

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS**

**ANÁLISE DO POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO DO AQUÍFERO CENOZÓICO
DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRAVATAÍ - RS**

MARTA RUBBO

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Luna Caicedo

Banca Examinadora

Prof. Dr. José Antônio Saldanha Louzada	IPH/UFRGS
Prof. Dr. Nelson Amoretti Lisboa	IG/UFRGS
Prof. Dra. Nilza Maria dos Reis Castro	IPH/UFRGS

Porto Alegre, junho de 2004

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL

R895 Rubbo, Marta

Análise do potencial hidrogeológico do aquífero cenozóico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí, RS / Marta Rubbo; orientação [por] Nelson Luna Caicedo. Porto Alegre: UFRGS/IPH, 2004.

103 f. :il

1. Hidrologia 2. Hidrogeologia 3. Aquíferos 4. Bacia Hidrográfica 5. Rio Gravataí 6. Rio Grande do Sul I. Caicedo, Nelson Luna II. Título.

CDU – 556(816.5)

I. APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Professor Nelson Luna Caicedo a quem apresento meu agradecimento pelo apoio e incentivo ao longo da realização desta dissertação.

Agradeço também, ao Prof. Nelson Amoretti Lisboa do curso de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto desta Universidade, pelas sugestões, críticas e auxílio no estudo desenvolvido através de sensoriamento remoto e pesquisa geológica.

Meu reconhecimento ao Prof. Alfonso Risso pelo auxílio, boa vontade e presteza em todas as etapas que envolveram utilização de programas computacionais e sobretudo pela amizade.

Agradeço ao Prof. Antônio Flávio Uberti Costa do Instituto de Geociências desta Universidade pela sua contribuição através da interpretação dos dados geofísicos e ao Prof. Artur Bastos Neto pelo auxílio financeiro

Agradeço ao Prof. Lawson Beltrame pela oportunidade de participação no Projeto “Identificação das Alternativas Possíveis e Prováveis para Regularização das Vazões do Rio Gravataí” de onde foram utilizadas informações indispensáveis para o desenvolvimento do trabalho e, do mesmo modo ao Prof. Marcos Imério Leão chefe do Setor de Água e Solos deste Instituto pela estrutura disponibilizada.

Expresso também meu reconhecimento a empresa Hidrogeo e a Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN) pelos dados de poços cedidos, a Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM) pela disponibilização de dados de geofísica e sondagem mecânica, sobretudo a bibliotecária Ana Lúcia B. F. Coelho pela atenção dispensada. Da mesma forma manifesto também meu reconhecimento a atenção dispendida pelos moradores visitados na região do estudo.

Faço extensivo este agradecimento aos demais colegas do curso, antigos, atuais e novos, com quem tive a honra de conviver preferindo não citar nomes para não desmerecer ninguém em um eventual esquecimento, reconhecendo porém amizades que ficarão pra toda vida. Da mesma forma aos professores, bibliotecárias funcionários e de forma especial aos hidrotécnicos.

Um agradecimento também especial a Pós Graduação, Prof. Beatriz e Nadir, e todos que de alguma forma cooperaram para realização desta dissertação. Enfim, agradeço a todos que direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, através de suas idéias, críticas, sugestões, comentários e apoio.

Por fim, agradeço a minha família pelo apoio incondicional!

*Dedico este trabalho
ao Lucas, com carinho...*

II. RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo hidrogeológico realizado em um setor denominado aquífero Cenozóico da bacia hidrográfica do rio Gravataí localizado na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. O aquífero Cenozóico, dentro da área da bacia, tem uma abrangência de 88,2 km² em uma extensão longitudinal de aproximadamente 17,0 km no sentido sudoeste-nordeste.

Fundamentou-se este estudo na necessidade de se obter o diagnóstico do potencial hidrogeológico desta região visando estimar a capacidade do aquífero. Tendo por objetivo definir um critério de prospecção de áreas potencialmente favoráveis para exploração de águas subterrâneas na região de ocorrência do aquífero Cenozóico. Os elementos necessários para alimentar o modelo hidrogeológico conceitual foram obtidos através da integração de técnicas de sensoriamento remoto para a identificação de zonas de recarga, confinamento e descarga, geofísica para a obtenção das cotas de topo e base do aquífero e geoprocessamento.

Quanto a modelagem aplicada, considerando as simplificações adotadas, verificou-se que o aquífero apresenta potencialidade razoável, mostrando ser possível prover municípios que hoje tem seu abastecimento feito por captações no rio Gravataí. O estudo mostrou também que tal aquífero comporta-se como uma área de passagem da água advinda da recarga da Coxilha das Lombas para o Banhado Grande. Para toda área modelada os valores de drenança apresentaram-se negativos demonstrando que o aquífero está cedendo água ao aquífero freático. Este fato sugere ser possível a exploração do aquífero livre ajustado ao confinado.

A aplicação da metodologia proposta para o conhecimento técnico específico da área de estudo, apesar das limitações devidas à escassez de dados, oferece subsídios a uma melhor gestão da bacia e propicia o uso sustentável do seu manancial subterrâneo.

III. ABSTRACT

This work presents a hydrogeological analysis performed over a sector named Cenozoic aquifer of Gravataí river basin, Northeast of Rio Grande do Sul – Brazil. The parcel of Cenozoic aquifer, inside the boundary basin, has an area of 88,2 km², and is 17 km long in the main of Southwest-Northeast length.

The basis of this study was the need of a hydrological potential diagnosis of this area to evaluate the aquifer capacity. The study aimed the definition on prospecting criterion definition for potentially favorable areas to groundwater exploitation in the Cenozoic aquifer occurrence area. The elements which were necessary to implement the bidimensional conceptual hydrogeological model were provided by the integration of remote sensing techniques for recharge, confining and discharge areas identification; geophysical survey for aquifer top and bottom levels; and geoprocessing.

Concerning applied modelling, and adopted simplifications, it was verified that the aquifer presents reasonable potentiality to provide local municipalities. It was also shown that the aquifer behaves like a passage area for the recharged water from Coxilha das Lombas area into Banhado Grande. For the whole modelled area leakage values are negatives showing that the aquifer yields water to phreatic aquifer. This fact suggests the possibility of the free aquifer exploitation added to the confined one.

The application of the proposed methodology for specific technical knowledge of the study area, despite the limitation due to lack of data, offers subsidies for an improved basin water management and warrants its ground water a sustainable use.

IV. ÍNDICE

I. APRESENTAÇÃO.....	i
II. RESUMO.....	iv
III. ABSTRACT.....	v
IV. ÍNDICE.....	vi
V. LISTA DE SÍMBOLOS.....	viii
VI. LISTA DE FIGURAS.....	x
VII. LISTA DE TABELAS.....	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 JUSTIFICATIVA	1
1.2 OBJETIVOS	2
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	4
2.1 DESCRIÇÃO GERAL	4
2.1.1 Hidrografia	6
2.1.2 Clima	7
2.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO	8
2.2.1 Situação Geológica e Geologia Regional	9
2.2.2 Geologia Local	13
2.2.3 Hidrogeologia	17
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
3.1 ESCOAMENTO EM AQUÍFEROS SEDIMENTARES	20
3.2 MODELAGEM DE FLUXO SUBTERRÂNEO	22
3.3 TÉCNICAS AUXILIARES.....	30
3.3.1 Sensoriamento Remoto.....	30
3.3.2 Sistema de Informações Geográficas	35
3.3.3 Interpolação de Dados Espacialmente Distribuídos	38
3.3.4. Exploração Geofísica.....	40
4. METODOLOGIA	44

4.1 DELIMITAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.....	45
4.2 ESTABELECIMENTO DOS PARÂMETROS UTILIZADOS NA MODELAGEM.....	47
4.2.1 Modelo Numérico do Terreno	49
4.2.2 Discretização do Domínio	49
4.2.3 Condições de Contorno	51
4.2.4 Estabelecimento das Cotas de Topo e Base do Aquífero	54
4.2.5 Pontos de Controle	59
4.2.6 Condutividade Hidráulica.....	63
5. RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES.....	64
5.1 CALIBRAÇÃO	64
5.2 CENÁRIOS	68
5.2.1 Cenário 1	72
5.2.2 Cenário 2	74
5.2.3 Cenário 3	76
5.2.4 Análise do Limite entre o Banhado Grande e o Aquífero	79
5.3 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DA ÁGUA ANALISADOS	80
6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	83
6.1 CONCLUSÕES.....	83
6.2 RECOMENDAÇÕES.....	84
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87
ANEXOS	A1

V. LISTA DE SÍMBOLOS

h	altura piezométrica
S_s	armazenamento específico
S	coeficiente de armazenamento
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CORSAN	Companhia Riograndense de Saneamento
K	condutividade hidráulica
CONAMA	Conselho Nacional de Meio Ambiente
CAB	Contribuição Aquífero/Banhado
CBA	Contribuição Banhado/Aquífero
k	constante que representa a geometria do arranjo dos eletrodos
I	corrente aplicada
CTA	Cota de Topo do Aquífero
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
De	Descarga
ΔV	diferença de potencial
W	drenança
b	espessura do aquífero
FL	Fluxo Lateral
E	Leste
EW	Leste / Oeste
LR	Limite de Retirada
MDF	Método das Diferenças Finitas
MEF	Método dos Elementos Finitos
MNT	Modelo Numérico do Terreno
NE	Nordeste

NS	Norte / Sul
N	Número de amostras
W	Oeste
OD	Oxigênio Dissolvido
pH	potencial de hidrogênio
RGB	<i>red-green-blue</i>
ρ	resistividade aparente
S.D	Sem Dado
SIG	Sistemas de Informações Geográficas
SEV	Sondagem Elétrica Vertical
SW	Sudoeste
C ₁	superfícies de confinamento 1
C ₂	superfícies de confinamento 2
D ₁	superfícies de descarga 1
D ₂	superfícies de descarga 2
R ₁	superfície de recarga 1
R ₂	superfície de recarga 2
SPA	Superfície Potenciométrica
TM	<i>Thematic Map</i>
T	Transmissividade
x	direção no plano horizontal
xy	plano horizontal de referência
y	direção no plano horizontal
z	direção perpendicular ao plano horizontal

VI. LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Localização geográfica da bacia hidrográfica do rio Gravataí (Modificado de: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).	5
Figura 2.2: Hidrografia da bacia do rio Gravataí.	7
Figura 2.3: Isoietas de precipitação anual na bacia hidrográfica do rio Gravataí (Fonte: modificado de Universidade Federal do Rio Grande do Sul).	8
Figura 2.4: Principais feições geológicas associadas à província Costeira do Rio Grande do Sul e seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (modificado de Vilwock, 1984).....	10
Figura 2.5: Mapa geológico regional, composição parcial das folhas Cidreira/Mostardas e Gravataí (Rodrigues et al, 2000a e Rodrigues et al, 2000b).....	12
Figura 2.6: Perfil esquemático (W-E) transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul com suas fácies sedimentares associadas (Modificado de Rodrigues et al, 2002a).....	14
Figura 3.1: Curvas de reflectância espectral de alvos da superfície terrestre e faixas de aquisição espectral do sistema sensor TM (modificado de Ely, 2000).....	33
Figura 3.2: Espaço definido por RGB (Russ, 1995).....	34
Figura 3.3: Representação da sobreposição de layers (FAO, 1999).....	36
Figura 3.4: Distribuição normal da corrente em um solo homogêneo (modificado de Todd, 1980).....	42
Figura 4.1: Compartimentação do sistema aquífero com base na análise de imagens LANSAT-TM.....	46
Figura 4.2: Modelo numérico do terreno da área a ser modelada.	50
Figura 4.3: Malha de diferenças finitas do modelo.	50
Figura 4.4: Linígrafos instalados no Banhado Grande.....	53
Figura 4.5: Representação em corte da situação modelada (modificada de Fetter, 1980).	53
Figura 4.6: Limites do modelo discretizado.	54
Figura 4.7: Localização das SEVs 01, 02 e 03.	57

Figura 4.8: Seção composta pelas SEVs 01, 02 e 03 (modificado de Costa, 2002b).....	60
Figura 4.9: Curvas de nível representativas das cotas de base do pacote Cenozóico modelado da área designada como aquífero confinado com drenança.....	60
Figura 4.10: Curvas de nível representativas das cotas de topo do pacote Cenozóico modelado da área designada como aquífero confinado com drenança.....	61
Figura 4.11: Vazão excedente das caixas d'água.	63
Figura 5.1: Divisão da área modelada quanto aos valores obtidos de drenança do aquífero na modelagem.	65
Figura 5.2: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico.....	66
Figura 5.3: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí.....	67
Figura 5.4: Superfície limite estabelecida para retiradas do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí.....	70
Figura 5.5: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí sobreposto a superfície limite estabelecida para retiradas.....	71
Figura 5.6: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 1.....	73
Figura 5.7: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário1.	74
Figura 5.8: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 2.....	75
Figura 5.9: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário2	76
Figura 5.10: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 3.....	78
Figura 5.11: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário3.	79

VII. LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Relação dos municípios inseridos na bacia hidrográfica do rio Gravataí.....	4
Tabela 3.1: Bandas espectrais das imagens do sistema Landsat TM (Eastman, 1999).....	32
Tabela 4.1: Média das leituras dos linígrafos instalados à margem do Banhado Grande.	52
Tabela 4.2: Monitoramento de níveis dos piezômetros (metros) realizados em 2002.	56
Tabela 4.3: Perfil da SEV-01.....	58
Tabela 4.4: Perfil da SEV-02.....	58
Tabela 4.5: Perfil da SEV-03.....	58
Tabela 4.6: Coordenadas, cotas de topo e base do aquífero nas SEVs 01, 02, 03.....	58
Tabela 4.7: Localização e nível d'água dos poços da região.....	60
Tabela 5.1: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão referente, ao cenário 1.	74
Tabela 5.2: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão, referente ao cenário 2.	76
Tabela 5.3: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão, referente ao cenário 3.	77
Tabela 5.4: Parâmetros físico-químicos da água dos poços da região.	81

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A água doce é um dos recursos naturais mais escassos e importantes de todos que constituem a vida sobre o planeta, adquirindo valor econômico como patrimônio da humanidade devendo ser preservada e assumida como um elemento primordial no processo de desenvolvimento da sociedade.

Porém, a degradação dos recursos hídricos superficiais através da poluição e o aumento progressivo de consumo tem tornado necessária a busca por fontes alternativas de abastecimento. É neste contexto que os recursos subterrâneos se apresentam como uma alternativa técnica-econômica promissora.

Sua regularidade possibilitando a disposição próximo ao local a ser utilizada, investimentos baixos que dispensam a construção de reservatórios e estações de tratamento e que podem ser realizados de forma gradativa conforme o aumento da demanda, são alguns fatos que tornam o abastecimento por água subterrânea atraente. Deve-se considerar também a menor vulnerabilidade a contaminação em curto prazo dos aquíferos na possível ocorrência de catástrofes naturais ou pela ação do homem. Nestes casos as fontes superficiais são imediatamente atingidas permanecendo os aquíferos como fonte segura de abastecimento.

A atividade hidrogeológica de uma região desenvolve-se em função da produção dos poços locados. Para tanto torna-se essencial desenvolver uma atividade de prospecção de água similar à pesquisa de qualquer bem mineral sendo de suma importância o estudo para o reconhecimento de bons aquíferos e condições favoráveis para sua exploração.

1.1 JUSTIFICATIVA

O Estado do Rio Grande do Sul com sua vocação agrícola, periodicamente sofre prejuízos devido a prolongadas estiagens, mesmo havendo abundância em seus recursos hídricos superficiais e elevadas precipitações. Esta mesma abundância de cursos de água superficiais, nem sempre pode ser amplamente aproveitada, devido entre outras coisas, a alta taxa de poluição que os rios apresentam.

É nesta condição que fica inserida a situação atual da bacia hidrográfica do rio Gravataí, localizada na região metropolitana de Porto Alegre. Nela ocorrem conflitos pelo uso dos recursos hídricos devido a numerosa população a ser atendida, ao número apreciável de indústrias e a grande área de cultivo das lavouras de arroz.

O rio Gravataí por ser um rio de planície, com grande variabilidade na profundidade e largura do leito, de baixa velocidade, tem reduzido poder de reaeração, pouca capacidade de diluição de poluentes e baixa depuração das cargas poluidoras (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002). Esta situação é agravada pelo considerável aumento do parque industrial bem como da população urbana provocando um incremento da carga poluidora que se apresenta potencializado devido as baixas vazões do rio.

Segundo Gutiérrez (2003) apesar dos índices de abastecimento público na bacia serem bons, a eficiência deste sistema está comprometida pela escassez de água e pela poluição dos mananciais de captação. A coleta de efluentes domésticos por rede cloacal é diminuta e a percentagem de tratamento ainda menor. O sistema mais utilizado é o afastamento dos efluentes através da rede pluvial, mas sem cumprimento da exigência legal de utilização de fossa séptica nos domicílios.

Desta forma, fundamentado na necessidade de se obter o diagnóstico do potencial hidrogeológico desta região é que se expõe o tema desta dissertação. Porém, como a bacia no seu total se apresenta em um contexto geológico de grande complexidade, optou-se por escolher a provável litologia que fosse mais representativa no aspecto qualitativo e quantitativo. Desta forma selecionou-se a formação geológica constituída de rochas sedimentares e denominada de aquífero Cenozóico.

A importância deste trabalho se dá, fundamentalmente, por ser o primeiro na área sobre um aquífero de grande valor em termos de reserva, posição estratégica e qualidade da água. Mas que porém, também se apresenta como um aquífero vulnerável na ausência de atitudes de manutenção e prevenção devido a constituição de sua zona de recarga.

1.2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo definir um critério de prospecção de áreas potencialmente favoráveis para exploração de águas subterrâneas na região de ocorrência do

aquífero Cenozóico na bacia hidrográfica do rio Gravataí, integrando técnicas de sensoriamento remoto, geoprocessamento e geofísica fornecendo os elementos necessários para alimentar o modelo hidrogeológico conceitual.

Especificamente os objetivos são:

- estabelecimento da superfície potenciométrica do aquífero,
- elaboração do balanço hídrico subterrâneo,
- avaliar o potencial do aquífero através do estabelecimento de cenários de exploração.

Assim, este estudo pretende dar uma contribuição que possibilite o planejamento correto do desenvolvimento da região a partir do melhor entendimento deste recurso natural. Desta forma poderá subsidiar o aproveitamento do potencial hídrico subterrâneo fornecendo condições favoráveis à implantação de políticas ambientais aplicáveis à região compatibilizando o crescimento econômico e urbano com a proteção e o gerenciamento deste recurso.

Cabe salientar no momento que este estudo visa estimar a capacidade do aquífero de forma pioneira e preliminar para outras pesquisas com maior número de informações.

CAPÍTULO 2

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

Neste capítulo faz-se uma breve descrição dos aspectos mais relevantes da bacia hidrográfica do rio Gravataí como localização geográfica, hidrografia, clima e pluviometria. Posteriormente, sob os aspectos físicos, enfatiza-se geologia e hidrogeologia da região que foi selecionada na bacia, para este estudo.

2.1 DESCRIÇÃO GERAL

A bacia hidrográfica do rio Gravataí está localizada na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Estende-se entre Porto Alegre e o delta do rio Jacuí a oeste, e a zona de lagunas da costa do Atlântico a leste, entre as longitudes 50°27' e 51°12' oeste. Ao norte faz limite com a bacia hidrográfica do rio dos Sinos, e ao sul com os banhados e arroios que escoam para a Lagoa dos Patos, entre as latitudes de 29°45' e 30°12' sul.

A área ocupada pela bacia é de aproximadamente 2020 km², incorpora área total ou parcial de nove municípios relacionados na Tabela 2.1. A Figura 2.1 permite visualizar a localização da bacia hidrográfica dentro do Estado do Rio Grande do Sul bem como os limites dos municípios que constituem a bacia.

Tabela 2.1: Relação dos municípios inseridos na bacia hidrográfica do rio Gravataí.

Município	Área do município [km ²]		Área municipal inserida na bacia	Área no total da bacia
	total	na bacia		
Alvorada	72,7	72,7	100,00%	3,60%
Cachoeirinha	43,7	35,7	81,69%	1,77%
Canoas	130,9	32,0	24,45%	1,59%
Glorinha	335,8	335,8	100,00%	16,64%
Gravataí	477,9	402,3	84,18%	19,94%
Porto Alegre	501,5	88,5	17,65%	4,39%
Santo Antônio da Patrulha	1.368,0	461,3	33,72%	22,86%
Taquara	444,9	31,2	7,01%	1,55%
Viamão	1.485,1	558,5	37,61%	27,68%
TOTAL	4.860,5	2.018,0		100,00%

Fonte: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002.



Figura 2.1: Localização geográfica da bacia hidrográfica do rio Gravataí (Modificado de Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

A bacia hidrográfica do rio Gravataí apresenta duas regiões com características de ocupação distintas, uma com intensa atividade agropecuária onde a principal demanda de água é para as lavouras de arroz, predominantemente no curso superior do rio (região do Banhado Grande), e outra no trecho inferior do rio, com uso urbano e industrial onde, devido a alta densidade populacional a principal demanda de água se dá para o abastecimento doméstico e industrial com uma menor demanda para a agricultura.

O abastecimento público de água para população urbana, na bacia hidrográfica do rio Gravataí, é concessão da Companhia Riograndense de Saneamento – CORSAN. As captações de água são realizadas nos cursos d'água superficiais, com exceção do município de Santo Antônio da Patrulha, que utiliza, além de uma captação na cabeceira do rio dos Sinos, água de poços.

Os nove municípios localizados na bacia do rio Gravataí possuem características sócio-econômicas peculiares. Com seus núcleos urbanos assentados no sentido preferencial do curso do rio, na direção Leste-Nordeste, os municípios de Porto Alegre, Canoas, Alvorada, Cachoeirinha e Gravataí, formam um conjunto urbano quase que indiferenciado.

