

**Universidade Federal de Santa Catarina  
Curso de Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental**

**CALIBRAÇÃO DO MODELO SCBR PARA DETERMINAÇÃO  
DO FLUXO ADVECTIVO E DISPERSIVO DA ÁGUA  
SUBTERRÂNEA NA ÁREA EXPERIMENTAL DA RESSACADA**

**Carlos José de Amorim Júnior**

**FLORIANÓPOLIS, (SC)  
DEZEMBRO/2004**

**Universidade Federal de Santa Catarina  
Curso de Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental**

**CALIBRAÇÃO DO MODELO SCBR PARA DETERMINAÇÃO  
DO FLUXO ADVECTIVO E DISPERSIVO DA ÁGUA  
SUBTERRÂNEA NA ÁREA EXPERIMENTAL DA RESSACADA**

**Carlos José de Amorim Júnior**

**Trabalho apresentado à Universidade  
Federal de Santa Catarina para Conclusão  
do Curso de Graduação em Engenharia  
Sanitária e Ambiental**

**Orientador  
Prof. Dr. Henry Xavier Corseuil**

**FLORIANÓPOLIS, (SC)  
DEZEMBRO/2004**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL**

**CALIBRAÇÃO DO MODELO SCBR PARA DETERMINAÇÃO DO FLUXO  
ADVECTIVO E DISPERSIVO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NA ÁREA  
EXPERIMENTAL DA RESSACADA**

**CARLOS JOSÉ DE AMORIM JÚNIOR**

**Trabalho submetido à Banca Examinadora como parte dos requisitos  
para Conclusão do Curso de Graduação em Engenharia Sanitária e  
Ambiental–TCC II**

**BANCA EXAMINADORA:**

---

**Prof. Dr. Henry Xavier Corseuil  
(Orientador)**

---

**Prof. José Carlos Silveira de Oliveira**

---

**Prof. Dr. Masato Kobiyama**

**FLORIANÓPOLIS, (SC)  
DEZEMBRO/2004**

*Aos meus pais, Carlos e Darlete, por toda dedicação,  
carinho, compreensão, paciência, amor,  
ensinamentos e pelo sentido que me dão à vida.*

## AGRADECIMENTOS

- Ao Professor Henry por ter me orientado por quase quatro anos de iniciação científica e pela orientação neste trabalho.
- Aos Professores José Carlos e Masato por aceitarem fazer parte da minha banca;
- A toda equipe REMAS: Alexandre, Marcela, Ana, Érico, Orlei, Marilda, Cristina, Leandra, Cristiana, Silvia, Márcio, Helen e em especial à Deise, pela paciência e por agüentar as minhas “viagens” (só tu mesmo Deise);
- Ao CENPES pelo financiamento da pesquisa e ao Mário do Rosário pelo acompanhamento da pesquisa e pela amizade;
- Aos meus amigos ex-colegas de trabalho: Viviane, Marivania, Bia, LÍlian, Bianca e em especial à Aninha e Fernanda pela sincera amizade;
- Aos amigos da turma Ens00-1 Helo, Tati, Telma, Dimas e em especial ao Zé, Chaverinho, Marquinho, Patrícia e Deise por estarem sempre do meu lado nessa caminhada (Deise e Patrícia, vocês sabem que essa caminha teria sido bem mais difícil sem vocês, sou eternamente agradecido por ter conhecido vocês e, principalmente, por ter vocês como verdadeiras amigas).
- Aos meus pais, Carlos e Darlete, por sempre confiarem em mim e no meu potencial, e por não medirem esforços em nome da minha formação;
- Aos meus irmãos Dé, Dudu e Gustavo por me mostrarem o verdadeiro significado de irmandade e pela amizade;
- Ao meu primão Dodo, pelas pernoites que passei na casa dele, enquanto estive na fase de finalização do TCC2;
- A minha amada Vó Jandira por ser a maior incentivadora dos meus estudos;
- Aos meus amigos missionários da capoeira, em especial ao Tuti, por acreditar em mim e estar sempre de braços aberto para me receber no universo da capoeira;
- A galera da banda Jahia Edinho, Leandro, Saulo pela amizade, e em especial aos meus irmãos do coração Gafa e Paulo por sempre estarem do meu lado e prontos para escutar meus desabafos.

## RESUMO

O estudo do movimento das águas subterrâneas é de grande relevância no caso da contaminação de um aquífero, tendo em vista que o transporte de poluentes dissolvidos é definido pela velocidade e direção do fluxo da água subterrânea. O conhecimento do fluxo no aquífero (mecanismos de transporte advectivo e dispersivo) auxilia na estimativa do alcance da pluma de contaminação em um determinado tempo e também na avaliação de risco à saúde humana. O objetivo do presente trabalho é avaliar a influência do fluxo advectivo e dispersivo no transporte de contaminantes na água subterrânea da área experimental da Fazenda da Ressacada e calibrar o modelo matemático bidimensional SCBR baseado nas condições de campo. Através do monitoramento de quatro piezômetros localizados ao redor da área experimental em períodos chuvosos e de estiagens, observou-se a influência da precipitação na variação da direção de fluxo da água subterrânea. Para a determinação dos parâmetros de fluxo advectivo e dispersivo, adicionou-se um traçador (íon brometo) na fonte de contaminação. Através do acompanhamento do íon brometo foi quantificado e calibração do modelo SCBR, foi quantificada a velocidade de fluxo e a dispersão da água subterrânea na área experimental. Os resultados indicam que o valor da velocidade intersticial média da água subterrânea é de 2,5 m/ano e os valores da dispersividade longitudinal e transversal são 1,2 m e 0,8m, respectivamente. Em um estudo de análise de risco de uma área impactada, a simulação da mobilidade do contaminante em modelos matemáticos onais é uma ferramenta que reforça a tomada de decisão na escolha do tipo de ação corretiva mais adequada. Por isso, em ambientes subsuperficiais, é de extrema importância o acompanhamento periódico do nível do lençol freático a fim de determinar a direção preferencial do fluxo da água subterrânea, tendo em vista que na maioria dos aquíferos a direção do fluxo sofre variações ao longo do tempo.

## ABSTRACT

The study of groundwater movement is very important in case of aquifer contamination because dissolved contaminant transport is defined by the velocity and direction of groundwater flow. The knowledge of groundwater flow in aquifers (the advective and dispersive transport mechanisms) helps in estimating the contaminant plume length in a given period of time and also assessing human health risk. This present work aims at evaluating the influence of both advective and dispersive flow on contaminant transport in the groundwater of *Fazenda da Ressacada* and calibrate the two-dimensional mathematical model SCBR with field experiment data. Through the monitoring of three piezometers located around the experimental area during rain and drought periods, it was observed an influence of rainfall on the variation of groundwater flow direction. In order to determine the advective and dispersive flow parameters, a tracer (bromide ion) was injected into the contamination source. Through the monitoring of the tracer and calibration of the SCBR model, flow velocity and dispersion of the experimental area groundwater was determined. The results indicate that average interstitial velocity of groundwater is 2.5m/y and the longitudinal and transversal dispersion are 1.2m and 0.8m respectively. In a risk assessment study of a contaminated area, the simulation of contaminant mobility with mathematical models is a tool which reinforces the decision making process when selecting the most appropriate corrective action. Therefore, in subsurface environments, a periodic monitoring of the water table is extremely important in determining groundwater flow direction since it varies along time in most aquifers.

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>8</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>10</b>
OBJETIVO GERAL.....	10
OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	10
<b>3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>11</b>
3.1. OCORRÊNCIA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	11
3.2. ZONAS VERTICAIS DA SUBSUPERFÍCIE .....	11
3.3. PROPRIEDADES IMPORTANTES DOS AQUÍFEROS.....	12
3.3.1. Métodos de determinação da condutividade hidráulica.....	14
3.4. OSCILAÇÕES DO NÍVEL PIEZOMÉTRICO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	15
3.5. PRINCÍPIOS DE ESCOAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	16
3.5.1. Movimento da água em solo saturado.....	16
3.5.2. Equação do escoamento em aquíferos confinados.....	17
3.5.3. Equação do escoamento em aquíferos não-confinados.....	19
3.5.4. Redes de fluxo de água subterrânea.....	20
3.6. MECANISMOS DE TRANSPORTE E TRANSFORMAÇÃO DE CONTAMINANTES NA ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	22
3.6.1. Advecção .....	23
3.6.2. Dispersão Hidrodinâmica .....	23
3.6.3. Sorção e Retardo.....	26
3.6.4. Biodegradação .....	26
<b>4. METODOLOGIA.....</b>	<b>28</b>
4.1. ÁREA DE ESTUDO .....	28
4.2. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DO LOCAL .....	29
4.3. INFLUÊNCIA DA PRECIPITAÇÃO NA VARIAÇÃO DA DIREÇÃO DE FLUXO.....	30
4.4. CALIBRAÇÃO DO MODELO SCBR.....	31
4.4.1. Modelo matemático de análise de risco SCBR.....	31
4.4.2. Dados do traçador de fluxo da água subterrânea.....	31
4.4.3. Determinação do fluxo advectivo e dispersivo com o SCBR.....	32
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>34</b>
5.1. OSCILAÇÃO DOS NÍVEIS PIEZOMÉTRICOS DA ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	34
5.2. DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DO TRAÇADOR ÍON BROMETO .....	36
5.3. DETERMINAÇÃO DO FLUXO ADVECTIVO E DISPERSIVO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	38
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>42</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>43</b>
<b>8. ANEXOS.....</b>	<b>45</b>
ANEXO A – MEDIDOR ELETRÔNICO DE NÍVEL D’ÁGUA DA MARCA HIDROSUPRIMENTOS. ....	46
ANEXO B – LEITURAS DOS NÍVEIS PIEZOMÉTRICOS. ....	47
ANEXO C – TABELA DAS CONCENTRAÇÕES MÁXIMAS DO ÍON BROMETO NOS POÇOS DE MONITORAMENTO NAS 13 CAMPANHAS DE COLETA. ....	48

# 1. INTRODUÇÃO

Frente ao novo quadro mundial que se forma a partir de ecossistemas alterados pela poluição e degradação, surge uma questão de extrema importância: a preservação dos mananciais de água potável. Apesar da abundância de água no planeta, pode parecer insensato falar em crise de abastecimento, mas, ao contrário do que se pensa, o problema não está apenas na sua finitude, mas também na sua má distribuição e principalmente na sua deterioração.

Devido à crescente contaminação das águas superficiais, as águas subterrâneas, que constituem uma grande reserva de água doce do planeta (95% das reservas de água doce no estado líquido são águas subterrâneas), passaram a exercer um importante papel como fonte de abastecimento. No Brasil, 60% dos municípios utilizam os mananciais subterrâneos para o consumo humano, mostrando que o uso deste recurso hídrico para o abastecimento público é, atualmente, uma realidade (CETESB, 1997).

No entanto, essas águas vêm sofrendo contaminações de origens diversas, como por exemplo, as provenientes das atividades da indústria do petróleo. Em todos os países do mundo existem milhões de tanques enterrados utilizados no armazenamento de derivados de petróleo, além de oleodutos subterrâneos, que cortam muitas cidades e Estados, transportando estes derivados. Sendo assim, os vazamentos tornam-se comuns, e, por estarem no subsolo, muitas vezes não são detectados, derramando grandes quantidades de combustível, contaminando o solo e as águas subterrâneas próximas, muitas vezes, atingindo locais distantes da fonte de contaminação. Nos postos automotivos, todos os combustíveis são armazenados em tanques subterrâneos. Em São Paulo, mais de 50% dos postos apresentaram irregularidades, sendo de 20 a 25% os riscos de explosão por causa de vazamentos. Os resultados são impactos ambientais de difícil recuperação, dependendo da magnitude da contaminação, das características do poluente e da área atingida (CETESB, 2002).

No caso de vazamento de um tanque, com o contaminante atingindo a água no subsolo, o estudo do movimento da água subterrânea é extremamente importante já que o transporte do contaminante no subsolo é influenciado pela movimentação da água subterrânea. O conhecimento dos mecanismos de transporte advecção e dispersão é essencial para a aplicação de modelos matemáticos em estudos de análise de risco toxicológica a fim de se estimar o comportamento da pluma de contaminação em relação a um ponto de exposição (ex.: um poço de abastecimento para consumo humano).

O movimento da água subterrânea geralmente varia de direção ao longo do tempo devido a flutuações do nível do lençol freático (SCHNEIDER, 2001). Portanto, é importante o acompanhamento periódico do mesmo e a determinação da direção preferencial do fluxo da água subterrânea a fim de se realizar uma avaliação mais precisa do risco ambiental da contaminação. Esta análise permite a seleção de ações de remediação mais adequadas e viáveis economicamente para a área impactada.

Como exemplo deste tipo de avaliação, pode-se citar a pesquisa sobre a “Atenuação Natural de Aquíferos Contaminados por Derramamentos de Gasolina com Etanol”, atualmente realizada pelo Laboratório de Remediação de Solos e Águas Subterrâneas (REMAS) do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina, em parceria com o Cenpes/Petrobrás, na área da Experimental da Fazenda da Ressacada, localizada na Ilha de Santa Catarina. Nesta pesquisa, é realizado o acompanhamento do movimento da água subterrânea na área de controle para a avaliação do transporte da pluma de contaminação de gasolina e etanol.

## **2. OBJETIVOS**

### ***Objetivo Geral***

Avaliar a influência do fluxo advectivo e dispersivo no transporte de contaminantes na água subterrânea da área experimental da Fazenda da Ressacada localizada na Ilha de Santa Catarina e calibrar o modelo matemático bidimensional SCBR baseado nas condições de campo.

### ***Objetivos Específicos***

1. Avaliar a influência da precipitação na variação da direção do fluxo da água subterrânea na área experimental;
2. Apresentar a distribuição horizontal espacial da concentração do traçador íon brometo na área experimental para todas as campanhas de amostragem;
3. Comparar o valor da condutividade hidráulica obtido no ensaio de campo com o valor de condutividade hidráulica ajustado através da calibração do modelo SCBR;
4. Determinar a velocidade advectiva e a dispersão transversal e longitudinal da água subterrânea na área experimental por meio de simulação matemática do traçador íon brometo no modelo bidimensional SCBR.

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. Ocorrência das águas subterrâneas

As águas subterrâneas ocorrem em formações geológicas permeáveis conhecidas como aquíferos, isto é, formações que permitem que uma quantidade apreciável de água se mova através delas sob condições usuais de campo (TODD, 1980). Areias e cascalhos inconsolidados, arenitos, pedras calcárias, rochas plutônicas e metamórficas fraturadas são exemplos de aquíferos (FETTER, 1994).

Muitos aquíferos podem ser considerados como reservatórios subterrâneos que recebem recarga de chuva ou de fonte artificial. Os aquíferos são classificados em confinados e não confinado, dependendo da presença ou ausência do nível d'água, respectivamente. Os aquíferos confinados, também conhecidos como artesianos ou aquíferos sob pressão, ocorrem quando o nível d'água está confinado sob pressão maior do que a atmosférica por estratos confinantes (Figura 1). Os aquíferos não-confinados, ou freáticos, são aqueles em que o nível de água está sob pressão atmosférica, servindo como superfície superior da zona de saturação, livre pra subir e descer (TODD, 1980).

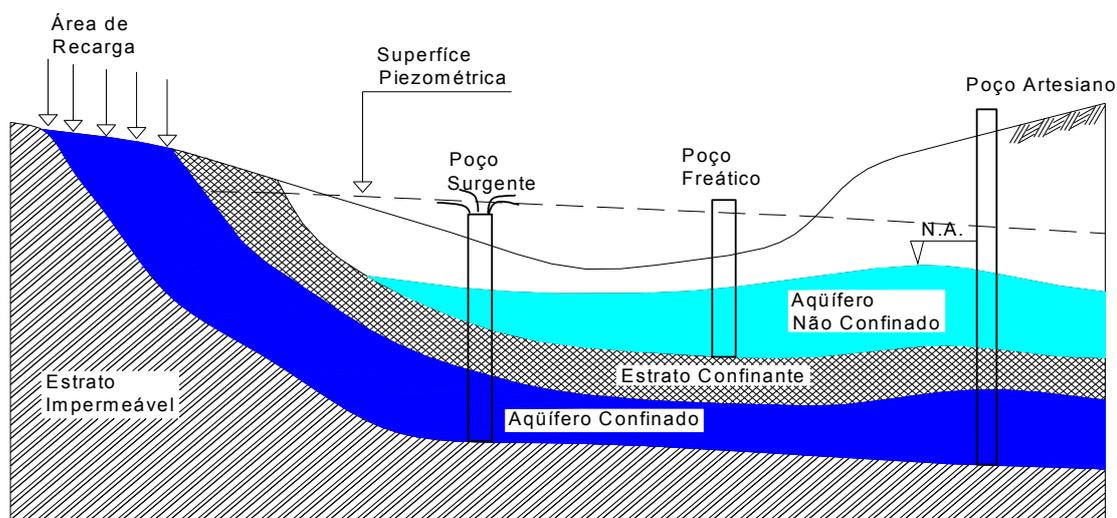


Figura 1 – Seção transversal de aquíferos confinados e não confinados (BEDIENT et al., 1994).

