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade de Três Marias (Dardenne, 1978). Essa sucessão sedimentar foi depositada em ambiente de

plataforma estável epicontinental, sendo possível o reconhecimento de três megaciclos sedimentares transgressivos: Megaciclo I - representado pela Formação Sete Lagoas, consiste de sedimentos argilo carbonatados; Megaciclo II - inclui as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, sendo caracterizado por sedimentos argilo carbonatados; Megaciclo III - é representado pelas Formações Serra da Saudade e Três Marias, correspondendo a uma sedimentação argilo arenosa (Dardenne 1978; 1981).

Na área de estudo ocorrem somente rochas pertencentes à Formação Sete Lagoas, que é representada por uma seqüência pelítica e margosa onde se intercalam lentes, de dimensões variadas, de calcários e dolomitos. Em vários locais essa formação assenta-se diretamente sobre o embasamento granito-gnáissico e embora apresente notáveis variações de espessura, mostra uma relativa constância no seu empilhamento estratigráfico (Almeida *et al.*, 2006).

3.4.2.2 Geomorfologia

Seguindo a classificação proposta por Latrubesse (2005), Almeida *et al.* (2006) caracterizaram a geomorfologia dos sistemas cársticos do estado do Goiás, aplicando uma classificação do tipo genética, organizada em vários níveis, sendo observadas as categorias de Sistemas Denudacionais e as de Sistemas Agradacionais, de acordo com a dominância das geofomas erosivas (denudacionais) ou deposicionais (agradacionais).

Assim, de acordo com esses autores, os sistemas cársticos presentes na área de estudo encontram-se principalmente associados aos sistemas *Superfície Regional de Aplainamento* (SRA-IVA) e *Zona de Erosão Recuante* (ZER). De maneira geral, o Sistema SRA-IVA corresponde a uma área aplainada situada entre as cotas de 400-500m no Vale do Paranã, desenvolvido sobre rochas pouco resistentes à erosão, pertencentes ao Grupo Bambuí. Nessa região ocorrem colinas alongadas que, na área de estudo, são sustentadas por calcários e dolomitos da Formação Sete Lagoas, geralmente atingindo cotas de 700 a 800m, embora em alguns casos alcancem até 1000m de altitude. A principal feição geomorfológica representativa desse sistema presente na área é a Serra do Calcário, uma longa cadeia de colinas cujos pontos mais altos atingem cerca de 1000m a sul de São Domingos (Figs. 3.12 e 3.13). Trata-se do domínio carstificado de São Domingos, atravessado por diversos rios que se perdem e ressurgem após vários quilômetros de percurso subterrâneo (Rodet, 1994).

As superfícies regionais de aplainamento estão escalonadas em distintas cotas e encontram-se geralmente delimitadas por escarpas de erosão, denominadas de Zonas de

Erosão Recuante (ZER). Na área estudada, a ZER erode com forte dissecação a Serra Geral de Goiás, formando o Vale do Paranã.



Figura 3.12 - Serra do Calcário inserida no contexto do domínio carstificado de São Domingos.



Figura 3.13 - Detalhe de feição típica da Serra do Calcário.

3.4.2.3 Pedologia

Na área de estudo ocorrem basicamente duas classes de solos: os Neossolos Litólicos e os Cambissolos. A classe predominante é a dos Neossolos litólicos, que correspondem a solos minerais pouco profundos, com rochosidade e pedregosidade característicos (Almeida *et al.*, 2006). Os cambissolos ocorrem apenas em porções restritas, apresentando como principais características o fato de serem solos pouco evoluídos, geralmente pedregosos, bem drenados e pouco espessos. De maneira geral, esses solos ocorrem associados a exposições rochosas em áreas de relevo acidentado ou sobre relevo arrasado (Almeida *et al.*, 2006).

3.4.2.4 Hidrogeologia

Segundo Almeida *et al.* (2006), a área de estudo está associada ao sistema aquífero profundo de porosidade cárstica, que ocorre em regiões onde as rochas carbonáticas apresentam vasta continuidade lateral ou vertical, de forma que o processo de dissolução cárstica possa se desenvolver amplamente, com abertura de espaços maiores que um metro. Dessa forma, esses sistemas estão comumente associados a drenagens subterrâneas de fluxo turbulento, similares aos cursos superficiais.

O subsistema Cárstico presente é o SABc, representado pela Formação Sete Lagoas onde há exposições contínuas de rochas carbonáticas, com desenvolvimento de paisagem cárstica típica, com inúmeras cavernas, dolinas, sumidouros e ressurgências, drenagem superficial intermitente e vegetação caducifólia característica (Almeida *et al.*, 2006).

3.4.3 Métodos Aplicados

A expedição Espeleológica Franco-Brasileira Goiás 94 e 95, desenvolvida no Carste São Domingos (Pré-Cambriano), foi responsável pela topografia detalhada de diversas cavernas da região, contando inclusive com a descoberta de novas galerias subterrâneas nunca antes mapeadas. Nessa expedição, foram realizados levantamentos hidro-geoquímicos nos principais rios integrantes dos sistemas cársticos, além da avaliação climatológica da região e da caracterização da bioespeleologia local. Essa expedição resultou na publicação de um relatório que corresponde à principal referência utilizada nesse estudo de caso.

3.4.3.1 Topografia de cavernas

Em ambientes cársticos, os caminhos percorridos pela água subterrânea são geralmente complexos e a topografia de cavernas representa uma ferramenta direta de mapeamento da rede de condutos, desde os sumidouros até as respectivas ressurgências. Embora esses caminhos representem menos de 1% do total de porosidade do aquífero, esse mapeamento direto pode fornecer importantes informações sobre o padrão morfológico, condicionantes geológicos e evolução do sistema de condutos (Genthner *et al.*, 2003).

Nessa pesquisa serão somente avaliados os sistemas cársticos “Terra Ronca-Malhada” e o “São Mateus-Imbira”. De maneira geral, os principais rios associados a esses sistemas nascem na borda oeste da Serra Geral de Goiás e atravessam perpendicularmente a Serra do Calcário, formando cavernas cujos condutos são freqüentemente truncados por acidentes do tipo desmoronamentos, dolinas e *canyons*, impedindo a travessia de alguns pontos (Le Bret, 1996).

O principal rio formador do sistema Terra Ronca-Malhada é o rio da Lapa, cujo sumidouro possui cerca de 80m de altura por 100m de largura (Fig. 3.14). Outro curso d’água importante é o córrego Malhada, um afluente do Rio da Lapa, associado a um sumidouro de



proporções consideravelmente menores (Perret, 1996).

Figura 3.14 – Sumidouro do Rio da Lapa, formando a entrada da caverna do Terra Ronca I.

O sistema mapeado foi dividido em trechos como pode ser visto na figura 3.15. O primeiro trecho, denominado de Terra Ronca I, compreende a porção que se estende desde o sumidouro do rio da Lapa até cerca de 800m, onde o rio deixa de ser subterrâneo e torna-se superficial. Logo em seguida, o rio volta a ser subterrâneo, dando início ao segundo trecho denominado de Terra Ronca II, que contém a confluência com o córrego Malhada e se estende até a ressurgência do sistema (Perret, 1996).

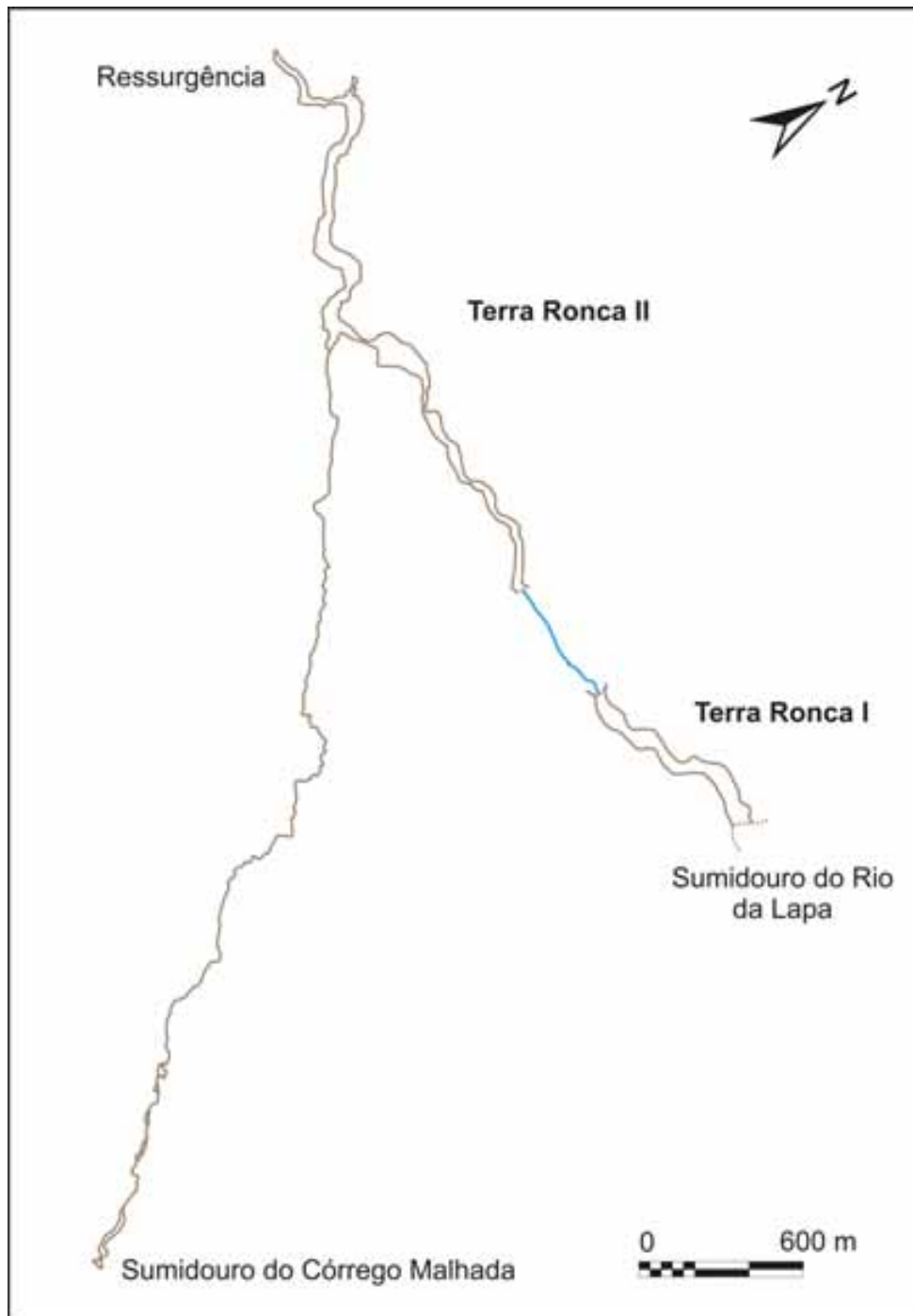


Figura 3.15 – Topografia do Sistema Terra Ronca – Malhada (Modificado de Perret, 1996).

Já o sistema São Mateus-Imbira é formado basicamente por três cursos d'água: o rio São Mateus (Fig. 3.16), o córrego Imbira (ou Cascudeira) e o córrego Pau Pombo (Karmann & Setubal, 1996).



Figura 3.16 – Rio São Mateus, principal curso d'água integrante do sistema São Mateus-Imbira.

Os sumidouros associados a esse conjunto ocorrem junto aos paredões da Serra do Calcário, tendo suas entradas obstruídas por grandes blocos e sifonamentos. O acesso às galerias é feito de diversos modos, sendo o principal através de uma dolina que interrompe a galeria subterrânea do rio São Mateus, a cerca de 350m a jusante da confluência deste com o segmento, também subterrâneo, do córrego Imbira. O percurso da água através das galerias subterrâneas foi dividido em 3 ramos, onde o ramo II corresponde à região localizada antes da confluência do rio São Mateus com o Imbira, o ramo III à porção situada após a confluência desses dois rios, incluindo também a confluência com o córrego Pau Pombo, e o Ramo I à parte final do sistema cárstico, prolongando-se até a sua ressurgência (Fig. 3.17) (Karmann & Setubal, 1996). O acesso ao ramo I é feito por meio da paleorressurgência desse sistema, localizada 25m acima do nível atual do rio.