De modo semelhante, na direção Leste-Sudeste, o mesmo fenômeno ocorre com o município de Viamão, em relação à Porto Alegre. As malhas urbanas destes municípios são intimamente interligadas, havendo poucas áreas intermediárias sem ocupação, seja por domínio residencial ou industrial. A principal característica destas áreas é a quase ausência de marcos divisores visíveis entre uma e outra comunidade. Seus recursos urbanos são de uso comum dos habitantes, havendo um forte intercâmbio de moradores, empregos, serviços e utilidades. Esta situação de intensa ocupação do solo gera uniformidade de hábitos, cultura e feições urbanas.

A maior diferenciação decorre das atividades econômicas predominantes e das condições de renda dos grupos. De modo geral os municípios do entorno da capital, bem como os bairros da zona norte de Porto Alegre, abrigam preferencialmente uma população de migrantes. São, via de regra, oriundos do interior gaúcho, na maior parte rurícolas, que buscaram no entorno metropolitano alternativas de emprego e renda, escassos ou limitados nas regiões de origem.

2.1.1 Hidrografia

O rio Gravataí nasce próximo ao litoral do estado do Rio Grande do Sul, no município do Santo Antônio da Patrulha. A nascente não é claramente definida, já que as planícies alagadas vão afunilando ao longo de mais ou menos 16 km. Do ponto denominado Passo do Vau (antigo “*funil*” que fecha o exutório dos banhados) até a foz, o rio Gravataí tem 39 km de extensão. O rio corre de leste para oeste, passando pelos municípios de Viamão, Glorinha, Gravataí, Cachoeirinha e Alvorada, e deságua no Guaíba na divisa entre Canoas e Porto Alegre (Gravataí, 1992 apud Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

O rio Gravataí possui um regime hidrológico peculiar e complexo. Este rio recebe água apenas das vertentes, alimentadas pelas chuvas, e dos riachos formados por essas (Figura 2.2). Não há nenhum afluente de porte. Além disso, as terras da bacia são baixas e planas, com desníveis muito suaves. Esses fatores, junto com ventos do sul que represam as águas do Guaíba e ondas de cheia de seus maiores afluentes (rios Jacuí e Sinos) provocam um escoamento muito lento de suas águas e constantes inversões de fluxo (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

Cabe salientar no momento a contribuição da Coxilha das Lombas, zona de recarga (situada entre o Banhado Grande e o limite sudeste da bacia) ao Banhado Grande e por conseguinte ao rio Gravataí.

O Banhado Grande, situado na depressão central da bacia, é um regulador natural do fluxo do rio Gravataí, pois este reservatório natural funciona como “esponja” que amortece os picos das cheias provocadas pelas enxurradas de precipitação, acumula a água durante as épocas de enchentes e a libera durante os períodos de estiagem. Originalmente, a área de banhados era de 450 km². Em consequência das drenagens artificiais promovidas, pelos arrozeiros, no ano de 1971, suas áreas achavam-se reduzidas a 138 km² e em 1989 estimava-se que a área dos banhados ocupava cerca de 60 km² (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

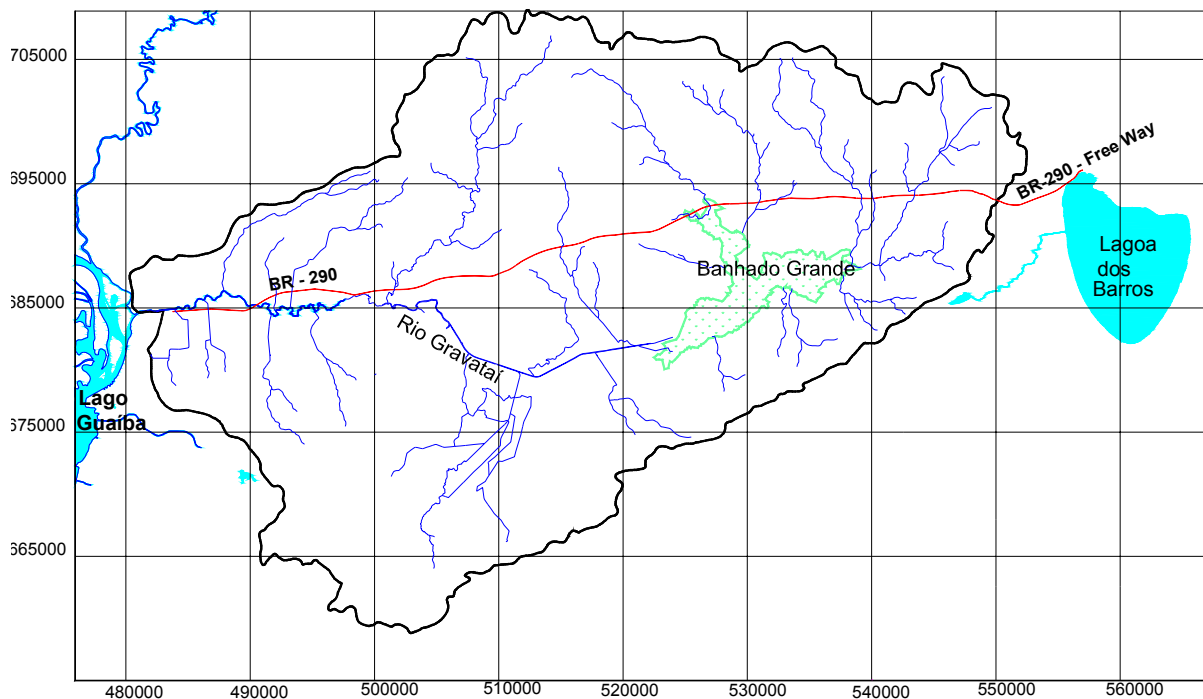


Figura 2.2: Hidrografia da bacia do rio Gravataí.

2.1.2 Clima

Segundo o sistema de Köppen, o clima tem a classificação de *Cfa*, isto é, um clima subtropical, caracterizando-se por chuvas em todos os meses e por temperatura média do mês mais quente superior a 22°C e, do mês mais frio entre 3° e 18°C. Os fatores climáticos registrados por longos períodos em pontos extremos da bacia, mostram somente pequenas diferenças entre si, permitindo considerar a bacia como unidade climática homogênea. A topografia, relativamente suave, também não favorece a formação de anormalidades microclimáticas de magnitude considerável.

De acordo com Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2002) as precipitações médias mensais na bacia hidrográfica do rio Gravataí são, em termos relativos, bem distribuídas ao longo do ano. As menores quantidades mensais de precipitação ocorrem nos meses de março/abril/maio e setembro/outubro/novembro. As maiores precipitações estão concentradas nos meses de junho/julho/agosto e dezembro/janeiro/fevereiro.

Quanto à distribuição espacial das precipitações anuais na bacia pode-se observar na Figura 2.3 que as mesmas apresentam um gradiente na direção Sul-Norte de 250 mm, variando desde 1300 mm na parte sul da bacia até 1550 mm na região central-norte. Os pontos sinalizados na figura correspondem aos postos pluviométricos integrantes da rede de monitoramento de precipitações desta bacia.

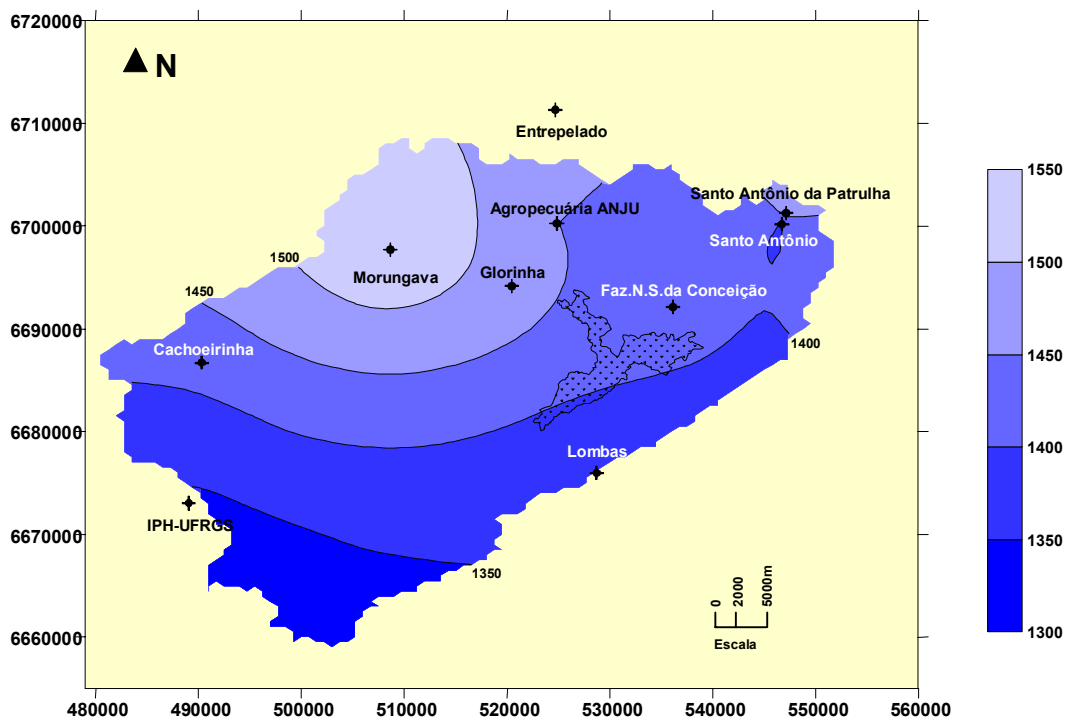


Figura 2.3: Isoietas de precipitação anual na bacia hidrográfica do rio Gravataí (Fonte: modificado de Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

2.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A bacia hidrográfica do rio Gravataí localiza-se numa grande depressão, balizada ao norte pelo Depressão Periférica e a leste pela extensa Planície Costeira, que compõe a região leste do Estado do Rio Grande do Sul.

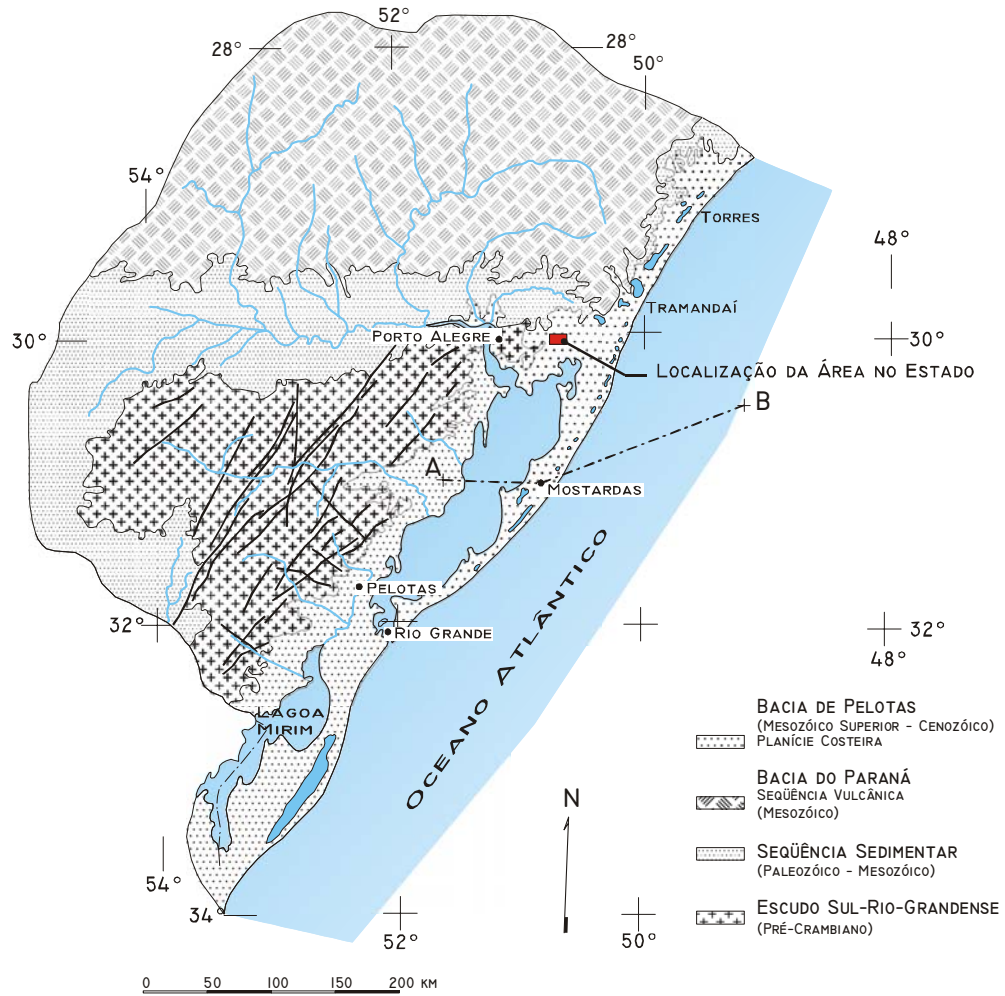
De acordo com o Brasil - Departamento Nacional de Produção Mineral (1986), são individualizados três domínios morfoestruturais na região, caracterizados a partir dos modelados e seus processos evolutivos, quais sejam: Domínio dos Depósitos Sedimentares, Domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares e Domínio dos Embasamentos em Estilos Complexos.

É no domínio morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares que encontra-se a unidade geomorfológica Coxilha das Lombas constituinte da região estudada neste trabalho.

2.2.1 Situação Geológica e Geologia Regional

A área estudada situa-se na Província Costeira do Rio Grande do Sul, sendo esta constituída por três conjuntos geológicos: o Embasamento da Bacia de Pelotas, a Bacia de Pelotas e os sedimentos de cobertura (Figura 2.4).

O primeiro, uma plataforma composta pelo complexo cristalino pré-cambriano e pelas seqüências sedimentares e vulcânicas, Paleozóicas e Mesozóicas da Bacia do Paraná, submetido a sucessivos basculamentos resultantes da tectônica que acompanhou a abertura do Atlântico Sul, durante o Cretáceo deu origem ao segundo, uma bacia marginal aberta. Desde então, a Bacia de Pelotas passou a receber a carga clástica derivada da dissecação das terras altas adjacentes. Sucessivas transgressões, controladas no princípio pela tectônica e a partir do Terciário pelas variações globais de nível do mar, proporcionaram a acumulação de uma seqüência clástica (cascalhos, areias e lamas) com mais de 5.000 metros de espessura, onde são muito raras as camadas carbonáticas e estão ausentes as evaporíticas tão características das demais bacias da margem continental brasileira. O mapeamento geológico e geomorfológico da porção superior desta seqüência que se expõe na Planície Costeira do Rio Grande do Sul e que configura a superfície desta região, mostra que ela é constituída por um conjunto de fácies sedimentares, descontínuas no espaço e no tempo resultantes do deslocamento de diversos ambientes de sedimentação (continentais, transacionais e marinhos) por sobre a mesma região (Villwock, 1984).



SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA

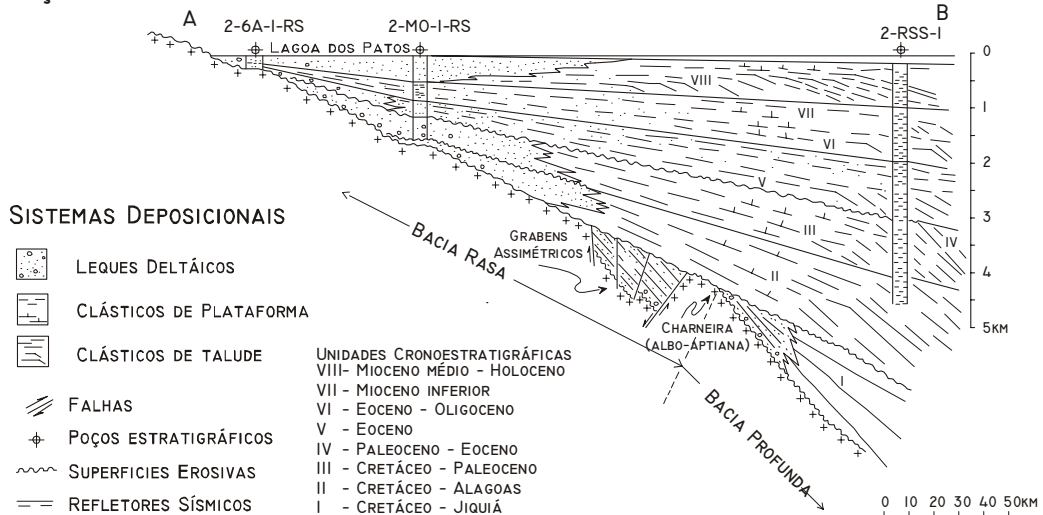


Figura 2.4: Principais feições geológicas associadas à província Costeira do Rio Grande do Sul e seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (modificado de Vilwock, 1984).

Segundo Tomazelli & Villwock (2000), a porção mais superficial e próxima do pacote sedimentar da Bacia de Pelotas encontra-se exposta na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, uma área de terras baixas que, cobrindo cerca de 33.000 km², se constitui na mais ampla planície litorânea do território brasileiro. Os mesmos autores citam também ser na bacia de Pelotas onde encontra-se preservado na sua forma mais completa o registro sedimentar Cenozóico do Rio Grande do Sul.

Assim, de forma a apresentar as litologias constituintes da Planície Costeira, mais especificamente na região onde encontra-se inserida a área em estudo, montou-se a composição parcial das folhas da geologia de Cidreira/Mostardas e Gravataí (Rodrigues et al, 2000a e Rodrigues et al, 2000b) da Figura 2.5. A descrição das unidades litoestratigráficas citadas na legenda da figura e que encontram-se na área estudada estão expostas na seqüência.

Qf4 – Depósitos de planície e canais fluviais associados à barreira IV: cascalhos e areias, em corpos tabulares isolados, siltico-argilosos, com restos vegetais. Estratificação irregular e imbricação de seixos localizada.

Qp4 - Depósitos de planície lagunares associados à barreira IV: areias siltico-argilosas, mal selecionadas, de cores claras e laminação plano-paralela incipiente. Concreções carbonáticas e ferro-magnésíferas.

Qt - Depósitos paludais: turfas heterogêneas intercaladas ou misturadas com areias, siltes e argilas plásticas; intercalações localizadas de diatomitos.

Qc4 - Depósitos de praias e cristas lagunares associados à barreira IV: areias quartzosas, finas a muito finas, bem selecionadas. Morfologia de cristas mais ou menos paralelas às margens atuais.

Qpd4 - Depósitos eólicos atuais de dunas lagunares associados à barreira IV: areias quartzosas, finas a médias, cor creme.

Qp3 - Depósitos de planícies lagunares associadas à barreira III: areias siltico-argilosas mal selecionadas, de cores claras a laminação plano-paralela incipiente. Concreções carbonáticas e ferro-magnésíferas.

Qc3 – Depósitos de praias e cristas lagunares associados à barreira III: areias quartzosas finas a muito finas, bem selecionadas. Morfologia de cristas mais ou menos paralelas às margens lagunares.

Ql2 – Depósitos de leques aluviais de encosta associados à barreira II: conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos avermelhados, inconsolidados, maciços a levemente estruturados, com estruturas acanaladas.

Qp2 - Depósitos de planícies lagunares associados à barreira II: areias siltico-argilosas, mal selecionadas, laminação plano-paralela incipiente. Concreções carbonáticas e ferro-magnésíferas.

Qbc2+Qbd2 Depósitos eólicos de dunas litorâneas associados à barreira II: areias quartzosas finas à médias, bem arredondadas e selecionadas. Raras laminações plano-paralelas ou cruzadas de alto-ângulo.

Qbc2 - Depósitos praias parcialmente retrabalhados pelo vento, associados à barreira II: areias quartzosas finas, claras, bem selecionadas, laminações plano-paralelas e cruzadas, mutuamente truncadas.

Qp1 - Depósitos de planícies lagunares associados à barreira I: areias siltico-argilosas, mal selecionadas, de cores claras e laminações plano-paralelas incipiente, concreções carbonáticas e ferro-magnésíferas.

Qbd1 - Depósitos de dunas e planícies arenosas associadas à barreira I: areias quartzosas, finas a médias, castanho-avermelhadas, bem arredondadas, selecionadas, raras laminações plano-paralelas ou cruzadas de alto ângulo.

TQe - Depósitos gravitacionais de encosta (aluviões e coluviões): conglomerados, diamictitos, arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos, avermelhados, maciços ou estruturas acanaladas.

2.2.2 Geologia Local

Neste item, introdutoriamente, se fará breve resumo do ambiente e processos geológicos que geraram os depósitos das unidades representadas no mapa da Figura 2.5, sendo descritas com maior detalhe as unidades litoestratigráficas da Planície Costeira efetivamente aflorantes neste setor (entre as coordenadas planas 520000 a 540000 oeste e 6670000 a 6690000 norte).

Assim, segundo Villwock e Tomazelli (1995) como resultado da erosão das terras altas situadas a oeste, fácies sedimentares de natureza predominantemente clástica terrígena se acumularam, durante o Cenozóico, ao longo da Província Costeira do Rio Grande do Sul, como produtos de processos desenvolvidos em diversos ambientes deposicionais ali instalados.

As fácies sedimentares da região costeira em estudo podem ser entendidas como tendo se acumulado como produtos de processos desenvolvidos em ambientes pertencentes, basicamente, a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: Sistema de Leques Aluvionais e Sistema tipo Laguna-Barreira (Villwock, 1986 *apud* Tomazelli e Villwock, 1995). Os sistemas deposicionais citados podem ser observados no perfil esquemático da Figura 2.6.

Os leques aluvionais englobam depósitos gravitacionais de encosta (eluviões e coluviões), gradando para sistemas de leques aluvionais e canais anastomosados Te, e para depósitos areno-argilosos (Ql₂) (Arienti, 1986).

As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no Sistema de Leques Aluviais dependem da natureza da área fonte submetida à erosão. Por este critério este sistema foi subdividido em três subsistemas: leques alimentados pelo escudo pré-Cambriano, leques alimentados pelo planalto e leques alimentados pela Barreira I. É neste último que se encontra parte da área em estudo e sua descrição feita a seguir.