#### 3.2. Zonas verticais da subsuperfície

A água subterrânea pode ser caracterizada de acordo com a sua distribuição vertical. A ocorrência de águas subterrâneas no subsolo pode ser dividida em duas zonas, zona não saturada e zona saturada. A zona não saturada consiste em interstícios parcialmente ocupados por água e ar. Na zona saturada todos os interstícios estão preenchidos com água sob pressão hidrostática. A porosidade é uma medida direta da água contida por unidade de volume. Estas zonas podem ser

posteriormente subdivididas em zona de água do solo, zona intermediária e zona capilar (TODD, 1980), conforme apresentado na Figura 2.

A zona do solo é a zona que suporta o crescimento das plantas e geralmente estende-se da superfície do solo a uma profundidade máxima de dois metros, variando com o tipo de solo e vegetação. A porosidade e permeabilidade desta zona tende a ser maior do que a do material da zona sobreposta, devido aos vazios deixados por raízes decompostas e por escavações de animais. A zona intermediária estende-se da extremidade inferior da zona do solo à extremidade superior da zona capilar. A água empregada na zona intermediária é assegurada por forças higroscópicas e capilares e é equivalente à capacidade de campo do solo. A água em excesso nesta região é a água gravitacional, que se move para baixo sob a influência da gravidade. A zona capilar estende-se da superfície freática até o limite da subida da franja capilar da água. A água capilar existe como uma película contínua em volta das partículas do solo, presa pela tensão superficial e sob pressão hidráulica negativa (HEATH, 1983).

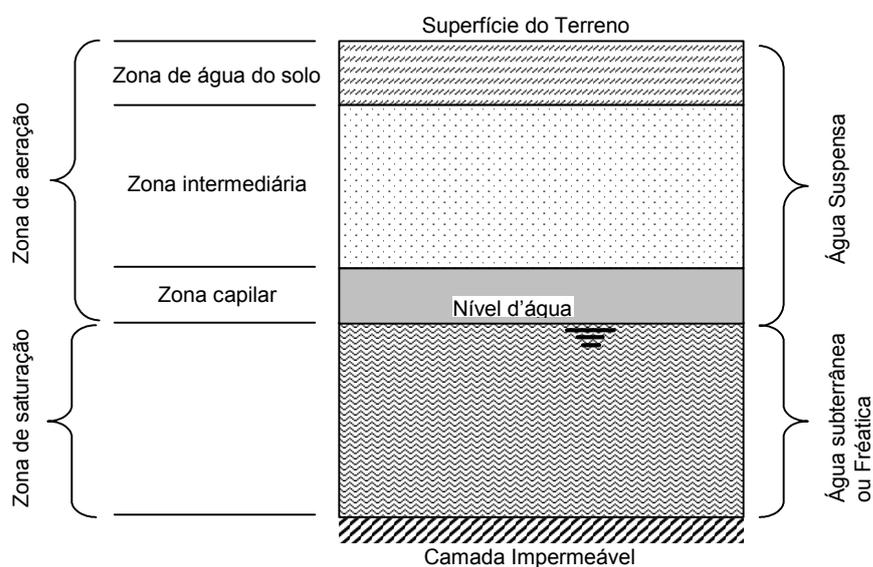


Figura 2 – Distribuição vertical da água no solo (BEDIENT et al.,1994).

### 3.3. *Propriedades importantes dos aquíferos*

A porção de rocha ou solo no aquífero não ocupado por matéria mineral sólida pode ser ocupada pela água subterrânea. Esses espaços são conhecidos como interstícios ou espaços porosos (TODD, 1980). A porosidade ( $n$ ) de uma rocha ou solo é a medida de seus interstícios e é expressa como o percentual do volume de vazios no volume total do recipiente. É definida matematicamente pela Equação (1) (FETTER, 1994).

$$n = \frac{V_v}{V} \times 100, \quad (1)$$

onde  $V_v$  é o volume de vazios; e  $V$  é o volume total do recipiente.

Aquíferos transmitem água das áreas de recarga para as áreas de descarga, pois funcionam como condutos porosos (HEATH, 1983). Sabe-se que os materiais que compõem estas subsuperfícies contêm espaços vazios e, assim, exibem porosidade. Dependendo do grau de interconexão entre esses poros, a água contida nos mesmos poderá mover-se de um poro para outro, com maior ou menor facilidade. Esta habilidade do aquífero em transmitir água é conhecida como permeabilidade e constitui a mais importante propriedade hidrogeológica.

O engenheiro francês Henry Darcy fez o primeiro estudo do movimento da água através de um meio poroso e encontrou que a velocidade do fluxo da água ( $v$ ) através de um meio poroso é proporcional à diferença de carga de água entre dois pontos do caminho do fluxo ( $dh$ ) e inversamente proporcional à distância desse caminho do fluxo ( $dl$ ). Determinou também que essa quantidade de fluxo é proporcional a um coeficiente  $K$  (Equação (2)), no qual chamou de condutividade hidráulica, que é dependente da permeabilidade do meio poroso (FETTER, 1994).

$$v = -K \frac{dh}{dl} \quad (2)$$

A relação entre  $dh$  e  $dl$  é também conhecida como gradiente hidráulico ( $dh/dl$ ). O gradiente hidráulico representa a inclinação da superfície freática do aquífero e indica a direção do movimento da água subterrânea. Assim, podemos dizer que a condutividade hidráulica é a velocidade de fluxo da água subterrânea sob o gradiente hidráulico unitário (HEATH, 1983).

Na Tabela 1 estão relacionados os intervalos de variações de porosidade e condutividade hidráulica para alguns tipos de rochas e solos.

Tabela 1 – Variações de porosidade ( $n$ ) e condutividade hidráulica ( $K$ ) de alguns tipos rochas e solos.

MATERIAL	$n$ (%)	$K$ (cm/s)
Areia fina	26 – 53	$10^{-5} - 10^{-3}$
Silte	34 – 61	$10^{-6} - 10^{-4}$
Argila	34 – 60	$10^{-9} - 10^{-6}$
Pedregulho	20 – 50	$10^{-2} - 10^0$
Arenito	5 – 30	$10^{-8} - 10^{-3}$
Rocha Cristalina Fraturada	0 – 10	$10^{-11} - 10^{-2}$
Basalto	3 – 35	$10^{-11} - 10^0$

Fonte: Domenico e Shawartz, 1998 e Fetter, 1994.

Em alguns aquíferos, a condutividade hidráulica medida em algumas amostras representativas, não apresenta o mesmo valor em todas as direções. O termo anisotrópico é usado para descrever o meio poroso no qual a condutividade hidráulica num ponto varia com direções. Quando o valor é igual em todas as direções o meio poroso daquele ponto é isotrópico. Um aquífero é considerado homogêneo se a condutividade hidráulica em uma dada direção é a mesma de ponto a ponto em toda sua distribuição espacial, caso contrário, é considerado heterogêneo (DOMENICO e SHAWARTZ,1998).

### 3.3.1. Métodos de determinação da condutividade hidráulica

Qual mesmo foi usado na área do diesel?

Para a determinação da condutividade hidráulica de um solo podem ser empregados métodos de laboratório ou métodos de campo.

Alguns métodos de laboratório serão citados a seguir:

- a) Permeâmetros: existem dois tipos de permeâmetros utilizados para a determinação da condutividade hidráulica: permeâmetros de nível contaste (para solos arenosos) e de nível variável (para solos argilosos). Nos permeâmetros se conhece as dimensões do volume de leito do solo ensaiado (amostra recolhida de campo) e a carga hidráulica aplicada. Medindo-se o volume do fluxo da água através desse leito em um dado tempo, obtém-se a condutividade hidráulica (CAPUTO, 1988).
- b) Fórmulas de condutividade hidráulica: a condutividade hidráulica pode ser obtida por meio de fórmulas que relacionam a granulometria do solo. Por exemplo, a *Fórmula de Hazen*, válida somente para areias fofas e uniformes, mostra que a condutividade tem uma relação quadrática com o *diâmetro efetivo* da partícula (CEDERSTROM, 1964).

Os métodos de campo podem ser:

- a) Slug Test: é um método que pode ser usado tanto para aquíferos confinados quanto inconfiados. A operação do ensaio consiste na introdução ou remoção de um volume de água conhecido por meio de um sólido cilíndrico (*slug*) num poço de monitoramento. Posteriormente, observa-se a recuperação do nível d'água dentro do poço ao longo do tempo. Desta curva, e com as características geométricas do poço, determina-se a condutividade hidráulica (BEDIENT et al.,1994).
- b) Ensaio de Bombeamento: é um dos ensaios de campo mais utilizados. O procedimento do teste consiste no bombeamento contínuo da água de um poço, a um intervalo de tempo específico, e na observação da velocidade de rebaixamento do nível do lençol freático ou da superfície potenciométrica em volta do aquífero. As medidas periódicas do nível de água são medidas no poço bombeado e nos poços adjacentes (testemunhas). A partir do instante em que o nível d'água no poço se torna praticamente estacionário, a condutividade hidráulica pode ser determinada relacionando as leituras do

nível potenciométrico com os parâmetros geométricos destes poços (PETROBRAS, 2002).

- c) Ensaio com traçador: introduzindo-se uma substância indicadora na água subterrânea em um ponto à montante e observando-se o tempo gasto para que este apareça em um ponto à jusante, pode-se obter uma estimativa da velocidade da água subterrânea. Esta informação, juntamente com o gradiente hidráulico, permite a determinação da condutividade hidráulica. A simulação em modelos matemáticos pode melhorar a precisão do resultado (TODD, 1980).
- d) Ensaio de Tubo Aberto: consiste em cravar um tubo de sondagem no terreno, até a profundidade desejada, e enchê-lo com água, medindo-se a velocidade com que a água escoar pelo tubo e se infiltra no terreno. Relacionando-se este resultado com a geometria do tubo e a carga hidráulica imposta, determina-se facilmente a condutividade hidráulica (CAPUTO, 1988).

### ***3.4. Oscilações do nível piezométrico da água subterrânea***

O nível da água subterrânea varia no tempo de forma muito diversa. Em geral se trata de variações pequenas em aquíferos não explorados, porém podem ser muito importantes em aquíferos com núcleos de bombeamento.

Algumas destas oscilações somente têm valor científico, como as provocadas pelas marés, mudanças na pressão atmosférica, sobrecargas rápidas, etc., enquanto que outras têm um grande valor prático, pois podem levar a afetar as condições de extração do aquífero pela diminuição da altura de água dos poços.

As variações do nível piezométrico no tempo se visualizam em hidrogramas, que são gráficos cartesianos em que as ordenadas representam os níveis piezométricos e as abscissas, o tempo. Nos hidrogramas não se visualiza somente as oscilações, mas também a tendência de variação dos níveis. Em geral o nível piezométrico médio dos aquíferos, em um período suficientemente grande, é constante, exceto quando há mudanças substanciais das suas condições de recarga e descarga (CUSTODIO e LLAMAS, 1983).

As oscilações piezométricas são, muitas vezes, causadas por fenômenos que afetam diretamente o estoque subterrâneo, tais como:

1. Sucessão de épocas secas e úmidas;
2. Variações do nível em rios e lagos conectados diretamente com o aquífero;
3. Extração de água por bombeamento ou recarga por injeção (neste mesmo grupo entra a extração de água por plantas freatófitas e as recargas em épocas de fortes chuvas).

Outras causas atuam indiretamente, em especial mediante a mudanças de pressão que não ocasionam variações importantes da água armazenada, afetando principalmente os aquíferos capazes de se comportar como confinados, pelo menos em períodos breves de tempo. Tais são:

1. Efeitos de mudanças da gravidade, em especial as marés marinhas;

2. Mudanças na pressão atmosférica;
3. Efeitos de sobrecargas rápidas à propagação de ondas elásticas.

### 3.5. Princípios de escoamento das águas subterrâneas

#### 3.5.1. Movimento da água em solo saturado

A água pode percolar livremente através da massa de solo permeável sob a ação da gravidade. Este movimento é governado por princípios hidráulicos estabelecidos. O fluxo através de aquíferos, meios porosos naturais na maioria das vezes, pode ser expresso pelo que é conhecido como Lei de Darcy.

No caso ideal de fluxo permanente de um fluido não viscoso, aplica-se a equação de Bernoulli, expressa por:

$$\frac{p}{\gamma_0} + z + \frac{v^2}{2g} = \text{constante}, \quad (3)$$

onde  $p$  é a pressão piezométrica num ponto qualquer;  $\gamma_0$  é a massa específica da água;  $z$  é a cota do ponto;  $g$  é a aceleração da gravidade; e  $v$  é a velocidade do fluido nesse ponto.

Como as velocidades em meios porosos são muito baixas, nos problemas de percolação d'água através do solo, o termo  $v^2/2g$  pode ser desprezado. A perda de carga  $h_L$  que aparece é devida à resistência viscosa à passagem da água pelos pequenos espaços intersticiais. A Figura 3 mostra uma deflexão entre os pontos A e B que representa a perda de carga  $h_L$  causada pelo fluxo da água entre esses pontos.

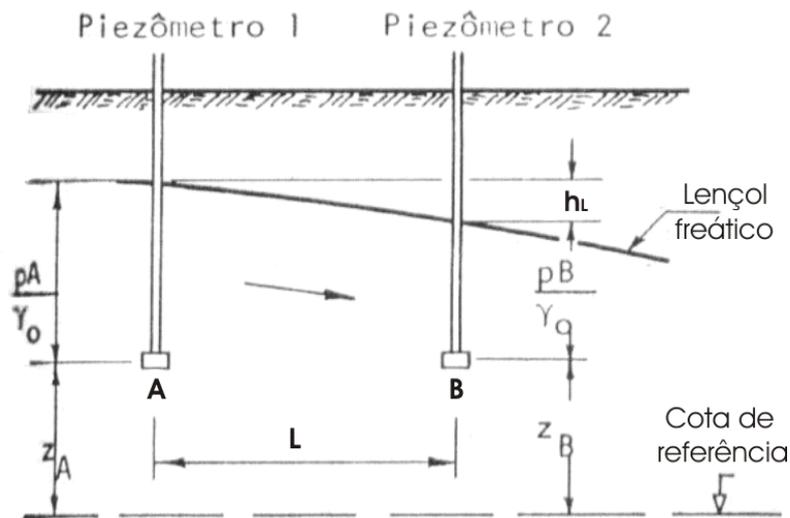


Figura 3 – Fluxo da água através do solo poroso (VARGAS, 1977)

Assim, a equação de Bernoulli é escrita:

$$h_L = \left( \frac{p_A}{\gamma_0} + z_A \right) - \left( \frac{p_B}{\gamma_0} + z_B \right) \quad (4)$$

Darcy relacionou a velocidade do fluxo  $v$  com a perda de carga e com o comprimento de fluxo  $L$  através de uma constante de proporcionalidade  $K$  (condutividade hidráulica), obtendo a equação (VARGAS, 1977):

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dL}, \quad (5)$$

onde  $dh/dL$  é o gradiente hidráulico; e  $Q$  é a vazão pela seção transversal  $A$  do meio poroso através do qual há fluxo.

O sinal negativo indica que o fluxo da água é em direção ao decréscimo da carga hidráulica. O fluxo real é limitado somente pelos espaços dos poros, então a velocidade intersticial  $v_s$  é igual à velocidade de Darcy  $v$  dividida pela porosidade  $n$ :

$$v_s = -\frac{K}{n} \cdot \frac{dh}{dL} \quad (6)$$

A Lei de Darcy é possível de ser aplicada somente quando o fluxo no meio poroso estiver em regime laminar, com o Número de Reynolds menor que um ( $N_R < 1$ ) (BEDIENT et al., 1994).

### 3.5.2. Equação do escoamento em aquíferos confinados

As principais equações do fluxo da água subterrânea foram desenvolvidas baseados na Lei da Conservação da Massa, Lei da Conservação da Energia, bem como, a Lei de Darcy.

Considerando uma pequena parte do aquífero, chamada *volume de controle*, de três lados de comprimento  $dx$ ,  $dy$  e  $dz$  (Figura 4), e assumindo que o aquífero é homogêneo e isotrópico, a massa total acumulada nesse volume de controle pode ser descrito como:

$$-\left( \frac{\partial}{\partial x} \rho_w q_x + \frac{\partial}{\partial y} \rho_w q_y + \frac{\partial}{\partial z} \rho_w q_z \right) dx dy dz, \quad (7)$$

onde  $\rho_w$  é a densidade do fluido;  $q$  é o fluxo unitário pela seção transversal do volume de controle.

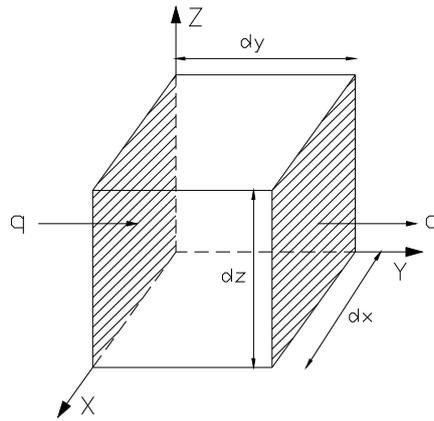


Figura 4 – Volume de controle representativo usado na derivação da equação do escoamento.