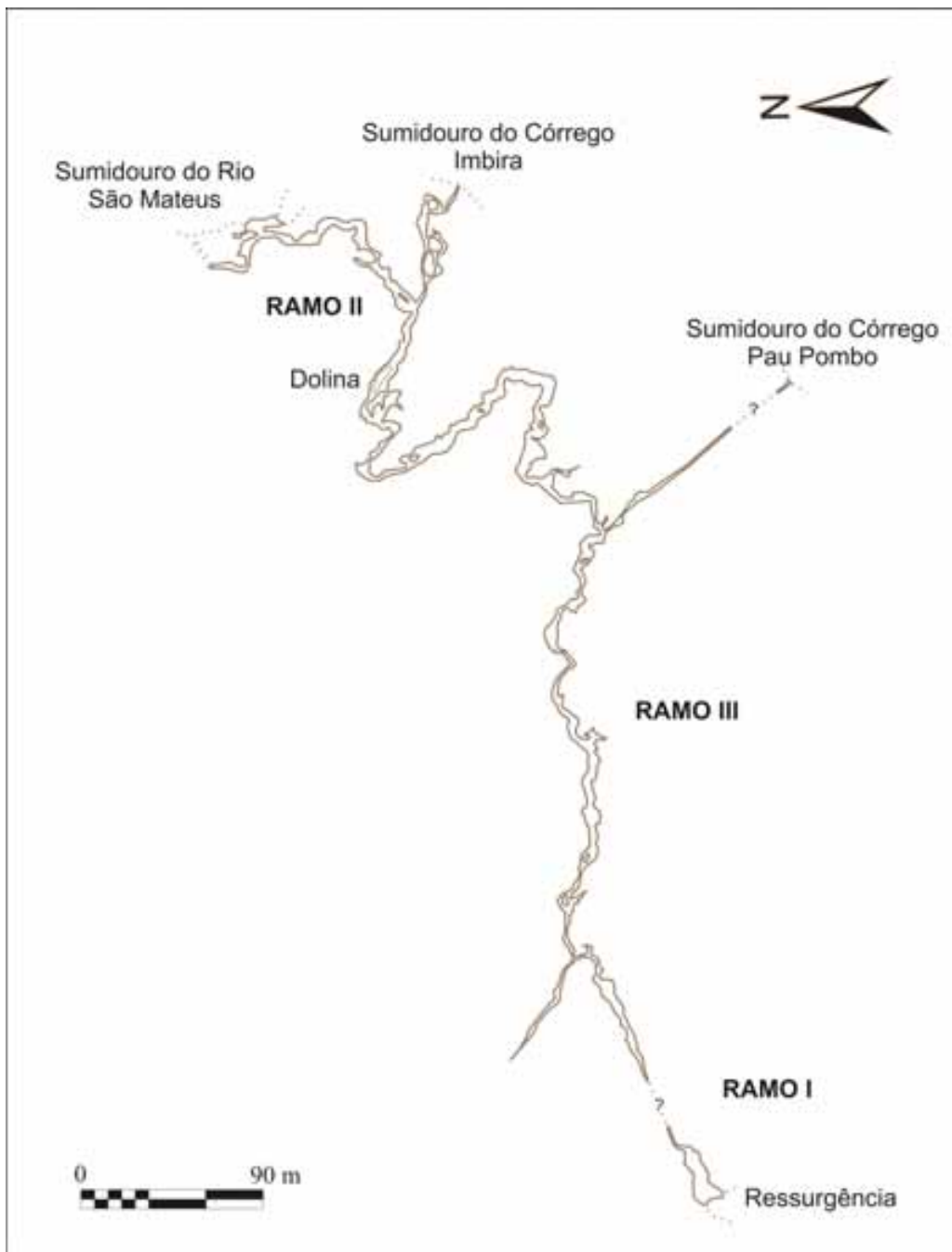


Figura 3.17 – Topografia do Sistema São Mateus-Imbira (Modificado de Karmann & Seubal, 1996).

Diante do exposto, observa-se que as águas superficiais infiltram através dos sumidouros, percorrendo extensos caminhos ao longo de cavernas e outros condutos subterrâneos desenvolvidos na Serra do Calcário, reaparecendo logo em seguida através das ressurgências. Dessa forma, ficam representadas as áreas de recarga, circulação e descarga das sub-bacias hidrogeológicas inseridas no contexto da área estudada, onde o fluxo subterrâneo segue em direção aproximadamente EW, e atravessa perpendicularmente o divisor das sub-bacias hidrográficas subjacentes, representado pela Serra do Calcário. Esse fato evidencia

um sistema hídrico bastante complexo, onde há estreita relação entre as sub-bacias superficiais e subterrâneas.

3.4.3.2 Hidrologia e Hidroquímica

A avaliação dos dados hidrológicos e geoquímicos obtidos na Expedição Espeleológica Goiás 94 e 95, tem como objetivo principal a análise do balanço hidrogeoquímico entre sumidouros e ressurgências localizados na Serra do Cálcario, buscando avaliar o grau de assimetria entre as sub-bacias hidrográficas e hidrogeológicas no âmbito da área estudada.

As medições foram efetuadas durante o mês de julho de 1994, que foi caracterizado em todas as estações pluviométricas da região, como um mês de ausência de chuva, antecedido por um mês de junho chuvoso (92mm na estação São Domingos e 28mm em Campos Belos). Portanto, as vazões dos cursos d'água não estavam em seu nível mais baixo de estiagem (Guyot *et al.*, 1996).

Para cada rio as velocidades foram medidas sobre várias verticais (6 a 10 de acordo com a largura do rio), com o auxílio de um micromolinetete do tipo A-OTT. Os dados referentes ao número de verticais medidas (NV), número de pontos de medição (NP), largura do rio (L), profundidade média (PM), seção do rio (S), velocidade média (VM), área total da bacia (AT), vazão (Q), diferença de vazão entre os sumidouros e ressurgências (dQ), e vazão específica calculada considerando-se a área total da bacia (qs), estão organizados na tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Dados hidrológicos dos principais rios associados aos sistemas Terra Ronca-Malhada e São Mateus-Imbira (Guyto *et al.*, 1996).

Rio	Local da medição	NV	NP	L (m)	PM (m)	S (m ²)	VM (m/s)	AT (km ²)	Q (m ³ /s)	dQ (m ³ /s)	qs (L.s ⁻¹ /km ²)
Rio São Mateus	Sumidouro	6	24	5,5	0,36	1,97	0,59	72	1,17	0,02	16,25
Córrego Imbira	Sumidouro	5	17	3,3	0,25	0,82	0,10	20	0,08		4,00
Rio São Mateus	Ressurgência	10	44	9,4	0,57	5,38	0,24	114	1,27		11,14
Rio da Lapa	Sumidouro	10	42	9,9	0,31	3,06	0,67	102	2,05	0,14	20,09
Rio da Lapa	Ressurgência	10	40	10,6	0,38	4,06	0,54	116	2,19		18,96

Para ambos os sistemas cársticos as diferenças de vazão (dQ) entre as entradas e saídas da Serra do Calcário não são significativas, atestando que se considerarmos a área total das bacias hidrográficas, a assimetria entre as áreas das bacias hidrográficas e hidrogeológicas é pequena. Ao contrário, se o valor dQ fosse considerável, indicaria a entrada de água subterrânea proveniente de um sistema cuja área de recarga poderia estar localizada inclusive fora dos limites da bacia superficial, havendo conseqüentemente forte assimetria.

Simultaneamente às medições de vazão foram também efetuadas medições *in situ* de parâmetros físico-químicos de temperatura, PH, condutividade elétrica (CE) e turbidez, com o auxílio de equipamentos portáteis (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 – Medições físico-químicas da água nos principais rios associados aos sistemas Terra Ronca-Malhada e São Mateus- Imbira (Guyot *et al.*, 1996).

Rio	Local da medição	Temperatura (°C)	pH	CE (µS/cm)	Turbidez (NTU)
Rio São Mateus	Sumidouro	22.3	6.3	9	3
Córrego Imbira	Sumidouro	20.3	7.3	80	17
Rio São Mateus	Ressurgência	21.9	7.3	92	3
Rio da Lapa	Sumidouro	22.9	6.4	17	2
Rio da Lapa	Ressurgência	22.9	6.9	30	1

Com relação aos dados geoquímicos, em geral, os rios que nascem na borda oeste da Serra Geral de Goiás (Rio São Mateus e Rio da Lapa), possuem águas ácidas (pH<7) e condutividades elétricas muito baixas (Guyot *et al.*, 1996). Contudo, ao atravessar a Serra do Calcário, os cursos d'água passam a apresentar aumento sensível nos valores de PH e condutividade elétrica, resultantes das contribuições hídricas mais enriquecidas em elementos dissolvidos do próprio carste e de outros rios (Guyot *et al.*, 1996). Essa contribuição só não é maior por se tratar de um carste antigo, cuja evolução vertical já atingiu o embasamento granito-gnáissico (Le Bret, 1996; Rodet, 1996).

Esse conjunto de informações mostra a influência da Serra do calcário na composição das águas desse sistema, indicando que não há nem ganho de água originária de outro sistema hídrico subterrâneo e nem perda para outros sistemas.

3.4.4 Resultado da Aplicação dos métodos

A paisagem sobre as rochas carbonáticas é modelada principalmente pela água de escoamento superficial e por processos fluviais normais que se adaptam aos litotipos, sendo condicionados basicamente pela rede de fraturamento e por deformações tectônicas. Em

decorrência do progressivo aumento da drenagem subterrânea e da ampliação das rotas preferenciais de percolação vertical durante o modelamento de um carste, ampliam-se as dolinas de dissolução e ocorre o início da fragmentação das linhas de escoamento superficial de uma bacia hidrográfica, através da instalação de divisores topográficos entre as sub-bacias (Monroe, 1974).

As bacias hidrogeológicas estão relacionadas com as bacias hidrográficas por que os caminhos apresentados pelo sistema de condutos formam rotas alternativas ao fluxo do sistema de canais superficiais. Em alguns casos, os limites das bacias superficiais e subterrâneas são idênticos aos condutos subterrâneos, servindo meramente como rota alternativa. Entretanto, comumente as bacias subterrâneas não são precisamente simétricas com relação às bacias superficiais (White, 1988).

A área estudada abrange apenas parte das bacias hidrográficas que se estendem até a borda oeste da Serra Geral de Goiás. Assim, são consideradas apenas suas sub-bacias, onde se observa considerável assimetria entre os divisores hidrográfico e hidrogeológico. Isso acontece por que a Serra do Calcário, que representa o principal divisor hidrográfico local, ao mesmo tempo que divide o fluxo superficial que drena para sub-bacias superficiais, é atravessada perpendicularmente por sistemas cársticos que definem um divisor hidrogeológico de direção EW. Assim, na área ocorrem as sub-bacias hidrográficas do rio São Mateus leste e oeste, do córrego Imbira, do córrego Pau Pombo e as sub-bacias do Rio da Lapa leste e oeste, ao passo que ocorrem também, sub-bacias hidrogeológicas norte e sul (Figura 3.18).

Entretanto, devido à grande complexidade dos meios cársticos e à falta de informações disponíveis para essa região, torna-se necessário definir com maior precisão o posicionamento tanto dos divisores hidrográficos quanto do divisor hidrogeológico. Para tanto, além da elaboração de cartografia de detalhe, é imprescindível a aplicação de outras ferramentas de investigação como, por exemplo, o sensoriamento remoto, a hidrologia e ensaios traçadores.

O sensoriamento remoto auxiliaria na aquisição de dados planialtimétricos com melhor precisão vertical, através do desenvolvimento de modelos digitais de elevação (MDE) a partir de imagens SRTM (Santos *et al.*, 2006). A ampliação dos estudos de hidrologia detalhariam as informações disponíveis, permitindo o melhor entendimento das relações entre os cursos d'água superficiais e os aportes de água subterrânea que os mesmos recebem dos aquíferos cársticos. Já os estudos envolvendo ensaios traçadores permitiriam a avaliação das conexões entre as áreas de recarga e descarga e o estabelecimento do tipo de rede de condutos

subterrâneos (Field, 1999), complementando a topografia de cavernas nas porções onde o acesso humano é impedido.