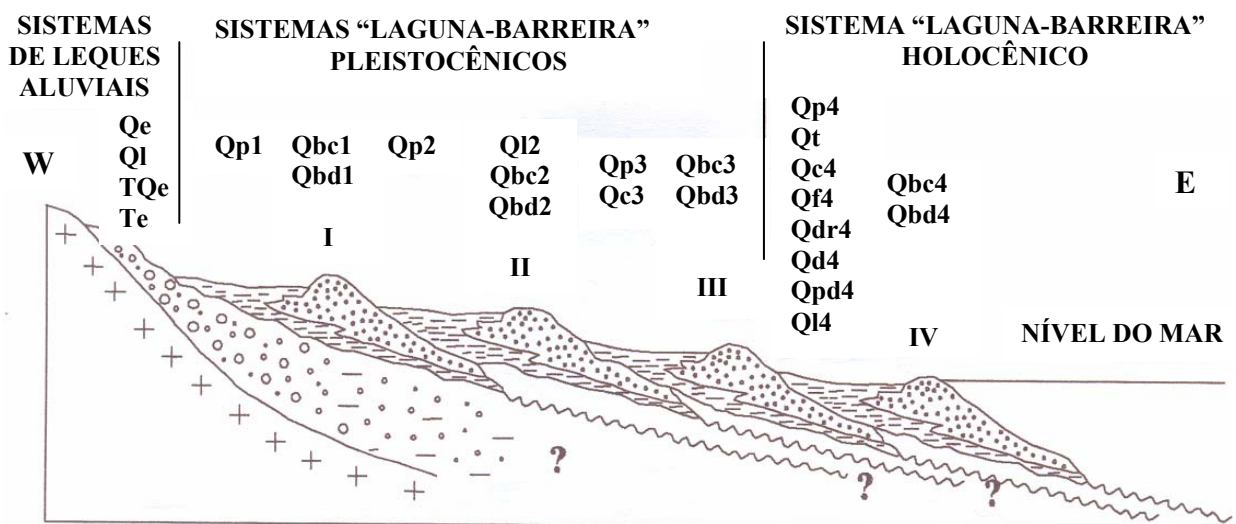


Figura 2.6: Perfil esquemático (W-E) transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul com suas fácies sedimentares associadas (Modificado de Rodrigues et al, 2002a).

Leques Alimentados pela Barreira I – Ql₂: esta barreira cresceu principalmente a partir da superposição de dunas eólicas que se ancoraram sobre altos do embasamento.

Conseqüentemente, a faixa ocupada pela barreira alcançou um expressivo relevo em relação aos terrenos adjacentes, o que propiciou o desenvolvimento de um sistema de leques aluvionais coalescentes construído a partir do retrabalhamento de seus próprios sedimentos. Este sistema se apresenta hoje em dia como uma rampa de sedimentos essencialmente arenosos que se estende bordejando ambos os lados da Barreira I (Tomazelli e Villwock, 1995).

Além do sistema deposicional de leques aluvionais desenvolvido a oeste, no contato com as terras altas, a Província Costeira do Rio Grande do Sul evoluiu para leste através da coalescência lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo “laguna-barreira”.

Segundo Fisher, 1982 *apud* Arienti, 1986 as barreiras constituem corpos de areia paralelos ao litoral, que se elevam acima do nível de maré alta, separando um corpo de água aberto (usualmente marinho), de um corpo de água parcialmente fechado (usualmente salobro) denominado laguna, freqüentemente com um ou mais canais conectando esta laguna com o corpo de água aberto.

Assim para completar a descrição detalhada dos constituintes geológicos da área faz-se a seguir a descrição do Sistema Depositional Laguna-Barreira I e do Sistema Depositional Laguna-Barreira IV.

Sistema Depositional Laguna-Barreira I – Qbd1: é o mais antigo sistema deposicional do tipo “laguna-barreira”. Desenvolveu-se como resultado de um primeiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico, provavelmente correlacionável ao estágio 11 da curva isotópica de oxigênio, o que lhe confere uma idade absoluta de aproximadamente 400 ka (Rodrigues et al, 2000a).

Também conhecida como “Barreira das Lombas” a Barreira I ocupa uma faixa com orientação NE-SW com cerca de 250 km de extensão, uma largura média entre 5 e 10 km e altitudes que ultrapassam os 100m. Seu desenvolvimento se deu principalmente a partir da acumulação de sedimentos eólicos que se ancoraram preferencialmente sobre altos do embasamento. Em sua extremidade NE estes altos são representados pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná e na parte central e SW, pelas rochas cristalinas do Batólito de Pelotas (Tomazelli e Villwock, 1995).

O material formador desta barreira é composto por areias bem selecionadas, quartzosas, de cores claras e quantidades variáveis de silte e argila, que conferem ao sedimento uma cor predominantemente avermelhada e castanha amarelada (Ariente, 1986).

Os solos dos altos do embasamento sobre os quais as dunas se ancoraram provavelmente contribuíram no fornecimento do material siltico-argiloso constituinte da matriz. A mistura de areias eólicas com grânulos do embasamento envoltos numa matriz siltico-argilosa maciça indica que muitas vezes houve um processo de redeposição dos sedimentos eólicos que, misturados aos solos locais, foram retransportados ao longo das encostas do embasamento (Tomazelli e Villwock, 1995).

A carga sedimentar trazida pelos rios que drenam as terras altas adjacentes se acumulou, dentro do Sistema Lagunar I, em ambientes de sedimentação lagunar, fluvial e paludial. A região ocupada pelo Sistema Lagunar I sofreu a influência dos vários eventos transgressivo-regressivos que se sucederam durante o Quaternário. A cada nova ingressão marinha parte da região era afogada, retrabalhando os depósitos ali existentes. Assim, o pacote sedimentar que se acumulou no espaço geomorfológico do sistema Lagunar I (Sistema Lagunar Guaíba- Gravataí) reflete estes diferentes eventos envolvendo depósitos aluviais, lagunares, lacustres e paludais de diversas idades (Tomazelli e Villwock, 1995).

Sistema Depositional Laguna-Barreira IV – Qp4: este é o mais recente sistema deposicional do tipo “laguna-barreira” da planície Costeira do Rio Grande do Sul, desenvolveu-se no Holoceno como consequência da última grande transgressão pós-glacial.

Os depósitos do sistema de Laguna IV foram acumulados em ambientes desenvolvidos no espaço de retrobarreira o qual, no pico da transgressão, foi ocupado por grandes corpos lagunares que, com o subsequente rebaixamento do nível do mar, evoluíram para ambientes deposicionais que incluem corpos aquosos costeiros (lagos e lagunas), sistemas aluvionais (rios mendrantes e canais interlagunares), sistemas deltaicos (deltas flúvio-lagunares e deltas de “maré-lagunar”) e sistemas paludais (pântanos, alagadiços e turfeiras) (Rodrigues et al, 2000a).

Nesta área as planícies lagunares são constituídas de areias siltico-argilosas de laminação plano-paralela, com concreções carbonáticas e ferro-magnesíferas. E, a litofácie

paludal (Qt), que também faz parte dos depósitos do sistema de laguna IV, são indicadas pela presença de turfas heterogêneas intercaladas com areias, siltes e argilas plásticas.

2.2.3 Hidrogeologia

Entre os aquíferos sedimentares, os aquíferos cenozóicos ocupam praticamente toda a extensão da faixa litorânea do estado, desde Chuí até Torres, na divisa com Santa Catarina. Em menor proporção e com menos importância, ocupam também a planície aluvial de alguns rios. Este sistema é composto por sedimentos depositados em variados ambientes, tais como: barreiras marinhas, marinho transgressivo e regressivo, lagunar e planície deltáica (Ramgrab et al., 2000).

A diversidade de ambientes de sedimentação originou aquíferos com areias de granulometria fina a média, intercalados com argilas e, localmente, com seixos de variada procedência.

Neste item serão descritos dois sistemas aquíferos a saber: Aquíferos intergranulares extensos, multicamadas, com a superior livre, que corresponde a área de recarga da área estudada, Aquíferos intergranulares extensos, semi-confinados a confinados que corresponde a área de interesse para a modelagem.

Aquíferos intergranulares extensos, multicamadas, com a superior livre

Este subsistema localiza-se na feição geomorfológica conhecida como Coxilha das Lombas, que é o principal limite sul da bacia do Gravataí, possuindo uma extensão superior a 80 Km e altitudes superiores a 100 metros (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002).

Suas litologias são representantes de depósitos sedimentares litorâneos de barreira marinha, que recobrem formações geológicas preexistentes. Suas espessuras são variáveis podendo alcançar os 140 metros.

A circulação das águas no aquífero é muito rápida, caracterizada pela boa permeabilidade dos sedimentos de barreira marinha. Devido a esta situação hidrogeológica com altas condições de infiltração, a drenagem superficial é muito pobre. A recarga se dá

exclusivamente pelas águas das chuvas, que se infiltra até o nível de saturação, geralmente muito profundo.

Existem vários horizontes de areias com teores elevados de argila. Em geral são coloridas, avermelhadas pelo óxido de ferro. Mesmo os horizontes de areias finas avermelhadas e sem argila, apresentam baixa produtividade. O nível que apresenta as melhores condições como aquífero é constituído de areias quartzosas claras e sem argilas.

Os resultados de análises demonstram águas com conteúdo salino muito baixo. O total de sais dissolvidos raramente ultrapassa a 100 mg/l, sendo mais comum os valores entre 30 e 50 mg/l, portanto, obedecendo aos padrões recomendados de potabilidade. Os valores de pH variam entre 4,6 e 6,5 indicando águas ácidas, o que imprime um caráter corrosivo sobre os metais.

Aquíferos intergranulares extensos, semi-confinados a confinados

Neste sistema, segundo Ramgrab et al (1997), as litologias são predominantemente areno-argilosas e inconsolidadas, originadas por deposição marinha transgressiva e de praia com forte influência continental. Até as profundidades de 30-35m predominam sedimentos com grande percentagem de pelitos, como areias argilosas e siltosas; podem ocorrer fácies com predominância de argilas mais próximo do topo. As cores variam de cinza a amarelo-ocre, localmente com tons avermelhados. Após este intervalo dominam camadas de areias finas a médias, pouco argilosas, com bom arredondamento e esfericidade, variando as cores de ocre ao amarelo. Na base destas camadas aparecem, ocasionalmente, grânulos quartzo-feldspáticos.

Para os poços cadastrados em outras regiões de ocorrência (Ramgrab et al, 1997) deste sistema aquífero tem-se que os níveis estáticos variam de surgente, +0,56m, até 14,62 m, com média de 5,01 m.

No município de Arambaré a presença de seixos no perfil litológico, a pequenas profundidades, proporciona excelente capacidade específica, mesmo em poços com menos de 30 m. As vazões em poços com profundidades da ordem de 50m não ultrapassam 30 m³/h, enquanto que para profundidades de 70 m os poços produzem entre 70 e 80 m³/h.

As águas captadas neste aquífero apresentam boa qualidade química. O teor salino é baixo e o total de sais dissolvidos varia entre 102 e 968,4 mg/l, com média de 263,2m g/l,

portanto dentro dos padrões de potabilidade. São águas predominantemente cloretadas a cloretada-bicarbonatadas.

Uma objeção ao uso destas águas refere-se a possibilidade de ocorrerem teores de ferro acima do limite recomendado de 0,3 mg/l; nestes casos, deverá ser realizado tratamento prévio. Não existem restrições para uso dessas águas em irrigação.

CAPÍTULO 3

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Aquíferos possuem características próprias que justificam a utilização de modelos para descrevê-los. A principal delas é seu difícil acesso. Devido a este fato, temos informações isoladas de algumas sondagens e afloramentos e, por meio apenas destes dados pontuais faz-se necessário reconstruir geometricamente o aquífero. Considerando esta carência de dados torna-se imprescindível a utilização de hipóteses e modelos.

Se entende por modelo de um aquífero o procedimento seja ele físico, matemático ou analógico, que nos permite realizar a simulação de seu comportamento (Álvarez et al., 1983).

Llamas et al. (1983) comenta ser a hidrologia subterrânea uma ciência interdisciplinar e por conseguinte seus métodos de trabalho fazem uso de múltiplas técnicas de outras áreas da ciência.

Assim, neste capítulo faz-se inicialmente uma revisão dos aspectos que tratam do escoamento subterrâneo em aquíferos e posteriormente comenta-se sobre a modelagem de fluxo subterrâneo. Na seqüência faz-se uma breve descrição dos conceitos das ferramentas auxiliares utilizadas para fornecer subsídios ao modelo conceitual. Estas técnicas são: o sensoriamento remoto, o sistema de informações geográfico, a interpolação de dados espacialmente distribuídos e a geofísica, mais especificamente neste caso, o método da resistividade elétrica.

3.1 ESCOAMENTO EM AQUIFEROS SEDIMENTARES

Segundo Custodio e Galofré (1983), aquíferos confinados e semiconfinados são conceitualmente definidos da seguinte forma: aquífero confinado é aquele em que a água está, em qualquer ponto, com pressão maior que a atmosférica e portanto ao se efetuar uma perfuração, a água ascende a um nível superior ao do topo do aquífero; aquífero semiconfinado é um aquífero em condições similares ao aquífero confinado porém pode receber recarga ou perder água através do topo e da base.

As rochas sedimentares não consolidadas constituem para os hidrogeólogos o exemplo mais típico de formações geológicas “permeáveis pela porosidade” (Llamas et al., 1983).

Davis e De Wiest (1966) citam razões que explicam o interesse nos aquíferos formados por rochas não consolidadas nos trabalhos de exploração de água subterrânea: são depósitos de fácil perfuração tornando a exploração rápida e barata, na região de vales os níveis piezométricos estão mais próximos a superfície e conseqüentemente a elevação de bombeamento é pequena, os sedimentos não consolidados tem porosidade eficaz maior que outros elementos, e a mais importante razão se deve a permeabilidade muito mais elevada que as demais formações geológicas.

Provavelmente noventa por cento de todos os aquíferos aproveitados consistem de rochas não consolidadas, principalmente cascalho e areia. A maioria dos aquíferos são de grande extensão e podem ser visualizados como reservatórios subterrâneos de armazenamento (Todd, 1980).

Os parâmetros hidrológicos mais significativos, no caso de terrenos sedimentares são a porosidade e a permeabilidade. Fetter (1980) define porosidade como a relação entre o volume das aberturas (vazios) e o volume total de um solo ou rocha. Já a porosidade em depósitos não consolidados depende da variação dos tamanhos de grãos (classificação) e da forma das partículas (rochas) mas não de seus tamanhos. Materiais a grão fino tendem a ser melhor classificados e tendem a ter maiores porosidades (Heath, 1983).

É importante ressaltar que apenas parte da água de saturação do material é um volume drenável. Parte desta água fica retida por forças moleculares e pela tensão superficial nos poros. A relação entre o volume de água efetivamente drenado e o volume total é conhecido por porosidade efetiva ou produção específica. A argila, por exemplo, libera água ao ser comprimida, lentamente porque é muito pouco permeável e tende a reduzir sua porosidade ou seja a compactar-se (Custodio, 1983).

O conceito de permeabilidade pode ser descrito em termos qualitativos como a capacidade do fluido de se mover através do meio poroso (Domenico e Schwartz, 1990). Em outras palavras refere-se a facilidade com que um fluido irá passar por ele.

Os sedimentos inconsolidados possuem permeabilidade primária, porém a diagênese pode reduzir os espaços vazios e a interconecção entre os poros devido a compactação e cimentação (Fetter, 1980).

Nas rochas cristalinas, ígneas e metamórficas, a porosidade primária é originalmente baixa. O intercrescimento da estrutura cristalina desenvolve poucos espaços vazios. Porém, porosidade secundária pode ser desenvolvida através de fraturas, assim a água percolando através das fraturas pode ocasionar dissolução de suas paredes.

3.2 MODELAGEM DE FLUXO SUBTERRÂNEO

A manipulação direta de sistemas naturais, em muitos casos, é um procedimento complexo e dispendioso, e no caso particular em que este sistema natural é um aquífero pode-se considerar impossível. São utilizadas então técnicas de simulação ou modelagem, representando o sistema por uma aproximação que pode ser, essa sim, manipulada para obtenção de informações acerca do sistema analisado.

A função principal da modelagem de um sistema é a simulação das reações deste aos estímulos externos. Sendo necessário para sua aplicação simplificações dos componentes mais complexos e detalhados do sistema. Um modelo pode ser submetido a qualquer tipo de tratamento e abuso, assim pode-se observar uma grande faixa de reações. São três os tipos de modelos utilizados em engenharia: físicos, analógicos e matemáticos.

Os modelos físicos baseiam-se na teoria das semelhanças, representando o sistema por outro em escala. A representatividade dos modelos físicos sujeita-se à obediência de similaridade geométrica e cinemática (Streeter e Wylie, 1982). Fox e McDonald (1981) acrescentam que os resultados do modelo podem ser relacionados quantitativamente com o sistema, caso haja similaridade dinâmica.

Cleary (1991) destaca que foram grandes os esforços desenvolvidos na modelagem física de fluxo subterrâneo, sobretudo na década de 1950. Os experimentos eram realizados em caixas de placas de vidro paralelas denominadas “hele-shaw”, onde fluidos viscosos reproduziam o fluxo subterrâneo em situações simples, como a presença de lentes impermeáveis e falhas geológicas. A utilização de modelos físicos atualmente, no entanto, restringe-se à aplicações didáticas, ou em casos muito particulares de estudos de migração de poluentes.

No caso de modelos analógicos o que se faz é utilizar um sistema de comportamento análogo ao que se pretende analisar, como, no caso de experimentos relativos

a fluxo subterrâneo, sua representação por circuitos elétricos formados por resistores e capacitores, conforme descrito em Walton (1970) apud Cleary (1991).

Os modelos matemáticos, por sua vez, representam o sistema por equações matemáticas que pretendem reproduzir o comportamento do sistema analisado. Estes passaram a ser extensamente utilizados a partir do advento do computador, na década de 1950.

A popularização dos computadores pessoais, a partir da década de 1980, tem, segundo o mesmo Cleary (1991), o duplo efeito de tornar obsoletos os modelos físicos e analógicos, pouco competitivos em relação às possibilidades dos modelos matemáticos implementados.

A implantação de qualquer modelo seja ele físico, analógico ou matemático, envolve quatro etapas: formulação do modelo; calibração dos parâmetros; verificação do modelo; uso do modelo calibrado.

Em comparação com os modelos físicos e analógicos, os modelos matemáticos apresentam virtudes que têm garantido sua maior predominância nas aplicações. Sua versatilidade e rapidez de implantação implicam custos menores em relação aos demais tipos de modelos, possibilitando também explorar situações alternativas partindo de hipóteses diversas.

Mesmo a utilização de modelos matemáticos, no entanto, apresenta algumas dificuldades sendo as principais: dificuldade de representação matemática de processos complexos, necessidade de compromisso com a parcimônia (limitação do número de parâmetros), obtenção de dados para calibração e verificação do modelo, além de dificuldades numéricas oriundas da discretização de processos contínuos.

Uma das principais distinções entre as possíveis abordagens por modelos matemáticos diz respeito à consideração da aleatoriedade, podendo ser os modelos determinísticos ou estocásticos. A diferença entre os dois é que as variáveis no segundo caso são aleatórias, admitindo como solução do modelo um valor esperado, ao contrário do modelo determinístico cuja solução é única para um certo conjunto de dados de entrada.

Os modelos numéricos de aquíferos podem ser divididos em dois grupos: modelos matemáticos de fluxo e modelos matemáticos de transporte. Os modelos matemáticos de fluxo descrevem a movimentação da água ou de fluídos no subsolo, ao passo que os modelos matemáticos de transporte descrevem o transporte e a mistura de substâncias dissolvidas no meio fluído considerado. Todo modelo de transporte tem por base um modelo de fluxo.

A utilização dos modelos de fluxo e transporte atende a dois objetivos fundamentais. Primeiramente eles servem, através da utilização dos dados de campo, para avaliar e interpretar o passado e a situação atual. Após a execução deste passo, os modelos podem ser utilizados para prognósticos referentes ao comportamento futuro do sistema aquífero nos diferentes cenários considerados.

Os modelos de fluxo podem ser empregados nos seguintes casos: interpretação dos níveis de águas subterrâneas observados; determinação do balanço hídrico e seus elementos, prognósticos quanto ao rebaixamento ou elevação dos níveis de água subterrânea; determinação de zonas de proteção; exploração de recursos hídricos e planejamento de programas de monitoramento.

No caso do fluxo subterrâneo a equação que descreve o escoamento em meios porosos, conforme McWhorter e Sunada (1985), consiste na combinação da equação de Darcy com a equação da continuidade, resultando para o caso de aquíferos confinados em:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 3.1}$$

Onde: h é a altura piezométrica; S_s (1/L) é o armazenamento específico do sistema; e K_x , K_y e K_z (L/T) são as condutividades hidráulicas nas direções dos eixos coordenados.

Segundo McWhorter e Sunada (1985) a Equação 3.1 é uma equação diferencial linear a derivadas parciais, cuja solução representa a distribuição espacial e temporal da altura piezométrica em um aquífero confinado não homogêneo e anisotrópico. O sistema de coordenadas não é arbitrário nesta equação, deve ser selecionado de maneira a coincidir com as direções principais da condutividade hidráulica. Equações menos gerais, porém mais

tratáveis, podem ser obtidas a partir da equação geral. Para o aquífero homogêneo e anisotrópico a equação é a seguinte:

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 3.2}$$

Para aquíferos homogêneos e isotrópicos a equação fica reduzida a uma forma ainda mais simples:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 3.3}$$

Neste caso, a seleção da orientação das coordenadas é arbitrária. A equação 3.3 é uma equação diferencial linear, parabólica, e está presente em diferentes campos da ciência. Soluções desta equação para o de condução de calor em sólidos podem ser utilizadas para a resolução de problemas de escoamento subterrâneo em aquíferos confinados (McWhorter e Sunada, 1985).

Em muitas aplicações de hidrogeologia, o hidrogeólogo pode considerar o aquífero com espessura constante b , e o escoamento horizontal no plano x - y . Lembrando que o produto do armazenamento específico pela espessura do aquífero é o coeficiente de armazenamento, a equação diferencial fica:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 3.4}$$

onde $T = K.b$ é chamada transmissividade, cuja dimensão é (L^2/T) .