Aplicando a Lei de Darcy, em que  $K$  é a condutividade hidráulica,

$$q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x}, \quad q_y = -K \frac{\partial h}{\partial y}, \quad q_z = -K \frac{\partial h}{\partial z} \quad (8)$$

A equação geral para fluxo em três dimensões em meios porosos isotrópicos e homogêneos é dada por:

$$K \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) = (\alpha \rho_w g + n \beta \rho_w g) \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (9)$$

onde  $n$  é a porosidade;  $\beta$  é a compressibilidade da água;  $\alpha$  é a compressibilidade do aquífero;  $h$  é altura de coluna d'água sob o ponto;  $g$  é a aceleração da gravidade.

Para o fluxo em duas dimensões, considerando em estado estacionário, ou seja, não há variações no nível piezométrico do aquífero, e considerando que o escoamento através do volume de controle ocorre na horizontal, a equação de fluxo em aquífero confinado pode ser expressa como:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{e}{T} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (10)$$

onde  $S$  é o coeficiente de armazenamento:  $S = b(\alpha \rho_w g + n \beta \rho_w g)$ ;  $T$  é a transmissividade:  $T = K \cdot b$ , onde  $b$  é a espessura do aquífero;  $e$  é a taxa de acumulação.

A existência de um movimento estacionário da água subterrânea em um aquífero confinado justifica-se pela inclinação da superfície potenciométrica constante. Neste caso, a Lei de Darcy pode ser usada diretamente para calcular a quantidade de fluxo por unidade de comprimento ( $q'$ ). Para calcular a carga potenciométrica  $h$ , numa distância intermediária qualquer  $x$ , entre  $h_1$  e  $h_2$  (Figura 5), pode ser usado a equação (11).

$$h = h_1 - \frac{q'}{Kb} \cdot L \quad (11)$$

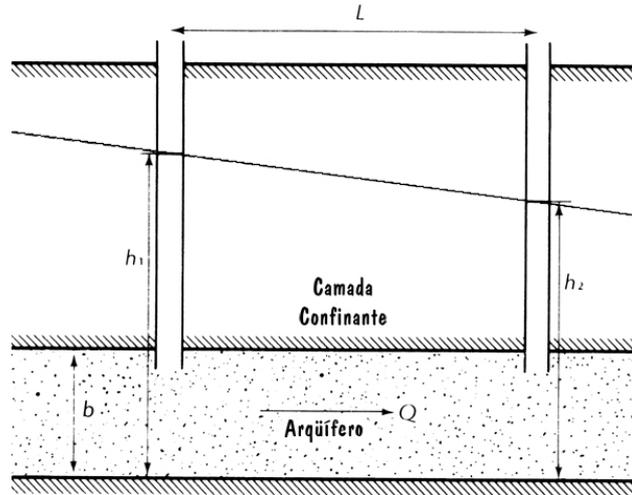


Figura 5 – Fluxo estacionário por um aquífero confinado de espessura uniforme.

### 3.5.3. Equação do escoamento em aquíferos não-confinados

A equação geral para fluxo bidimensional em aquíferos não confinados é conhecida como a Equação de Boussinesq:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (12)$$

onde  $S_y$  é o rendimento específico; e  $h$  é a espessura saturada.

A Equação de Boussinesq pode ser linearizada considerando que o rebaixamento do nível do lençol freático é muito pequeno, comparado com a espessura saturada, e substituindo a variação da espessura saturada  $h$  por um valor médio  $b$ , constante em todo o aquífero (FETTER, 1994):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_y}{K \cdot b} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (13)$$

O fato de um aquífero não confinado possuir o lençol freático como limite superior da região de fluxo complica a determinação do fluxo. A Figura 6 ilustra o problema. Se não há recarga ou evaporação como na região de travessia do fluxo, a quantidade de água escoada do lado esquerdo da figura é igual ao escoado para o lado direito. Como a área da seção transversal do lado direito é o menor, segundo a Lei de Darcy, o gradiente hidráulico deve ser maior. Assim, o gradiente da superfície freática de um aquífero confinado não é constante.

Aplicando a Lei de Darcy e integrando com as condições de contorno, temos a Equação (14):

$$\int_0^L q' dx = -K \int_{h_1}^{h_2} h dh \quad (14)$$

A equação resultante da integração é:

$$q' = \frac{1}{2} K \left( \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \right) \quad (15)$$

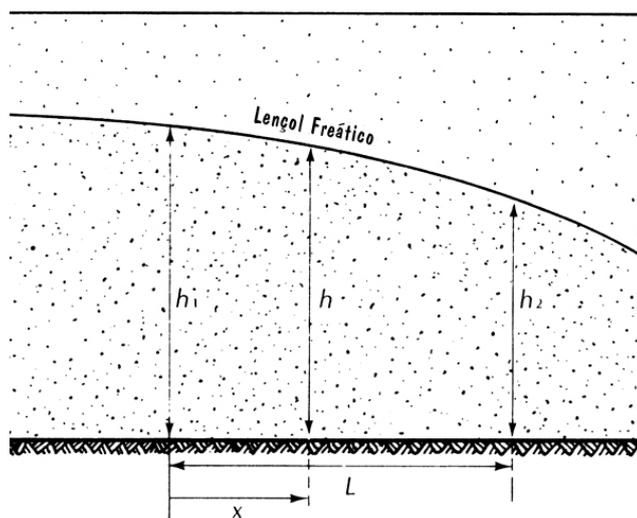


Figura 6 - Fluxo estacionário por um aquífero não confinado.

### 3.5.4. Redes de fluxo de água subterrânea

Redes de fluxo consistem de dois conjuntos de linhas. Um conjunto, referido como linhas equipotenciais, conectam linhas de igual carga e representam a altura da superfície freática, ou a superfície potenciométrica de um aquífero confinado. O segundo conjunto, referido como linhas de fluxo, mostram os trajetos idealizados seguidos pelas partículas de água como elas se movem através do aquífero. A água subterrânea move-se no do gradiente hidráulico mais inclinado (HEATH, 1983). Em um aquífero isotrópico, as linhas de fluxo são perpendiculares às linhas equipotenciais. Se há anisotropia no plano de fluxo, então a linha de fluxo cruza a linha equipotencial num ângulo ditado pelo grau de anisotropia e a orientação do gradiente com a condutividade hidráulica (FETTER, 1994).

Linhas equipotenciais são desenhadas de modo que a queda de carga seja a mesma entre os pares de linhas adjacentes. Linhas de fluxo são desenhadas de modo que o fluxo seja igualmente dividido entre pares adjacentes de linhas e assim, junto com as linhas equipotenciais, elas formam uma série de “quadrados” (ver Figura 7).

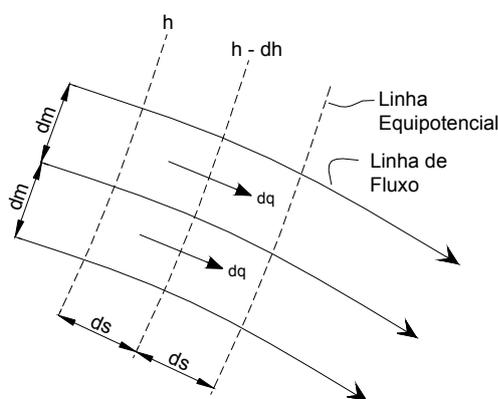


Figura 7 – Porção de uma rede de fluxo (Todd, 1980)

Redes de fluxo mostram o sentido do movimento, e também podem ser usadas para estimar a quantidade de água em trânsito através de um aquífero. Segundo a Lei de Darcy, o fluxo através de um “quadrado” ( $dq$ ) é:

$$dq = K \cdot \frac{dh}{ds} \cdot dm \quad (16)$$

Então, o fluxo total ( $Q$ ) através de qualquer conjunto de “quadrados” ( $n$ ) é:

$$Q = n \cdot dq \quad (17)$$

A Figura 8 (a) mostra uma rede tanto em planta como em corte para uma área contendo um aquífero não confinado constituído de areia. As linhas de fluxo originam-se nas áreas de recarga e terminam nas áreas de descarga. Curvas fechadas (linhas equipotenciais) indicam áreas de recarga centrais, mas não indicam normalmente os limites das áreas.

A Figura 8 (b) mostra linhas equipotenciais e linhas de fluxo na vizinhança de uma corrente que recebe água nas suas cabeceiras e perde água ao fluir a jusante. Nas poções em que ganha água, as linhas equipotenciais formam um V apontando para montante, e na região de perda, elas formam um V apontando para jusante (HEATH, 1983).

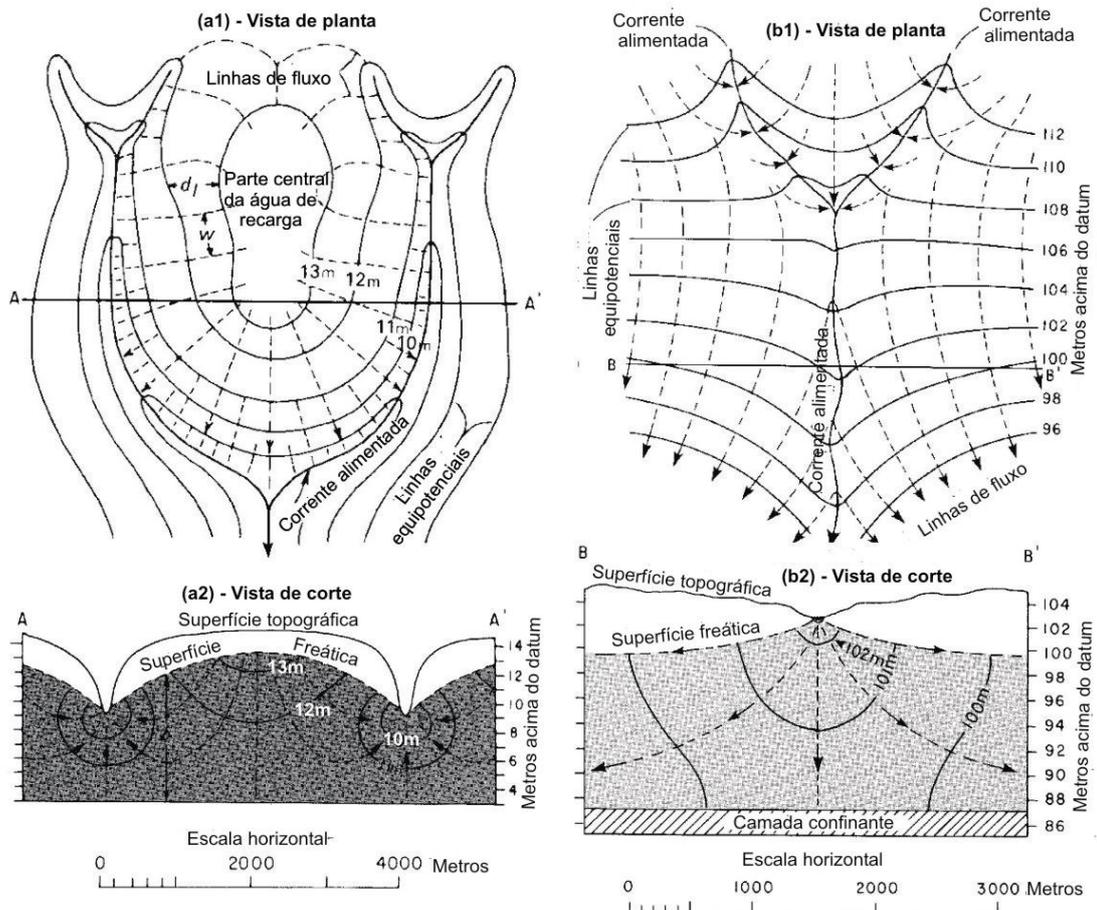


Figura 8 – Redes de fluxo de dois aquíferos não confinados (HEATH, 1983).

### 3.6. Mecanismos de transporte e transformação de contaminantes na água subterrânea

Para se estimar a pluma de contaminantes na água subterrânea é importante determinar o comportamento e a interação dos processos físicos, químicos e biológicos. Os principais processos de transporte e transformação do soluto de interesse na água subterrânea incluem advecção, dispersão, sorção e retardo, e biodegradação. Advecção é o movimento do contaminante dissolvido com o fluxo da água subterrânea na velocidade intersticial do meio poroso. Dispersão é o processo de mistura da pluma de contaminação em direções que são longitudinais e transversais à direção da migração da pluma. Sorção pode ser definida como a interação do contaminante com a fase sólida de um determinado meio. A sorção ocasiona um movimento mais lento do contaminante em relação à água subterrânea, efeito este chamado de retardo. Biodegradação representa a transformação de compostos orgânicos em CO<sub>2</sub> e água na presença de microorganismos na subsuperfície. (BEDIANT et al.,1994). A Figura 9 ilustra os efeitos destes processos sobre a concentração dos contaminantes. O transporte e a transformação de contaminantes na água subterrânea é baseado em um balanço de massa que pode ser representado matematicamente pela Equação (18) (DOMENICO e SHAWARTZ,1998).

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{I}{R} \left[ D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} \right] - \lambda C \quad (18)$$

onde  $C$  é a concentração de um contaminante dissolvido;  $t$  é o tempo;  $D_x$  é a dispersão;  $v_x$  é a velocidade da água subterrânea;  $x$  é a distância ao longo do caminho de fluxo;  $\lambda$  é o coeficiente de biorremediação; e  $R$  é o fator de retardo.

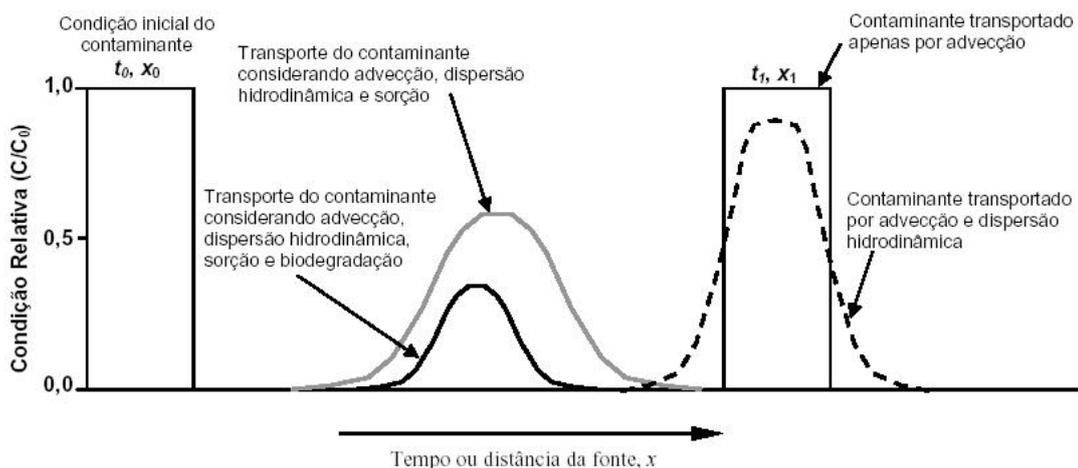


Figura 9 –Influência dos mecanismos de transporte e transformação sobre a concentração de um contaminante num sistema de fluxo unidimensional (FETTER, 1994).

### 3.6.1. Advecção

A advecção é o transporte de massa do contaminante devido simplesmente ao fluxo no qual a massa está dissolvida. A direção e a velocidade de transporte do contaminante coincide com a velocidade intersticial no meio poroso (DOMENICO e SHAWARTZ,1998). Esta velocidade depende de propriedades do aquífero podendo ser determinada através da Lei de Darcy como (FETTER, 1994):

$$v_x = \frac{K}{n_e} \cdot \frac{dh}{dl} \quad (19)$$

onde  $v_x$  é a velocidade intersticial da água subterrânea no meio poroso;  $K$  é a condutividade hidráulica;  $n_e$  é a porosidade efetiva do meio poroso; e  $dh/dl$  é o gradiente hidráulico.

Para certos casos de campo, o modelo advectivo fornece uma boa estimativa do transporte do contaminante. (BEDIANT et al.,1994).

### 3.6.2. Dispersão Hidrodinâmica

A dispersão hidrodinâmica é um processo que inclui tanto a difusão molecular como a dispersão mecânica. Representa o espalhamento longitudinal e transversal à direção de migração da pluma de contaminação (FETTER, 1994). A rede de fluxo na Figura 10 ilustra o processo de advecção e dispersão em uma fonte de contaminação.