A importância desse tipo de estudo relaciona-se principalmente com a necessidade de se prever o impacto da disposição inadequada de poluentes em áreas de recarga de aquíferos cársticos. Em um padrão de drenagem divergente, por exemplo, a infiltração de um poluente em um único sumidouro pode contaminar várias ressurgências, enquanto que em um padrão convergente, diferentes sumidouros podem contaminar uma mesma ressurgência. Assim, o conhecimento dos limites e das relações entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas é essencial para os estudos envolvendo aquíferos cársticos, caracterizados por serem mais eficientes em transmitir do que em absorver poluentes, uma vez que possuem baixa capacidade de autodepuração com relação a outros sistemas de águas subterrâneas (Ford & Williams, 1989).

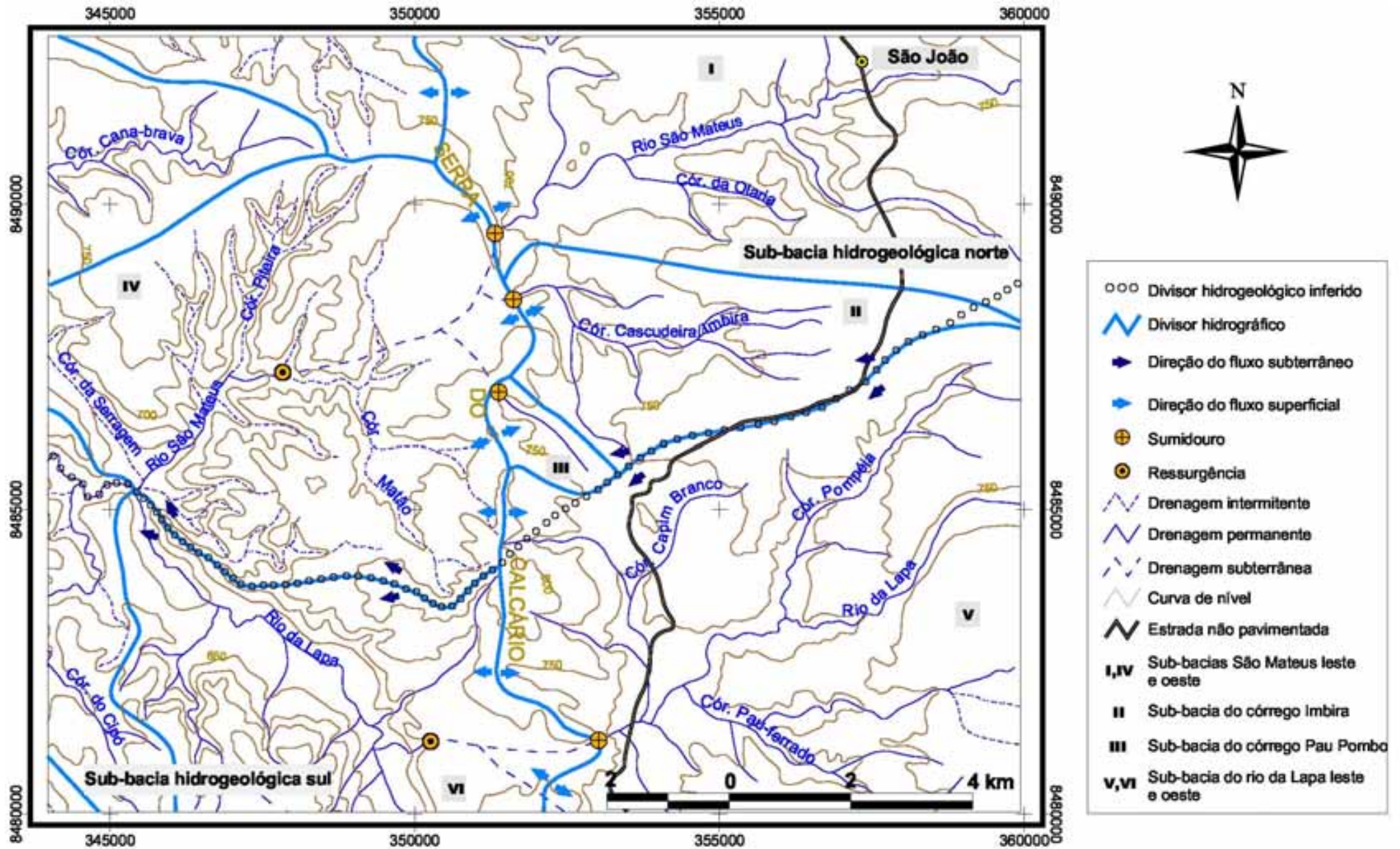


Figura 3.18 – Mapa mostrando a localização do divisor hidrogeológico e hidrográfico das sub-bacias superficiais e subterrâneas inseridas na área de estudo, juntamente com as direções de fluxo superficial e subterrâneo.

CAPÍTULO IV

PRINCIPAIS IMPLICAÇÕES DA DELIMITAÇÃO DE BACIAS HIDROGEOLÓGICAS

4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

O estudo da delimitação de bacias hidrogeológicas apresenta diversas implicações que se relacionam fundamentalmente com aspectos envolvendo a gestão e a proteção dos recursos hídricos subterrâneos. Esse capítulo busca sintetizar as principais implicações decorrentes desse tipo de estudo, mostrando ainda algumas situações que destacam a importância do conhecimento prévio dos limites das bacias hidrogeológicas.

4.2 GESTÃO INTEGRADA

A crescente demanda por recursos hídricos no Brasil, associada à degradação dos cursos d'água superficiais, tem transformado a água subterrânea num manancial de importância estratégica. A principal justificativa para a utilização dos recursos hídricos subterrâneos recai nas diversas vantagens apresentadas, como por exemplo, o fato de normalmente possuírem boa qualidade, não serem diretamente afetadas por prolongados períodos de estiagem e nem por processos de evaporação, além dos baixos custos de desenvolvimento das obras de captação (Bovolato, 2005).

Entretanto, embora seja cada vez mais evidente a importância do recurso hídrico subterrâneo sobre diversos aspectos, ainda há no Brasil uma enorme carência de dados hidrogeológicos básicos. Essa escassez de informação faz com que a gestão dos recursos hídricos no Brasil seja, na verdade, um grande desafio não apenas político, econômico e ambiental, mas sobretudo um desafio de conhecimentos técnicos.

Aliada à ausência de conhecimentos básicos acerca do funcionamento dos aquíferos e das bacias hidrogeológicas, é também notória a falta de redes de monitoramento das águas subterrâneas, a necessidade de capacitação institucional e técnica sobre o tema e principalmente a ausência legislação que contemple de forma concreta esse recurso.

As diretrizes para a gestão dos recursos hídricos no Brasil são apresentadas na Lei Federal 9.433/97, porém na prática, só as águas superficiais têm sido objeto das análises de gerenciamento. Falta então, focar não somente as bacias hidrográficas, mas também sua forma de gerenciamento integrado, considerando a parcela de água que recarrega os aquíferos ou ainda os fluxos subterrâneos que mantêm a perenidade de muitos rios (Rebouças, 2005).

Com a proposição, por meio da Câmara Técnica de Águas Subterrâneas, das resoluções número 15 e 22, aprovadas pelo Conselho Nacional de Águas Subterrâneas, respectivamente em 2001 e 2002, foi estabelecida uma orientação com relação ao gerenciamento integrado dos recursos hídricos e alertado para a necessidade de inserção da água subterrânea centrada na abordagem dos aquíferos, dentro de uma visão sistêmica das potenciais áreas de recarga, trânsito e descarga, bem como suas diversas funções, e não somente a de abastecimento de água (CNRH, 2001 e 2002). Entretanto, a implementação dessas resoluções está estritamente condicionada à limitação do conhecimento científico e tecnológico da área.

Nesse contexto, os estudos envolvendo a delimitação de bacias hidrogeológicas possuem extrema importância. O conhecimento prévio e bem estabelecido das possíveis assimetrias existentes entre os limites das bacias hidrogeológicas e hidrográficas torna-se essencial, já que na gestão integrada dos recursos hídricos deve ser considerado que o aquífero e o respectivo curso d'água superficial façam parte de uma mesma unidade de gestão. Portanto, nos casos em que os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas não são coincidentes, como nas situações abordadas nos estudos de caso referentes às Áreas Urucuaia e Bambuí, torna-se necessário o desenvolvimento de um planejamento mais detalhado para o estabelecimento da gestão eficiente dos recursos hídricos.

4.3 AQUIFEROS TRANSFRONTEIRIÇOS

De acordo com Kauffman (2002), as bacias hidrogeológicas não conhecem fronteiras políticas, podendo distribuir-se por diversos estados ou até mesmo países. Muitos dos aquíferos mais importantes do mundo são transfronteiriços, como é o caso do Sistema Aquífero Guarani, considerado o maior manancial de água subterrânea transfronteiriço do mundo, abrangendo parte do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina (Gastmans & Kiang, 2005).

Como acontece com qualquer recurso transfronteiriço, o controle desses aquíferos pode se converter em um verdadeiro desafio, pois requer a colaboração, em vários níveis, das instituições competentes pertencentes aos diferentes países/estados envolvidos. Esse desafio agrava-se ainda mais em função da desinformação e da carência de instrumentos legais, uma vez que ainda não existe nenhuma convenção internacional que faça referência específica aos aquíferos transfronteiriços. Além disso, é essencial a cooperação entre os países/estados a fim de desenvolver o conhecimento científico no sentido de eliminar as diferenças conceituais, possíveis causadoras de conflitos.

Especialmente nos casos envolvendo aquíferos transfronteiriços, a delimitação das bacias hidrogeológicas representa peça fundamental para a elaboração de diretrizes de gestão conjunta entre as partes envolvidas, além de auxiliar na correta avaliação das reservas hídricas exploráveis. A determinação dos limites permite também a quantificação da parcela de comprometimento de capa país/estado, bem como, a partir do reconhecimento das áreas de recarga e descarga das bacias, a avaliação das medidas preventivas necessárias contra possíveis agentes contaminantes.

Assim, conforme observado nos estudos de caso, a assimetria regional existente entre os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas associadas ao Sistema Aquífero Urucuia, faz com que estejam envolvidos na gestão e proteção desse aquífero os estados da Bahia, Goiás e Tocantins, havendo, portanto a necessidade de integração entre os órgãos competentes de cada um desses estados.

Em vista disso, a questão dos aquíferos transfronteiriços exige ampliação e unificação do conhecimento científico, além de intervenções especializadas, pois nessas situações o manejo dos recursos hídricos depara-se com desafios institucionais e governamentais, aumentando ainda mais a complexidade do processo.

4.4 ESTUDOS DE AQUÍFEROS CONTAMINADOS

A preocupação com relação à contaminação dos recursos hídricos subterrâneos tem se tornado cada vez mais pertinente no Brasil em função da degradação da qualidade das águas superficiais e do uso crescente da água subterrânea para o abastecimento público e privado (Garcia & Souza, 2003).

A água é um recurso natural utilizado como insumo básico na maioria das atividades econômicas. Importantes estudos desenvolvidos em várias regiões do mundo têm mostrado que os recursos hídricos estão sendo atingidos por fontes potencialmente contaminantes, oriundas principalmente de produtos utilizados na agricultura e na disposição dos resíduos domésticos e industriais (Camponogara *et al.*, 2004).

Com relação à agricultura, grandes quantidades de substâncias químicas são distribuídas sobre a superfície do solo, na forma de fertilizantes, adubos orgânicos, inseticidas e herbicidas, e até mesmo de resíduos diversos. Esses insumos, quando aplicados acima da capacidade-suporte do solo, podem liberar íons e compostos tóxicos, que poderão poluir o solo e as águas subterrâneas (Costa *et al.*, 1999). Além disso, a composição da água de irrigação também pode afetar diretamente a qualidade das águas subterrâneas.

Os problemas vinculados à disposição inadequada de resíduos domésticos e industriais são considerados como uma das principais fontes potenciais de contaminação de água subterrânea. Em geral, essas fontes de contaminação são representadas por áreas de disposição de resíduos sólidos (urbanos e industriais); lagoas de tratamento de efluentes industriais; disposição de esgoto; disposição de resíduos radioativos; atividades agrícolas; vazamento de petróleo e derivados; e rejeitos de atividades mineradoras (Lago *et al.*, 2006).

Nos casos de contaminação de águas subterrâneas, é essencial que o agente contaminante seja identificado juntamente com o processo de sua geração e transporte, possibilitando assim, a aplicação do método de controle adequado para interferir na disponibilidade ou no espalhamento do contaminante no meio (Vandas *et al.*, 2002).