A percolação através de aquíferos sobrepostos ou sotopostos alteram significativamente o comportamento hidráulico de um aquífero confinado. A drenança W é uma descarga por unidade de área considerada positiva quando contribui para o aquífero, neste caso a equação fica:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{W}{T} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equação 3.5}$$

O coeficiente de armazenamento é um parâmetro adimensional que pode ser interpretado como o volume de água entregue por uma coluna de área unitária e espessura b

por unidade de perda de carga. Para o aquífero confinado, a água liberada do armazenamento quando a carga declina vem da expansão da água e da compressão do aquífero. Se o aquífero for não confinado, a origem predominante da água é a drenagem gravitacional através do que o declínio da superfície freática ocorre. Nestes aquíferos o volume de água derivada da expansão da água e compressão do aquífero é insignificante (Heath, 1983).

A transmissividade é a medida da quantidade de água que pode ser transmitida horizontalmente sobre toda a espessura saturada de um aquífero e um gradiente hidráulico unitário (Fetter, 1980).

A solução analítica desse tipo de equação só é possível em condições particulares, dificilmente encontradas na natureza, sendo exemplos dessa abordagem das equações de fluxo subterrâneo os trabalhos de Latinopoulos (1984) e Luther e Haitjema (2000). O primeiro examina o caso de um aquífero retangular não confinado com recarga periódica usando transformadas de Laplace e de Fourier, enquanto o segundo estabelece um método para obtenção aproximada de soluções analíticas, considerando escoamento permanente, de fluxo subterrâneo nas cercanias de pontos de captação.

A dificuldade na obtenção de soluções analíticas para condições mais gerais conduziu à utilização de métodos numéricos que permitem obter soluções aproximadas, tão precisas quanto necessárias. Os dois métodos numéricos mais comumente usados na simulação do fluxo subterrâneo são o método das diferenças finitas (MDF) e o método dos elementos finitos (MEF).

Bear e Verruijt (1987) destacam que embora o MDF já fosse de domínio de matemáticos do Século XVIII como Taylor e Lagrange, o emprego desse método é obra de pesquisadores do século XX. No caso do MEF data-se sua origem na década de 1950, com aplicações nas engenharias aeronáutica, civil e nuclear. A generalização desse método, com formulação variacional dos problemas a serem tratados e, posteriormente, a formulação dos princípios básicos em termos de resíduos ponderados (Zienkiewicz, 1971) ampliou o espectro de aplicação a uma vasta classe de problemas de *campo* na Ciência da Engenharia.

Um trabalho a abordar o MDF na resolução da equação de fluxo subterrâneo é Kinzelbach (1986), que detalha a obtenção das equações de fluxo subterrâneo, para em seguida expor o MDF, detendo-se na exposição da discretização adotada, forçosamente retangular, e apresentando as particularidades do método, como a distinção entre a

diferenciação implícita e a diferenciação explícita para a dimensão temporal, destacando por um lado a facilidade de implementação da última e por outro lado a necessidade de verificação da estabilidade numérica do modelo, questão essa superada pelo primeiro esquema de diferenciação.

Com relação ao desenvolvimento do MEF podemos citar o trabalho de Kjaran e Sigurdson (1981), que investigou duas técnicas para resolução da equação diferencial bidimensional de fluxo não-permanente em aquífero anisotrópico. Uma delas é uma técnica de superposição para lidar com a variação temporal, e a outra técnica é baseada na, assim chamada, fórmula geral de escoamento para o cálculo de fluxo através da fronteira, para obtenção posterior dos níveis da água subterrânea.

A adoção do MEF tem como um de seus pontos importantes a considerar a malha de elementos finitos proposta, que pode influenciar nos resultados. Nesse sentido Gambolati et al (1986), considerando um modelo tridimensional, elaboraram um algoritmo de geração automática de malha tetraédrica que leva em conta singularidades, como pontos de captação no aquífero com bons resultados em termos de representação do fluxo permanente e não permanente em aquíferos.

Mais recentemente essa preocupação com a resposta do modelo à malha adotada foi objeto do trabalho de Knupp (1996) onde é apresentada uma solução numérica para as equações tridimensionais de fluxo em aquíferos não confinados, utilizando nesse caso uma malha móvel que evolui de acordo com a evolução da superfície livre do aquífero. Da mesma forma Crowe et al. (1999) aponta uma evolução em relação ao trabalho anterior por adicionar ou subtrair elementos acompanhando a superfície potenciométrica do aquífero, enquanto o trabalho anterior adotava a alteração das dimensões dos elementos da malha, possibilitando a ocorrência de problemas numéricos.

Todo esse desenvolvimento numérico do MEF e do MDF tem conduzido à uma análise da estrutura do modelo utilizado, da obtenção dos parâmetros e das incertezas na resposta do modelo.

Nesse sentido foca-se o trabalho de Sykes e Thomson (1988) que aborda a incerteza na determinação dos parâmetros do fluxo subterrâneo variavelmente saturado nas imediações de um aterro sanitário. Essa determinação é realizada por um método de gradiente conjugado com função objetivo que inclui tanto termos de pressão como de tempo de viagem.

A incerteza do processo é incorporada na avaliação do tempo de viagem pelo método dos momentos.

A incerteza na determinação do escoamento subterrâneo foi também abordada por Franzetti e Guadagnini (1996), que abordam a variabilidade na área de contribuição de poços de captação devido a anisotropia e não uniformidade das propriedades físicas do meio, refletidas na condutividade hidráulica. A base da análise procedida é a teoria das funções randômicas de espaço, sendo a análise procedida pelo método de Monte Carlo com a geração do campo bidimensional de condutividade hidráulica, examinando variados graus de heterogeneidade do campo expressos pelas diferentes variâncias da distribuição adotada, que é uma log-normal multivariada.

Kupfersberger e Deutsch (1999), por sua vez, procuram reduzir a incerteza na avaliação do fluxo subterrâneo simulando inicialmente as realizações de um modelo geoestatístico para a condutividade hidráulica numa malha mais esparsa, a seguir classificando os melhores resultados em relação aos dados disponíveis para, a partir destes, gerar um modelo numa malha mais fina. Os autores apontam também como vantagem do método sua eficiência computacional.

Também com a intenção de melhorar a eficiência computacional na avaliação da incerteza na resposta do fluxo subterrâneo Li et al. (2003) propõe considerar duas componentes: uma estacionária, que pode ser tratada deterministicamente, e outra não-estacionária cuja abordagem deve ser estocástica.

A origem física da incerteza analisada nos trabalhos anteriormente citados é a heterogeneidade dos parâmetros do escoamento subterrâneo, principalmente da condutividade hidráulica. Hassan (2001), contudo, focaliza a análise da incerteza na variabilidade espacial da porosidade do meio, que pode ou não ser correlacionada à condutividade hidráulica, para concluir que no caso de haver correlação a covariância entre as velocidades longitudinais e transversais é afetada pela variação da porosidade, enquanto no caso de não haver correlação somente a variância das velocidades longitudinais é afetada.

Com relação à estrutura do modelo, ou melhor, à abordagem como são representados os processos de fluxo subterrâneo e suas conseqüências para a reprodução do sistema, Ababou et al. (1992) apresenta uma série de procedimentos para avaliar a

complexidade do modelo, sua consistência e validade, além do grau de correspondência que pode ser obtido a partir dos dados de laboratório.

A representação de condições de contorno particulares é outro aspecto a ser considerado na estrutura do modelo adotado. Nesse sentido Anderson (2003) enfoca a representação de camadas semi-confinantes por uma combinação de uma camada impermeável e outra com fronteiras equipotenciais.

Considerando-se a natureza do presente trabalho, a seguir são discutidos exemplos de aplicações de modelos de escoamento subterrâneos cujo enfoque está na utilização dos resultados em processos decisórios de recursos hídricos, tanto com relação à utilização desses recursos como quanto à preservação.

Neste sentido Adanu e Schneider (1988) aplicam um modelo de escoamento subterrâneo considerado permanente, de esquema numérico MEF como explicitado em Kinzelbach (1986), para verificar as condições de recarga de um aquífero na porção setentrional da Nigéria, África. O estudo baseou-se numa caracterização hidrogeológica realizada através de testes de bombeamento em poços da área, sondagens e estudos geofísicos.

Bradley (1996) também examina a recarga de um aquífero implementando um MDF, este localizado no centro da Inglaterra, porém aqui se apresenta uma complexidade adicional pelo objetivo de verificar a influência do aquífero sobre um banhado (*wetland*). Como estratégia para caracterização do aquífero e calibração do modelo numérico foi realizado um extenso monitoramento da área, com a construção de 30 piezômetros, onde se acompanhou o nível do lençol freático.

Num sentido mais abrangente, Quertner (1997) desenvolve um modelo que descreve tanto o escoamento superficial como o subterrâneo, utilizando um MEF para a porção do escoamento na zona saturada. O modelo foi aplicado à uma área na Holanda onde o nível do lençol freático é praticamente aflorante, e o controle da inundação de áreas agricultáveis é extremamente importante.

Também considerando um MEF para resolução das equações de escoamento subterrâneo, Boronina et al. (2003) tratam do balanço hídrico numa bacia da ilha de Chipre, no Mediterrâneo, tendo em vista a constatada sobre-exploração do manancial subterrâneo daquela bacia. Uma das hipóteses desse trabalho é a possibilidade de considerar o meio de

fluxo contínuo, apesar da caracterização hidrogeológica apontar uma região fraturada. Os autores justificam essa hipótese pelo caráter regional da modelagem utilizada.

Neste trabalho o modelo adotado foi o Aquifer Simulation Model for Windows – ASMWIN versão 6.0 (Kinzelbach e Rausch, 1995a) que apresenta como característica marcante sua aplicação prática, privilegiando a facilidade de entrada e saída dos dados tendo em vista, sobretudo, a possibilidade de uma análise focada nos resultados.

O modelo ASMWIN permite a simulação de fluxo bidimensional, com resolução do balanço hídrico tanto em zonas especificadas, como o escoamento entre essas zonas, o que possibilita determinar o fluxo entre fronteiras particulares, conforme Chiang et al. (1998).

Ainda em Chiang et al. (1998) cita-se que o modelo ASMWIN utiliza o MDF com diferenciação implícita, juntamente com o método do gradiente conjugado para solução do sistema de equações lineares resultante. Essa combinação, apesar da desvantagem de adoção da malha retangular, característica do MDF, oferece resultados compatíveis com a aplicação no presente trabalho.

A descrição detalhada da metodologia originalmente adotada pelo ASMWIN pode ser encontrada em Kinzelbach (1986), onde se explicita as equações do modelo, sua discretização e a solução das equações resultantes do MDF. Porém a implementação do mesmo no formato e na versão utilizados nesse trabalho é melhor detalhada em Kinzelbach e Rausch (1995b).

3.3 TÉCNICAS AUXILIARES

A seguir são descritas algumas ferramentas utilizadas no estudo do potencial de aquíferos como as técnicas de sensoriamento remoto, sistema geográfico de informações, interpolação de dados geograficamente distribuídos e geofísica.

3.3.1 Sensoriamento Remoto

Os comprimentos de onda da radiação eletromagnética comumente usadas no sensoriamento remoto são, tanto ou emitidas ou refletidas da superfície. Por este motivo, aquíferos profundos não podem ser detectados diretamente. Porém, técnicas de sensoriamento remoto oferecem ao hidrogeólogo uma poderosa ferramenta para auxiliar os métodos

geofísicos padrões. A interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite permite interferir características hidrogeológicas importantes. Imagens de satélite, em particular, permitem análises de extensas áreas e conseguem uma perspectiva impossível de se conseguir através de pesquisas de terra.

Sensoriamento remoto pode ser definido como sendo a técnica que permite a aquisição de informações sobre a natureza de objetos sem contato físico com os mesmos (Swain e Davis, 1978). Porém, por ser esta definição muito ampla adota-se geralmente o conceito de que o sensoriamento remoto é restrito a métodos que utilizam energia eletromagnética na detecção e medida dos elementos que compõem a superfície terrestre e a atmosfera (Mendes e Cirilo, 2001).

O sol é a principal fonte de energia eletromagnética disponível para o sensoriamento remoto da superfície terrestre (Novo, 1998). Sua energia ao interagir com as diversas substâncias da superfície da terra origina fenômenos como reflexão, absorção e transmissão que são investigados pelos Sensores Remotos.

No espectro eletromagnético, o espectro ótico da energia solar refletida pelos objetos da superfície terrestre varia em função do comprimento de onda, dividindo-se em subregiões: visível, infravermelho próximo, infravermelho médio e termal. Entre 0,38 μm e 0,72 μm , o espectro recebe o nome de visível porque corresponde à região em que o olho humano é capaz de responder à radiação eletromagnética. Entre 0,72 μm e 1,3 μm , o espectro eletromagnético é conhecido como infravermelho próximo e, entre 1,3 μm e 3,0 μm , como infravermelho médio. Os sensores termais operam entre 7,0 μm e 15 μm , que é uma região também conhecida por infravermelho distante.

O registro da energia refletida ou emitida pelo alvo é feito pelos sistemas sensores, que podem ser definidos como qualquer equipamento capaz de transformar alguma forma de energia em sinais passíveis de serem convertidos em informações sobre ambiente (Novo, 1998).

O sistema sensor LANDSAT teve o primeiro de sua série lançado em 1972, tendo sido o primeiro sistema projetado para imagear toda a superfície da terra. No total foram lançados 7 sistemas sensores deste tipo, o último em 1999. O LANDSAT fornece imagens

multiespectrais em sete bandas e resolução de 30 metros. Na Tabela 3.1 estão descritas as bandas espectrais deste sistema e a Figura 3.1 ilustra a resposta espectral dos alvos mais comuns nas diferentes bandas do sensor TM.

Tabela 3.1: Bandas espectrais das imagens do sistema Landsat TM (Eastman, 1999).

<i>Bandas</i>	<i>Faixa Espectral (μm)</i>	<i>Denominação</i>
1	0,45 – 0,52	Azul visível
2	0,52 – 0,60	Verde visível
3	0,63 – 0,69	Vermelho visível
4	0,76 – 0,90	Infravermelho próximo
5	1,55 – 1,75	Infravermelho médio
6	10,4 – 12,5	Infravermelho termal
7	2,08 – 2,35	Infravermelho médio

As imagens de sensoriamento remoto, por sua natureza digital ou discreta, são constituídas por um arranjo de elementos sob a forma de uma malha ou grid. Cada cela desse grid tem sua localização definida em um sistema de coordenadas do tipo “linha e coluna”, representados por “x” e “y”, respectivamente. Para um mesmo sensor remoto, cada pixel (nome dado as celas) representa sempre uma área com as mesmas dimensões na superfície da Terra (Crosta, 1992).

Uma imagem digital pode ser definida por uma função bidimensional, da intensidade de luz refletida ou emitida por uma cena, na forma $I(x,y)$; onde os valores de I representam, a cada coordenada espacial (x,y) , a intensidade da imagem nesse ponto. Essa intensidade é representada por um valor inteiro, não-negativo e finito, chamado nível de cinza (Camara et al, 1996).

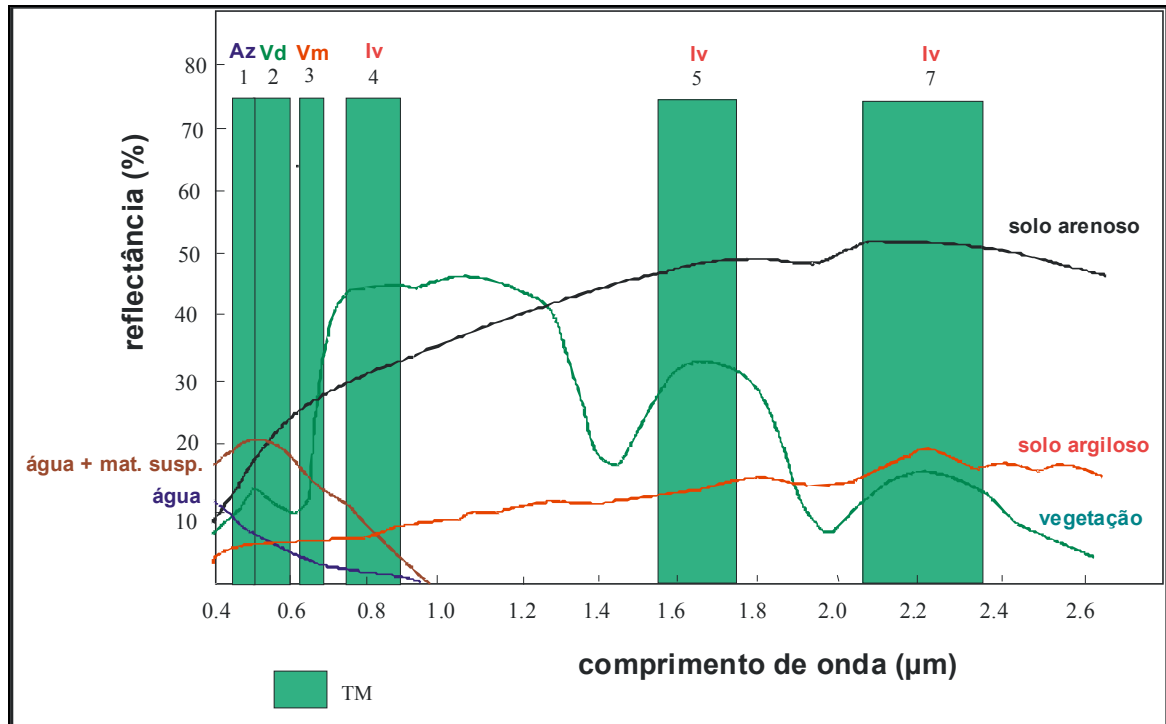


Figura 3.1: Curvas de reflectância espectral de alvos da superfície terrestre e faixas de aquisição espectral do sistema sensor TM (modificado de Ely, 2000).

Para se realizar o processamento digital de imagens de dados de sensoriamento remoto, é necessário que a imagem esteja no formato digital. Em satélites como o Landsat, o sinal elétrico detectado em cada um de seus canais, é convertido ainda a bordo do satélite, por um sistema analógico/digital, e a saída enviada para as estações de recepção via telemetria. As imagens destes satélites são amostradas com um número grande de pontos. Além disso, tais imagens têm a característica de serem multiespectrais, no sentido de constituírem uma coleção de imagens de uma mesma cena, num mesmo instante, obtida por vários sensores com respostas espectrais diferentes.

A capacidade do sistema visual humano em discernir tonalidades de cinza não vai além de 30 diferentes níveis. Quando se trata porém de discernir cores esse número passa facilmente para algumas dezenas de milhares de cores. Em processamento digital de imagens de sensoriamento remoto composições a cores de conjuntos de 3 bandas constituem-se numa poderosa forma de sintetizar, em uma única imagem uma grande quantidade de informações facilitando sua interpretação (Crosta, 1992).

A Figura 3.2 mostra o espaço definido por sinal RGB (red, green, blue): é um cubo onde os sinais vermelho, verde e azul são independentes e podem ser somados produzindo qualquer cor dentro do cubo. Combinando vermelho e verde produz-se amarelo, verde e azul produz-se ciano e, azul e vermelho produz-se o magenta. Os cinzas progridem ao longo da diagonal do cubo (Russ, 1995).

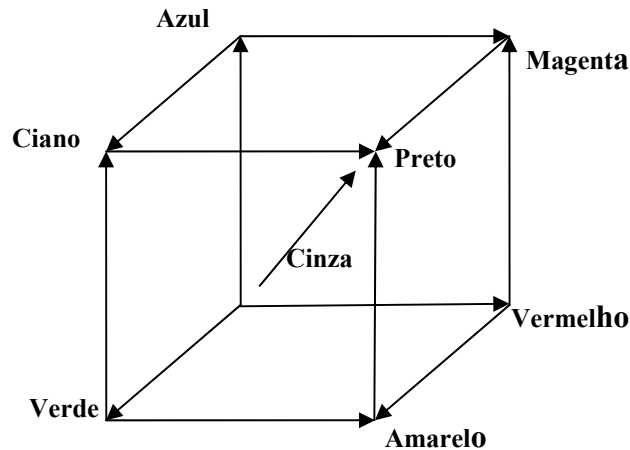


Figura 3.2: Espaço definido por RGB (Russ, 1995).

A composição falsa-cor é a mais tradicional forma de se combinar 3 bandas espectrais de satélite para a formação de uma composição colorida e sem dúvida a mais usada.

Em relação ao sensor TM que possui bandas espectrais coincidentes com os comprimentos de onda da radiação visível a combinação de bandas em RGB é bastante utilizada equivalendo a uma composição colorida real, pois equivale as cores percebidas pelo olho humano (Crosta, 1992).

Para se extrair informações de dados de sensoriamento remoto, é necessário conhecer o comportamento espectral dos objetos da superfície da terra e os fatores que nele interferem. Para tanto é preciso ter o entendimento das curvas de resposta espectral que é a representação gráfica da medida de reflectância de um determinado alvo ao longo do espectro eletromagnético. As variações de amplitude na curva espectral, também denominada assinatura espectral, são indicadoras das propriedades dos objetos, as quais se manifestam na interação energia radiante-objeto. A Figura 3.1 representa as curvas idealizadas de resposta do padrão espectral para vegetação, água e solo.

Na análise da Figura 3.1 observa-se que a vegetação mostra uma forte absorção, produzida pela pigmentação das folhas na faixa visível do azul e do vermelho (0,4 μm e 0,6 μm), passando por uma faixa de absorção mais fraca, correspondendo ao verde (0,5 μm). A partir do valor 0,7 μm verifica-se uma alta reflectância nesta região – faixa infravermelho próximo a infravermelho médio do espectro, produzida pela estrutura das plantas. Em 1,3 μm ocorre um decréscimo acentuado no padrão do comportamento espectral, associado à umidade das folhas (Eastman, 1999).

As curvas espectrais dos solos sem vegetação apresentam, no intervalo espectral correspondente ao azul valores de reflexão baixos aumentando na direção do vermelho. Os parâmetros constantes como tipo de mineral e granulação, bem como os parâmetros variáveis como umidade do solo e rugosidade de superfície influenciam a resposta espectral. Segundo Wittjek, citado em ENVI (2001) as faixas de absorção da água (1,4 μm e 1,9 μm) servem para determinar a quantidade de água no solo.