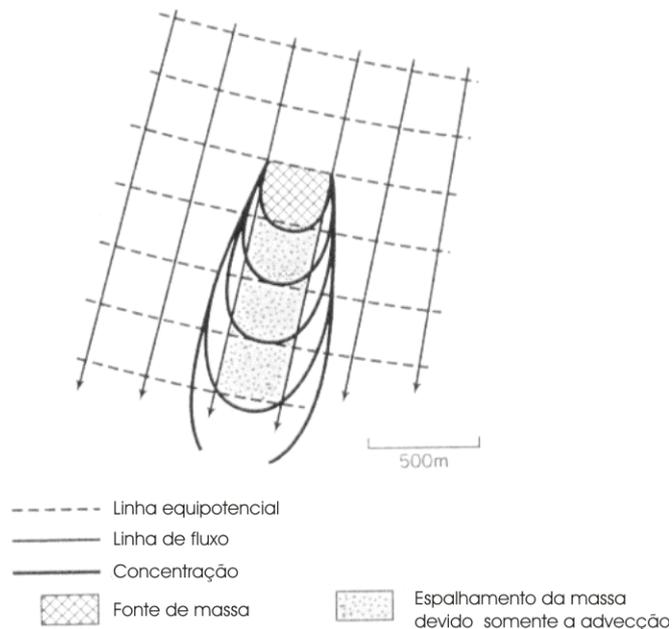


Figura 10 – Espalhamento da massa de contaminante pela advecção e dispersão (DOMENICO E SHAWARTZ,1998).

### 3.6.2.1. DIFUSÃO MOLECULAR

A difusão molecular ocorre devido à existência de gradientes de concentração, onde o soluto move-se da área de mais alta concentração para a área de mais baixa concentração. É um processo em escala molecular que causa o espalhamento do soluto na água (BEDIENT et al.,1994). A difusão pode ser descrita pela Lei de Fick. A primeira lei é aplicável para o fluxo do contaminante em condições de estado estacionário e fluxo unidimensional:

$$F = -D \frac{dC}{dx} \quad (20)$$

onde  $F$  é o fluxo de massa do soluto por unidade de área e de tempo;  $D$  é o coeficiente de difusão; e  $dC/dx$  é o gradiente de concentração;

O sinal negativo indica que a direção do fluxo é da área de maior concentração para a menor.

Para sistemas onde a concentração varia com o tempo, a segunda Lei de Fick pode ser aplicada:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (21)$$

Os valores de  $D$  variam na faixa de  $1 \times 10^{-9}$  até  $2 \times 10^{-9}$  m<sup>2</sup>/s à 25°C (FETTER,1994). Os coeficientes de dispersão típicos em água subterrânea são várias ordens de grandeza maiores e tendem a dominar o processo de espalhamento quando a velocidade está presente (BEDIENT et al.,1994).

### 3.6.2.2. DISPERSÃO MECÂNICA

Quando um fluido contaminado escoar através do meio poroso, mistura-se com a água não contaminada. O resultado será a diluição do contaminante pelo processo de dispersão mecânica (FETTER, 1994). Essa mistura é causada pela heterogeneidade do meio poroso que cria variações na velocidade e trajetória do fluxo (BEDIENT et al.,1994). É um processo advectivo e não químico. A mistura ocorrida na direção do fluxo é chamada de dispersão longitudinal ( $D_x$ ). A dispersão que ocorre normal à direção do fluxo é a dispersão transversal ( $D_y$ ).

Os principais processos que influenciam a dispersão mecânica longitudinal são: (1) à medida que a água subterrânea flui através de um poro, a velocidade será maior no centro do que nas margens do poro devido à fricção (Figura 11-(a)). (2) quando a água subterrânea flui por um meio poroso, parte dela flui por uma trajetória mais longa (mais tortuosa) e a outra flui por uma mais curta (menos tortuosa) (Figura 11-(b)). (3) a variação do tamanho dos poros faz com que a água escoar mais rápido nos poros menores do que nos maiores (Figura 11-(c)). O processo de dispersão transversal ocorre, pois, ao escoar por um meio poroso, a linha de fluxo da água contaminada se separa, ramificando em outras direções.

O coeficiente de dispersão mecânica ( $D_m$ ) é o produto da dispersividade dinâmica ( $\alpha_L$ ) pela velocidade linear da água subterrânea ( $v_x$ ), expressa como:

$$D_m = \alpha_L \cdot v_x \quad (22)$$

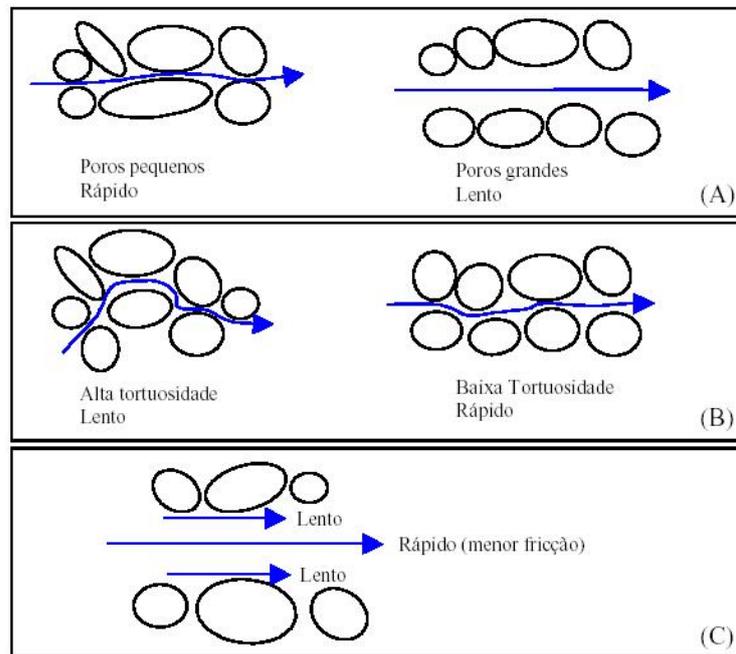


Figura 11 – Processos físicos que causam a dispersão mecânica (FETTER, 1994).

Os processos de difusão molecular e dispersão mecânica não podem ser separados no fluxo da água subterrânea. Portanto, para um fluxo unidimensional a dispersão hidrodinâmica (difusão molecular mais dispersão mecânica) é representado pela seguinte equação (FETTER, 1994):

$$D_L = a_L \cdot v_x + D^* \quad (23)$$

onde  $D_L$  é o coeficiente de dispersão hidrodinâmica;  $\alpha_L$  é a dispersividade hidrodinâmica;  $v_x$  é a velocidade linear da água subterrânea; e  $D^*$  é a difusão molecular efetiva.

A dispersividade longitudinal ( $\alpha_x$ ) pode ser determinada por (NEWMAN, 1990):

$$\alpha_x = 0,0175 \cdot L_p^{1,46} \quad (24)$$

onde  $L_p$  é o comprimento da pluma.

Em modelos matemáticos tridimensionais, a dispersividade é avaliada tanto na direção longitudinal, como na transversal e vertical. A ASTM (1995) propõe que as dispersividades transversais ( $\alpha_y$ ) e verticais ( $\alpha_z$ ) sejam calculadas pelas Equações (25) e (26), respectivamente.

$$\alpha_y = 0,33 \cdot \alpha_x \quad (25)$$

$$\alpha_z = 0,05 \cdot \alpha_x \quad (26)$$

### 3.6.3. Sorção e Retardo

A sorção é o processo pelo qual os contaminantes dissolvidos participam-se da água subterrânea e aderem às partículas da matriz do aquífero. A sorção de contaminantes dissolvidos na matriz do aquífero resulta na retardação do contaminante em relação à velocidade média do fluxo advectivo e na redução da concentração dos contaminantes na água subterrânea (LYMAN et al., 1992).

A sorção de contaminantes dissolvidos é um fenômeno complexo que sofre influência de vários fatores. A matéria orgânica e os minerais de argila são os componentes que têm maior influência no processo de sorção dentro de um aquífero. Na maioria dos aquíferos, é a fração orgânica que tende a controlar a sorção dos compostos hidrofóbicos dissolvidos, como é o caso dos hidrocarbonetos de petróleo. Portanto, quanto maior o teor de matéria orgânica no aquífero, maior será o efeito da sorção e conseqüentemente, maior será o retardo no deslocamento dos contaminantes (BEDIENT et al., 1994).

O modelo mais freqüentemente utilizado para descrever a sorção de compostos orgânicos voláteis em solos é a isoterma de Freundlich, representada por:

$$C_s = K_d \cdot C_w^n \quad (27)$$

onde  $C_s$  é a concentração do composto químico sorvido;  $C_w$  é a concentração do composto químico que permanece dissolvido em água;  $K_d$  é o coeficiente de distribuição; e  $n$  é o expoente de Freundlich.

O coeficiente de retardo ( $R$ ) para sorção linear é determinado pela relação:

$$R = 1 + \frac{\rho_b K_d}{\eta_e} \quad (28)$$

onde  $\rho_b$  é a densidade do aquífero;  $\eta_e$  é a porosidade efetiva; e  $K_d$  é o coeficiente de distribuição ( $K_d = C_s/C_w^n$ ). Também pode ser expresso pelo produto do coeficiente de sorção ( $K_{oc}$ ) pela fração da matéria orgânica ( $f_{oc}$ ):  $K_d = K_{oc} \cdot f_{oc}$

A velocidade de transporte do contaminante ( $v_c$ ) pode ser calculada por (BEDIENT et al., 1994):

$$v_c = \frac{v_x}{R} \quad (29)$$

No caso do transporte de contaminantes conservativos, em que o efeito da sorção não se verifica,  $R$  é igual a 1. Com isso, a velocidade de transporte do contaminante ( $v_c$ ) é igual à velocidade do fluxo da água subterrânea ( $v_x$ ).

### 3.6.4. Biodegradação

O processo de biodegradação é uma reação bioquímica que é mediada pelos microorganismos. A biodegradação é o principal mecanismo de atenuação natural que irá limitar o transporte dos contaminantes na subsuperfície. Durante o processo de biodegradação, os microorganismos existentes no ambiente subterrâneo (bactérias e fungos) transformam os contaminantes em produtos metabólicos inócuos ou menos tóxicos, reduzindo a massa destes compostos no ambiente subterrâneo

(FERNANDES, 2002). Estas transformações dependem das características geoquímicas da água subterrânea, da população microbiana e das propriedades dos contaminantes (CORSEUIL e MARTINS, 1994).

A taxa de biodegradação pode ser determinada pela aplicação dos dados de análise de campo a um modelo cinético de biodegradação. Os modelos de destino e transporte de contaminantes geralmente empregam o modelo cinético de decaimento de primeira ordem para descrever a cinética de biodegradação dos contaminantes hidrocarbonetos de petróleo em aquífero, representado pela Equação (30):

$$\frac{dC}{dt} = -\lambda \cdot C \quad (30)$$

onde  $dC/dt$  é a velocidade de decaimento do soluto no tempo;  $C$  é a concentração do soluto; e  $\lambda$  é o coeficiente de decaimento do soluto devido a biodegradação.

Integrando a Equação (30), o coeficiente de biodegradação é obtido, sendo:

$$\frac{C}{C_0} = e^{-\lambda \cdot t} \quad (31)$$

onde  $C_0$  é a concentração inicial.

Através do gráfico  $\ln(C)$  versus tempo  $t$  obtém-se uma reta, cujo coeficiente angular corresponde ao coeficiente de biodegradação de primeira ordem (CHAPRA, 1997).

Os contaminantes orgânicos também podem ser transformados em outros contaminantes por uma série de mecanismos químicos, como o caso da hidrólise. Contudo, acredita-se que as reações químicas para os hidrocarbonetos de petróleo são reduzidas em ambiente subterrâneo, se comparadas com as transformações mediadas pelos microorganismos (MACKAY et al., 1985).

Em estudos de fluxo da água subterrânea utilizando traçadores, é recomendável que os solutos usados como indicadores sejam substâncias conservativas, ou seja, substâncias que não sejam biodegradáveis e adsorvidas no meio poroso, além de não estarem presentes e nem reajam no meio natural e que possam ser detectáveis em baixas concentrações (TODD, 1980). Ao inserir um indicador no aquífero deve-se realizar monitoramentos periódicos e depois simular os dados coletados em um modelo computacional, para então ajustar o coeficiente de permeabilidade obtido no campo ou em laboratório. Os modelos devem ser calibrados e ajustados de acordo com o indicador utilizado e as características de campo. Estes resultados obtidos devem ser bem interpretados, pois os modelos matemáticos geralmente admitem simplificações que podem conduzir a resultados distorcidos da realidade (BEDIENT et al., 1994).

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Área de estudo

Os estudos de campo foram realizados na Fazenda Experimental da Ressacada, de propriedade da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). Localiza-se no sul da Ilha de Santa Catarina, na região da Tapera, próximo ao Aeroporto Hercílio Luz. Possui uma área total de 5600 m<sup>2</sup>, em região plana, com altitudes que variam suavemente entre 0,10 e 0,50 metros (Figura 12).



Figura 12 – Vista geral da área experimental da fazenda da ressacada.

Em uma área de dimensões 20x30 m<sup>2</sup> foram instalados 45 poços para o monitoramento do deslocamento da pluma de gasolina e do traçador íon brometo (Figura 13). Cada poço possui cinco pontos de monitoramento, nas profundidades de 1; 2; 2,5; 3,5 e 4,5 m em relação ao nível do terreno.

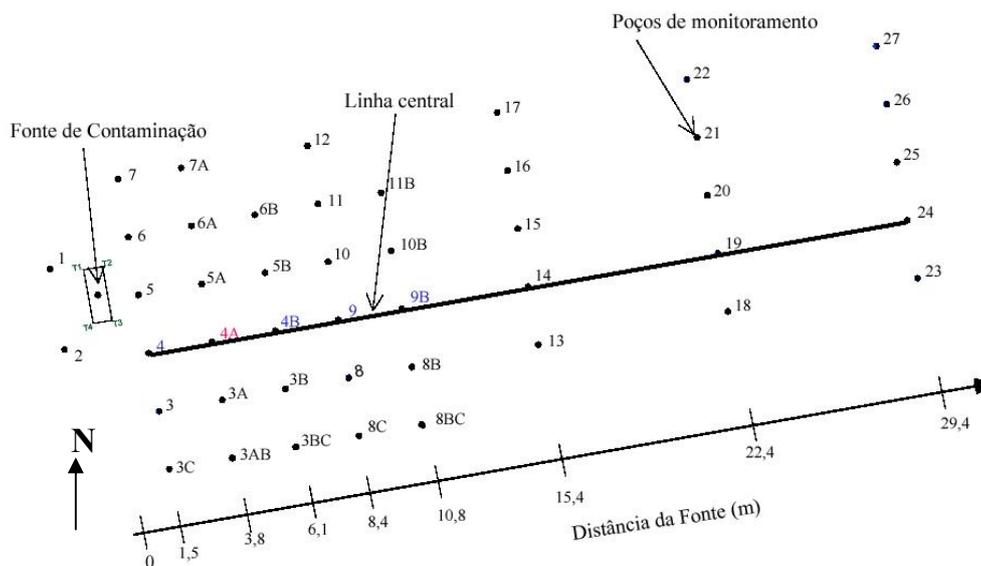


Figura 13 – Representação esquemática dos poços de monitoramento.

## **4.2. Características hidrogeológicas do local**

O nome designado ao aquífero localizado sob a Fazenda Experimental da Ressacada é Aquífero Ingleses. Este aquífero faz parte do Sistema Aquífero Sedimentos Inconsolidados, que agrupa todos os depósitos sedimentares capazes de transmitir água ocorrentes na Ilha de Santa Catarina. Representa uma camada aquífera sedimentar livre, composta de areia grossa limpa, areia fina ou areia fina argilosa, que perfaz contato direto com a superfície e com uma camada confinada a profundidades maiores do que 15 metros. São depósitos de idade quaternária, compostos por acúmulo de material sedimentar de origem marinho-praial, com predominância de areia média à grossa, podendo, em alguns locais, a contribuição eólica ser grande, favorecendo a ocorrência de areia fina (GUEDES JR, 1999).

Como já descrito anteriormente, o relevo é, em geral, plano ou suavemente ondulado, sendo característica marcante deste sistema a alta permeabilidade dos materiais constituintes. Os solos são pouco espessos ou mesmo inexistentes, enquanto as áreas de recarga relacionam-se à completa extensão do aquífero, recebendo águas diretamente de precipitação e da superfície dos morros (GUEDES JR, 1999).

Os parâmetros hidrogeológicos da área da Ressacada foram determinados através de experimentos de campo e de laboratório. O solo foi caracterizado a 1 m de profundidade (nível aproximado do lençol freático) como areia fina cinza, de granulometria uniforme, com menos de 5% de silte e argila. Também foi realizada a análise da porosidade efetiva ( $n_e$ ) do solo saturado, quantificada em 20%. Para a avaliação da condutividade hidráulica *in loco*, a empresa Geodésia, Estudos, Projetos e Assessoria Ltda realizou o ensaio de carga a nível variável em três pontos próximos da área experimental, o que indicou uma condutividade hidráulica média de  $6,6 \times 10^{-5}$  cm/s e caracterizou o aquífero como homogêneo e isotrópico. Schneider (2001), através do monitoramento de três piezômetros (Pz1, Pz2 e Pz3) localizados ao redor da área experimental, no período de junho de 1998 a outubro de 1999, determinou a variação das direções do fluxo da água subterrânea, como mostra a Figura 14. Estas variações são provocadas pelas flutuações do nível piezométrico que alteram o gradiente hidráulico. A direção preferencial do fluxo da água subterrânea é apontada na Figura 14, seguindo o sentido AB. Foram encontrados um gradiente hidráulico médio ( $i$ ) de 1,5% e uma velocidade de fluxo de 1,2 m/ano.