Entretanto, nem sempre a fonte do contaminante é facilmente identificada, situando-se próxima à área onde foi verificada a contaminação. Além disso, devido à constante troca existente entre as águas superficiais e subterrâneas dentro do ciclo hidrológico, a contaminação de uma comumente afeta a outra o que dificulta ainda mais o reconhecimento da origem da contaminação (Winter *et al.*, 2003).

Um exemplo dessa situação é o caso em que um curso d'água superficial associado a uma determinada bacia hidrográfica que recebe influência de um sistema de fluxo subterrâneo regional contaminado, cuja área de recarga localiza-se fora dos limites da bacia superficial. Nesse contexto, o conhecimento dos limites da bacia hidrogeológica pode auxiliar na determinação da área fonte da contaminação, colaborando também para a implementação de medidas de recuperação ou prevenção adequadas.

No estudo de caso referente ao Sistema Aquífero Canastra, também fica evidente a importância do conhecimento prévio dos limites da bacia hidrogeológica para os estudos de aquíferos contaminados. Conforme verificado, em um eventual caso de contaminação nessa área, seria esperado que a pluma seguisse um caminho na direção dos piezômetros P₁, P₄ e P₅, respectivamente. Entretanto, através da delimitação das sub-bacias hidrogeológicas presentes na área, verifica-se que a pluma segue na realidade, do piezômetro P₁ em direção ao piezômetro P₃. Assim, no caso de implementação de processos de remediação, haveria desperdício tanto de tempo quanto de recursos.

Por conseguinte, a delimitação das bacias hidrogeológicas serve como elemento norteador da aplicação de medidas preventivas e também remediadoras da ação de elementos impactantes na qualidade das águas subterrâneas, constituindo mais um procedimento a ser considerado nos estudos de aquíferos contaminados.

4.5 PROTEÇÃO DOS AQUÍFEROS

A proteção dos recursos hídricos subterrâneos tem recebido crescente atenção nos países industrializados conforme seu valor se torna melhor compreendido (Frind *et al.*, 2006). Esse fato decorre principalmente dos elevados custos envolvidos nos processos de remediação de aquíferos e da grande dificuldade técnica de recuperar suas condições originais.

A abordagem convencional da proteção de águas subterrâneas relaciona-se ao conceito de perímetro de proteção de poços (PPP), delineado com base no tempo em que um contaminante leva para alcançar um determinado poço (Frind *et al.*, 2006). Segundo Kohnke (2001), o perímetro de proteção de poços pode ser definido como a área superficial e subsuperficial situada ao redor de um poço, nascente ou campo de poços que abastecem um sistema público, no qual existe grande probabilidade de contaminação.

O tamanho e a forma dos PPP's dependem de características hidrogeológicas do sistema aquífero, bem como do dimensionamento e das características operacionais do sistema de bombeamento (Kohnke, 2001). Toda área que contribui com água para esses poços e nascentes é chamada de zona de captura (ZC), sendo que o perímetro de proteção de poços pode compreender total ou parcialmente a área correspondente a essa zona (Frind *et al.*, 2006).

As zonas de captura podem variar amplamente dependendo do sistema de fluxo desenvolvido, profundidade do aquífero e taxa de bombeamento. Além disso, a água

capturada por um poço pode ser originária de um ponto qualquer, apresentando assim, idades que podem variar em dias, décadas ou até séculos (Molson & Frind, 2005).

Dentro de todos os possíveis fatores atenuantes, a diluição no poço devido a mistura de água contaminada com água limpa, em geral, reduz significativamente as concentrações do contaminante no aquífero (Einarson & Mackay, 2001), demonstrando a importância do estabelecimento das direções de fluxo desenvolvidas.

Outro procedimento importante a ser considerado na avaliação da exploração de recursos hídricos é a identificação da vulnerabilidade do sistema aquífero, que corresponde à sensibilidade da qualidade das águas subterrâneas a uma determinada carga poluente, a qual pode ser definida pelas características intrínsecas do aquífero (Lobo-Ferreira, 1998; Cabral, 1997; Kohnke, 2001). Dessa forma, a definição da vulnerabilidade natural de um aquífero exige a realização de estudo hidrogeológico para definição de suas características mais importantes como extensão e localização das áreas de recarga, espessura do aquífero, profundidade do nível d'água, qualidade das águas e de parâmetros hidrodinâmicos como, por exemplo, a condutividade hidráulica.

A proteção dos aquíferos envolve ainda o conceito de risco de poluição, que pode ser definido pela interação e associação entre a vulnerabilidade natural do aquífero e a carga contaminante aplicada no solo ou em subsuperfície (Foster & Hirata, 1988). Dessa forma, pode-se configurar uma situação de alta vulnerabilidade, porém sem risco de poluição, pela ausência de carga contaminante significativa, ou vice-versa. As áreas críticas, que correspondem àquelas com alta vulnerabilidade e elevada carga poluidora, podem ser então definidas e nelas devem ser adotadas medidas de prevenção e controle da poluição das águas subterrâneas (Lobo-Ferreira, 1998).

Nesse contexto, o estudo de caso referente à Área Bambuí revelou uma situação onde a vulnerabilidade natural do aquífero é bastante elevada, uma vez que em meios cársticos a dispersão dos agentes contaminantes é facilitada pela presença de condutos subterrâneos, indicando a grande complexidade desses sistemas e salientando a importância do correto estabelecimento da posição dos divisores da bacia hidrogeológica associada.

Dessa forma, fica destacada a importância dos estudos de delimitação de bacias hidrogeológicas quando se trata da proteção dos recursos hídricos subterrâneos. Dentre outros aspectos, a delimitação de bacias hidrogeológicas permite o mapeamento preciso das áreas de recarga e o estabelecimento das reais direções de fluxo subterrâneo desenvolvidos, auxiliando na correta definição das zonas de captura e das áreas vulneráveis, no estabelecimento de

restrições quanto ao desenvolvimento de determinadas atividades, e ainda nas modificações relativas à caracterização dos possíveis usos da água.

Portanto, a integração de informações como as técnicas utilizadas no mapeamento de vulnerabilidade de aquíferos à contaminação, com as usadas na definição de perímetros de proteção de poços e na delimitação de bacias hidrogeológicas, torna-se fundamental para a proteção do manancial hídrico subterrâneo.

4.6 ASPECTOS LEGAIS

A água subterrânea ainda é objeto de muitas discussões com relação a sua natureza. As polêmicas existentes em torno desse assunto têm provocado significativos atrasos na criação de instrumentos legais que regulamentem o seu uso. No Brasil não existe uma lei federal específica que estabeleça normas sobre o aproveitamento, avaliação, controle, utilização racional, direitos e obrigações dos usuários de águas subterrâneas (Freire *et al.*, 2007).

No que se refere à dominialidade das águas subterrâneas, a Constituição Federal de 1988 em seu artigo 20, inciso III, esclarece que “são bens da União: os lagos, rios e quaisquer correntes de água em terrenos de seu domínio, ou que banhem mais de um Estado, sirvam de limites com outros países, ou se estendam a território estrangeiro ou dele provenham, bem como os terrenos marginais e as praias fluviais”. Por outro lado, segundo seu artigo 26, inciso I, “incluem-se entre os bens dos Estados: as águas superficiais ou subterrâneas, fluentes, emergentes e em depósito, ressalvadas, neste caso, na forma da lei, as decorrentes de obras da União”. Assim, para um mesmo recurso hídrico subterrâneo tem-se uma dúbia interpretação jurídico-institucional (Arraes & Campos, 2007).

A solução proposta pelo Projeto de Emenda Constitucional nº43 de 2000 para a questão da dominialidade das águas subterrâneas tem por base tratamento semelhante ao dispensado às águas superficiais. Dessa forma, os aquíferos transfronteiriços do ponto de vista das fronteiras de nações e estados federados serão federais, enquanto aqueles restritos às fronteiras do estado serão gerenciados pelos organismos do poder público estadual. Os principais argumentos contrários a esse projeto de emenda constitucional, baseiam-se nos princípios da desconcentração e descentralização do gerenciamento hídrico, enquanto que os argumentos favoráveis dizem respeito essencialmente às questões referentes aos limites de competência da gestão de recursos hídricos transfronteiriços, possibilidade de gestão compartilhada entre estados, a adoção de mecanismos de solução de conflitos entre estados

competindo por recursos do mesmo aquífero, ou ainda nas questões relativas à segurança nacional de aquíferos transfronteiriços (Amore, 2002).

A Lei 9.433 (Brasil, 1997), conhecida como lei das águas, incorporou a dominialidade das águas subterrâneas, entendida pela Constituição de 1988 (Brasil, 1988) e determinou a bacia hidrográfica como unidade de aplicação da política de recursos hídricos. A dúvida que surge em torno dessa lei é se a política nacional de recursos hídricos também se refere às águas subterrâneas. Ou ainda, considerando-se a bacia hidrográfica como unidades de gestão como ficariam os casos em que os limites das bacias hidrogeológicas e hidrográficas não coincidem.

Assim, com relação à questão das águas subterrâneas no Brasil, ainda há muito a ser discutido, principalmente no contexto atual de agravamento da escassez e da qualidade da água, e incremento do uso dos mananciais subterrâneos. Nesse sentido, os estudos envolvendo a delimitação de bacias hidrogeológicas correspondem a uma importante ferramenta a ser considerada, pois servem de subsídio para a implementação de políticas de gestão de recursos hídricos, evitando assim a futura necessidade de elaboração de nova legislação para regulamentar a questão (Arraes & Campos, 2007).

CAPÍTULO V

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Conforme a preocupação com relação à qualidade e disponibilidade de água cresce no mundo todo, ganha importância a necessidade de se compreender os processos desenvolvidos nos sistemas hídricos subterrâneos e suas interações com os sistemas superficiais.

De um modo geral, os mananciais hídricos superficiais e subterrâneos estão hidráulicamente conectados, fazendo com que as bacias hidrográficas e hidrogeológicas apresentem algumas características físicas semelhantes. Porém, essas relações são dificilmente observadas e medidas e os estudos envolvendo conceitos, critérios de delimitação e avaliação dos tipos de assimetria existentes entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas ainda são pouco desenvolvidos, não recebendo destaque suficiente.

Conceitualmente, as bacias hidrogeológicas ou subterrâneas constituem o limite entre as zonas de recarga e descarga dos aquíferos. É importante ressaltar que o conceito de “bacia hidrogeológica” não corresponde àquele relativo a “sistema aquífero”, uma vez que, conforme verificado nessa pesquisa, um mesmo sistema aquífero pode estar associado a mais de uma bacia hidrogeológica, ou ainda um conjunto de sistemas aquíferos sobrepostos podem constituir uma única bacia hidrogeológica, desde que estes possuam zonas de recarga e descarga coincidentes.

Diversos são os fatores que dificultam o mapeamento das bacias hidrogeológicas, destacando-se a sua natureza encoberta, a possibilidade de sobreposição de sistemas de fluxo de magnitudes diversas, a característica dinâmica da posição dos divisores de fluxo hidrogeológico frente a situações de sobreexploração do aquífero, além do fato de comumente não acompanharem a topografia do terreno, ultrapassando divisores topográficos. Portanto, a definição das áreas de recarga e descarga para esse tipo de bacia é bastante complexa quando comparada às das bacias hidrográficas, estando muitas vezes condicionada a variações litológicas e a controles estruturais (Fig. 5.1).

Os limites das bacias hidrogeológicas podem ser estabelecidos a partir da utilização de diversos métodos de investigação hidrogeológica, sejam estes de aplicação direta ou indireta. A escolha do método mais apropriado deve levar em consideração as características físicas da área e a escala de estudo adotada, não existindo assim um método ideal a ser aplicado e sim o método mais adequado às condições específicas de cada área e à escala utilizada. Por

consequente, dependendo da situação, os métodos podem apresentar vantagens ou desvantagens com relação a sua aplicação.