A água limpa tem comportamento simplificado apresentando um espectro com reflectância mais elevado na faixa correspondente ao azul (0,4 a 0,5 μm) não refletindo nada na região do infravermelho próximo em diante. Nas águas com material em suspensão, a reflectância cai para a faixa do vermelho. Na faixa do infravermelho a reflectância é nula pois a água absorve toda a radiação.

3.3.2 Sistema de Informações Geográficas

O crescente e rápido desenvolvimento da tecnologia de informação espacial tem promovido o uso de dados georeferenciados nas mais diversas áreas científicas e tecnológicas. São técnicas que possibilitam o ingresso, análise, interpretação, pesquisa, previsão e apresentação de dados espaciais, cuja localização é conhecida, ou pode ser calculada, segundo um sistema de coordenadas. As informações são organizadas sob a forma de imagens, mapas, tabelas e relatórios estatísticos, combinados com uma base de dados unificada. Com os sistemas de informações geográficas (SIG) é possível gerar novos mapas a partir da interação de outras bases cartográficas. A integração das técnicas de sensoriamento remoto com a tecnologia dos sistemas de informações geográficas permite manipular as funções representativas dos processos naturais, em diversas regiões de uma maneira simples, eficiente, com economia de tempo e recursos.

Um sistema de informações geográficas (SIG) pode ser definido como um conjunto poderoso de ferramentas para coletar, armazenar, recuperar, transformar e visualizar dados espaciais do mundo real, tendo em vista objetivos específicos (Burrough, 1992).

Segundo Eastman (1999), o conjunto de capacidades que compõem um SIG são a habilidade de digitalizar dados espaciais e anexar atributos às feições armazenadas, de analisar estes dados com base nestes atributos e de apresentar o resultado sob forma de mapa. Esta habilidade de comparar feições diferentes com base na sua ocorrência geográfica em comum constitui o diferencial do SIG e é possível através do processo de sobreposição de planos de informações.

O sistema geográfico de informações se apresenta como uma alternativa de integração de dados possuindo capacidade de combinar distintos mapas (layers) de informação em uma única operação conhecida como superposição. A Figura 3.3 ilustra de forma simples esta integração de dados. Um mapa com 3 polígonos e 3 classes (1, 2 e 3) se sobrepõe a outro com também 3 polígonos e 3 classes (A, B e C). O resultado da sobreposição consiste de 8 polígonos: A1, A2, A3, B1, B2, B3, C2 e C3.

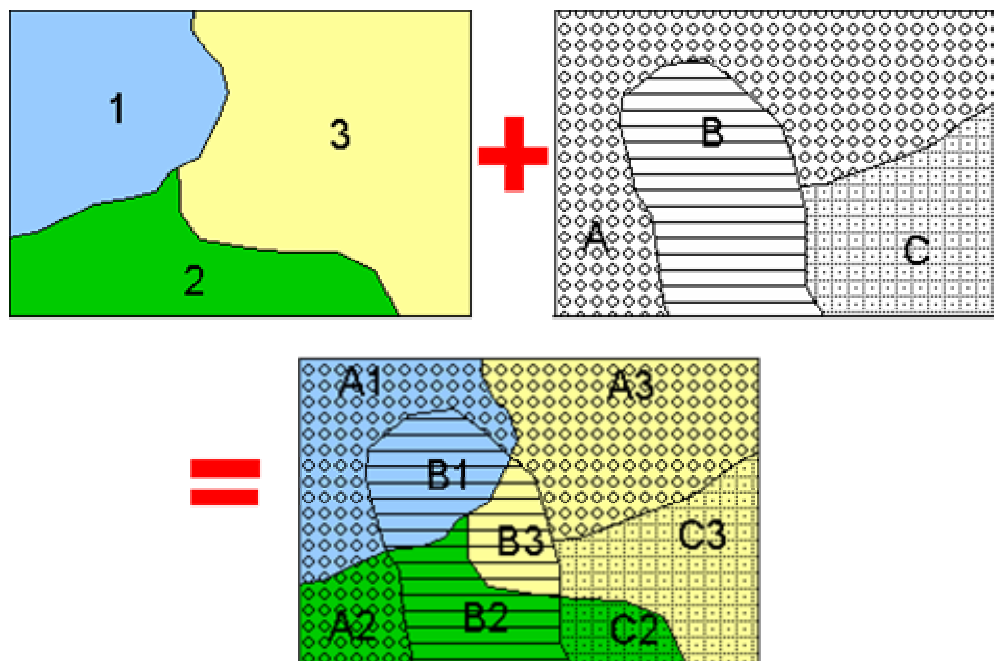


Figura 3.3: Representação da sobreposição de layers (FAO, 1999).

Os SIG representam uma valiosa ferramenta para subsidiar a avaliação, o planejamento e o monitoramento de recursos em uma série de atividades. Estas atividades podem restringir-se a um âmbito mais local até escalas de menor detalhe envolvendo uma região. O fato da informação estar georeferenciada faz com que a transição de uma escala para outra ocorra de modo direto, desde que levado em consideração o grau de detalhamento dos dados disponíveis (Weber et al., 1997).

Basicamente, o SIG permite obter uma grande quantidade de informações de tipos distintos, de forma a gerar conjuntos de dados compatíveis e combinados de maneira a representar os resultados sobre um mapa. Algumas das operações padrões de um SIG são (FAO,1999):

- Integração de mapas traçados em escalas diferentes, ou com projeções ou legendas distintas;
- Trocas de escala, projeção, legenda, inscrições, etc. nos mapas;
- Superposição de mapas com informações distintas de uma determinada zona para formar um novo mapa. Por exemplo, um mapa de vegetação poderia sobrepor-se a um mapa de solo. Este por sua vez poderia sobrepor-se a um mapa onde figure a duração do período vegetativo a fim de gerar um outro mapa de qualidade do terreno para um determinado cultivo;
- Criação de zonas intermediárias ou próximas em torno das linhas ou polígonos de um mapa. Esta técnica é utilizada para determinar zonas a uma determinada distância de rios, rodovias, ferrovias, etc., ou de certas condições temáticas. Estas zonas intermediárias podem então gerar outro layer de superposição;
- Responder perguntas de caráter espacial e informativo através de bases de dados.

A utilidade do SIG está então em sua capacidade de elaborar modelos, ou seja, construir modelos do mundo real a partir da base da dados digitais e utilizar estes modelos para simular o efeito de um processo específico no tempo para um determinado cenário. A

elaboração de modelos constitui um instrumento muito eficaz para analisar tendências e determinar os fatores que nelas influenciam, ou expor as possíveis conseqüências da tomada de decisão ou de projetos que repercutem na utilização e ordenação dos recursos (FAO,1999).

Um exemplo, pode ser o modelo numérico do terreno (MNT) definido como a representação matemática computacional da distribuição de um fenômeno espacial, como dados de relevo. Os dados de um MNT são fornecidos por um conjunto de vetores x e y definidores de uma posição no espaço e z o atributo altitude associado àquela posição. Podem também representar outras variações contínuas deste atributo z , níveis freáticos por exemplo. O MNT normalmente é obtido através da digitalização de pontos e curvas de níveis que por processos matemáticos de interpolação fornecem uma grade de elevação.

Segundo Felgueiras (1999), o processo de geração de um modelo numérico do terreno pode ser dividido em três etapas: aquisição dos dados ou amostragem, geração do modelo propriamente dito, finalmente utilização do modelo ou aplicações.

Os MNT que representam a variação dos dados de elevação do terreno, são derivados de mapas topográficos representados em arquivos digitais normalmente após sua digitalização ou varredura automática (scanner).

3.3.3 Interpolação de Dados Espacialmente Distribuídos

Na ocorrência de dados dispersos irregularmente no espaço, quando existe falta de informação em locais não amostrados e quando é inviável amostrar este espaço, torna-se necessária a estimativa das variáveis em questão destes locais através da interpolação espacial de dados.

Segundo Burrough (1992), a interpolação é o procedimento que estima o valor de uma propriedade de um local não amostrado dentro de uma área coberta por pontos de observação conhecidos.

A interpolação pode ser efetuada através de formulação de modelos probabilísticos. Segundo Kitanidis (1997) o modelo postulado deve ser capaz de descrever a variabilidade dos dados a serem usados na interpolação permitindo o ajuste a uma função de

modo que seja possível calcular o valor da propriedade no local desejado. O modelo deve ser validado e se julgado aceitável pode ser usado para efetuar as previsões.

A aplicação desta técnica, contribui para a elaboração dos planos de informações relativos às propriedades contínuas representadas por exemplo pela topografia (MNT) e profundidade do nível freático.

Risso (1993) comenta que os modelos de interpolação podem ser classificados quanto a transição espacial da variável, em modelos de transição abrupta e modelos de transição gradual.

Para interpoladores de transição abrupta a idéia básica consiste em assumir que dentro de um arranjo bidimensional (x, y) de pontos amostrais, a melhor estimativa para o valor do atributo z em um ponto desconhecido corresponde ao valor do ponto amostrado mais próximo. Um exemplo são os polígonos de Thiessen, muito utilizados em estudos de climatologia. Estes interpoladores não são adequados para utilização em planos de informação que apresentam transição gradual de valores.

As técnicas de interpolação com transição gradual podem ser divididas em técnicas de ajuste global e técnicas de ajuste local. Nas técnicas de ajuste global o modelo é construído utilizando-se toda a informação disponível, já a técnica de ajuste local analisa a informação referente aos dados localizados na vizinhança do ponto a ser interpolado.

A teoria da variável regionalizada ou simplesmente geoestatística baseia-se na existência de dependência entre amostras vizinhas, medida através de autocorrelação e semivariância. A estrutura de correlação observada pode então ser usada em aplicações práticas tais como estimativa de valores da propriedade em estudo em locais não amostrados.

Basicamente a geoestatística utiliza técnicas para analisar e inferir valores de uma variável distribuída no espaço ou no tempo. Tais valores são assumidos correlacionados com outros, e o estudo desta correlação é denominada modelagem do variograma. Após a análise do variograma inferências em localizações não amostradas são realizadas usando krigagem (Camargo et al, 1999).

Segundo Burrough (1992), a variação espacial regionalizada pode ser expressa pela soma de três componentes: a) uma componente estrutural associada a um valor médio constante ou uma tendência constante, b) uma componente aleatória, espacialmente correlacionada, e c) um ruído aleatório ou erro residual.

A grande diferença entre a krigagem e outros métodos de inferência é a maneira como os pesos são atribuídos às diferentes amostras. No caso da interpolação por média simples, por exemplo, os pesos são todos iguais a $1/N$ (N = número de amostras); na interpolação baseada no inverso do quadrado das distâncias, os pesos são definidos como o inverso do quadrado da distância que separa o valor interpolado dos valores observados. Na krigagem, o procedimento é semelhante ao de interpolação por média móvel ponderada, exceto que aqui os pesos são determinados a partir de uma análise espacial.

3.3.4. Exploração Geofísica

A exploração geofísica refere-se à medida de propriedades físicas da crosta terrestre para a investigação de depósitos minerais ou estruturas geológicas, conforme Dobrin, 1976.

Os métodos geofísicos detectam as diferenças ou anomalias, das propriedades físicas internas à crosta terrestre. As resistividades das formações rochosas variam dentro de um grande intervalo, dependendo do material, da densidade, da porosidade, da dimensão e forma dos poros, da umidade e da qualidade da água.

Dentro dos diversos métodos aplicados na geofísica - eletroresistividade, sondagem por radar e ressonância magnética (Lubczynski e Roy, 2003) - no contexto deste trabalho, será abordado o método da eletroresistividade.

Segundo Todd (1980), em formações relativamente porosas, a resistividade é controlada mais pela umidade e qualidade da água interna à formação do que pela resistividade da rocha, portanto para aquíferos compostos por materiais não consolidados, domina a resistividade das águas subterrâneas.

A água pela presença de sais dissolvidos, atua como um condutor cuja resistividade oscila entre 0,03 ohm-metro (água do mar) a 3000 ohm-metro (água pura). A

resistividade das rochas dependerá, portanto, do volume dos seus poros, de sua distribuição e da resistividade do líquido que os preenche. Uma porosidade baixa se manifesta por resistividade elevada. Se a rocha se encontra sobre o nível freático ou não contém água a resistividade será elevada. Se a resistividade é muito baixa, a água armazenada terá um elevado conteúdo de sais (Yagüe, 1983).

Com base nessa propriedade Urich e Frohlich (1990) utilizam medidas geofísicas de eletroresistividade para avaliar um modelo hidrogeológico em uma região costeira, determinando a interface entre as reservas de água doce e as camadas mais profundas que ficam saturadas de águas salgadas, mais pesadas que as águas com baixa concentração de sal.

Tronicke et al (1999) apresentam uma aplicação baseada nos mesmos princípios para determinação da espessura da camada de água doce em áreas litorâneas, porém enriquece a análise comparando os resultados da eletroresistividade com aqueles obtidos com o uso de sondagem por radar.

Outro aspecto a ser comentado em relação aos resultados de sondagens de eletroresistividade diz respeito a fatores que podem intervir, como, por exemplo, as variações de temperatura nas camadas mais superficiais ou mudanças no conteúdo de sais dissolvidos (caso de uso de traçadores), sendo bastante elucidativo em relação ao tema o trabalho de Rein et al (2004), que procedeu a um sistemático estudo dessas variações temporais e suas causas.

O processo de medição da eletroresistividade consiste em realizar-se em superfície uma série de medidas que permitem obter resistividades aparentes em função da linha de emissão ou outro parâmetro linear. Os pares de valores são representados graficamente numa curva que recebe o nome de curva de sondagem elétrica vertical (SEV) (Yagüe, 1983).

Se em um terreno introduz-se uma corrente elétrica, esta se propagará de forma tal que se pode atribuir ao terreno uma resistência, uma capacidade e uma indutância. Se a corrente elétrica é contínua (excluindo o intervalo inicial e final da abertura e fechamento do circuito), teremos a resistência como único parâmetro (Yagüe, 1983).

As resistividades reais são determinadas a partir de uma resistividade aparente calculada através de medidas de corrente e de diferenças de potencial entre pares de eletrodos

colocados na superfície do terreno. O processo envolve a medida da diferença de potencial entre dois eletrodos (A e B) resultante de uma corrente aplicada através de dois outros eletrodos (M e N) externos, porém alinhados com os eletrodos de potencial. Se a resistividade é uniforme na zona abaixo da superfície e dos eletrodos, formar-se-á uma rede ortogonal de arcos circulares pelas linhas de corrente e equipotenciais, como indicados na Figura 3.4.

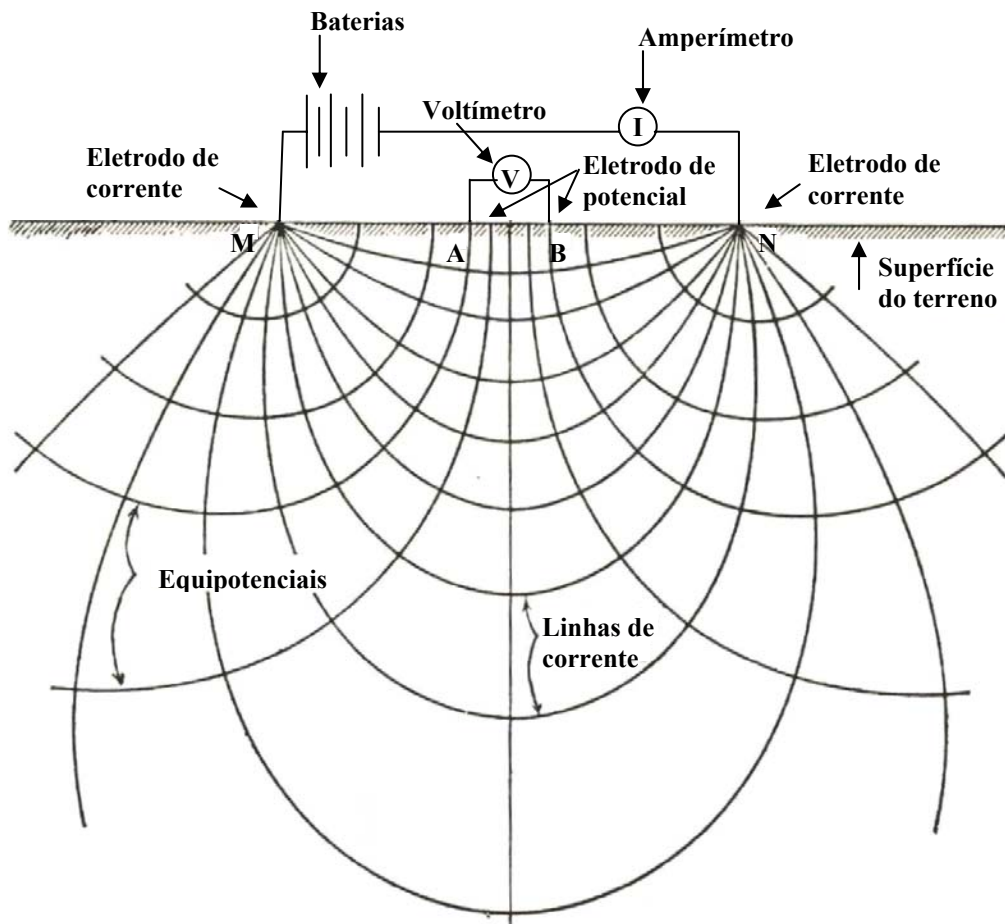


Figura 3.4: Distribuição normal da corrente em um solo homogêneo (modificado de Todd, 1980).

Com relação aos detalhes do processo de medição da eletroresistividade pode-se consultar o trabalho de Milson (1989), que em relação à colocação dos eletrodos propõe diversos arranjos com os fatores geométricos a serem utilizados em cada caso.

A resistividade aparente é numericamente definida por,

$$\rho = k \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Equação 3.6}$$

onde: k = constante que representa a geometria do arranjo dos eletrodos,

ΔV = diferença de potencial,

I = corrente aplicada.

Para a interpretação das curvas de SEV pode-se empregar o método dos ábacos, que consiste na comparação das curvas de campo com curvas padrões ou utilizar-se de ferramentas computacionais baseado em leis físicas específicas. Entretanto, vale salientar que durante o processo de interpretação é necessário o conhecimento das resistividades verdadeiras das litologias envolvidas, pelo menos em algum ponto da área trabalhada (Aguilar, 1995).

4. METODOLOGIA

A modelagem das águas subterrâneas envolve, em sua essência fases distintas que permitem, de forma sistemática, uma aproximação adequada do sistema real através da elaboração do modelo conceitual.

Neste trabalho estas fases incluíram a compilação das informações existentes, levantamentos de dados de campo, seleção e implementação do modelo, calibração e aplicação do modelo gerado. Na fase inicial do desenvolvimento do sistema numérico buscou-se realizar a delimitação da área a ser estudada através da análise visual de imagens Landsat TM, a seguir perfis geofísicos e informações de campo foram compilados e analisados para determinação dos prováveis parâmetros hidráulicos do sistema. As condições de contorno utilizadas no modelo foram definidas conforme a área a ser estudada.

Foi escolhido e aplicado o modelo Aquifer Simulation Model for Windows – ASMWIN versão 6.0, desenvolvido por Kinzelbach e Rausch (1995a), este aplicativo é de domínio público, tratando-se de um modelo bidimensional que usa para a solução da equação de fluxo (Equação 4.1) o método das diferenças finitas.

Para realizar as etapas de geoprocessamento e processamento de imagens, foi utilizado o aplicativo SPRING, que é um SIG com funções de processamento de imagens, análise espacial, modelagem numérica de terreno e consulta a banco de dados espaciais (Camara et al, 1996). Este aplicativo, também de domínio público, foi desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE e encontra-se disponível na Internet em <http://www.dpi.inpe.br/spring.html>.

No modelo conceitual assumiu-se o aquífero como confinado com drenança, espessura constante (em cada célula), escoamento horizontal nas direções preferenciais do fluxo em movimento permanente. Salienta-se que embora a condutividade hidráulica seja constante a transmissividade torna-se não constante devido as variações de espessura do aquífero modelado.

A condição de confinamento foi verificada em campo pela ocorrência de poços que apresentam surgência e a condição de confinamento com drenança se deve ao sistema deposicional sedimentar que originou esta região conforme descrito na geologia local. Desta forma a equação utilizada na modelagem matemática é a seguinte:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) \pm Q(x, y) = 0 \quad \text{Equação 4.1}$$

onde:

T_{xx}, T_{yy} = componentes principais da transmissividade (L^2/T)

h = altura piezométrica (L)

$Q(x,y)$ = fluxo volumétrico de entrada (+) ou saída (-) por unidade de área de aquífero. Este termo pode representar poços de injeção ou bombeamento, evapotranspiração, infiltração ou drenança a partir de corpos de água (L/T)

$$T_{xx} = bK_{xx} \quad T_{yy} = bK_{yy}$$

onde:

b = espessura do aquífero (L),

K_{xx}, K_{yy} = componente principal da condutividade hidráulica (L/T).

4.1 DELIMITAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Através da análise visual de imagens Landsat TM de épocas diferentes buscou-se neste trabalho executar a compartimentação do sistema aquífero Cenozóico a ser estudado, visando a identificação de setores de recarga, confinamento e descarga.

Para tanto, usou-se uma imagem digital de satélite do sistema de sensores Landsat Thematic Mapper 5, bandas 3, 4 e 5 órbita 221.81 de 16 outubro de 1995 e a segunda imagem analógica em composição colorida, bandas 3, 4 e 5 de 15 de fevereiro de 1998.

A imagem de verão analógica serviu para definir os limites dos setores dos sistemas aquíferos pelo traçado em transparência sobre a imagem que posteriormente foi digitalizada e georeferenciada.

Na imagem digital inicialmente realizou-se um pré-processamento para correção geométrica onde, 12 pontos facilmente identificáveis (na imagem e em cartas topográficas) foram selecionados de forma a cobrir a região homogeneamente. A reamostragem aplicada na resolução espacial foi de um pixel de 30 metros.