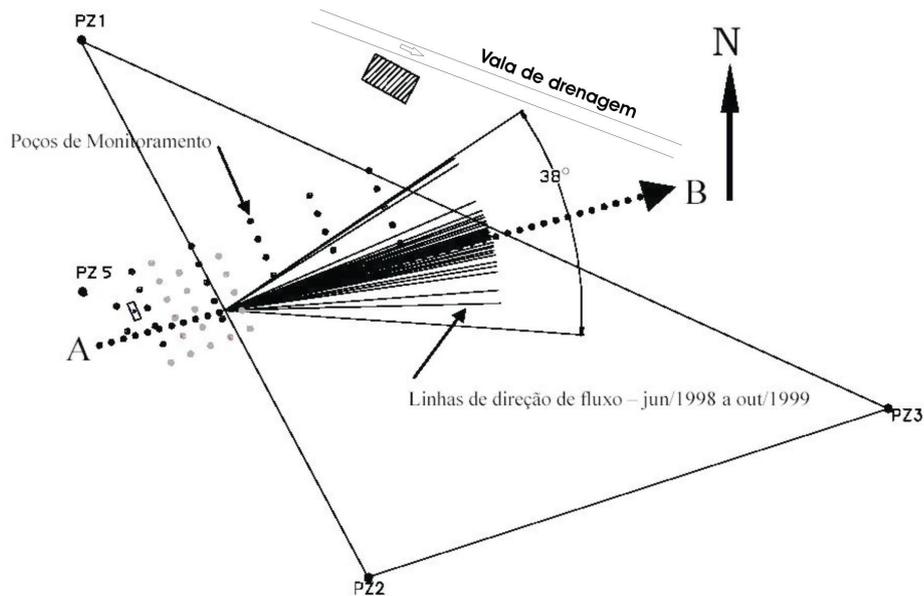


Figura 14 – Variações na direção do fluxo da água subterrânea (SCHNEIDER, 2001).

### 4.3. Influência da precipitação na variação da direção de fluxo

Para avaliar a influência da precipitação na variação da direção do fluxo da água subterrânea foram realizadas várias medições do nível d'água de quatro piezômetros (Pz1, Pz2, Pz3 e Pz5) localizados ao redor da área experimental (Figura 14). Foram coletados dados em épocas chuvosas e de estiagem durante o período de novembro de 2000 a outubro de 2004 utilizando-se um Medidor Eletrônico de Nível d'água da marca HidroSuprimentos (ANEXO A). Os mapas potenciométricos foram construídos a partir do software empregado em análises de risco, SCBR, descrito no item 4.4.1. Para isso, foram utilizados como dados de entrada no modelo, o posicionamento dos piezômetros em coordenadas absolutas EW (eixo X), NS (eixo Y), como apresentado na Tabela 2, e seus respectivos níveis de água (eixo Z) calculados em cada leitura. Os níveis de água nos piezômetros (Z) foram calculados de acordo com a Equação (32), e referenciados à cota -5,00 metros devido às diferenças de cotas do terreno em cada piezômetro. A cota da tampa dos piezômetros é mostrada na Tabela 2.

$$Z = 5 - |leitura.do.piezômetro - cota.da.tampa| \quad (32)$$

Tabela 2 - Coordenadas dos Piezômetros

Piezômetro	X [m]	Y [m]	Z [m]	Cota da Tampa [m]
PZ-1	2007,797	1008,075	Variável	0,912
PZ-2	2028,641	968,876	Variável	0,873
PZ-3	2066,597	981,229	Variável	0,005
PZ-5	2003,647	991,730	Variável	1,252

Para a determinação da direção do fluxo da água subterrânea através dos mapas potenciométricos foram traçadas linhas ortogonais às linhas equipotenciais. O sentido do fluxo ocorre da maior linha equipotencial para a menor.

#### **4.4. Calibração do modelo SCBR**

##### **4.4.1. Modelo matemático de análise de risco SCBR**

O SCBR - Solução Corretiva Baseada no Risco - é um modelo matemático bidimensional desenvolvido para simular o destino e o transporte de compostos químicos dissolvidos nas águas subterrâneas, possibilitando a avaliação do risco em áreas contaminadas ou passíveis de contaminação. O modelo foi desenvolvido através da parceria entre a PETROBRAS - Petróleo Brasileiro S.A. e a Universidade Federal de Santa Catarina, através do Laboratório de Remediação de Águas Subterrâneas, e com a colaboração da ESSS Engineering Simulation and Scientific Software. O modelo permite determinar o alcance e a taxa de migração de uma pluma de contaminação com hidrocarbonetos de petróleo em presença de etanol, como no caso de derramamentos de gasolina com etanol. A solução das equações de transporte e transformação do soluto, que inclui a advecção, dispersão hidrodinâmica, sorção e biodegradação, é obtida numericamente. O transporte do soluto pode ser simulado com biodegradação, através de um modelo de decaimento de primeira ordem. Nos casos onde o etanol está presente, a cinética de biodegradação leva em conta a interferência deste composto na biodegradação dos demais hidrocarbonetos. Como resultados, o modelo apresenta o mapa vetorial do fluxo da água subterrânea, leituras pontuais de velocidade da água subterrânea, carga hidráulica, variação da concentração em função do tempo, variação do volume da fonte de contaminantes e a visualização bidimensional da evolução da pluma no tempo e espaço, permitindo a identificação das áreas de risco de contaminação. O SCBR simula o transporte dos contaminantes dissolvidos na água subterrânea de aquíferos não confinados, tanto para casos triviais, em que são consideradas condições de homogeneidade e isotropia do aquífero, quanto para casos mais complexos que envolvem a simulação bidimensional em sistemas heterogêneos e anisotrópicos. O modelo não se deve empregado para simulações em solos não-saturados, escoamento superficial ou transporte pelo ar atmosférico (PETROBRAS, 2003).

##### **4.4.2. Dados do traçador de fluxo da água subterrânea**

Antes do derramamento da gasolina na área experimental, foi adicionado no dia 1º de dezembro de 1998, no local da fonte, 1,0 kg do sal brometo de potássio (KBr) em solução, o que equivale a 671 g do íon brometo somente. Este íon serve como indicador do fluxo da água subterrânea (traçador) por não estar presente nesse aquífero antes da contaminação e por não sofrer os processos de sorção e biodegradação. O uso de um traçador conservativo é o melhor método para determinar a velocidade e a dispersão no ambiente subsuperficial.

Para o monitoramento do espalhamento do traçador na área experimental foram coletadas amostras de água subterrânea dos 45 poços de monitoramento, nos cinco níveis de profundidades de coleta. A fonte não possui poço de monitoramento. Ao todo, foram realizadas 13 campanhas de coleta nos meses de: dezembro de 1998 (coleta 1 – 15 dias após a contaminação), janeiro de 1999 (coleta 2 – 1 mês), março de 1999 (coleta 3 – 2 meses), maio de 1999 (coleta 4 – 5 meses), agosto de 1999 (coleta 5 – 8 meses), outubro de 1999 (coleta 6 – 10 meses), abril de 2000 (coleta 7 – 16 meses), novembro de 2000 (coleta 8 – 23 meses), agosto de 2001 (coleta 9 – 32 meses), janeiro de 2002 (coleta 10 – 37 meses), outubro de 2002 (coleta 11 – 46 meses), dezembro de 2003 (coleta 12 – 60 meses) e agosto de 2004 (coleta 13 – 68 meses). A concentração do íon brometo na água subterrânea foi analisada por cromatografia líquida, em cromatógrafo Dionex (modelo DX-120).

A visualização da distribuição horizontal do traçador brometo de potássio na subsuperfície pode ajudar a compreender o comportamento da pluma de contaminação, bem como auxiliar na determinação de parâmetros do fluxo da água subterrânea. Para visualizar a distribuição do traçador na água subterrânea foram construídos gráficos por meio do programa *Surfer 7.0*. Com o auxílio deste programa, foram determinadas linhas equipotenciais de concentração do traçador ao longo da área experimental, em cada campanha de coleta. Na literatura, existem vários métodos de interpolação que podem ser utilizados para representar o comportamento das plumas de contaminação na subsuperfície. O método que melhor se adequou a este caso foi a triangulação com interpolação linear, que interpola os dados de maior concentração encontrada nos níveis de amostragem de cada poço de monitoramento.

#### **4.4.3. Determinação do fluxo advectivo e dispersivo com o SCBR**

A determinação dos fluxos advectivo e dispersivo da água subterrânea foi realizada por meio de simulações com o modelo bidimensional de transporte e transformação SCBR. O modelo foi calibrado para determinar os seguintes parâmetros: velocidade intersticial média do escoamento, condutividade hidráulica, dispersividade longitudinal e transversal, concentração inicial e área da fonte. Para a calibração foram utilizados os poços de monitoramento da linha central da pluma (P4, P4A, P4B, P9, P9B, P14, P19 e P24). A calibração do modelo foi concluída quando a curva de concentração do íon brometo da linha central da pluma calculada pelo modelo SCBR foi ajustada com os dados de campo para os períodos das coletas 9 (32º mês), 11 (46º mês) e 13 (68º mês). Foram escolhidas estas três coletas por apresentarem períodos mais recentes e terem maior número de dados de campo na linha central da pluma. O ajuste dos valores simulados aos dados medidos de concentração do íon brometo foi obtido pela variação da condutividade hidráulica e da dispersividade transversal e longitudinal. Pela limitação imposta pelo modelo SCBR, utilizou-se o Modelo de Concentração Inicial Medida na Fonte, para que a concentração inicial e a área da fonte também fossem ajustadas de modo que a massa de traçador derramado ficasse próxima da real (671g). Na modelagem foram obtidos valores da dispersão transversal e longitudinal do traçador, além de valores de condutividade hidráulica que foram comparados com os valores obtidos nos testes de campo, permitindo a avaliação do fluxo advectivo. Com o valor da condutividade

hidráulica corrigido e do gradiente hidráulico médio calculado através do mapa potenciométrico gerado pelo modelo SCBR, foi determinada a velocidade intersticial média da água subterrânea através da Equação (6).

A interface gráfica principal de entrada de dados do SCBR é mostrado na Figura 15.

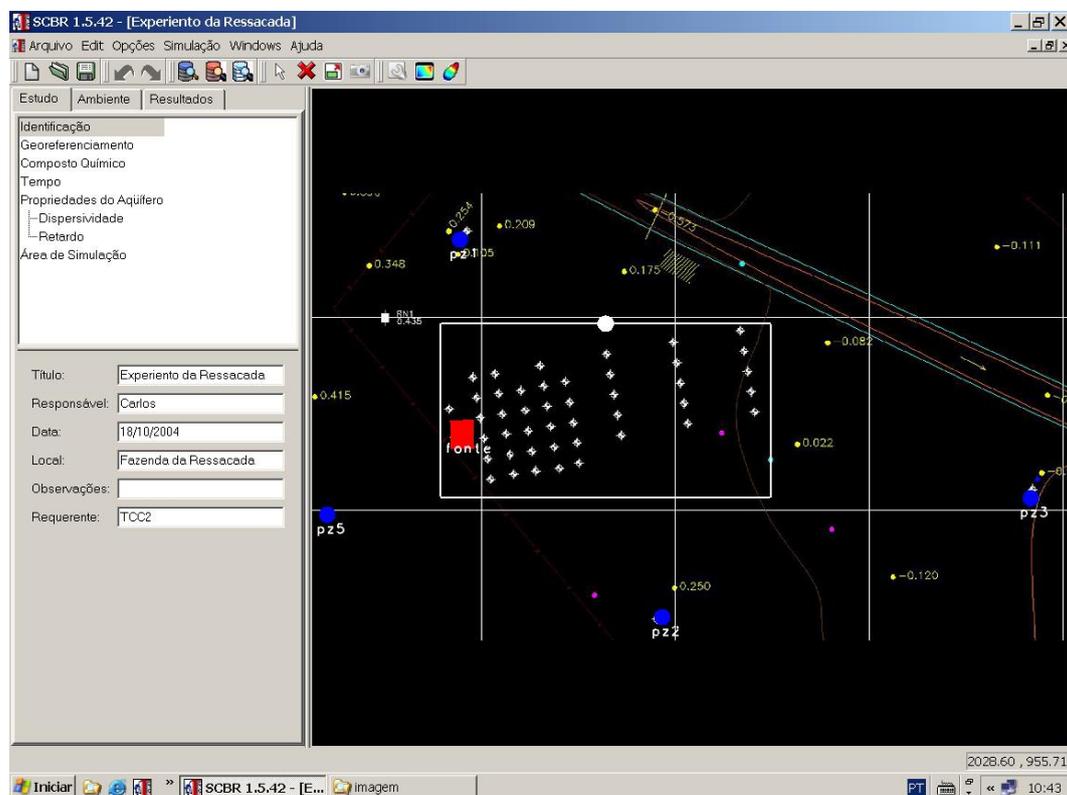


Figura 15: Interface gráfica do modelo SCBR .

Os dados de entrada no modelo foram:

- O mapa potenciométrico construído a partir da leitura N° 8 dos níveis piezométricos (Pz1 = 4,642 m; Pz2 = 4,533 m; Pz3 = 3,965 m e Pz5 = 4,612 m), conforme ANEXO B. Escolheu-se o mapa cujo gradiente hidráulico fosse próximo ao valor médio calculado do gradiente de todas as leituras e cuja direção do fluxo se apresentasse mais semelhante à direção observada pelo deslocamento do traçador;
- A porosidade do solo, obtida por ensaios em laboratório e igual a  $n_e = 0,2$ ;
- O coeficiente de decaimento do íon brometo, igual a zero por se tratar de uma substância conservativa;
- O coeficiente de retardo do íon brometo, igual a 1, por não sofrer sorção e retardo;
- A massa de brometo usada como traçador, igual a 0,671 g;
- A profundidade de mistura da fonte, 2,5m;
- As concentrações do íon brometo, obtidas através do monitoramento da área de controle;
- O tempo de simulação de seis anos.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1. Oscilação dos níveis piezométricos da água subterrânea

A direção preferencial do fluxo da água subterrânea na área experimental, determinada por Schneider (2001), segue a direção AB, como visto anteriormente na Figura 14. Esta direção coincide com a direção do fluxo regional da água subterrânea observado no mapa topográfico da Fazenda da Ressacada (Figura 16). No caso deste aquífero, por possuir propriedades praticamente homogêneas e isotrópicas, pode-se considerar a superfície potenciométrica da água subterrânea semelhante à superfície topográfica.

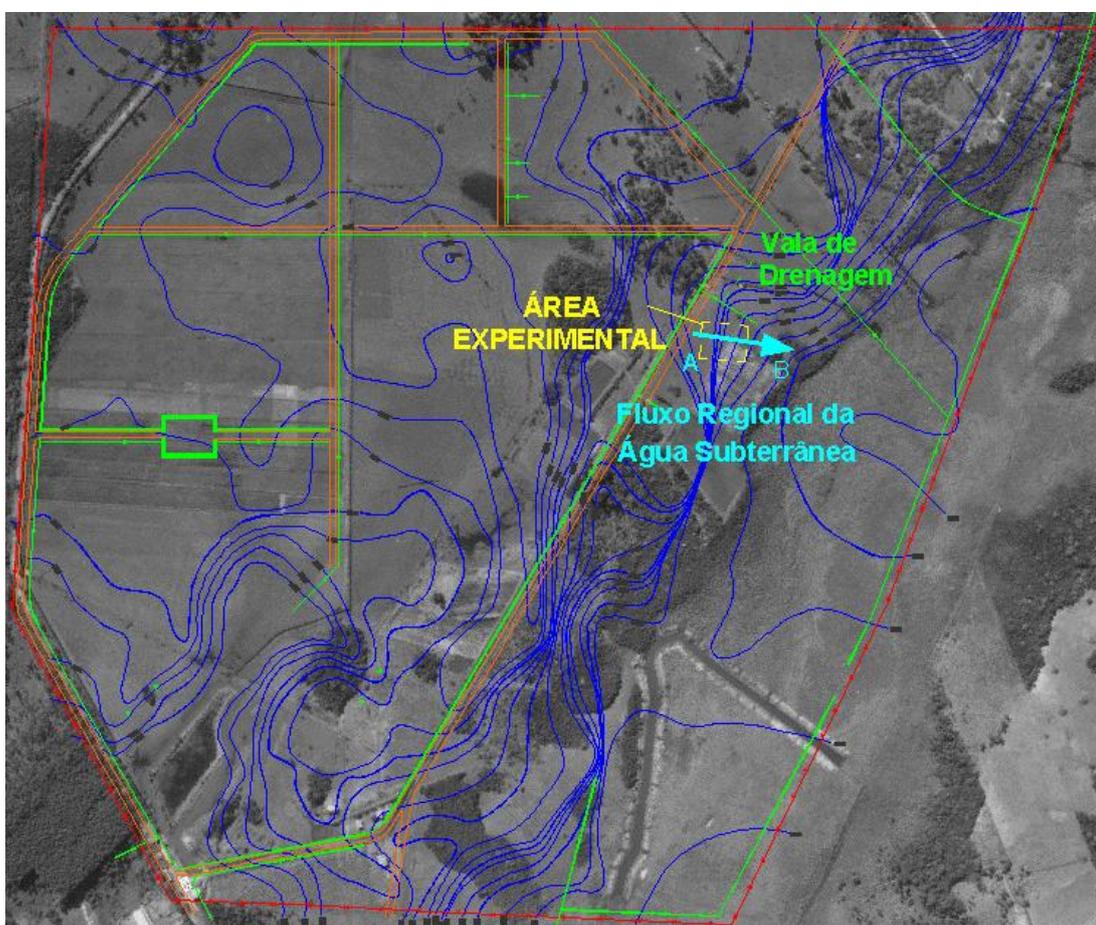


Figura 16 – Foto aérea, curvas de nível e localização das valas de drenagem pluvial na Fazenda da Ressacada.