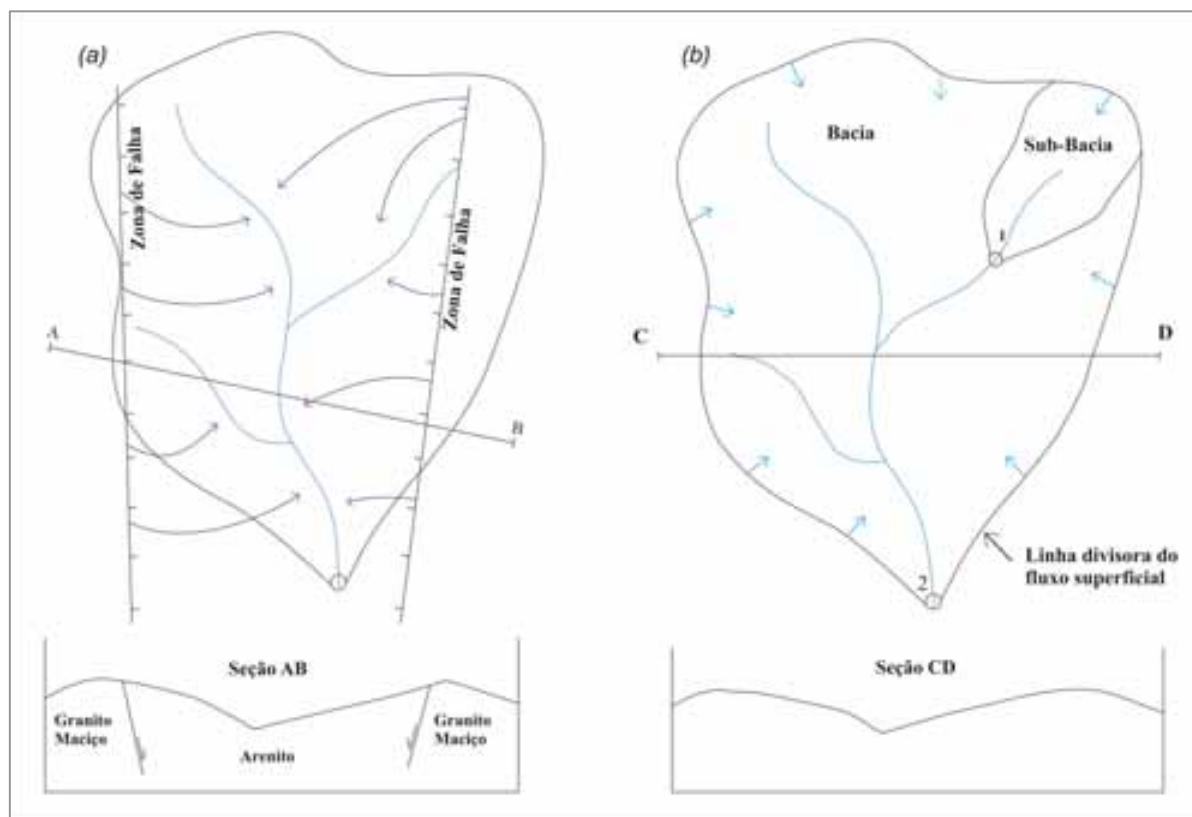


Figura 5.1 – Representação esquemática em planta e em seção, ilustrando a complexidade da definição dos exutórios em bacias hidrogeológicas (a) quando comparadas às bacias hidrográficas (b). Considerando que os planos de falhas limitam a bacia hidrogeológica, os exutórios são representados pelos segmentos de canais que formam a rede de drenagem superficial.

Os métodos diretos geralmente mapeiam os limites das bacias hidrogeológicas de maneira acurada. Dentre eles, a potenciometria corresponde à ferramenta mais importante, uma vez que pode ser aplicada em diversos contextos, frequentemente apresentando excelentes resultados. Os ensaios de traçadores igualmente apresentam bons resultados, correspondendo à maneira mais prática de se avaliar a direção do fluxo subterrâneo e representando, em alguns casos, a única técnica confiável. A geoquímica isotópica por sua vez, embora também presente na maioria das vezes resultados satisfatórios, possui como principal limitação o elevado custo associado às análises das amostras coletadas.

Já os métodos indiretos, à exceção dos estudos geofísicos, normalmente não apresentam resultados precisos quanto à determinação dos limites das bacias hidrogeológicas. Esses métodos somente indicam a existência de assimetria entre as bacias superficiais e subterrâneas, não determinando a localização do divisor de fluxo subterrâneo. Dessa forma,

devem ser utilizados em conjunto com outros métodos, funcionando essencialmente como ferramenta auxiliar.

A aplicação dos métodos de investigação apresentada nos estudos de caso apontou que comumente existe assimetria entre os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas. Essa assimetria é mais expressiva em meios heterogêneos, embora também possa ser significativa em sistemas considerados homogêneos e isotrópicos, onde ao contrário do esperado, o fluxo subterrâneo nem sempre acompanha a topografia do terreno.

A representação dos divisores hidrográfico e hidrogeológico seguiu uma simbologia proposta nessa pesquisa, na qual uma linha contínua de cor azul-claro caracteriza o divisor superficial e uma linha pontilhada de cor azul-escuro define o divisor subterrâneo. Salienta-se ainda que nas porções em que o divisor subterrâneo foi considerado como inferido, este foi diferenciado utilizando-se linha pontilhada aberta. Quanto às direções de fluxo superficial e subterrâneo, estas foram representadas, respectivamente, por setas de cor azul-claro e azul-escuro.

A avaliação da área referente ao aquífero intergranular regional (Área Urucuia) mostrou que a assimetria pode variar ao longo dos eixos divisores, chegando a ser nula em determinadas regiões. Observou-se ainda que na área situada entre o divisor hidrográfico e o hidrogeológico, os fluxos superficiais e subterrâneos apresentam direções contrárias, caracterizando uma situação onde uma mesma bacia hidrográfica comporta duas bacias hidrogeológicas.

Quanto à área relacionada ao aquífero fraturado local (Área Canastra), foi caracterizado um sistema de fluxo diferenciado, evidenciando a presença de divisores de fluxo subterrâneo que individualizam sub-bacias hidrogeológicas. A potenciometria nesse caso não corroborou os dados do ensaio traçador, mostrando as limitações desse método quando aplicado a estudos de escala de detalhe, onde a rede de piezômetros possui baixa densidade.

A área associada ao aquífero cárstico (Área Bambuí) mostrou grande complexidade com relação à avaliação das direções de fluxo, tanto superficial quanto subterrâneo, característica desse tipo de meio. Na área estudada, ao mesmo tempo em que a Serra do Calcário funciona como divisor hidrográfico local, esta é atravessada por extensos sistemas de fluxo subterrâneo que somem em seus paredões, reaparecendo somente alguns quilômetros adiante por meio de ressurgências. Dessa forma, o divisor hidrogeológico está disposto quase que perpendicularmente ao divisor hidrográfico principal. Entretanto, em função da carência de dados da área, estudos detalhados devem ser desenvolvidos a fim de confirmar a localização desse divisor subterrâneo.

A necessidade de desenvolvimento de estudos visando ao mapeamento dos limites das bacias hidrogeológicas associa-se a inúmeros aspectos, notadamente ao direcionamento de pesquisas e à implementação de ações de controle e gestão. O conhecimento dos limites das bacias hidrogeológicas torna-se essencial no tocante à implementação de ações efetivas de gestão integrada visando à manutenção dos recursos hídricos. Além disso, subsidia estudos de proteção, contribuindo também para a correta aplicação de medidas de prevenção e remediação de aquíferos contaminados. Outra implicação direta da delimitação de bacias hidrogeológicas, diz respeito ao estabelecimento das diretrizes de gestão e à definição das parcelas de comprometimento dos países/estados relacionados a um mesmo aquífero transfronteiriço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.G.; Borges, P.; Chagas, P.; Queiróz, M. A.M.; Santos, C.E.; Silva.C.M.M.R. 2002. Importância estratégica da água para o terceiro milênio. *Geophya*, ano IV (8).
- Almeida, L.; Resende, L.; Rodrigues, A.P.; Campos, J.E.G. 2006. Hidrogeologia do estado de Goiás e Distrito Federal. GOIÁS (Estado), Secretaria de Indústria e Comércio, Superintendência de Geologia e Mineração. Série Geologia e Mineração, n.1, 132p
- Alves, J.M.P. & Castro, P.T.M. 2003. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *RBG*. 33(2):117-124.
- Amore L. 2002. A dominialidade das águas subterrâneas e a comunidade técnico-científica brasileira. *ABAS informa*, 129:11.
- Arraes, T.M. & Campos, J.E.G. 2007. Proposição de critérios para avaliação e delimitação de bacias hidrogeológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 81-89.
- Bachrach, R. & Nur, A. 1998. High resolution shallow-seismic experiments in sand. Part I: Water table, fluid flow and saturation. *Geophysics*, 63: 1225-1233.
- Baertschi, P. 1976. Absolute ¹⁸O content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letters*. 31: 341.
- Bajjali, W. 2006. Recharge mechanism and hydrochemistry evaluation of groundwater in the Nuaimh area, Jordan, using environmental isotope techniques. *Hydrogeology Journal*, 14:180–191.
- Baker, G.S.; Steeples, D.W.; Schmeissner, C. 2002. The effect of seasonal soil-moisture conditions on near-surface seismic reflection data quality, *First Break* 20: 35-41.
- Bastiaanssen, W.G.M.; Molden, D.J.; Makin, I.W. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture examples from research and possible applications. *Agric Water Manage*, 46:137-155.
- Benson, A.K. & Stubben, M.A. 1995. Interval resistivities and very low frequency electromagnetic induction – an aid to detecting groundwater contamination in space and time: a case study. *Environmental Geosciences*, 2:74-84.
- Bethke, C.M. & Johnson, T.M. 2002. Ground Water Age: correction. *Geology*, 30: 385-388.
- Bobba, A.G.; Bukata, R.P.; Jerome, J.H. 1992. Digitally processed satellite data as a tool in detecting potencial groundwater flow systems. *Journal of Hydrology*, 131: 25-62.
- Botelho, R.G.M. 1999. Planejamento Ambiental em Micro-bacia Hidrográfica. *In: Erosão e Conservação dos Solos – Conceitos, Temas e Aplicações*. (Orgs.) Guerra, A.J.T., Silva, A.S. e Botelho, R.G.M.. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil.p. 269-293.

- Bovolato, L. E. 2005. Estudo de vulnerabilidade à contaminação de águas subterrâneas utilizando a metodologia "GOD" para a área urbana de Araguaína. *In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa, Anais... vol.1, p. 393-393.*
- Bradford, J.H. & Sawyer, D.S. 2002. Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection. Part II: prestack depth migration and field examples. *Geophysics, 67: 98-109.*
- Bradford, J.H. 2002. Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection. Part I: the failure of NMO velocity analysis and quantitative error prediction. *Geophysics, 67: 89-97.*
- Brasil. 1988. Constituição da República Federativa do Brasil. Congresso Nacional, Brasília.
- Brasil. 1997. Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Diário Oficial da União, 9 de janeiro de 1997.
- Brigante, E. J. & Espíndola, E. L. G. 2003. *Limnologia Fluvial: Um Estudo no Rio Mogi-Guaçu. São Carlos: Editora RiMa, 278p.*
- Broomley, J.; Mannström, B.; Nisca, D.; Jamtlid, A. 1994. Airborne geophysics: Application to groundwater study in Botswana. *Groundwater, 32: 79-90.*
- Bu, X. and Warner, M.J. (1995). Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. *Deep Sea Res., 42: 1151-1161.*
- Busenberg, E. & Plummer, L.N. 1992. Use of Chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as Hydrologic Tracers and Age-Dating Tools: The Alluvium and Terrace System of Central Oklahoma. *Water Resources Research, 28: 2257-2283.*
- Cabral, J. 1997. Movimento das Águas Subterrâneas. *In: Feitosa, A.C.F. & Manoel Filho, J. (Coord). Hidrogeologia: Conceitos e aplicações. CPRM/LABHID. Fortaleza. p.35-51.*
- Camponogara, I.; Brutti, E.A.; Konrad, C.G.; Goldani, J.Z.; Silva, J.L.S. 2004. Mapeamento da vulnerabilidade natural à contaminação de aquíferos e risco de poluição dos recursos hídricos subterrâneos no município de Soledade/RS. Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário. Florianópolis, p. 1-8.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, m.a. 1997a. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências, 27:283-294.*
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1997b. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências, 27:269-282.*
- Campos, J.E.G. & Freitas-Silva, F.H. 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. *In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte I, vol.II., 66p.*
- Campos, J.E.G. 1996. Estratigrafia, sedimentação, evolução tectônica e geologia do diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 204p.

- Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34:41-48.
- Carmelo, A.C. 2002. Caracterização de aquíferos fraturados por integração de informações geológicas e geofísicas. Tese de doutorado, Universidade de Brasília- UnB, 153p.
- Carreón-Freyre, D.; Cerca, M.; Luna-González, L.; Gámez Gonzáles, F.J. 2005. Influencia de la estratigrafia y estructura geológica em el flujo de água subterrânea del Valle de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciências geológicas*, 22: 1-18.
- Cavalcanti, S. S.; Sato, H. K.; Lima, O.A. L. 2001. Geofísica elétrica na caracterização da hidrologia subterrânea na região do Aterro Metropolitano Centro, Salvador, Bahia. *Brazilian Journal of Geophysics*, 19:155-168.
- Chandra, S.; Rao, V.A.; Krishnamurthy, N.S.; Dutta, S.; Ahmed, S. 2006. Integrated studies for characterization of lineaments used to locate groundwater potencial zones in a hard rock region of Karnataka, India. *Hydrogeology Journal*, 14: 1042-1051.
- Chow, V.T. 1959. *Handbook of applied hydrology*. New York, McGraw-Hill. Paginação irregular.
- Clark, I.D. & Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers. New York, United States of America. 328p.
- CNRH 2001. Resolução nº15, de 11 de janeiro de 2001. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, 22 de janeiro de 2001.
- CNRH 2002. Resolução nº22, de 24 de maio de 2002. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, 04 de julho de 2002.
- Cook, P.G.; Plummer, L.N.; Busemberg, E. 2006. Principles of Chlorofluorocarbon Dating. *In*: Busenberg, E.; Cook, P.G.; Gröning, M.; Han, L.F.; Oster, H., Plummer, L.N.; Solomon. D.K. *Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: a guidebook*. Vienna: International Atomic Energy Agency. 277p.
- Coriolano, A.C.F.; Sá, E.F.J.; Silva, C.C.N. 2000. Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a preliminary approach in the eastern domains of Rio Grande do Norte state, northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30: 350-352.
- Costa, S.N.; Martinez, M.A.; Matos, A.T.; Ramos, V.B.N. 1999. Mobilidade de nitrato em colunas de solo sob condições de escoamento não permanente. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3:190-194.
- Craig, H. 1961a. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133: 1833-1834.
- Craig, H. 1961b. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

- Da Silva, C.L. 2003. Análise estatística das características de vazão do córrego Capetinga. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 7: 311-317.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotope in precipitation. *Tellus*, 16:436–468.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais... vol.2, p.597-610.
- Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*. Salvador, 1, Anais ... p.140-156.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília fold belt. *In: SBG, International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, Cordanni, U.G.; Milani, E.J.; Thomas Filho, A.; Campos, D.A. *Tectonic Evolution of South América*, p. 231-263.
- Dávila, C. A. R. & Kuyumjian, R.M. 2005. Mineralizações de ouro do tipo orogênico em arco magmático paleoproterozóico, borda oeste do Cráton São Francisco, regiões de São Domingos (GO) e Correntina (BA). 35: 187-198.
- Davis, G.H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley, New York, 475p.
- Davis, J.C. 2002. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, 638p.
- Davis, S.N.; Thompson, G.M.; Bentley, H.W.; Stiles, G. 1980. Ground-water tracers - a short review. *Ground Water*, 18:14-23.
- Derouane, J. & Dassargues, A. 1998. Delineation of groundwater protection zones based on tracer tests and transport modeling in alluvial sediments. *Environmental Geology* 36: 27-36.
- Divine, C.E. & McDonnell, C. 2005. The future of applied tracers in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 13:255-258.
- Don, N.C.; Araki, H.; Yamanishi, H.; Koga, K. 2005. Simulation of groundwater flow and environmental effects resulting from pumping. *Environmental Geology*, 47: 361-374.
- Doolittle, J.A.; Jenkinson, B.; Hopkins, D.; Ulmer, M.; Tuttle, W. 2006. Hydrogeological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow patten in areas of coarse-textured soils. *Geoderma*, 131: 317-329.
- Drewniok, C. 1994. Multispectral edge detection. Some experiments on data from Landsat-TM. *International Journal of Remote Sensing*, 15: 3743-3765.
- Einarson, M.D. & Mackay, D.M. 2001. Predicting impacts of contamination. *Environmental Science and Technology* 35:66-73.
- Elis, V. R. & Zuquette, L. V. 2002. Caracterização geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos sólidos urbanos. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 119-134.

- Entekhabi, D. & Moghaddam, M. 2007. Mapping recharge from space: roadmap to meeting the grand challenge. *Hydrogeology Journal*, 15:105-116.
- Etcheverry, D. & Pierre, P. 2000. Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology Journal*, 8: 200–208.
- Fachin, S.J.S.; Huber, F.; Shiraiwa, S.; Borges, W.R.; Migliorini, R.B. 2006. Aplicação do métodos geofísicos para identificar áreas contaminadas. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24: 129-138.
- Fenzl, N. 1986. *Introdução à Hidrogeoquímica*. Belém: Universidade Federal do Pará. 189p.
- Fetter, C. W. 2000. *Applied Hydrogeology*. Upper Saddle River. Prentice Hall. 458 p.
- Field, M.S. 1999. The QTRACER Program for tracer-breakthrough curve analysis for karst and fractured-rock aquifers. Office of Research and Development, Washington DC, EPA/600/R-98/156a.
- Figueiredo, S. V. A. 1999. Produção quantitativa e qualitativa de água. *Ação Ambiental*. 3:7-8.
- Flury, M. & Wai, N.N. 2003. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Reviews of Geophysics*, 41: 1002.
- Ford, D. & Williams, P. 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman & Hall, 601p.
- Foster, S. & Hirata, R. 1988. Groundwater pollution risk evaluation: the methodology using available data. CEPIS, Lima, 78p.
- Francese, R.G.; Hajnal, Z.; Prugger, A. 2002. High-resolution images of shallow aquifers – a challenge in near-surface seismology. *Geophysics*, 67:177-187.
- Freeze, R A.; Cherry, J. A. 1979. *Groundwater*. Englewood cliffs: Prentice Hall, 604 p.
- Freire, C.C.; Ribeiro, M.M.R.; Pereira, J.S. 2007. Aspectos legais de las águas subterrâneas em Pernambuco – Brasil. *In: II Encuentro de las águas, Uruguai, Resúmenes y trabajos presentados*, p.1-7.
- Freitas, P.L.; Bernardi, A.C.C.; Manzatto, C.V.; Ramos, D.P.; Dowich, I.; Landers, J,N. 2004. Comportamento físico-químico dos solos de textura arenosa e média do oeste baiano. EMBRAPA, Comunicado técnico 27, 7p.
- Freitas-Silva, F. H. & Dardenne, M. A. 1992. Quadro Estratigráfico das Formações Vazante e Paracatu na Região de Paracatu na Região de Paracatu – MG. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 6. Ouro Preto, 1991. *Anais...Ouro Preto, SBG-MG, REM*, vol. 45, pp 91-93.
- Freitas-Silva, F. H. & Dardenne, M. A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE.*, 4. Brasília, 1991. *Anais...Brasília, SBG-DF/CO*, p.164-165.

- Freitas-Silva, H. F. 1991. Enquadramento Litoestratigráfico e Estrutural do Depósito de Ouro do Morro do Ouro, Paracatu – MG. Brasília. Universidade de Brasília – Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, 151 p.
- Freitas-Silva, H. F. 1996. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu – MG. Brasília. Universidade de Brasília – Instituto de Geociências. Tese de Doutorado, 338 p.
- Frind, E.O.; Molson, J.W.; Rudolph, D.L. 2006. Well vulnerability: a quantitative approach for source water protection. *Ground Water*, 44: 732-742.
- Gallas, J.D.F.; Taioli, F.; Malagutti Filho, W.; Prado, R.L.; Dourado, J.C. 2001. Métodos e técnicas geoeletricas rasas na delimitação de área afetada por ruptura em teto de túnel urbano. *Brazilian Journal of Geophysics*, 19:33-46.
- Gandolfo, O.C.B.; Souza, L.A.P.; Tessler, M.G. 2001. Shallow stratigraphy of Ilha Comprida -SP by ground penetrating radar survey. *Rev. Bras. Geof.*, 19: 251-262.
- Garbrecht, J. & Martz, L. W. 1994. Grid size dependency of parameters extracted from digital elevation models. *Computers and Geosciences* 20: 85-87.
- Garcia, M.S. & Souza, B.S.P. 2003. Município de Dilermano de Aguiar-RS: Sociedade e meio ambiente. *In: X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada.*, Rio de Janeiro, p. 146-150.
- Gaspar, M.T.P. 2006. Sistema Aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 158p.
- Gastmans, D. & Kiang, C.H. 2005. Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no estado de Mato Grosso do Sul. *Águas Subterrâneas*, 19(1):35-48.
- Gat, J.R. 1971. Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. *Water Resour. Res.*, 7: 980-993.
- Genereux, D.P.; Hemond, H.F.; Mulholland, P.J. 1993. Spatial and temporal variability in streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. *Journal of Hydrology*, 142: 137-166.
- Genereux, D.P. & Jordan, M. 2006. Interbasin groundwater flow and groundwater interaction with surface water in lowland rainforest, Costa Rica: a review. *Journal of Hydrology*. 320:385-399.
- Genthner, C.; FerrarI, J.A.; Karmann, I. 2003. Identificação das Áreas de Recarga de Fontes Cársticas com o Uso do Traçador Rodamina FWT (Área Carbonática Lajeado-Bombas, Iporanga-SP). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 24: 11-23.
- Grant, F.S. & West, G.F. 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. New York: McGraw-Hill, 583p.

- Guay, B.E.; Eastoe, C.J.; Bassett, R.; Long, A. 2006. Identifying sources of groundwater in the lower Colorado River valley, USA, with d18O, dD, and 3H: implications for river water counting. *Hydrogeology Journal*, 14:146–158.
- Guyot, J.L.; Auler, A.; Oga, D.; Obstancias, I.; Appay, J.L. 1996. Balanço hidro-geoquímico / bilan hydro-geochimique. *In: Guyot, J.P. (ed) Expedições Espeliológicas Franco-Brasileiras Goiás 94 & 95, carste São Domingos, Goiás, Brasil.* pg..52-63.
- Haeni, F.P. 1986. Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England. *Geophysics*, 51:236-249.
- Hageman, R.; Nief, G., Roth, E. 1970. Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*. 2: 712-715.
- Haitjema, H.M. 1995. Analytic element modeling of groundwater flow. San Diego, California: Academic Press. 394 p.
- Happell, J.D.; Opshl, S.; Top, Z.; Chanton, J.P. 2006. Apparent CFC and 3H/3He age differences in water from Floridan Aquifer springs. *Journal of Hydrology*, 319: 410-426.
- Healy, R.W & Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 91-109.
- Heim, S.; Schwarzbauer, J.; Littke, R. 2004. Monitoring of waste deposit derived groundwater contamination with organic tracers. *Environ Chem Lett*, 2:21-25.
- Henriksen, H. & Braathen, A. 2006. Effects of fracture lineaments and in-situ rock stresses on groundwater flow in hard rocks: a case study from Sunnfjord, western Norway. *Hydrogeology Journal*, 14: 444-461.
- Hermes, L.C. & Silva, A.S. 2004. Avaliação da qualidade das águas: manual prático. Embrapa informação tecnológica, 55p.
- Herold, T.; Jordan, P.; Zwahlen, F. 2000. The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae Geological Helvetiae*, 93: 349-362.
- Hinkle, S.R., Snyder, D.T. 1997. Comparison of Chlorofluorocarbon-age Dating and Particle-tracking Results of a Regional Ground-water Flow Model of the Portland Basin, Oregon and Washington, Water-Supply Paper 2483, US Geological Survey, Denver, CO.
- Hoffmann, J. 2005. The future of satellite remote sensing in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 13: 247-250.
- Hoffmann, J. & Sander, P. 2007. Remote sensing and GIS in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 15: 1–3.
- Höhener, P.; Werner, D.; Balsiger, C.; Pasteris, G. 2003. Worldwide Occurrence and Fate of Chlorofluorocarbons in Groundwater. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 33:1-29.