Da mesma forma que a imagem analógica, a imagem digital foi analisada visualmente destacando-se limites de cores. Houve coincidência das tonalidades separadas nos dois produtos, com algumas discrepâncias nos limites, o que já era esperado devido as diferentes datas das cenas. Na imagem analógica foi possível um traçado dos limites entre as unidades que se apresentou mais minucioso do que na imagem digital a qual, por outro lado, favoreceu uma melhor caracterização de cada zona analisada. A Figura 4.1 é o resultado da análise conjunta das duas imagens.

A identificação das diferentes unidades baseou-se principalmente na análise dos diferentes padrões de textura e cor (tonalidades) observados nas imagens sendo o contraste destes padrões o principal critério para a delimitação.

Desta forma foram atribuídas categorias de padrões de textura e cores a saber: superfícies de recarga denominadas R_1 e R_2 , superfícies de confinamento denominadas C_1 e C_2 e superfícies de descarga D_1 e D_2 .

A área de recarga R_1 se apresenta com relevo ondulado e por manchas de cor magenta e verde correspondente a solo exposto que absorve o infravermelho próximo (verde) e reflete o visível (azul) e o infravermelho médio (vermelho). Aparecem também manchas de verde correspondentes a vegetação onde o infravermelho próximo (verde) é refletido, o visível (azul) e o infravermelho médio (vermelho) são absorvidos. Esta resposta pode ser observada no detalhe (a) da Figura 4.1. Em verificação de campo, o solo correspondente é arenoso amarelo em relevo ondulado, onde a rede de drenagem superficial se apresenta incipiente. Estas características indicam condutividade elevada com considerável recarga no setor confinado do aquífero.

A área de recarga R_2 apresenta predominância do verde da vegetação com poucas manchas magenta correspondente ao solo exposto. No campo esta região corresponde a solo areno-argiloso vermelho onde a rede de drenagem superficial se apresenta bem desenvolvida. A resposta do alvo na imagem pode ser observada na área amostrada, detalhe (b) da Figura 4.1. As características descritas indicam condutividade mais baixa do que em R_1 com uma recarga menor para o setor de confinamento C_2 .

A área de confinamento C , subdividida em C_1 e C_2 apresenta relevo plano, alternância em bandas ou polígonos geométricos uns com cor verde da vegetação ou culturas e outros com cor magenta do solo exposto ou campo ralo. No campo esta região corresponde principalmente a solo argilo-arenoso cinza escuro. A resposta do alvo na imagem pode ser observada na área amostrada, detalhe (c) da Figura 4.1. Ainda neste setor ocorrem esparsos, restos da área de recarga (R_r) cuja resposta na imagem pode ser observada na área amostrada, detalhe (e) da Figura 4.1.

Por sua vez a área de descarga D , subdividida em D_1 e D_2 apresenta relevo plano e cor verde intensa correspondendo no campo ao setor inundado (banhado). Esta resposta pode ser observada no detalhe (d) na Figura 4.1.

Assim a análise destas composições coloridas permitiu compartimentar o aquífero em dois setores, conforme Figura 4.1: setor I com maior potencial de recarga, confinamento e descarga e setor II com menor potencial de recarga, confinamento e descarga.

Na seqüência do estudo, o modelo conceitual da área a ser modelada se restringirá ao setor identificado como confinado neste item. Sua área de abrangência é de 88,2 km² em uma extensão longitudinal de aproximadamente 23,6 km no sentido sudoeste – nordeste.

4.2 ESTABELECIMENTO DOS PARÂMETROS UTILIZADOS NA MODELAGEM

Na seqüência será descrito a obtenção e preparação dos dados necessários para ajustar o modelo. Utilizou-se dados de condutividade hidráulica, definição de fronteiras, espessura do aquífero e taxas de recarga. Todos os dados cotados tiveram como base, para sua homogeneidade, o modelo numérico do terreno – MNT. Este aquífero em questão foi considerado como um meio poroso, homogêneo e isotrópico.

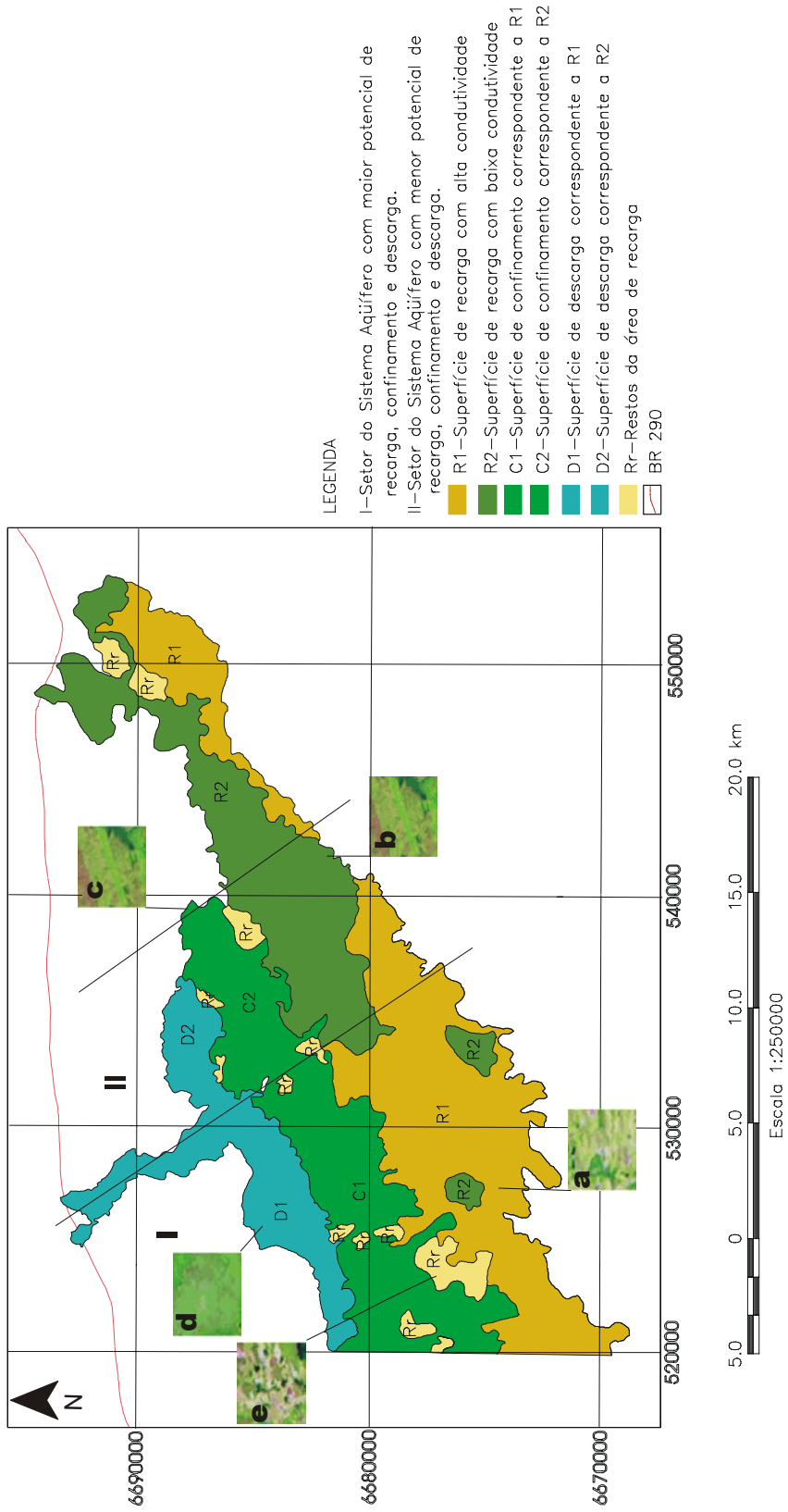


Figura 4.1: Compartimentação do sistema aquífero com base na análise de imagens LANSAT-TM.

4.2.1 Modelo Numérico do Terreno

O MNT é um modelo matemático tratável por computador que representa a variação contínua do relevo no espaço (Burrough, 1992). Este modelo é gerado a partir de amostras tridimensionais da superfície real, onde as coordenadas bidimensionais relacionam-se à posição de amostragem na superfície e a coordenada Z associada a característica que se quer modelar, neste caso, valores de cota topográfica.

Neste trabalho o MNT utilizado tem origem no projeto Gravataí (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002). Gerado a partir das cartas do Serviço Geográfico do Exército - SGE com curvas de 20 em 20 metros através de interpolação por krigagem e resolução espacial de 60 metros. O datum utilizado é o datum horizontal marégrafo de Torres – South American Datum SAD-69.

A Figura 4.2 a seguir traz a representação do relevo da região estudada. Observa-se um relevo aplainado na parte onde foi delimitado o aquífero confinado e cotas mais altas na porção sudeste onde se encontra a região compartimentada como zona de recarga (Coxilha das Lombas). Neste limite as cotas atingem valores de 150 metros. A variação do nível topográfico na área a ser modelada é de aproximadamente 20 metros. A parte mais baixa apresenta cotas no intervalo 20 a 30 e se estendem no sentido nordeste – sudoeste e as cotas mais altas encontram-se na lateral esquerda com cotas da ordem de 40 metros.

4.2.2 Discretização do Domínio

O domínio regional do modelo conceitual do aquífero Cenozóico foi discretizado em células de 250 x 250 m, formando a malha regular de diferenças finitas da Figura 4.3. A elaboração da malha foi processada após a definição do contorno físico do domínio por elementos hidrográficos a saber, no limite noroeste o Banhado Grande e no limite sudeste o limite da bacia hidrográfica do rio Gravataí.

O domínio vertical foi discretizado em apenas uma camada aquífera representada pela camada sedimentar que constitui este aquífero. A descrição da obtenção das superfícies de topo e base do aquífero encontram-se na seqüência deste trabalho no item 4.2.3.

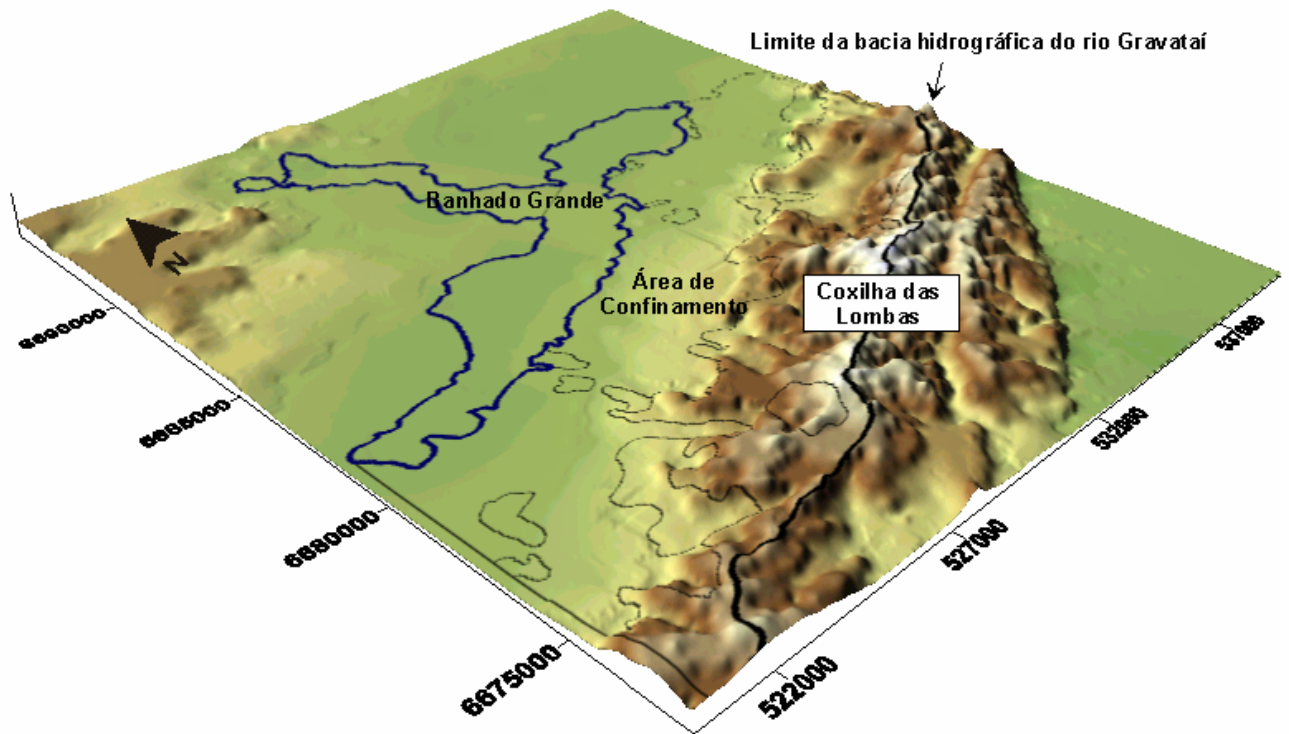


Figura 4.2: Modelo numérico do terreno da área a ser modelada.

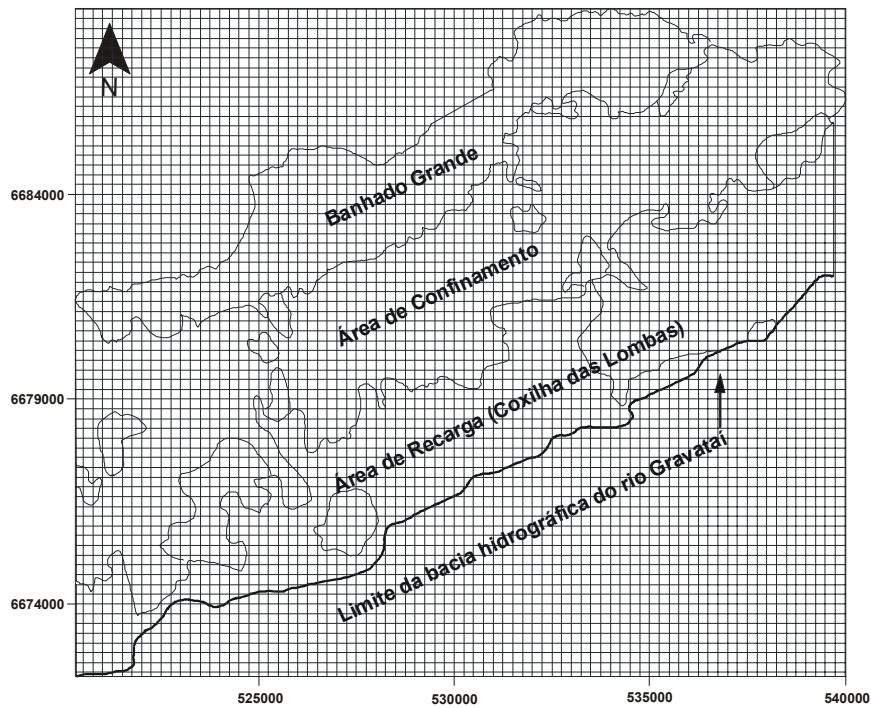


Figura 4.3: Malha de diferenças finitas do modelo.

4.2.3 Condições de Contorno

As condições de contorno no modelo do aquífero Cenozóico seguiram rigorosamente as condições hidrogeológicas encontradas no ambiente natural conforme descrito a seguir.

a. Limite Noroeste

Na porção noroeste da área caracterizada como o aquífero em questão encontra-se o Banhado Grande. Neste limite adotou-se a condição de contorno de carga constante.

As cotas linimétricas utilizadas tem origem no projeto Gravataí (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002) que em época daquele estudo teve uma rede de 5 linígrafos instalados as margens do Banhado Grande. Deste total, 4 na margem limitante da área a ser modelada.

A Figura 4.4 mostra a localização dos linígrafos no banhado. Na figura percebe-se que o linígrafo IPH01 não está dentro do limite delineado por ter sido instalado no Arroio Chico Lomã um dos principais afluentes do Banhado Grande. As leituras obtidas deste linígrafo também foram utilizadas neste trabalho.

Apesar das séries de cotas linimétricas registradas serem pequenas, obtidas em tempos diversos e assim sujeitas a variação temporal, as mesmas foram utilizadas pois serviram como um indicativo do comportamento do meio (Tabela 4.1) e também por serem a única fonte para esta informação.

Na análise das médias observou-se que os valores não apresentavam diferenças consideráveis quando da comparação das médias por estação do ano com a média total do período de leitura. Esta comparação foi feita com as leituras dos linígrafos que apresentam leituras em todas as estações, não sendo o caso do linígrafo IPH01 – Chico Lomã com registros nas estações de inverno e primavera.

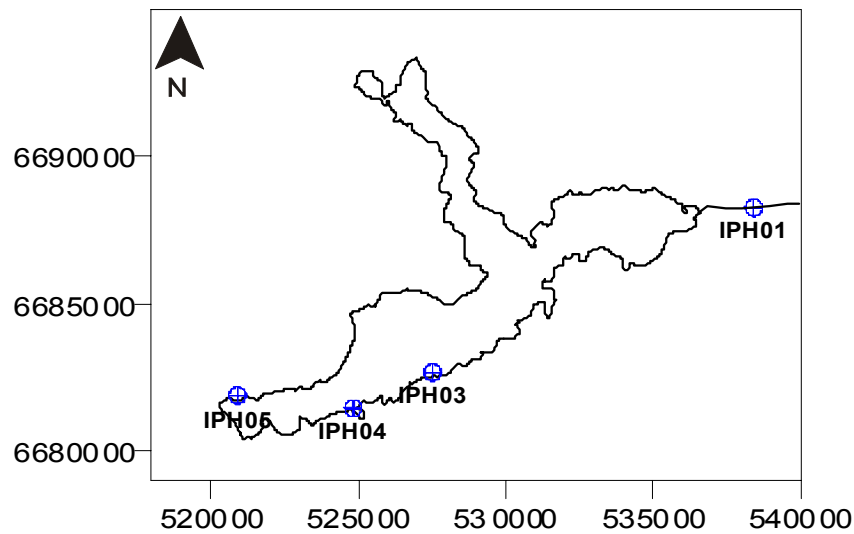


Figura 4.4: Linígrafos instalados no Banhado Grande.

Tabela 4.1: Média das leituras dos linígrafos instalados à margem do Banhado Grande.

Linígrafo/Local	Coordenadas		Período	Total de dias	Cota média (m)
	EW	NS			
IPH01-Chico Lomã	538419	6688278	01/09/00 a 05/11/00	66	22,2
IPH03-Antônio Araújo	527524	6682681	16/06/00 a 13/10/00 e 20/10/00 a 16/04/01	299	19,4
IPH04-Figueira Bonita	524832	6681472	04/07/00 a 10/11/00 e 30/11/00 a 10/04/01	262	17,4
IPH05-Guará	520909	6681902	15/07/00 a 12/04/01	272	13,9

A partir desta observação optou-se por adotar a média das médias diárias de todo período com registro para cada linígrafo conforme Tabela 4.1.

Os desníveis entre os pontos cotados foram distribuídos segundo uma relação linear entre estes pontos proporcionalmente ao número de células nos quais o modelo foi discretizado.

b. Limite Sudeste

Na região onde a área faz fronteira com a Coxilha das Lombas, limite sudeste, estabeleceu-se zona de fluxo lateral pois conforme a compartimentação adotada no modelo conceitual, a Coxilha das Lombas foi reconhecida como zona de recarga (R_1 e R_2 na Figura 4.1).

O fluxo lateral por célula discretizada foi estimado através da multiplicação da área lateral de cada célula pela velocidade de Darcy, onde a altura corresponde a espessura do aquífero em cada célula. A velocidade de Darcy adotada foi de 4×10^{-6} m/s para a região a direita e 6×10^{-6} m/s para a região a esquerda pois a cada uma delas corresponde respectivamente superfície de recarga com menor condutividade hidráulica e superfície de recarga com maior condutividade hidráulica (R_1 e R_2 , Figura 4.1). A ordem de grandeza desta velocidade de Darcy corresponde a areia argilosa conforme descrito por De Wiest (1967) ou areia siltosa em Heath (1983). A vazão total adicionada ao sistema por este fluxo corresponde a $4,1 \text{ m}^3/\text{s}$ em uma extensão aproximada de 31,5 km.

c. Limites Sudoeste e Nordeste

Para os limites sudoeste e nordeste definiu-se zonas impermeáveis supondo-se com isto que o fluxo ocorra preferencialmente no sentido sudeste (Coxilha das Lombas) – noroeste (Banhado Grande).

Após a implementação das condições de contorno as células externas à camada aquífera foram tornadas inativas. A Figura 4.5 apresenta uma representação em corte da situação modelada e a Figura 4.6 mostra as condições de contorno representadas em planta.

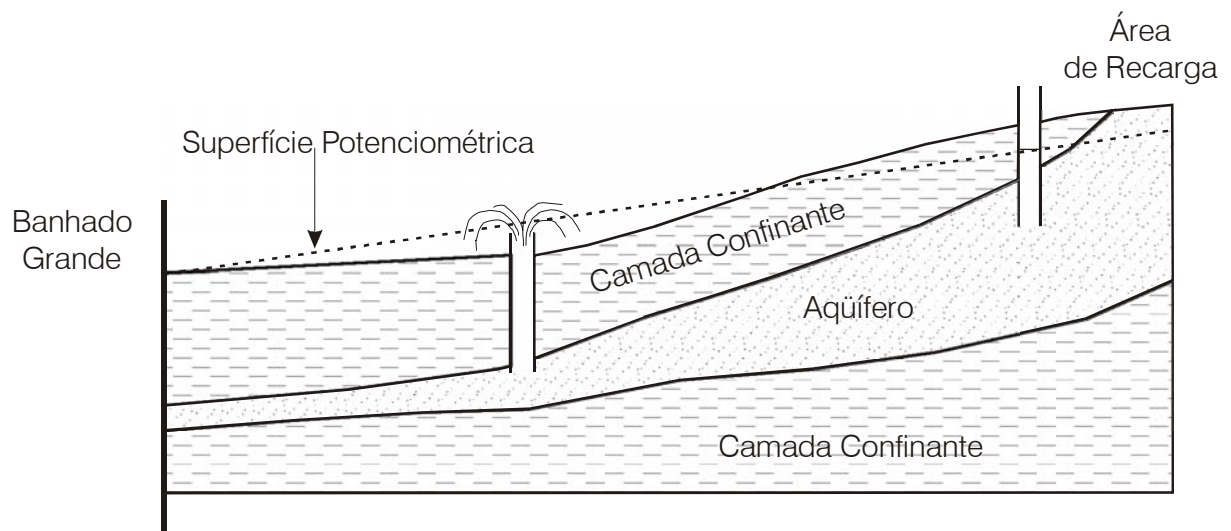


Figura 4.5: Representação em corte da situação modelada (modificada de Fetter, 1980).