Próximo ao experimento há uma vala de drenagem pluvial, mostrada anteriormente na Figura 14. Esta vala pode ser classificada como intermitente, pois, em geral, escoar diferentes fluxos em épocas chuvosas e permanece seca durante as

estiagens. Durante o período chuvoso a vala transporta todos os tipos de deflúvio, pois o lençol freático conserva-se acima do leito fluvial, alimentando o curso d'água, o que não ocorre em época de estiagem, quando o lençol freático se encontra a um nível inferior ao do leito. Além disso, em dias com ocorrência de precipitações intensas, a vala pode apresentar escoamento superficial, pois o nível d'água da vala fica acima do nível d'água do lençol freático. Neste caso, a vala de drenagem passa a contribuir para o aquífero, atuando como zona de recarga, alterando a superfície freática definida pela topografia regional e variando a direção do fluxo da água subterrânea.

A Tabela 3 mostra os níveis d'água nos piezômetros, medidos em quatro dias consecutivos durante o período da manhã. No primeiro dia de medição, obteve-se o nível d'água medido nos piezômetros após ocorrência de chuva intensa na noite anterior. Nas segunda e terceira medições, observou-se um rebaixamento nos níveis d'água, tendo em vista a não ocorrência de chuva nesses períodos. Na noite anterior ao último dia de medição, ocorreu chuva intensa novamente, ocasionando um aumento nos níveis piezométricos, que pôde ser verificado na quarta medição. Estas variações no nível freático estão relacionadas diretamente às ocorrências de chuva, visto que as áreas de recarga do aquífero relacionam-se à extensão do mesmo, recebendo águas diretamente de precipitação e, conseqüentemente, possibilitando um tempo de resposta relativamente curto na variação do nível d'água nos piezômetros.

Tabela 3 – Níveis d'água nos piezômetros

Data	Horário de medição	Z1 [m]	Z2 [m]	Z3 [m]	Z5 [m]	OBS.
09/12/2003	10 hr	4,554	4,405	4,361	4,485	choveu na noite anterior
10/12/2003	9 hr	4,522	4,423	4,065	4,452	sem chover
11/12/2003	10 hr	4,459	4,382	4,010	4,403	sem chover
12/12/2003	11 hr	4,673	4,566	4,481	4,593	choveu na noite anterior

Os mapas potenciométricos da superfície freática, construídos a partir das quatro medições da Tabela 3, estão apresentados na Figura 17, onde é possível avaliar a variação da direção do fluxo da água subterrânea influenciada pelo nível d'água na vala de drenagem. Estes mapas foram escolhidos por serem os mais representativos dentre os demais mapas construídos a partir das outras medições dos níveis piezométricos, apresentadas no ANEXO B.

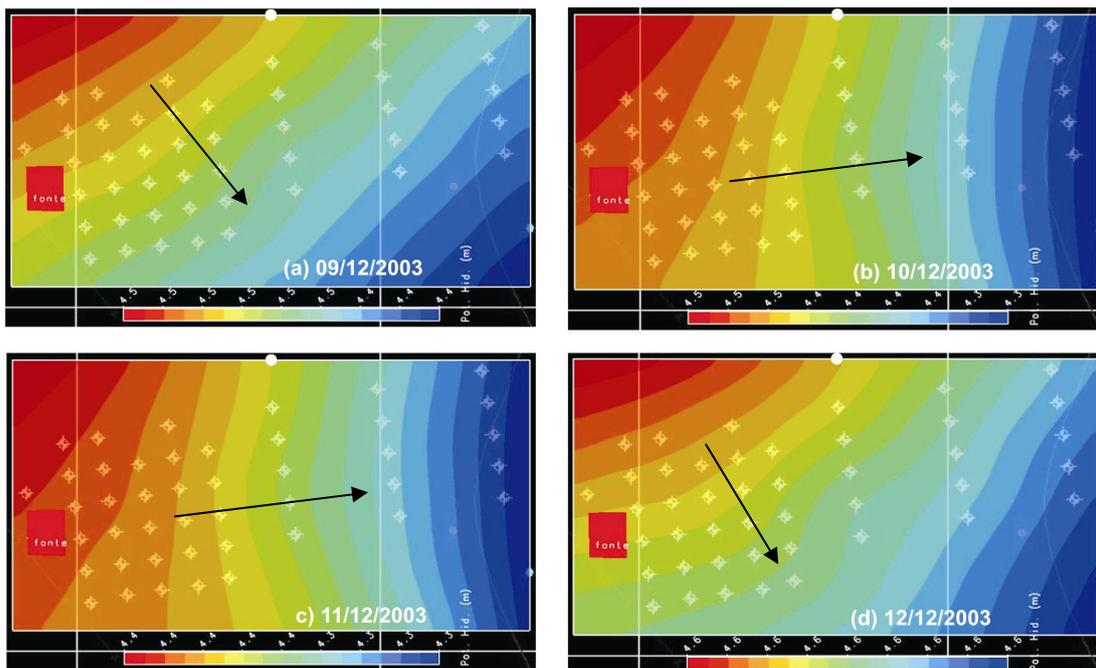


Figura 17 – (a) Mapa potenciométrico da superfície freática no dia 09/12/2003, com alto nível d'água observado na vala de drenagem; (b) Mapa potenciométrico da superfície freática no dia 10/12/2003, com médio nível d'água observado na vala de drenagem; (c) Mapa potenciométrico da superfície freática no dia 11/12/2003, com médio nível d'água observado na vala de drenagem; (d) Mapa potenciométrico da superfície freática no dia 12/12/2003, com alto nível d'água observado na vala de drenagem.

As Figuras 17 (b) e (c) apresentaram a mesma direção do fluxo regional da água subterrânea, pois a vala de drenagem se encontrava com um nível d'água que não contribuía para o aquífero. No entanto, as Figuras 17 (a) e (d) apresentaram variação na direção do fluxo local em relação à direção do fluxo regional da água subterrânea, pois nestes períodos o nível d'água da vala encontrava-se acima do nível d'água do lençol freático, atuando como zona de recarga no aquífero e alterando a distribuição da carga potenciométrica no lençol freático.

## 5.2. Distribuição horizontal do traçador íon brometo

A Figura 18 mostra as plumas de distribuição do traçador íon brometo na água subterrânea da Ressacada construídas utilizando o programa *Surfer 7.0* a partir dos dados de campo observados no monitoramento. A pluma aumenta ao longo do tempo, o que revela um deslocamento contínuo da mesma em todos os períodos de amostragem. Isso já era esperado, pois o brometo não é biodegradável e não adsorve na matriz do solo.

A extensão máxima de monitoramento da pluma de contaminação na direção longitudinal e transversal à fonte de contaminação é de 30 e 10 metros, respectivamente. A pluma de brometo atingiu essa extensão máxima detectada em agosto de 2001, ou seja, 32 meses após a contaminação.

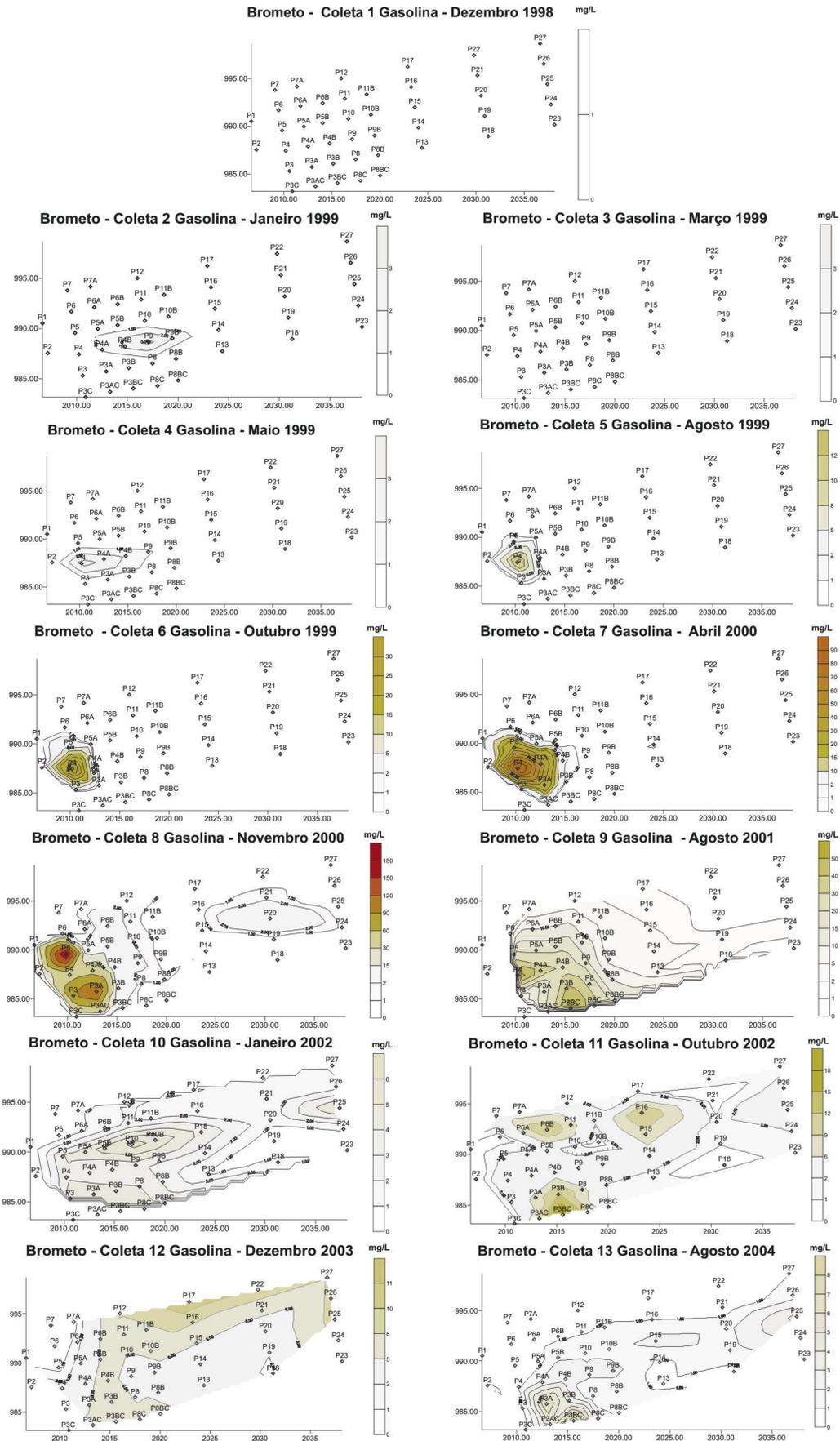


Figura 18: Mapas da concentração do traçador brometo de potássio dissolvido na água subterrânea.

### 5.3. Determinação do fluxo advectivo e dispersivo da água subterrânea

Através da calibração do modelo matemático SCBR com os dados experimentais de campo de concentração do íon brometo, determinou-se os parâmetros de fluxo advectivo e dispersivo da água subterrânea da área experimental. As Figuras 19, 20 e 21 representam as curvas de calibração ajustadas com os dados das coletas 9, 11 e 13, respectivamente (ANEXO C). Foram variados os parâmetros de entrada no modelo, afim de que os valores simulados de concentração do íon brometo, da linha central da pluma, se ajustassem aos valores medidos em campo nos três períodos de coleta. Os parâmetros variados foram os seguintes: concentração inicial na fonte, área da fonte, condutividade hidráulica e dispersividades longitudinal e transversal.

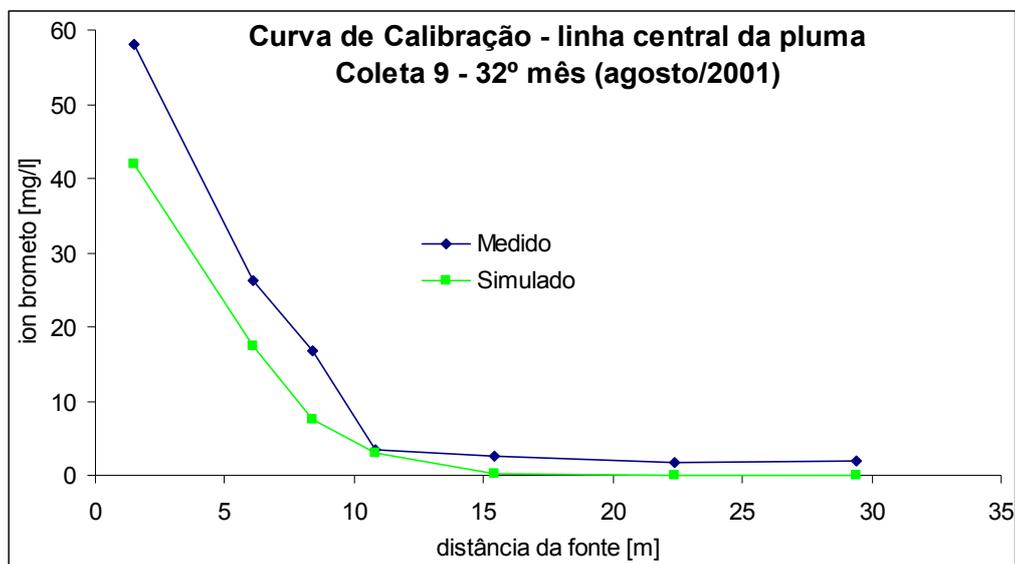


Figura 19 – Curva de decaimento da concentração do íon brometo ao longo da linha central da pluma ajustada aos dados de campo da coleta 9.

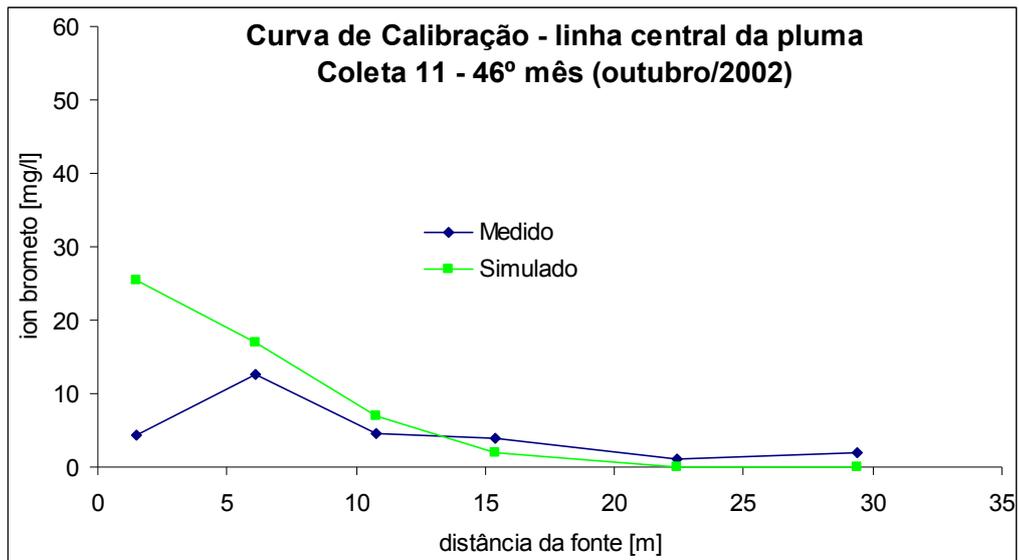


Figura 20 – Curva de decaimento da concentração do íon brometo ao longo da linha central da pluma ajustada aos dados de campo da coleta 11.