- Hubbert, M.K. 1940. The theory of groundwater motion. *Journal of Geology*, 48:785-944.
- IBGE & EMBRAPA. 2001. Mapa de solos do Brasil. 1:5.000.000, Rio de Janeiro.
- IBGE. 2006. Mapa de unidades de relevo do Brasil. 1:5.000.000, Rio de Janeiro.
- Jackson, T.J. 2002. Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 40-51.
- Karmann, I. & Setubal, J.C.1996. Sistema São Mateus-Imbira/Système São Mateus-Imbira. *In: Guyot, J.P. (ed) Expedições Espeliológicas Franco-Brasileiras Goiás 94 & 95, carste São Domingos, Goiás, Brasil. pg..161-166.*
- Karous, M.; Kelly, W.E.; Landa, I.; Mares, S.; Mazác, O.; Müllers, K.;Müllerová, J. 1993. *Applied Geophysics in Hydrogeological and Engeneering Practice*. Elsevier, 298p.
- Käss, W.1998. *Tracing Technique in Geohydrology*. Balkema, Rotterdam, 580p.
- Kauffman, G.J. 2002. What if...the United States of America were based on watersheds? *Water Policy*, 4:57-68.
- Keller, G.V; Frischknecht, F.C. 1977. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford: Pergamon, 517 p.
- Kelly, W. E. & Mares, S. 1993. *Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice*. Amsterdam: Elsevier, 289 p.
- Kelson, K.I. & Wells, S.G. 1989. Geologic influences on fluvial hydrology and bedload transport in a small mountainous watershed, northern New Mexico, U.S.A. *Earth Surf. Processes Landform* 14: 671-690.
- Kerr, Y.H. 2007. Soil moisture from space: where are we? *Hydrogeology Journal*, 15(1): 117-120.
- Kohnke M.W. 2001. Atenuação natural de contaminantes, metodologias para a delimitação do perímetro de proteção de poços (PPP). *ABAS Informa*, S.Paulo, 121:9-10.
- Lago, A.L.; Elis, V.R.; Giacheti, H.L. 2006. Aplicação integrada de métodos geofísicos em uma área de disposição DE Resíduos sólidos urbanos em Bauru –SP. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24: 357-374.
- Latrubesse, E.M. 2005. Mapa geomorfológico do estado de Goiás. Relatório Final, Goiânia SIC/SGM/FUNMINERAL, 85p.
- Le Bret, M. 1996. Prefácio. *In: Guyot, J.P. (ed) Expedições Espeliológicas Franco-Brasileiras Goiás 94 & 95, carste São Domingos, Goiás, Brasil. pg.151-158.*
- Leal, P.J.V. 2006. Rede de fluxos subterrâneos entre vales de cabeceiras de drenagem vizinhos. *In: Encontro do Grupo Pronex, engenharia geotécnica, hidrologia e Reabilitação de áreas degradadas no sistema encostas-planície*. Bananal (SP), Anais, 79-83.

- Leblanc, M.; Guillaume, F.; Tweed, S.; Leduc, C.; Razack, M.; Mofor, L. 2007. Remote sensing for groundwater modeling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15: 97-100.
- Lobo-Ferreira, J.P. 1998. Vulnerabilidade à poluição de águas subterrâneas: fundamentos e conceitos para uma melhor gestão e proteção dos aquíferos de Portugal. *In: APRH, Congresso da Água, 4, Lisboa, comunicações, p. 1-16.*
- Lousada, E.O. 2005. Estudos Hidrogeológicos e Isotópicos no Distrito Federal: Modelos Conceituais de Fluxo. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado. 127p.
- Lucena, L.R.F.; Rosa Filho, E.F.; Bittencourt, A.V.L. 2004. A potenciometria do aquífero Barreiras no setor oriental da Bacia do Rio Pirangi-RN e considerações sobre a relação com mananciais superficiais. *Revista águas subterrâneas* 18: 19-28.
- Luiz, J. G. & Silva, L. M. C. S. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém: Editora Universitária UFPA-Editora Cejup, 311p.
- MacDonald, A.M.; Davies, J.; Peart, R.J. 2001. Geophysical methods for locating groundwater in low permeability sedimentary rocks: examples from southeast Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 32: 115-131.
- Maidment, D.R. 1993. Handbook of hydrology. Mc Graw Hill, INC, 1424p.
- Maió, C.R. 1986. Alterações ambientais no Distrito Federal, baseadas na geomorfologia dinâmica. *Rev. Bras. Geogr.*, 48(3):259-284.
- Manoel Filho, J. 1997. Contaminação das águas subterrâneas. *In: Feitosa, A.C.F. & Manoel Filho, J. (Coord). Hidrogeologia: Conceitos e aplicações. CPRM/LABHID. Fortaleza. p.109-132.*
- Marcelino, T. H.; Shiraiwa, S., Borges, W. R.; Priante Filho, N.; Raiter, F. 2005. Ground Penetrating Radar (GPR) water level monitoring study of a mature transitional tropical forest. *Acta Amaz.*, 35: 367-374.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. *In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1. Salvador, Anais... p.100-113.*
- Martins, E.S. & Baptista, G.M.M. 1998. Compartimentação geomorfológica e sistemas morfodinâmicos do Distrito Federal. *In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte II. 53p.*
- Martins, E.S.; Reatto, A.; Carvalho Júnior, O.A.; Guimarães, R.F. 2004. Evolução geomorfológica do Distrito Federal. Documentos, Embrapa Cerrados, 57p.
- Martins, J.A. 1976. Escoamento Superficiais. *In: Pinto, S.N.L.; Holtz, A.C.T.; Martins, J.A., Gomide, F.L.S. Hidrologia Básica. São Paulo: Edgard Blücher. p.36-43.*

- Masoud, A. & Koike, K. 2006. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/ STRM DEM – derived lineaments and relationship to hydrologic setting in Siwa region, NW Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 45: 467-477.
- Mayo, A.L. & Koontz, W. 2000. Fracture flow and groundwater compartmentalization in the Rollins Sandstone, Lower Mesaverde Group, Colorado, USA. *Hydrogeology Journal* 8: 430-446.
- Meneill, J.D. 1980. Eletromagnetics terrain conductivity measurements at low induction numbers. Tech. Note TN-6, Geonics Ltd, Mississauga, Ontario, Canadá, 13p.
- Meijerink, A.M.J. 1996. Remote sensing applications to hydrology: groundwater. *Hydrology Science*, 41: 549-561.
- Miloradov, R.M.; Marjanovic, P.; Cukic, Z. 1995. Water resources assessment as the basic tool for sustainable and environmentally sound river basin management. *Wat. Sci. Tech.*, 32: 45-53.
- Molson, J.W. & Frind, E.O. 2005. How old is the water? Simulating groundwater age at the watershed scale. In: *Proceedings of GQ2004, 4th international Groundwater Quality Conference, Canadá*, 297:482-488.
- Monroe, W.H. 1974. Dendritic dry valleys in the cone karst of Puerto Rico. *Journal of Researches. Geological Survey*, 2: 159-163.
- Moreira, C.A. & Dourado, J.C. 2005. Análise de contaminantes de fase líquida não aquosa (NAPLs) por aplicação do método eletromagnético indutivo (EM). *Revista Brasileira de Geofísica*, 23: 213-220.
- Novaes Pinto, M. & Carneiro, P.J.R. 1984. Análise preliminar das feições geomorfológicas do Distrito Federal. In: *CONGR. BRAS. DE GEOGRAFOS. 4. 1984. Anais ... São Paulo. Livro II, v.2. p.190-213.*
- Novaes Pinto, M. 1986a. Caracterização morfológica do Curso Superior do Rio São Bartolomeu - Distrito Federal. *Rev. Bras. Geogr.*, 48(4):377-397.
- Novaes Pinto, M. 1986b. Unidades geomorfológicas do Distrito Federal. *Geografia*, 11(21):97-109.
- Novaes Pinto, M. 1987. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. *Rev. Bras. Geogr.*, 49(2):9-26.
- Novaes Pinto, M. 1994a. Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. In: *NOVAES PINTO, M. (org). Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas. Brasília. Editora UnB. 2a ed.. p. 285-320.*
- Novaes Pinto, M. 1994b. Paisagens do cerrado no Distrito Federal. In: *Novaes Pinto, M. (org). Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas. Brasília. Editora UnB. 2a ed. p. 511-542.*

- Paixão, M.S.G. 2005. Análise da acurácia das estimativas de posicionamento do nível freático e dos teores de umidade no solo com o emprego dos métodos de sísmica de refração rasa e georadar a partir de um estudo no Campus da USP, São Paulo/SP. 117p. Dissertação (Mestrado) – Instituto Astronômico, Geofísico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.
- Palaky, G.J.; Ritsema, I.L.; Jong, S.J. 1981. Electromagnetic prospections for groundwater in Precambrian terrains in the Republic of Upper Volta. *Geophysical Prospecting*, 29:932-955.
- Perret, J.F. 1996. Lapa da Terra Ronca/ Grotte de Terra Ronca. *In: Guyot, J.P. (ed) Expedições Espeliológicas Franco-Brasileiras Goiás 94 & 95, carste São Domingos, Goiás, Brasil.* pg.151-158.
- Pissarra, T.C.T.; Politano, W.; Ferraudo, A.S. 2004. Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do Córrego Rico, Jaboticabal (SP). *R. Bras. Ci. Solo*, 28: 297-305.
- Rademacher, L.K.; Clark, J.F.; Boles, J.R. 2003. Groundwater residence times and flow paths in fractured rock determined using environmental tracers in the Mission Tunnel; Santa Barbara County, California, USA. *Environmental Geology*, 43: 557–567.
- Rango, A. & Shalaby, A.I. 1998. Operational applications of remote sensing in hydrology: success, prospects and problems. *Hydro. Sci.* 43: 947-968.
- Reatto, A.; Martins, E.S.; Farias, M.F.R.; Silva, A.V.S.; Carvalho Júnior, O.A. 2004. Mapa pedológico digital- SIG atualizado do Distrito Federal escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo. Documentos, Embrapa Cerrados, 31p.
- Rebouças A.C. 2005. Água subterrânea no sistema nacional de gerenciamento dos recursos hídricos. *ABAS Informa*, São Paulo, 154:3.
- Rennó, D. C. & Soares, J. V., 2001. Discretização espacial de bacias hidrográficas. *In: X simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, 2001, Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: INPE, 2001, p. 485-492.*
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics.* John Wiley & Sons Ltd, 796p.
- Ribeiro, C.B.M.; Marques, F.A.; Silva, D.D. 2005. Estimativa e regionalização de vazões mínimas de referência para a Bacia do rio doce. *Engenharia na Agricultura*, 13: 103-117.
- Rocha, G. A. 1997. O grande manancial do Cone Sul. *Estudos Avançados* 11:191-212.
- Rodet, J. 1996. Registros Carstológicos/Repères Karstologiques. *In: Guyot, J.P. (ed) Expedições Espeliológicas Franco-Brasileiras Goiás 94 & 95, carste São Domingos, Goiás, Brasil.* Pg. 151-158.

- Rozanski, K.; Araguas-Araguas, L; Gonfiantini, R.. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climate Change in Continental Isotopic Record* (P.K. Swart, K.L. Lohman, J.A. McKenzie and S. Savin, edc.). Geophys. Monogr. 78: 1-37.
- Salama, R.B.; Tapley, I.; Ishii, T.; Hawkes, G. 1994. Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162:119-141.
- Sander, P. 2007. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal* 15: 71–74.
- Santos, C. A. 1997. Noções de Hidroquímica. *In: Feitosa, A.C.F. & Manoel Filho, J. (Coord). Hidrogeologia: Conceitos e aplicações. CPRM/LABHID. Fortaleza. p 81-108.*
- Santos, F.M. 2005. Aplicação de métodos geofísicos no estudo da contaminação de águas subterrâneas no lixão de Cuiabá-MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Mato Grosso – UFMT, 88p.
- Santos, P.R.A.; Gaboardi, C.; Oliveira, L.C. 2006. Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia*, 58: 101-107.
- Schultz, H.D. 1998. Evaluation and interpretation of tracing tests. *In: Käss, W. Tracing Technique in Geohydrology. Balkema, p.340-386.*
- Scopel, R.M.; Teixeira, E.C.; Binotto, R.B. 2005. Caracterização hidrogeoquímica de água subterrânea em áreas de influência de futuras instalações de usinas hidrelétricas – Bacia Hidrográfica do Rio Taquarintas/RS, Brasil. *Química Nova*, 28: 383-392.
- Sgarbi, G.N.; Sgarbi, P.B.A.; Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Penha, U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. A Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG/MG – Belo Horizonte, p. 93-138.*
- Shaban, A.; Khawlie, M.; Abdallah, C. 2006. Use of remote sensing and GIS to determine recharge potencial zones: the case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology Journal*, 14: 433-443.
- Sharpe, D.R.; Hinton, M.J.; Russel, H.A.J.; Desbarats, A J. 2002. The need for basin analysis in regional hydrogeological studies: Oak Ridges Moraine, Southern Ontario. *Geoscience Canadá* 29:3-20.
- Silva, A.B.; Mendonça Júnior, T.; Oliveira, T.; Ancheschi, W.J.; Cruz, A.S.J.; Giacometi, A.N.; Arruda, G.A.; Daoud, W.E.K.; Santos, R.V.; Bizzi, L.A.; Carvalho Júnior, A.L.P.; Pereira, S.P.; Ferreira, A.M.; Colela Júnior, O.; Banhos, S.S.; Rosa, J.W.C.; Abdallah, S.; Serradourada, H.P.; Azevedo, G.C.; Santos, R.B.; Martinez, J.E.A.; Pontes, C.S. 1983. Geologia da região de São Domingos- GO. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB.