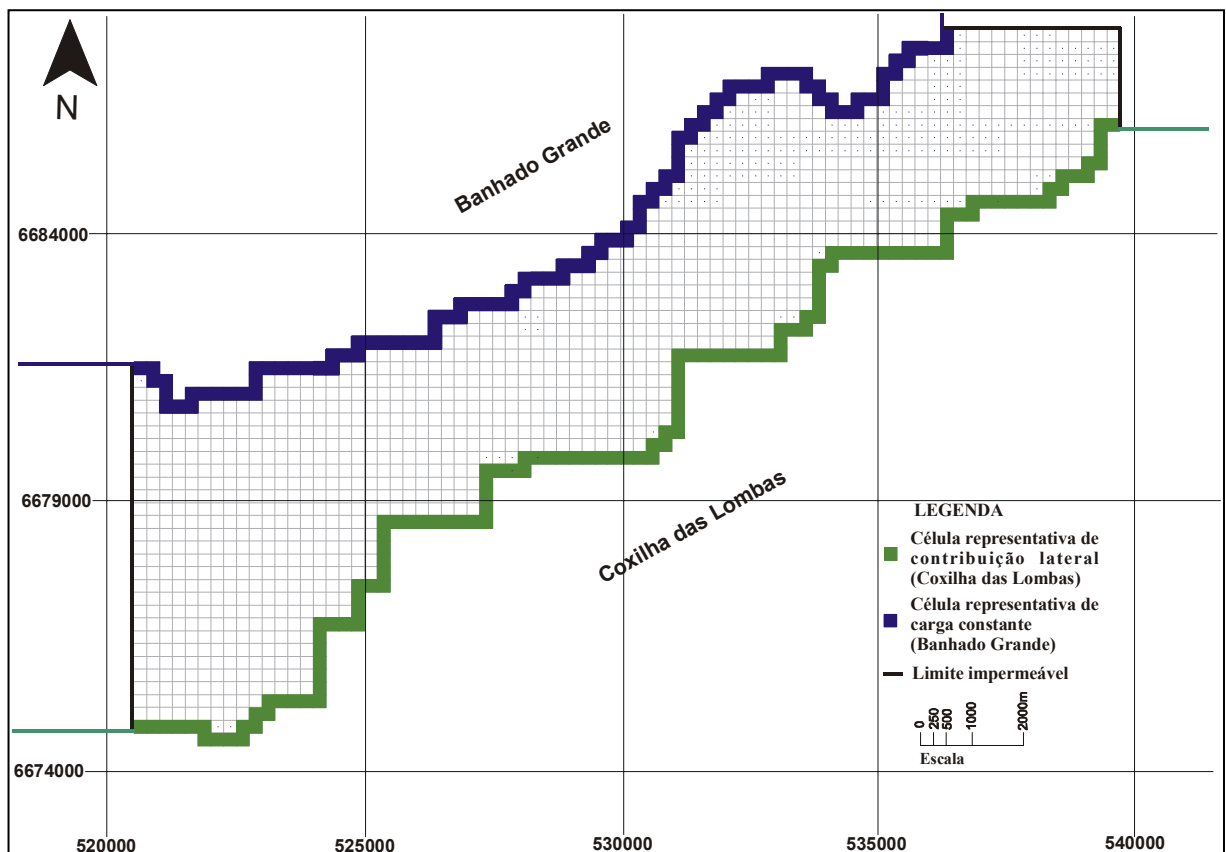


Figura 4.6: Limites do modelo discretizado.

4.2.4 Estabelecimento das Cotas de Topo e Base do Aquífero

Através da reinterpretação de dados já existentes de pesquisa por geofísica, buscou-se obter dados suficientes que estabelecessem as cotas dos limites superior e inferior do aquífero em questão.

Os dados citados são perfis de geofísica realizados em 1978 por um convênio entre a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM e o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM que conduziu uma pesquisa para carvão através do mapeamento estrutural do embasamento cristalino em uma área situada entre o limite dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul até o município de Gravataí – RS (longitudes 49° 45' e 51° oeste, latitudes 29° e 31°45' sul).

Nesta pesquisa foram executados 193,7 km de linhas de refração sísmica, 221 sondagens elétricas verticais (SEVs) e 28 furos de sonda. Os furos de sondagem tiveram pouca contribuição pois, segundo Costa (1978) não houve controle sobre as espessuras da

cobertura quaternária já que pouquíssimos furos foram locados sobre ela e próximos aos limites de ocorrência, portanto com espessuras não significativas do conjunto. Nas sondagens elétricas verticais o arranjo schlumberger (disposição do arranjo dos eletrodos) foi o escolhido, sendo mencionado no relatório do projeto, como o mais apropriado para os objetivos a serem atingidos (interpretação quantitativa).

Com vistas ao reconhecimento das cotas de topo e base deste aquífero os dados das SEVs das áreas Chico Lomã, Morungava e Santa Terezinha (localidades do interior do município de Santo Antônio da Patrulha) foram digitados em arquivos .DAT (Tabela A1 dos Anexos) e preparados para a modelagem e interpretação.

Para a modelagem das SEVs considerou-se as informações de medição de nível de poços cacimbas existentes na área bem como de 11 piezômetros instalados para o projeto Gravataí (Tabela 4.2). Os furos de sondagem existentes contribuíram pouco na correlação geológico-geofísica, como já citado anteriormente, porque os mesmos normalmente não contém a descrição dos sedimentos do Cenozóico (Tabela A2 dos Anexos).

As cacimbas e piezômetros auxiliaram na calibragem dos resultados da profundidade e topo do aquífero livre. Os valores utilizados do nível das cacimbas foram os utilizados na modelagem do aquífero freático da bacia hidrográfica do rio Gravataí (Rubbo et al, 2002) (Tabela A3 dos Anexos).

Resultados obtidos em áreas com geologia semelhante ao do presente estudo permitiram assumir alguns valores de resistividade como indicativos de determinado tipo de material. Em sedimentos pouco ou não consolidados, 100 % arenosos, as resistividades costumam apresentar-se entre 300 e 800 ohm.m e maiores que 1000 ohm.m, respectivamente para saturados e secos. O aumento da fração argilosa provoca a diminuição da resistividade elétrica, com valores menores que 200 ohm.m, e normalmente menores que 100 ohm.m (Costa, 2002a).

Foram detectadas duas camadas mais arenosas e saturadas, consideradas possíveis mananciais de água subterrânea. A primeira superficial denominada aquífero livre em pouca profundidade (aproximadamente 1 metro). A segunda camada que pode alcançar grandes espessuras, cerca de 80 metros, sobretudo na Coxilha das Lombas, pode ser considerada como

aquífero confinado com drenança. Para noroeste, aparentemente as espessuras diminuem, com tendências dos dois aquíferos aparecerem juntos como uma única camada, superficial e pouco espessa. Os dados resultantes da reinterpretação podem ser visualizados na Tabela A4 dos Anexos (Costa, 2002a).

Tabela 4.2: Monitoramento de níveis dos piezômetros (metros) realizados em 2002.

P	Coordenadas		17/01	26/01	13/02	29/03	16/04	25/05	09/08	21/08	11/09
	EW	NS									
1	535.014	6689643	2,29	1,24	1,14	1,14	1,17	1,17	1,19	1,29	1,16
2	533.501	6693133	0,44	0,37	0,42	0,31	0,35	0,50	0,52	0,54	0,44
3	533.015	6695146	1,17	1,19	0,50	1,41	1,34	1,06	1,23	1,28	1,02
4	531.998	6697817	0,89	0,88	1,08	1,275	1,19	0,72	0,86	0,80	0,64
5	537.155	6683524	Seco	Seco	Seco	Seco	Seco	Seco	Seco	Seco	Seco
6	538.057	6681428	2,72	2,90	2,80	3,07	3,27	2,00	2,03	2,22	2,39
7	527.906	6681769	1,30	1,28	1,15	1,12	1,14	0,85	0,99	1,01	0,99
8	528.778	6678390	0,51	0,53	0,63	1,03	1,04	0,67	0,50	0,60	0,69
9	523.949	6697203	1,16	1,19	1,47	1,39	1,41	1,21	1,35	1,24	1,13
10	526.607	6687853	4,07	3,32	4,20	4,88	2,45	1,85	1,62	4,56	4,96
11	525.727	6692644	1,19	1,07	1,52	2,17	2,47	1,35	1,42	1,73	1,22

Fonte: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002

Observa-se no presente momento que as correções de cota, no caso específico da reinterpretação dos dados de geofísica, foram efetuadas somente para o resultado desta reinterpretação (Tabela A4) uma vez que seriam estes os dados utilizados no modelo.

Esta análise permitiu delimitar o aquífero que ocorre na área de uma forma regional, com os pontos das sondagens elétricas verticais em malha aberta. A amarração a informações da geologia do pacote Cenozóico é precária uma vez que as sondagens realizadas pela CPRM objetivaram mapear jazidas de carvão situadas abaixo do pacote de idade Cenozóica. Na maioria absoluta das sondagens a informação do perfil litológico superior a camada de interesse foi ignorada em época daquele estudo.

Na tentativa de refinar estes dados buscou-se realizar nova campanha de geofísica que, devido a recursos escassos, limitou o número de sondagens. Deste modo, para melhor aproveitamento destes perfis houve a preocupação que a locação destes novos pontos fosse

onde já era conhecida a existência de poços que apresentavam surgência caracterizando confinamento do aquífero.

Foi empregado o método eletrorresistividade, através da técnica de sondagens elétricas verticais - SEV, arranjo schlumberger, com distância AB entre os eletrodos de corrente de até 800 metros. Foram realizadas três sondagens elétricas em um perfil de direção aproximada norte - sul, e afastamento entre as mesmas da ordem de 550 metros. A Figura 4.7 apresenta a localização das SEV's realizadas.

Os resultados obtidos nas modelagens das SEVs realizadas são apresentados a seguir nas Tabelas 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e Figura 4.8. A Tabela 4.6 mostra as coordenadas das SEVs bem como as cotas de topo e base do aquífero. A provável correlação geológico-geofísica apresentada nas tabelas baseia-se em calibrações de sondagens elétricas verticais realizadas em poços profundos existentes na região, com geologia semelhante (Costa, 2002b).

As SEVs 01 e 03 definem o aquífero na área, que torna-se menos espesso, 37 para 18,5 metros, e mais argiloso para nordeste. Na SEV-02 as condições são distintas: o aquífero é praticamente superficial (livre), com 17,8 metros de espessura. Na profundidade do que seria a extensão do aquífero confinado com drenança os sedimentos tornam-se excessivamente argilosos.

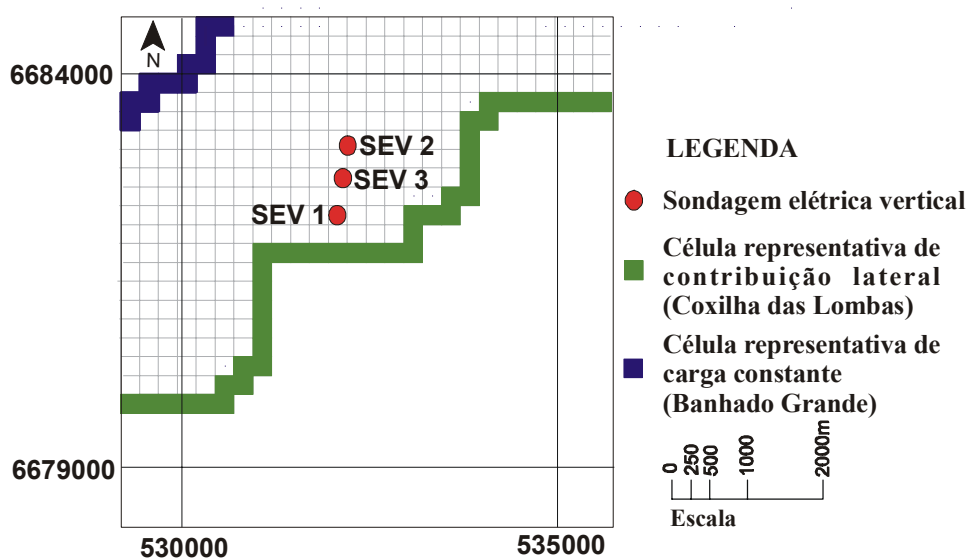


Figura 4.7: Localização das SEVs 01, 02 e 03.

Tabela 4.3: Perfil da SEV-01.

Camada N	Resistividade ohm.m	Espessura m	Correlação geológico-geofísica provável
1	1087	1.19	Areia superficial seca
2	33.6	2.13	Material argilo-arenoso
3	137	10	Material areno-argiloso
4	61.2	8.46	Material silte-argiloso
5	865	37	Areia com água doce – Aquífero
6	18.1	-	Sedimento argiloso na base

Fonte: Costa, 2002b.

Tabela 4.4: Perfil da SEV-02.

Camada N	Resistividade ohm.m	Espessura m	Correlação geológico-geofísica provável
1	734	1.98	Areia superficial úmida
2	25.4	0.54	Material argilo-arenoso
3	789	17.8	Areia com água doce – Aquífero
4	65.1	-	Areno-argiloso na base

Fonte: Costa, 2002b.

Tabela 4.5: Perfil da SEV-03.

Camada N	Resistividade ohm.m	Espessura m	Correlação geológico-geofísica provável
1	680	1.13	Areia superficial úmida
2	70.1	5.16	Material areno-silte-argiloso
3	8.7	2.39	Material argiloso impermeável – confinante
4	24.8	24.1	Material argilo-arenoso
5	652	18.5	Areia com água doce – Aquífero
6	22.8	-	Sedimento argiloso na base

Fonte: Costa, 2002b.

Tabela 4.6: Coordenadas, cotas de topo e base do aquífero nas SEVs 01, 02, 03.

SEV	Coordenadas		Topo (m)	Base (m)
	EW	NS		
01	532016	6682101	9	-28
02	532182	6683226	20,2	2,7
03	532129	6682600	-7,6	-25,6

Costa (2002b) conclui que na área estudada existe uma camada porosa e permeável ao norte da Coxilha das Lombas, em uma faixa de cerca de um quilômetro de extensão, com espessura decrescente para nordeste. Apresenta-se confinada por camadas argilosas impermeáveis no topo, na base e ao nordeste. As areias saturadas da Coxilha das Lombas, situadas em cotas superiores, fazem a recarga do aquífero e permitem a surgência de até 2 metros de altura observada nos poços existentes no local.

Da junção dos dados obtidos com geofísica foi possível gerar as superfícies do domínio vertical da camada aquífera. Com isto temos nas Figuras 4.9 e 4.10 as curvas de nível representativas das cotas de base e topo do pacote Cenozóico da área designada como aquífero confinado geradas por krigagem, como posteriormente foram fornecidas ao modelo.

4.2.5 Pontos de Controle

Os pontos de cargas observadas são pontos com cargas hidráulicas médias em locais do domínio do fluxo subterrâneo. Os valores numéricos utilizados são os disponíveis na relação dos poços construídos dentro da área de interesse.

Tornou-se necessário utilizar apenas os dados de poços catalogados em pesquisa de campo realizada em 2002 pois não haviam registros junto a instituições competentes como CORSAN, DNPM, CPRM e empresas particulares. Deve-se, no entanto, fazer a ressalva quanto aos poços encontrados de que, a instalação destes não possui qualquer tipo de relatório de pesquisa e projeto técnico de execução pois foram realizados por profissionais sem conhecimento e atribuição técnica.

Para todas as residências visitadas o abastecimento é realizado através de água subterrânea advinda de poços cacimba ou tubulares. Apresenta-se evidente a crescente substituição da utilização dos poços cacimba pelos poços tubulares.

Como os poços tubulares foram construtivamente instalados com ligação direta a caixa d'água, não foi possível a execução de medições de nível ou teste de bombeamento. Desta forma optou-se por utilizar os dados dos poços surgentes, por serem valores verificados. A Tabela 4.7 apresenta os dados levantados destes poços onde a ausência de informação encontra-se simbolizada por S.D. (sem dado). A informação sobre a profundidade do poço foi fornecida pelos proprietários (dados não verificados).

Na Figura 4.11 1a e 1b observa-se a vazão excedente (água excluída da caixa d'água) do poço instalado na propriedade da Sra. Leda da Rocha Gil onde a pressão de confinamento torna possível que a água chegue a caixa d'água sem bombeamento. Da mesma forma em 2a e 2b onde apresenta-se o mesmo fato na residência do Sr. Djalma José Pereira.

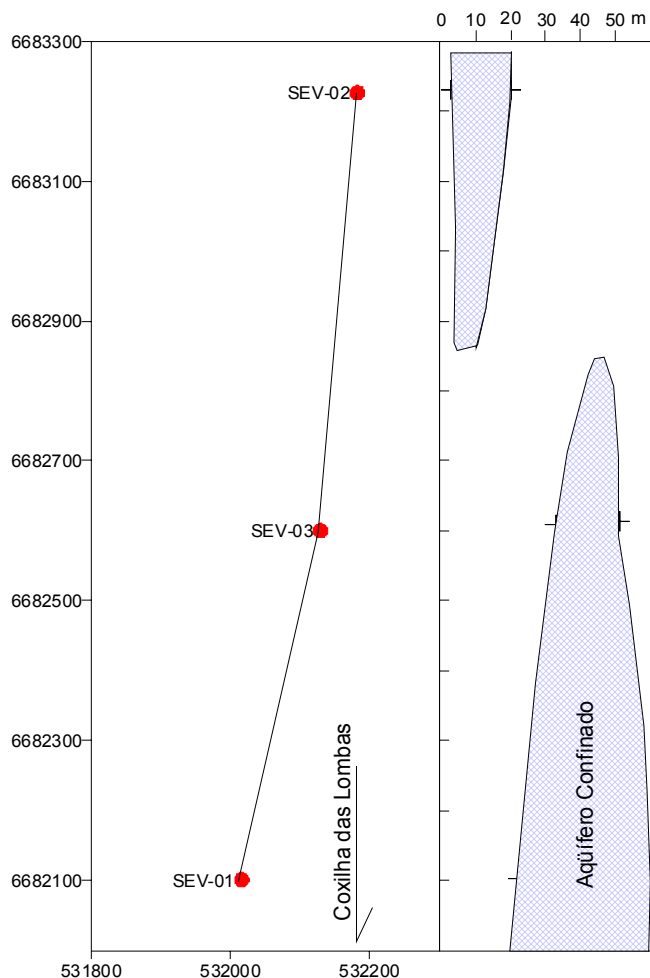


Figura 4.8: Seção composta pelas SEVs 01, 02 e 03 (modificado de Costa, 2002b).

Tabela 4.7: Localização e nível d'água dos poços da região.

Proprietário	Coordenadas		Profundidade (m)	MNT (m)	Nível d'água (m)
	EW	NS			
Adão Gomes dos Santos	530453	6681058	42	40	S.D.
Alfredo Santana Gonçalves	529880	6681596	40	36	S.D.
Celso José Gomes	536092	6682848	75	64,3	S.D.
Djalma José Pereira	531887	6682332	46	29,1	Surgente
Leda da Rocha Gil	531716	6682188	50	31,3	Surgente
Monoel Ferreira da Costa	532997	6683183	60	27,7	S.D.
Nino Moren Pires dos Santos	531368	6681677	47	35,9	Surgente

Esta situação é comum entre os moradores deste vilarejo, sendo verificada em um raio pequeno de abrangência não fazendo-se necessário a catalogação de todos os poços pois, para o modelo, estariam representando basicamente o mesmo ponto. Esta observação não significa que a surgência se restringe a esta área mas apenas que é verificada nesta região. Esta poderia ocorrer em outras áreas mais distantes porém não foram verificadas no momento pela ausência de perfurações.

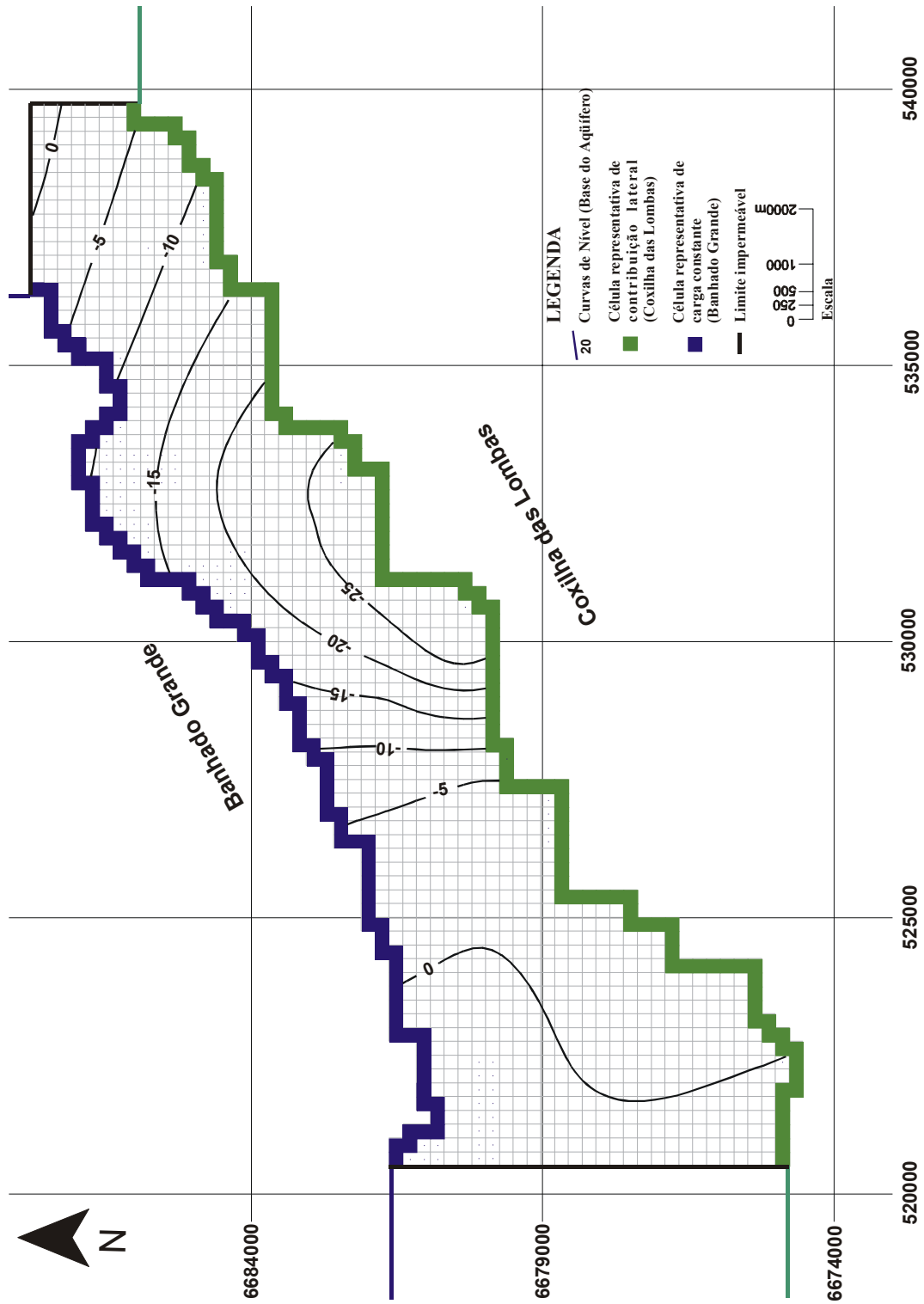


Figura 4.9: Curvas de nível representativas das cotas de base do pacote Cenozóico modelado da área designada como aquífero confinado com drenança.