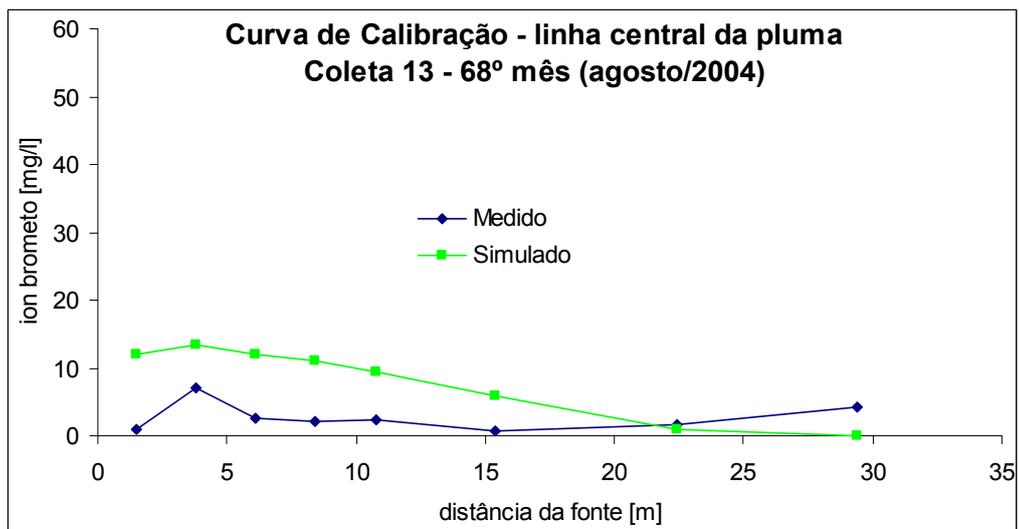


Figura 21 – Curva de decaimento da concentração do íon brometo ao longo da linha central da pluma ajustada aos dados de campo da coleta 13.

Os resultados obtidos da calibração foram: concentração inicial na fonte igual a 230 mg/L, área da fonte de 2,5x2,5 m<sup>2</sup>, condutividade hidráulica igual a 2,0x10<sup>-4</sup> cm/s, dispersividade longitudinal igual a 1,2 m e dispersividade transversal igual a 0,8 m. A Figura 22 consiste em plumas do traçador nos períodos das coletas 9 (a), 11 (b) e 13 (c), simuladas no modelo SCBR com os parâmetros ajustados na calibração. Também são mostrados na Figura 22 os poços de monitoramento utilizados para a confecção das curvas de calibração.

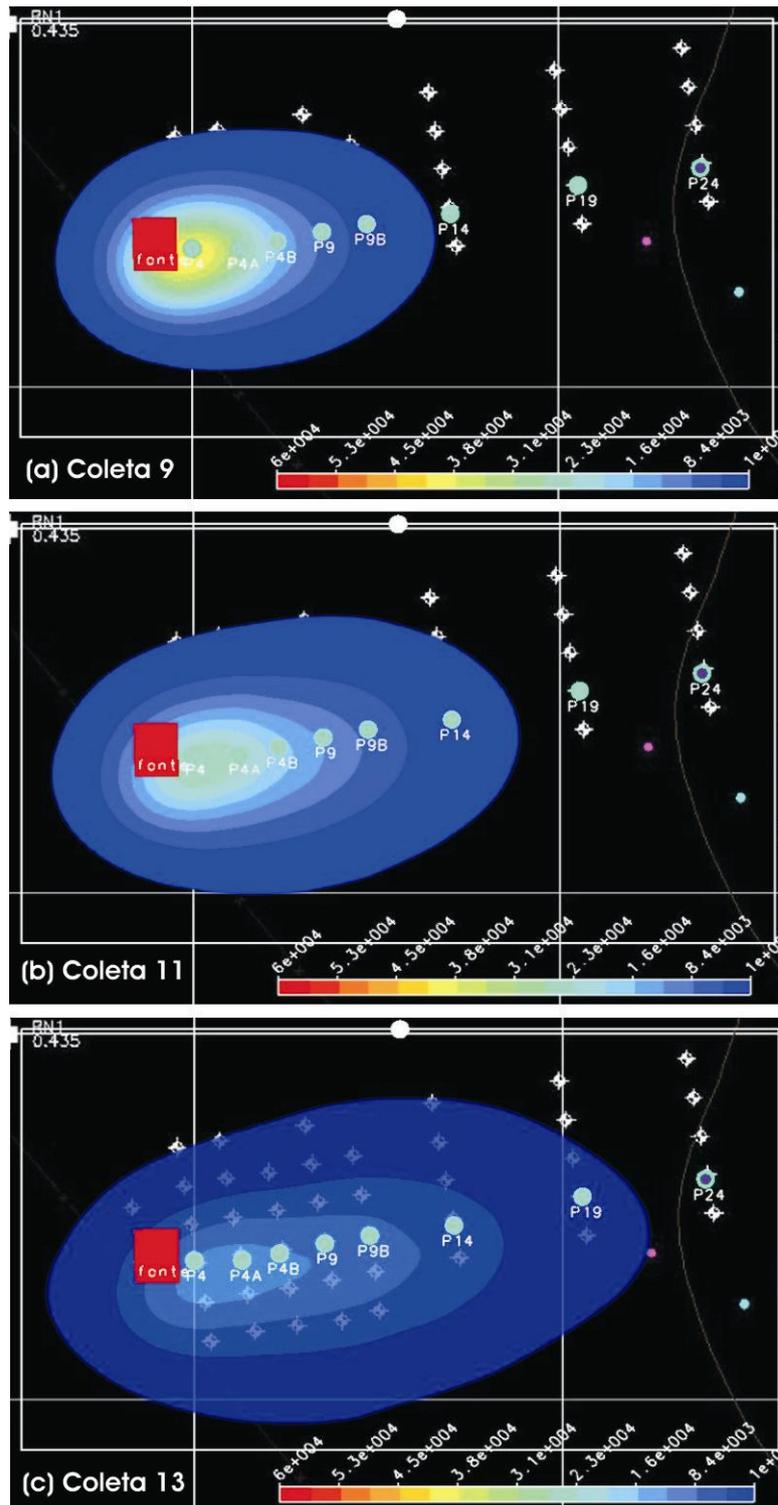


Figura 22 – Plumas de concentração do traçador íon brometo nas coletas 9 (a), 11 (b) e 13 (c) simuladas no modelo SCBR com os parâmetros ajustados na calibração. A unidade da escala de cores é  $\mu\text{g/l}$ .

A fonte de contaminação não possui poço de monitoramento. O valor máximo de concentração do íon brometo foi detectado na campanha de coleta 8 (23º mês após

a contaminação), no valor de 125 mg/L no poço P3A, próximo à fonte de contaminação. Este fato valida o valor de concentração inicial da fonte ajustado na calibração. Considerando uma área de  $2,5 \times 2,5 \text{ m}^2$ , uma profundidade de mistura de 2,5m e uma concentração de 230mg/L, calculou-se, através de simulação, a massa derramada na fonte e obteve-se um valor de 718 g, valor próximo do real derramado, 671g.

O valor da dispersividade longitudinal encontrado na calibração está dentro dos valores propostos na literatura, de acordo com a escala do experimento. No entanto, o valor de dispersividade transversal não apresenta a mesma ordem de grandeza proposta nos modelos matemáticos de dispersão. Este valor de dispersão transversal não é real, apresentando-se superestimado devido à limitação do modelo SCBR. Este modelo considera o fluxo da água subterrânea em regime permanente, ou seja, a direção e a intensidade não variam ao longo do tempo. Com isso, o modelo considera que o espalhamento transversal da massa do traçador é causado somente pelo fenômeno de dispersão transversal. No entanto, o fenômeno que mais atua no espalhamento do traçador, neste caso, é o transporte advectivo, pois varia de direção ao longo do tempo.

Com a calibração do modelo SCBR, o valor da condutividade hidráulica foi ajustado em  $2,0 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ , valor este muito próximo da condutividade hidráulica apresentada na literatura para o tipo de solo arenoso da Fazenda da Ressacada. Porém, este valor diverge um pouco do valor determinado no ensaio de campo,  $6,6 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ . Isto pode ocorrer, já que o ensaio de campo foi executado somente em três pontos da área experimental e não considera a anisotropia e heterogeneidade do aquífero.

Para determinar a velocidade intersticial média da água subterrânea na área experimental ao longo desses 68 meses após o derramamento, aplicou-se a equação de Darcy (Equação (6)) para o escoamento em meios porosos. Para isso, utilizou-se a porosidade efetiva do solo  $n_e = 0,2$ , determinada em laboratório, a condutividade hidráulica corrigida  $K = 2,0 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$  e o gradiente hidráulico  $i = 0,008 \text{ m/m}$ , calculado através do gráfico do perfil de carga hidráulica ao longo da linha central da pluma, mostrado na Figura 23. O valor da velocidade intersticial média da água subterrânea é de 2,5 m/ano.

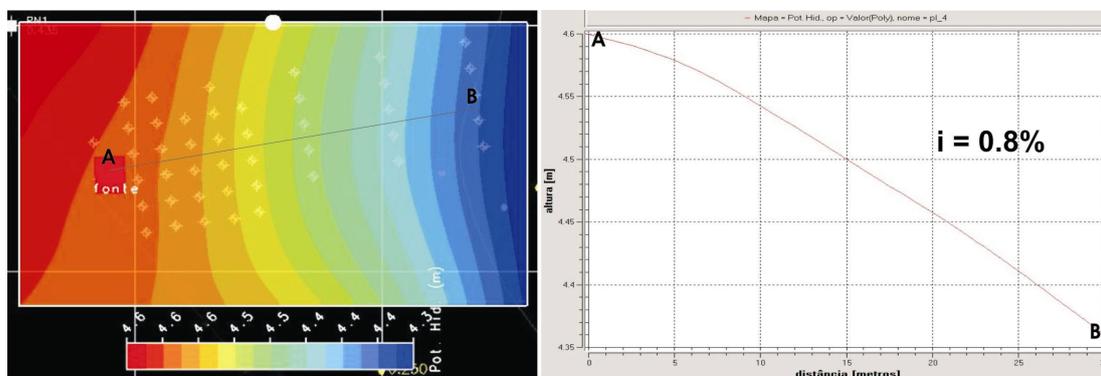


Figura 23 - Mapa potenciométrico utilizado como dado de entrada na calibração do modelo e perfil da carga hidráulica ao longo da linha central da pluma.

## 6. CONCLUSÕES

Este trabalho avaliou a influência do fluxo advectivo e dispersivo no transporte de contaminantes na água subterrânea através de um experimento real de derramamento de gasolina com etanol. A fim de contribuir para a pesquisa “Atenuação Natural de Aquíferos Contaminados por Derramamentos de Gasolina com Etanol”, desenvolvida na Fazenda Experimental da Ressacada, o monitoramento de quatro piezômetros localizados ao redor da área, em períodos chuvosos e de estiagem, revelou que há uma influência direta da precipitação na variação da direção do fluxo da água subterrânea em relação ao fluxo regional definido pela topografia local. Atribuiu-se este efeito à vala de drenagem pluvial localizada próxima à área experimental, que, em períodos de chuvas intensas, permanece com o nível d'água acima do lençol freático, atuando como zona de recarga do aquífero. Portanto, em simulações de áreas impactadas, é importante analisar as condições de contorno localizadas próximas ao estudo (lagos, rios, córregos e valas de drenagem), e, de preferência, utilizar modelos matemáticos que incorporem estas condições.

Através do acompanhamento do traçador íon brometo pelo período de 5,5 anos, quantificou-se os parâmetros de fluxo por meio de calibração com o modelo matemático bidimensional SCBR revelando que a velocidade intersticial média da água subterrânea na área experimental é de 2,5 m/ano e que os valores da dispersividade longitudinal e transversal são de 1,2 m e 0,8m, respectivamente. Observou-se, no entanto, que o valor da dispersividade transversal ajustado está superestimado, pois, devido à variação da direção do fluxo, o fenômeno que mais atua no espalhamento transversal do traçador é o transporte advectivo, que não é considerado durante a simulação por uma limitação do modelo.

Percebe-se, portanto, que os modelos matemáticos comumente utilizados em estudos de análise de risco toxicológica geralmente consideram o fluxo da água subterrânea em regime permanente, ou seja, com a direção e a intensidade do fluxo não variando ao longo do tempo. Sabe-se, porém, que nestes estudos em áreas impactadas, a simulação da mobilidade do contaminante através de modelos matemáticos é uma ferramenta que reforça a tomada de decisão na escolha do tipo de ação corretiva mais adequada. Desta forma, conclui-se que em ambientes subsuperficiais é de extrema importância o acompanhamento periódico do nível do lençol freático a fim de se determinar a direção preferencial do fluxo da água subterrânea, tendo em vista as variações que este parâmetro sofre ao longo do tempo. Com isso, tornar os resultados de simulações matemáticas mais representativos e precisos.

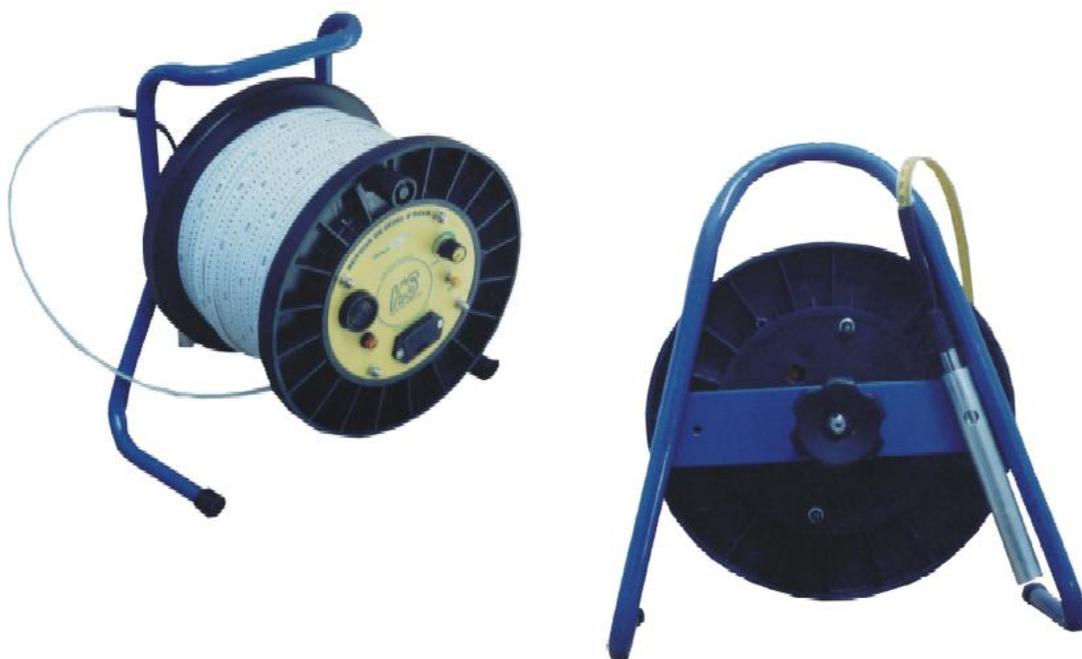
## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIAIS (ASTM). 1995 Annual Book of ASTM Standards: Standard Guide for Risk-Bases Corrective Action Applied at Petroleum Release Sites (designation: E 1739-95). Philadelphia, PA, n. 11.04, p. 875-917, 1995.
- BEDIENTE, Philip B.; RIFAI, Hanadi S.; NEWELL, Charles J. (1994) - Ground Water Contamination: Transport and remediation, New Jersey, Ed. Prentice Hall.
- CAPUTO, Homero P. (1988) - Mecânica dos Solos e Suas Aplicações. Vol. 1, 6ª ed., RJ, Ed. Livros Técnicos e Científicos S.A.
- CEDERSTROM, D.J. (1964) – Água Subterrânea, uma introdução. Ed. Centro de Publicações Técnicas da Aliança, RJ.
- CHAPRA, S.C. (1997) - Surface water-quality modeling. McGraw-Hill Companies, Inc., New York, NY. 844p.
- CORSEUIL, H.X.; MARINS, M.D.M. (1997) - Contaminação de Águas Subterrâneas por Derramamentos de Gasolina: o problema é grave?. Engenharia Sanitária e Ambiental. v. 2, n. 2, Abr./Jun.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL (CETESB), 1997. Uso das águas subterrâneas para abastecimento público no estado de São Paulo. São Paula. 48 p.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL (CETESB) – Risco à população. Disponível em [http://www.cetesb.sp.gov.br/serviços/licenciamento/postos\\_combustiveis.htm](http://www.cetesb.sp.gov.br/serviços/licenciamento/postos_combustiveis.htm) Acesso em: 24 jun. 2002.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. (1983) - Hidrologia Subterrânea. 2ª ed., Ed. Omega, Barcelona.
- DOMENICO, P.A. AND F.W.SCHWARTZ (1998) - Physical and Chemical Hydrogeology. 2<sup>nd</sup>, New York, NY: Ed. John Wiley & Sons, Inc., 1998. 506p.
- FERNANDES, M. (2002) – Atenuação natural da contaminação de aquífero submetido a derramamento de gasolina. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Química Analítica, Universidade Federal de Santa Catarina.
- FETTER, C. W. (1994) - Applied Hydrogeology. 3ª ed. Ed. Prentice Hall.
- GUEDES JR, A. (1999) – Mapeamento Hidrogeológico da Ilha de Santa Catarina utilizando Geoprocessamento. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Catarina.