- Silva, J.E.; Loureiro, E.M.L.; Elis, V.R.; Hiodo, F.Y.; Porsani, J.L. 2002. Aplicação de ensaios elétricos e eletromagnéticos em problema de poluição ambiental. *Revista Brasileira de Geofísica*, 20: 193-198.
- Silveira, C.S. & Silva Júnior, G.C. 2002. O Uso de Isótopos Ambientais em Estudos Hidrogeológicos no Brasil: Uma Resenha Crítica. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 25:25-43
- Siqueira, A.F. 1978. Uso dos dados isotópicos e químicos como indicadores de origem das águas e sais dissolvidos no Aquífero Calcário Bambuí – Irecê – BA. Universidade Federal da Bahia. Tese de Doutorado. 86p.
- Sjögren, B. 1984. *Shallow refraction seismics*. London: Chapman & Hall, 268 p.
- Smith, L. & Wheatcraft S.W. 1993. Groundwater Flow. *In: Maidmanet, D.R. Handbook of Hydrology*. New York: Mcgraw – Hill.1391p.
- Solomon, S. & Quiel, F. 2006. Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. *Hydrogeology Journal*, 14: 729-741.
- Sousa Pinto, N.L.1976. Introdução. *In: Sousa Pinto et al., Hidrologia Básica*. São Paulo, Edgard Blücher, 278p.
- Sukhija, B.S.; Reddy, D.V.; Nagabhushanam, P.; Bhattacharya, S.K.; Jani, R.A.; Kumar, D. 2006. Characterization of recharge processes and groundwater flow mechanisms in weathered-fractured granites of Hyderabad (India) using isotopes. *Hydrogeology Journal*, 14: 663–674.
- Swanson, S.K.; Bahr, J.M.; Bradbury, K.R.; Anderson, K.M. 2006. Evidence for preferential flow through sandstone aquifers in Southern Wisconsin. *Sedimentary Geology* 184: 331-342.
- Telford, W.M. 1985. *Applied geophysics*. Cambridge: Cambridge Univ Press, 860 p.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E.; Keys, D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 860p.
- Tiedman, R.C., Goode, D.J., E Hsieh, P.A. 1998. Characterizing a ground water basin in New England Mountain and valley terrain. *Ground Water* 36(4):611-621.
- Tolstikhin, In. & Kamensky, I.L. 1969. Determination of ground-water ages by the T-3He method*. *Geochemistry International*, 6: 810-811.
- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4795-4812.
- Tucci, C. E. M. 2000. Regionalização de Vazões. *In: Tucci, C. E. M. (ed.), Hidrologia: Ciência e Aplicação*, Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ABRH, Edusp, Porto Alegre, RS. 943p.

- Tundisi, J.G. 2003. Ciclo Hidrológico e Gerenciamento Integrado. *Ciência e Cultura*, 55(4): 31-33.
- Tweed, S.O.; Leblanc, M.; Webb, J.A. 2007. Remote sensing and GIS for mapping groundwater recharge and discharge areas in salinity prone catchments, southeastern Australia. *Hydrogeology Journal*, 15: 75-96.
- Van Overmeeren, R.A. 1994. Georadar for Hydrology. *First Break*, 12:401-408.
- Vandas, S.J.; Winter, T.C.; Battaglin, W.A. 2002. Water and the environment American Geological Institute in cooperation with Bureau of Reclamation, National Park Service, U.S.Army Corps of Engineers, USDA Forest Service and USGS. 64p.
- Warner, M.J., Weiss, R.F. 1985. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res.* 32:1485–1497.
- Weiss, R.F., Price, B.A. 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Mar. Chem.* 8: 347–359.
- White, J.E. & Sengbush, R.L. 1953. Velocity measurements in near-surface formations. *Geophysics*, 18: 54-69.
- White, W. B. 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York, Oxford University Press.
- Whitehead, P.G. & Robinson, M. 1993. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. *Journal of Hydrology*, 145: 217-230.
- Winter, T.C.; Rosenberry, D.O.; LaBaugh, J.W. 2003. Where does the groundwater in small watersheds come from? *Ground Water*, watershed issue, 41: 989-1000.
- Wladis, D. 1999. Automatic lineament detection using digital elevation models with second derivative filters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65: 453-458.
- Zini, A.; Forlin, R.; Andreazza, P & Souza, A. 1988. Depósito do Morro do Ouro. Paracatu, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C. E. S. 1988. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Metais Básicos não Ferrosos, Ouro e Alumínio*. Brasília. DNPM, vol. 3, pp 479-489.

ANEXOS

ESTUDOS DE CASO

1 - Inventário de pontos d'água utilizados na construção do mapa potenciométrico.

Ponto	Coordenadas UTM	NP (m)	Tipo	Observações
1	0380704m E/ 8474778m N	872	Poço	Faz. Xanxere
2	0383384m E/ 8478668m N	864	Poço	Faz. Dois Amigos
3	0380698m E/ 8478482m N	872	Poço	-
4	0388966m E/ 8475777m N	822	Poço	Faz. Brasholandi
5	0391735m E/ 8479444m N	844	Poço	Faz. Vale do Arrojado
6	0391124m E/ 8477919m N	849	Poço	Faz. Vale do Arrojado
7	0390852m E/ 8478557m N	850	Poço	Faz. Vale do Arrojado
8	0397212m E/ 8478860m N	848	Poço	Faz. Veneza/Flor
9	0398009m E/ 8485951m N	811	Poço	Faz. Boi Forte
10	0405933m E/ 8479823m N	827	Poço	Faz. Ivatuba
11	0403143m E /8485591m N	792	Poço	Faz. São José
12	0412251m E /8481851m N	791	Poço	Faz. Tapera Grande
13	0408563m E /8502848m N	806	Poço	Faz. Boa Esperança
14	0398565m E /8498941m N	814	Poço	Faz. Grão Bahia
15	0395907m E /8497757m N	796	Poço	Faz. Camponesa
16	0378253m E /8489191m N	857	Poço	Faz. Da Piva 2
17	0373383m E /8491144m N	867	Poço	Faz. Bela Vista
18	0377058m E /8493909m N	871	Poço	Faz. Cambara
19	0377145m E /8496435m N	832	Poço	Faz. Sta. Maria
20	0374568m E /8500194m N	836	Poço	Faz. Ouro Verde
21	0371115m E /8510590m N	804	Poço	Faz. GBC
22	0368618m E /8529539m N	888	Poço	Faz. São Luíz
23	0414296m E / 8525002m N	776	Poço	Faz. Campinas
24	0375381m E /8504346m N	846	Poço	Faz. Grão Dourado
25	0363611m E /8487808m N	798	Nascente	-
26	0356512m E /8515532m N	700	Nascente	-
27	0364453m E /8490131m N	797	Nascente	-
28	0365770m E /8507774m N	760	Nascente	-
29	0364979m E /85062520m N	770	Nascente	-
30	0357059m E /8512756m N	700	Nascente	-
31	0363704m E /8513489m N	765	Nascente	-
32	0363943m E /8514633m N	760	Nascente	-
33	0364897m E /8516058m N	810	Nascente	-
34	0355442m E /8522777m N	700	Nascente	-
35	0367693m E /8518371m N	800	Nascente	-
36	0371400m E /8525176m N	799	Nascente	-
37	0368919m E /8524494m N	800	Nascente	-
38	0357556m E /8515634m N	700	Nascente	-
39	0366778m E /8524049m N	784	Nascente	-
40	0355735m E /8511928m N	700	Nascente	-
41	0363823m E /8523762m N	864	Nascente	-
42	0357994m E /8527390m N	748	Nascente	-
43	0356690m E /8521045m N	700	Nascente	-
44	0355187m E /8489362m N	750	Nascente	-
45	0356321m E /8497439m N	700	Nascente	-
46	0358956m E /8515621m N	700	Nascente	-
47	0359515m E /8487387m N	775	Nascente	-

Ponto	Coordenadas UTM	NP (m)	Tipo	Observações
48	0354769m E /8480584m N	700	Nascente	-
49	0358715m E /8480718m N	755	Nascente	-
50	0387509m E /8512034m N	838	Nascente	-
51	0393550m E /8514082m N	819	Nascente	-
52	0415216m E / 8527394m N	800	Nascente	-
53	0355913m E /8519759m N	700	Nascente	-
54	0387714m E /8531937m N	830	Nascente	-
55	0367694m E /8534983m N	926	Nascente	-
56	0356444m E /8502902m N	700	Nascente	-
57	0361861m E /8476820m N	760	Nascente	-
58	0360211m E /8498993m N	718	Nascente	-
59	0372881m E /8496801m N	823	Nascente	-
60	0376535m E /8522961m N	800	Nascente	-
61	0379277m E /8526416m N	800	Nascente	-
62	0356410m E /8510031m N	700	Nascente	-

Poço de Observação 2			Poço de Observação 3			Poço de Observação 4			Poço de Observação 5		
Horário	CE	T (°C)	Horário	CE	T (°C)	Horário	CE	T (°C)	Horário	CE	T (°C)
07:00	6,43	23,1	07:01	19,29	23,3	07:02	11,04	23,4	07:05	11,74	23,2
07:40	6,16	23,3	07:42	18,37	23,4	07:43	10,11	23,7	07:45	10,24	23,7
08:20	5,82	23,4	08:22	17,89	23,2	08:23	9,92	23,7	08:25	10,01	23,9
09:00	5,43	23,7	09:03	18,29	23,9	09:04	9,83	23,9	09:05	9,50	24,3
09:40	4,90	23,8	09:42	18,11	23,5	09:43	9,93	24,0	09:45	9,00	24,0
10:20	5,27	24,3	10:22	16,32	23,8	10:23	10,08	24,0	10:25	9,77	24,4
11:00	6,37	24,0	11:02	15,47	23,5	11:03	9,95	23,9	11:05	10,02	24,2
11:40	4,78	23,7	11:41	12,73	23,4	11:42	9,76	23,9	11:43	9,26	23,9
12:20	4,46	23,8	12:21	16,16	23,6	12:22	10,09	23,9	12:23	8,85	23,8
13:00	4,50	23,9	13:01	15,25	23,6	13:03	10,40	23,9	13:05	9,33	24,2
13:40	4,99	24,1	13:41	15,80	23,6	13:42	10,64	24,0	13:47	9,35	24,6
14:20	6,74	23,7	14:19	18,68	23,7	14:17	13,93	24,6	14:15	10,61	25,0

3 – Dados de potenciometria obtidos nos poços de observação inseridos na área do Núcleo Rural Assentamento Três Conquistas, referentes ao ano de 2006.

Poço	07/01/06	06/02/06	04/03/06	05/04/06	01/05/06	05/06/06	01/07/06	06/08/06	04/09/06	06/10/06	02/11/06	02/12/06	Média
1	2,02	2,43	2,35	1,96	1,69	2,42	2,86	3,49	4,04	4,60	2,59	2,95	2,78
2	2,56	2,67	2,55	2,21	1,78	2,43	2,97	3,67	4,35	5,27	3,73	3,52	3,15
3	1,43	1,71	1,66	1,42	1,03	1,75	2,25	2,89	3,49	4,31	2,62	2,56	2,26
4	1,33	1,70	1,64	1,53	1,31	1,83	2,18	2,67	3,19	3,72	1,89	2,16	2,10
5	5,58	6,41	6,06	5,21	4,15	5,82	6,88	7,35	7,53	7,93	6,04	7,11	6,34