- HEATH, R. C. (1983). United States Geological Survey Water Supply Paper 2220. tradução: WREGE, M.; POTTER, P. Hidrologia Básica de Água Subterrânea. Ed. U.S. Department of the Interior.
- LYMAN, W.J.; REIDY, P.J.; LEVY, B. (1992) - Mobility and degradation of organic contaminants in subsurface environments. Michigan: C. K. Smoley. 395 p.
- MACKAY, D.; ROBERTS, P.V.; CHERRY, J.A. (1995) – Transport of organic contaminants in groundwater. Environmental Science and Technology, v. 19, n. 5, 384-392.
- NEWMAN, S.P. (1990) - Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. Water Resources Research, v. 26, n. 8, p. 1749-1758.
- PETROBRAS; CENPES; Universidade Federal de Santa Catarina (2002). Laboratório de Remediação de Águas Subterrâneas. Solução Corretiva Baseada no Risco – Manual do Usuário. Versão 1.0. Florianópolis, SC.
- PETROBRAS; CENPES; Universidade Federal de Santa Catarina (2003). Laboratório de Remediação de Águas Subterrâneas. Protocolo de Investigação de Locais Contaminados por Derramamentos de Derivados de Petróleo. Florianópolis, SC.
- SCHNEIDER, M. R. (2001). Avaliação dos métodos para determinação da taxa de biodegradação de hidrocarbonetos monoaromáticos e ethanol em ambientes subsuperficiais, 2001. 95 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, UFSC.
- TODD, David K. (1980) - Ground Water Hydrology, New York.
- VARGAS, M. (1977) – Introdução à Mecânica dos Solos. McGraw-Hill do Brasil. Ed. Da Universidade de São Paulo. São Paulo.

## **8. ANEXOS**

***ANEXO A – Medidor Eletrônico de Nível d'água da marca HydroSuprimentos.***



**ANEXO B – Leituras dos níveis piezométricos.**

DADOS			Leitura dos Piezômetros				Nível d'água (cota Z)			
Nº	Data	Horário	P1	P2	P3	P5	Z1	Z2	Z3	Z5
1	8/11/2000	10:40	1,240	1,290	0,730	1,600	4,672	4,583	4,275	4,642
2	10/11/2000	11:00	1,330	1,370	0,920	1,680	4,582	4,503	4,085	4,562
3	15/11/2000	10:30	1,215	1,230	0,790	1,580	4,697	4,643	4,215	4,662
4	22/11/2000	11:03	1,075	1,060	0,520	1,470	4,837	4,813	4,485	4,772
5	30/5/2001	10:05	0,900	0,845	0,510	1,250	4,988	4,972	4,495	4,992
6	17/1/2002	11:00	1,060	1,080	0,700	1,445	4,852	4,793	4,305	4,797
7	18/1/2002	07:40	1,125	1,190	0,850	1,500	4,787	4,683	4,155	4,742
8	22/1/2002	07:55	1,270	1,340	1,040	1,630	4,642	4,533	3,965	4,612
9	23/1/2002	11:10	1,250	1,300	0,880	1,630	4,662	4,573	4,125	4,612
10	24/1/2002	10:50	1,300	1,350	1,020	1,650	4,612	4,523	3,985	4,592
11	29/1/2002	10:45	1,030	1,030	0,600	1,400	4,882	4,843	4,405	4,842
12	15/5/2002	09:00	1,175	1,255	0,795	1,550	4,737	4,618	4,210	4,692
13	16/5/2002	16:35	0,845	0,770	0,490	1,165	4,933	4,897	4,515	4,923
14	2/8/2002	15:44	1,284	1,344	0,958	1,652	4,628	4,529	4,047	4,590
15	3/8/2002	09:24	1,290	1,360	0,950	1,670	4,622	4,513	4,055	4,572
16	4/8/2002	07:50	1,310	1,388	0,985	1,689	4,602	4,485	4,020	4,553
17	21/10/2002	08:40	1,388	1,432	0,770	1,778	4,524	4,441	4,235	4,464
18	12/4/2002	11:40	1,110	1,165	0,810	1,490	4,802	4,708	4,195	4,752
19	26/4/2002	10:30	1,050	1,100	0,610	1,430	4,862	4,773	4,395	4,812
20	14/7/2003	08:30	1,613	1,650	1,100	seco	4,299	4,223	3,905	-
21	16/7/2003	10:15	1,450	1,530	0,590	1,870	4,462	4,343	4,415	4,372
23	8/7/2003	11:40	1,790	1,849	1,199	seco	4,122	4,024	3,806	-
24	9/12/2003	10:00	1,358	1,468	0,644	1,757	4,554	4,405	4,361	4,485
25	10/12/2003	09:00	1,39	1,45	0,94	1,79	4,522	4,423	4,065	4,452
26	11/12/2003	10:00	1,453	1,491	0,995	1,839	4,459	4,382	4,010	4,403
27	12/12/2003	11:00	1,239	1,307	0,524	1,649	4,673	4,566	4,481	4,593
28	3/8/2004	09:00	1,320	1,364	0,854	1,690	4,592	4,509	4,151	4,552
29	4/8/2004	09:50	1,340	1,385	0,890	1,705	4,572	4,488	4,115	4,537
30	5/8/2004	11:00	1,356	1,405	0,928	1,723	4,556	4,468	4,077	4,519
31	6/8/2004	11:00	1,31	1,355	0,810	1,675	4,602	4,518	4,195	4,567
32	9/8/2004	12:05	1,425	1,475	1,035	1,795	4,487	4,398	3,970	4,447
33	10/8/2004	11:45	1,435	1,490	1,035	1,805	4,477	4,383	3,970	4,437
34	11/8/2004	09:55	1,450	1,509	1,040	1,820	4,462	4,364	3,965	4,422
35	12/8/2004	11:25	1,466	1,529	1,065	1,831	4,446	4,344	3,940	4,411
36	16/8/2004	09:05	1,523	1,555	1,085	1,890	4,389	4,318	3,920	4,352
37	17/8/2004	07:40	1,537	1,605	1,108	1,890	4,375	4,268	3,897	4,352
38	18/8/2004	10:55	1,555	1,620	1,125	1,890	4,357	4,253	3,880	4,352
39	19/8/2004	08:50	1,57	1,641	1,134	1,890	4,342	4,232	3,871	4,352
40	19/8/2004	17:30	1,576	1,643	1,17	1,890	4,336	4,230	3,835	4,352
41	16/8/2004	11:15	1,218	1,234	0,564	1,594	4,694	4,639	4,441	4,648
42	29/9/2004	15:50	1,018	0,99	0,508	1,362	4,894	4,883	4,497	4,880
43	19/10/2004	11:00	1,147	1,129	0,526	1,515	4,765	4,744	4,479	4,727
44	21/10/2004	11:00	1,299	1,299	0,791	1,659	4,613	4,574	4,214	4,583
45	27/10/2004	11:30	1,045	1,003	0,503	1,424	4,867	4,870	4,502	4,818
46	28/10/2004	11:05	1,169	1,162	0,633	1,531	4,743	4,711	4,372	4,711

**ANEXO C – Tabela das concentrações máximas do íon brometo nos poços de monitoramento nas 13 campanhas de coleta.**

Coleta 1 dez98		Coleta 2 jan98 - 1º mês		Coleta 3 Mar99 - 2º mês		Coleta 4 Mai99 - 5º mês		Coleta 5 Ago99 - 8º mês		Coleta 6 Out99 - 10º mês		Coleta 7 Abr00 - 16º mês		Coleta 8 Nov00 - 23º mês		Coleta 9 Ago01 - 32º mês		Coleta 10 Jan02 - 37º mês		Coleta 11 Out02 46º mês		Coleta 12 Dez03 60º mês		Coleta 13 Ago04 - 68º mês	
Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Poço	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)	Amostra	Br (mg/L)
P1 n=1,0	0,141	P1 n=1,0	0,072	P1 n=2,5	0,039	P1 n=2,0	0,05	P1 n=2,0	0,088	P1 n=1,0	0,135	P1 n=2,0	0,04	P1 n=3,5	0,07	P3 n=2,5	5,555	P1 n=2,0	0,185	P1	0,04	P1	0,29	P1 n=3,5	0,04
P2 n=2,5	0,104	P2 n=2,0	0,104	P2 n=2,5	0,159	P2 n=2,0	0,186	P2 n=2,0	0,045	P2 n=3,5	0,033	P2 n=2,5	0,057	P2 n=2,5	0,093	P3AC n=2,0	21,500	P2 n=1,0	0,092	P10B	0,28	P12	8,19	P10 n=2	1,87
P3 n=1,0	0,228	P3 n=2,0	0,101	P3 n=2,0	0,135	P3 n=2,0	0,131	P3 n=1,0	0,953	P3 n=1,0	0,832	P3 n=4,5	0,154	P3 n=2,5	93,73,0	P3BC n=2,0	57,720	P3 n=2,5	4,438	P11B	2,37	P13	1,16	P10B n=2,5	1,62
P4 n=3,5	0,056	P4 n=1,0	0,219	P4 n=1,0	0,243	P4 n=2,0	3,569	P3A n=1,0	0,069	P3A n=2,0	0,211	P3A n=2,0	29,565	P3A n=2,0	124,92	P4 n=2,0	58,040	P4 n=2,0	3,943	P12	2,19	P14	1,68	P11 n=2,5	0,89
P5 n=2,0	0,063	P5 n=2,0	0,083	P5 n=2,5	0,046	P5 n=2,0	0,357	p3AC n=1,0	0,057	P3AC n=2,5	0,274	p3AC n=1,0	0,287	P3AC n=2,0	45,24	P4B n=2,0	26,260	P5 n=2,0	4,101	P13	1,11	P17	11,30	P11B n=2,5	1,10
P6 n=3,5	0,049	P6 n=1,0	0,317	P6 n=1,0	0,335	P6 n=1,0	0,357	P3B n=1,0	0,078	P3B n=2,0	0,048	P3B n=2,0	0,491	P3B n=2,0	7,735	P5 n=2,0	20,830	P6 n=3,5	0,229	P14	3,99	P18	1,76	P12 n=2	0,55
P7 n=1,0	0,076	P7 n=2,0	0,034	P7 n=2,0	0,137	P7 n=2,0	0,126	p3BC n=1,0	0,057	p3BC n=1,0	0,131	P3BC n=2,0	0,63	P3BC n=2,0	1,87	P6 n=2,0	3,124	P7 n=3,5	0,178	P15	0,00	P2	0,05	P13 n=2,5	0,83
		P8 n=2,0	0,094	P8 n=2,0	0,202	P8 n=1,0	0,365	P3C n=3,5	0,046	P3C n=2,0	0,095	p3C n=1,0	0,049	P3C n=2,5	18,06	P7A n=2,0	1,658	P8C n=2,5	4,623	P16	12,25	P20	2,30	P14 n=2	0,82
		P9 n=3,5	3,381	P9 n=2,0	0,043	P9 n=1,0	1,095	P4 n=1,0	14,196	P4 n=2,0	38,97	P4 n=2,0	101,965	P4 n=2,0	44,535	P8BC n=2,0	16,500	P9 n=2,5	3,446	P17	1,13	P25	9,10	P15 n=1	2,46
		P10 n=2,0	0,09	P10 n=2,0	0,114	P10 n=2,0	0,124	P4A n=2,5	0,041	P4A n=1,0	0,103	P4A n=2,0	49,657	P4A n=2,0	48,204	P9 n=2,5	16,790	P10 n=2,0	6,640	P18	0,59	P27	8,17	P16 n=2	0,98
		P11 n=2,0	0,222	P11 n=2,0	0,322	P11 n=2,0	0,312	P4B n=1,0	0,04	P4B n=1,0	0,066	P4B n=2,0	2,493	P4B n=2,0	3,13	P9B n=2,0	3,437	P11 n=2,5	2,055	P19	1,04	P3AC	5,80	P17 n=2,5	0,57
		P12 n=1,0	0,046			P12 n=1,0	0,108	P5 n=2,5	1,571	P5 n=2,0	5,584	P5 n=2,0	32,236	P5 n=2,0	191,1	P11B n=2,0	2,441	P12 n=2,0	2,146	P2	0,04	P4	0,50	P18 n=2	0,64
						P14 n=2,0	0,182	P5A n=1,0	0,211	P5A n=1,0	0,098	P5A n=2,0	1,806	P5A n=2,0	3,062	P12 n=2,0	2,354	P13 n=2,0	0,800	P20	1,22	P4A	3,86	P19 n=2	1,64
								p5B n=1,0	0,374	p5B n=1,0	0,048	P5B n=2,0	0,102	P5B n=2,5	5,669	P13 n=2,0	1,947	P14 n=2,0	2,478	P21	0,33	P4B	6,71	P2 n=1	1,05
								P6 n=1,0	0,291	P6 n=1,0	0,118	P6 n=1,0	0,332	P6 n=4,5	0,878	P14 n=2,0	2,569	P15 n=2,0	3,991	P22	1,38	P5	0,62	P20 n=2	1,73
								P6A n=1,0	0,391	P6A n=1,0	0,104	P6A n=1,0	0,133	P6A n=2,5	0,395	P19 n=2,0	1,765	P16 n=2,5	1,337	P23	1,29	P6	0,16	P21 n=1	0,39
								P6B n=1,0	0,124	P6B n=1,0	0,094	P6B n=1,0	0,441	P6B n=2,5	3,782	P24 n=2,0	1,909	P17 n=2,0	2,121	P24	1,90	P7A	0,48	P25 n=1	4,314
								P7 n=2,0	0,067	P7 n=1,0	0,068	P7 n=4,5	0,084	P7 n=1,0	0,21			P18 n=3,5	1,315	P25	5,14	P8C	6,09	P26 n=2	1,44
								P7A n=1,0	0,124	P7A n=2,5	0,017	P7A n=1,0	0,096	P7A n=1,0	1,785			P19 n=2,5	0,017	P26	2,79	P9	3,02	P27 n=2,5	0,98
								P8 n=2,0	0,114	P8 n=2,5	0,132	P8 n=2,0	0,195	P8 n=2,5	0,803			P20 n=2,0	1,366	P27	1,50	P9B	3,85	P3 n=2,5	0,94
								P8B n=1,0	0,086	P8B n=2,5	0,093	P8B n=1,0	0,222	P8B n=2,5	1,107			P21 n=2,0	1,204	P3	2,29			P3A n=2,5	7,13
								P8BC n=2	0,131	P8BC n=2,0	0,095	P8BC n=1,0	0,174	P8BC n=2,5	0,442			P22 n=2,0	1,379	P3B	12,51			P3AC n=2,5	5,00
								P8C n=1,0	0,056	P8C n=1,0	0,034	p8C n=4,5	0,1	P8C n=2,0	0,509			P23 n=1,0	0,571	P3BC	19,92			P3B n=2,5	3,64
								P9 n=1,0	0,495	P9 n=1,0	0,064	P9 n=2,0	0,152	P9 n=1,0	2,709			P24 n=2,0	1,034	P3C	0,37			P3BC n=2,5	9,06
								P9B n=1,0	0,143	P9B n=1,0	0,074	P9B n=3,5	0,043	P9B n=2,0	0,654			P25 n=2,0	5,313	P4	4,33			P3C n=2,5	0,46
								P10 n=2,0	0,08	P10 n=1,0	0,045	P10 n=2,0	0,237	P10 n=2,0	1,904			P26 n=1,0	1,581	P4B	4,01			P4 n=2,5	0,88
								P10B n=1,0	0,377	P10B n=2,5	0,09	P10B n=1,0	0,447	P10B n=2,5	0,839			P27 n=2,0	1,853	P5	2,54			P4A n=2,5	2,25
								P11 n=2,0	0,18	P11 n=2,0	0,148	P11 n=2,5	0,067	P11 n=2,5	1,23					P5B	2,35			P4B n=2	2,49
								P11B n=2,0	0,083	P11B n=1,0	1,043	P11B n=2,5	0,07	P11B n=2,0	0,671					P6	0,26			P5 n=2	0,27
								P12 n=2,0	0,083	P12 n=2,5	0,069	P12 n=3,5	0,079	P12 n=2,0	1,582					P6B	12,45			P5A n=2,5	0,55
												P13 n=2,0	0,18	P13 n=2,0	0,131					P7	3,84			P5B n=2,5	1,92
												P14 n=1,0	1,149	P14 n=2,0	0,96					P8B	1,88			P6 n=3,5	0,09
												P15 n=2,5	0,185	P15 n=1,0	0,518					P8BC	1,82			P6A n=2,5	0,35
												P16 n=2,0	0,161	P16 n=2,5	0,671					P9B	4,50			P6B n=2,5	0,79
												P17 n=2,5	0,632	P17 n=2,0	0,399									P7 n=3,5	0,26
												P18 n=2,0	0,571	P18 n=2,0	0,169									P7A n=3,5	0,25
												P19 n=2,0	0,059	P19 n=2,0	0,155									P8 n=2,5	1,06
												P20 n=2,0	0,08	P20 n=1,0	6,173									P8B n=3,5	1,33
												P21 n=2,0	0,059	P21 n=2,0	1,425									P8BC n=3,5	1,609
												P22 n=3,5	0,043	P22 n=2,0	0,526									P8C n=2,5	3,22
														P23 n=3,5	0,154									P9 n=2,5	2,18
														P24 n=1,0	1,028									P9B n=2,5	2,36