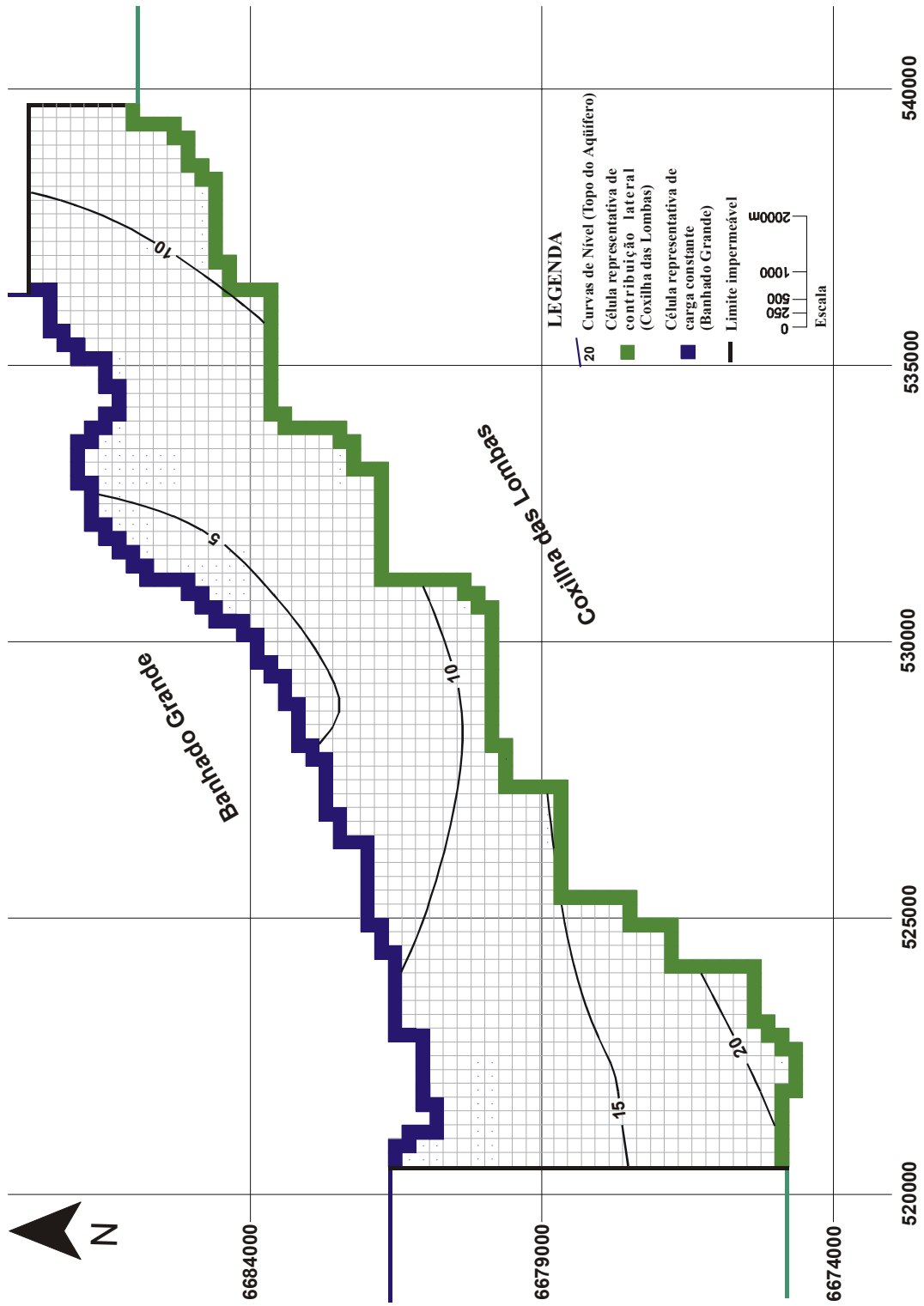


Figura 4.10: Curvas de nível representativas das cotas de topo do pacote Cenozóico modelado da área designada como aquífero confinado com drenança.



Figura 4.11: Vazão excedente das caixas d'água.

4.2.6 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica na área da modelagem foi atribuída tomando como referência valores consagrados na literatura para a litologia semelhante a região. O valor adotado foi de 5×10^{-4} m/s correspondente a areia segundo McWhorter e Sunada (1985).

CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

Neste capítulo são descritos os resultados das simulações e que tiveram como objetivos calibrar o modelo e verificar o comportamento hidrogeológico do sistema.

As simulações foram efetuadas inicialmente para calibração e posteriormente em três estágios discriminados como cenários 1, 2 e 3. Para cada um dos cenários fez-se as simulações em termos de números de habitantes possíveis de serem abastecidos por tais explorações. Primeiramente, no cenário 1, a localização das baterias de poços na simulação foi aplicada na região de maior possibilidade de exploração, ou seja, onde as cotas potenciométricas eram maiores. O segundo cenário obedeceu o mesmo critério que o primeiro, agora porém, para uma nova possibilidade de locação das baterias de poços menos propícia para a exploração que o primeiro cenário. E no terceiro cenário fez-se a simulação conjunta dos dois primeiros.

5.1 CALIBRAÇÃO

A calibração do modelo numérico envolveu o ajuste dos parâmetros do modelo até equiparar satisfatoriamente as cargas hidráulicas observadas em campo (pontos de controle). O MNT foi também considerado principalmente na porção oeste onde não existem pontos de controle. Ao longo deste processo de ajuste o parâmetro do modelo variado até a obtenção de um modelo calibrado foi a drenança, mantendo-se fixa a condutividade hidráulica.

Os valores de drenança apresentaram-se particionados em quatro regiões; onde, da esquerda para a direita respectivamente correspondem a valores iguais a 3×10^{-8} m/s, 7×10^{-8} m/s, 9×10^{-8} m/s e 4×10^{-8} m/s (Figura 5.1) todos com sinal negativo para efeito do modelo.

O sinal negativo para os valores de drenança demonstram que o aquífero está cedendo água, representando a saída desta água do sistema confinado como uma contribuição ao aquífero freático.

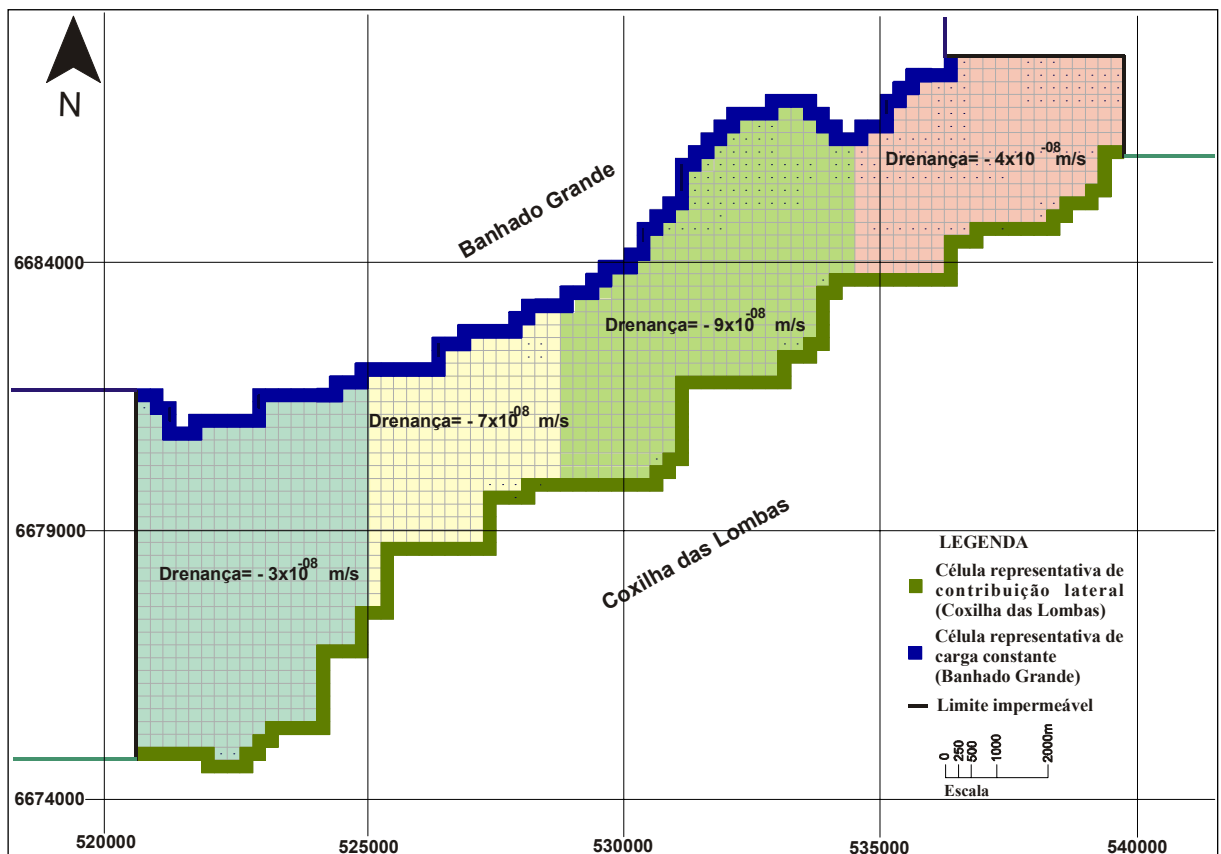


Figura 5.1: Divisão da área modelada quanto aos valores obtidos de drenança do aquífero na modelagem.

Quanto a ordem de grandeza dos valores de drenança, percebe-se serem representativos de litotipos como areias finas a argilosas, que é o caso do material constituinte da zona de confinamento, por onde se dá a passagem da água do aquífero confinado em direção ao freático. Os valores de drenança na ordem de 10^{-8} m/s, encontram-se na mesma ordem de grandeza das condutividades hidráulicas de 0,1 a 47×10^{-10} m/s (McWhorter e Sunada, 1985) encontrados para as argilas.

A diferença dos valores de drenança pode ser explicada através da análise da compartimentação do aquífero em dois setores conforme descrito no item 4.1. Assim, temos o setor I com maior potencial de confinamento na região central onde as drenanças são maiores, respectivamente 7×10^{-08} m/s e 9×10^{-08} m/s. Já no setor II com menor potencial de confinamento, foi obtido um valor de drenança de 4×10^{-08} m/s.

Para a porção a esquerda, onde o menor valor de drenança encontrado no ajuste é de 3×10^{-08} m/s, temos que a área de contribuição da zona de recarga correspondente a esta porção é menor do que no restante da área modelada.

O resultado do ajuste, sob o regime de fluxo permanente, é apresentada na Figura 5.3 onde estão desenhadas as curvas equipotenciais calculadas pelo método das diferenças finitas. A superfície potenciométrica resultante da simulação consiste em uma tentativa de reprodução da superfície potenciométrica observada pelos pontos de controle (dados de campo).

A observação das linhas equipotenciais na Figura 5.3 mostra que o regime de fluxo se dá de sudeste a noroeste ou seja, da Coxilha das Lombas ao Banhado Grande. Os maiores valores destas equipotenciais se apresentam no limite com a Coxilha onde se tornam coincidentes com as cotas topográficas com valores médios em torno de 40 metros. As linhas equipotenciais de menor valor acompanham a extensão lateral do Banhado Grande com exceção da lateral esquerda onde a linha equipotencial é de 15 metros.

O balanço hídrico da área modelada, representado esquematicamente na Figura 5.2, mostra que o aquífero cede em parte da superfície de contato, $0,054 \text{ m}^3/\text{s}$ para o Banhado Grande. Por outro lado, em outra parte da superfície de contato o aquífero recebe $0,794 \text{ m}^3/\text{s}$ do Banhado Grande. A outra parcela cedida pelo aquífero em direção ao freático, de $4,848 \text{ m}^3/\text{s}$, corresponde a parcela que pode ser considerada para efeitos de aproveitamento deste manancial.

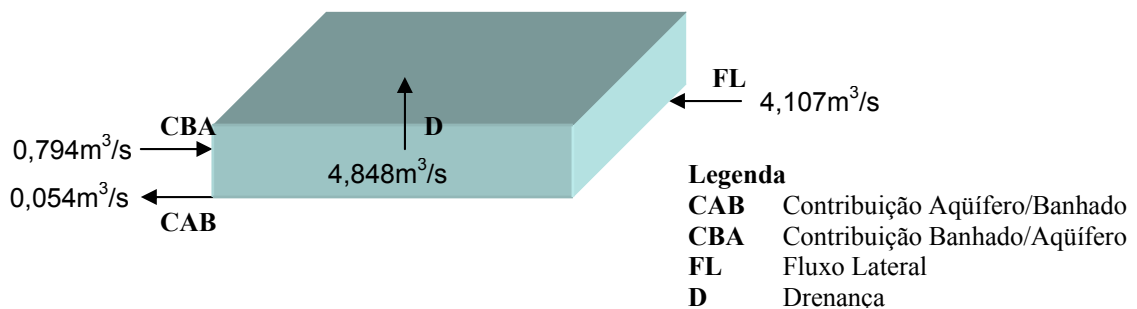
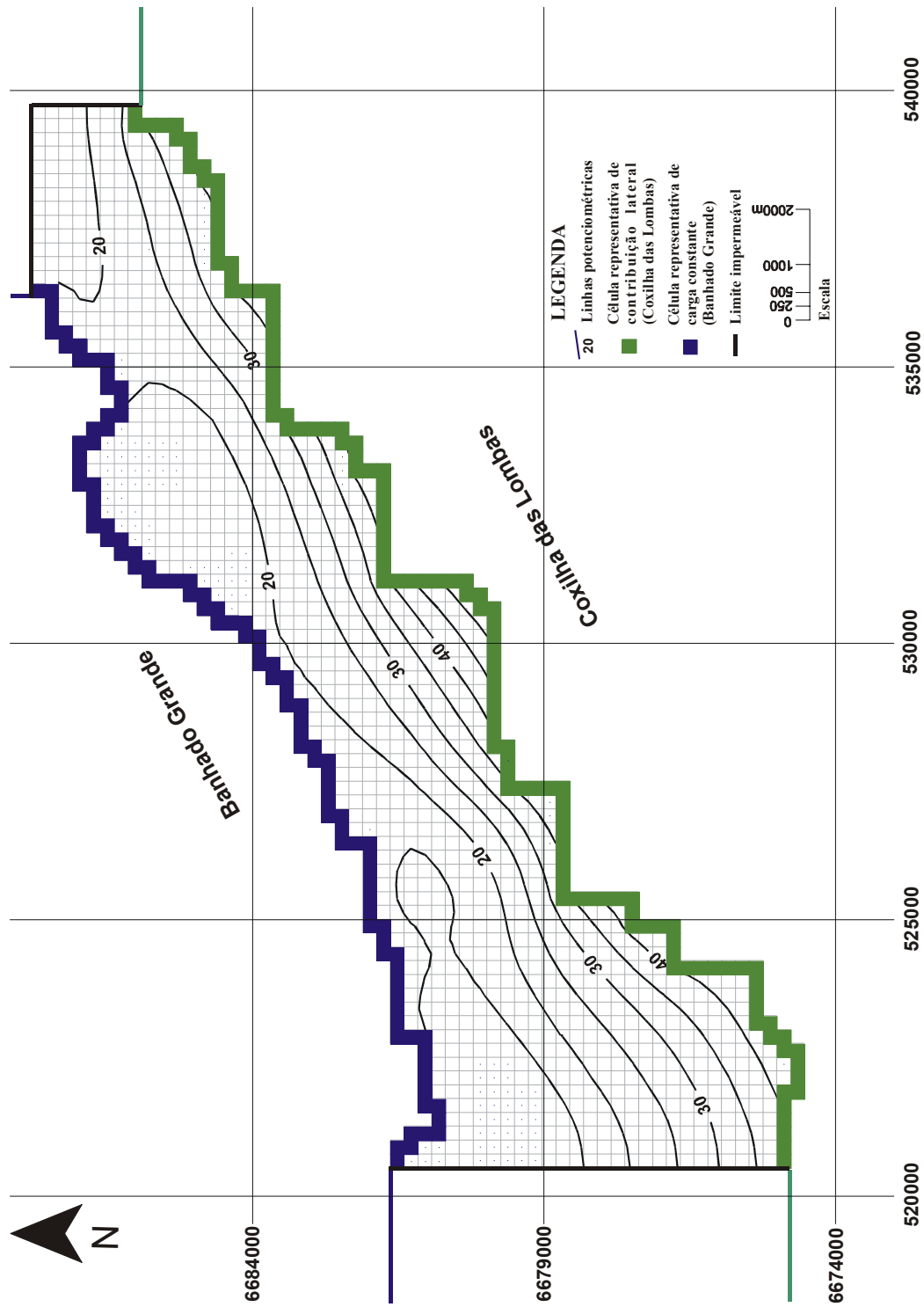


Figura 5.2: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico.



5.3: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí.

A principal contribuição ao aquífero se dá através do fluxo lateral pela Coxilha das Lombas (4,107 m³/s) resultado da infiltração proveniente da precipitação na zona de recarga. Observando os volumes de entrada e saída do modelo percebe-se que praticamente todo o volume que entra como fluxo lateral é cedido ao aquífero freático através da drenança.

5.2 CENÁRIOS

Após a calibração do modelo de fluxo do aquífero o modelo foi utilizado para estabelecer cenários prognósticos de utilização desta reserva em regime de fluxo permanente. Para tanto foram analisados dois cenários individuais com distinta localização de poços, e um terceiro que analisou a descarga conjunta obtida nos dois primeiros cenários.

A simulação de cenários tem a intenção de testar a resposta do modelo em relação as hipóteses de vazões possíveis de serem exploradas deste sistema. Para tanto e assumindo uma atitude conservacionista estabeleceu-se um limite de retiradas otimizando a possível utilização deste aquífero. Esta medida tem o objetivo de manter a reserva, conservando seu confinamento pela preservação da pressão no seu interior.

Um dos efeitos adversos do bombeamento excessivo do aquífero confinado com drenança pode ser um abaixamento das camadas de argila sobre o aquífero devido a uma redução na pressão dos poros. Segundo Aron (1972) da mesma forma que o colapso de um aquífero é irreversível, a subsidência das argilas é também irreversível.

McWhorter e Sunada (1985) descrevem que se o rebaixamento em um poço perfurado em aquífero não confinado for maior que 70% da espessura do aquífero, o incremento na produção deste poço não será representativo, pois o rebaixamento do topo deste aquífero tenderá a se manter estabilizado na sua proximidade.

Como a intenção aqui é simplesmente não atingir o topo do aquífero, estabeleceu-se como limite máximo de rebaixamento o valor de 80 % da distância entre o topo do aquífero e a superfície potenciométrica antes da exploração do aquífero.

Após estabelecido este critério e para auxiliar nas simulações dos cenários de retirada d'água do aquífero, gerou-se uma superfície potenciométrica limite através do

equacionamento das duas superfícies (topo do aquífero e superfície potenciométrica antes das simulações de exploração do aquífero). Assim,

$$LR = CTA + 0,2(SPA - CTA) \quad \text{Equação 5.1}$$

onde,

LR = Limite de Retirada

CTA = Cota de Topo do Aquífero

SPA = Superfície Potenciométrica do Aquífero

A Figura 5.4 a seguir apresenta a superfície potenciométrica do regime de equilíbrio assumido como limite e, a Figura 5.5 apresenta a sobreposição da superfície limite e a linhas potenciométricas obtidas no modelo.

Da análise da Figura 5.5 percebe-se que na lateral esquerda na porção próxima ao Banhado Grande, não seria possível a retirada de água pois já se encontra próxima a situação modelada sem exploração. Em situação similar encontra-se a lateral direita, no limiar do limite estabelecido.

Desta forma, teremos que a região onde seria possível a simulação de exploração do aquífero sem maiores prejuízos ao setor confinado seria a região central onde a coluna d'água até o limite de retiradas apresenta aproximadamente 10 metros.

Assume-se a situação atual de demandas como insignificante em relação aos cenários simulados pois as retiradas atuais são utilizadas apenas para abastecimento doméstico em zona rural, em poucas residências e não ocorre em regime contínuo.

De maneira a estabelecer uma forma prática de criação dos cenários a serem estudados e, partindo-se da premissa que este aquífero se apresenta como uma reserva estratégica para atendimento populacional, fixou-se as demandas em termos do número possível de habitantes a serem atendidos.

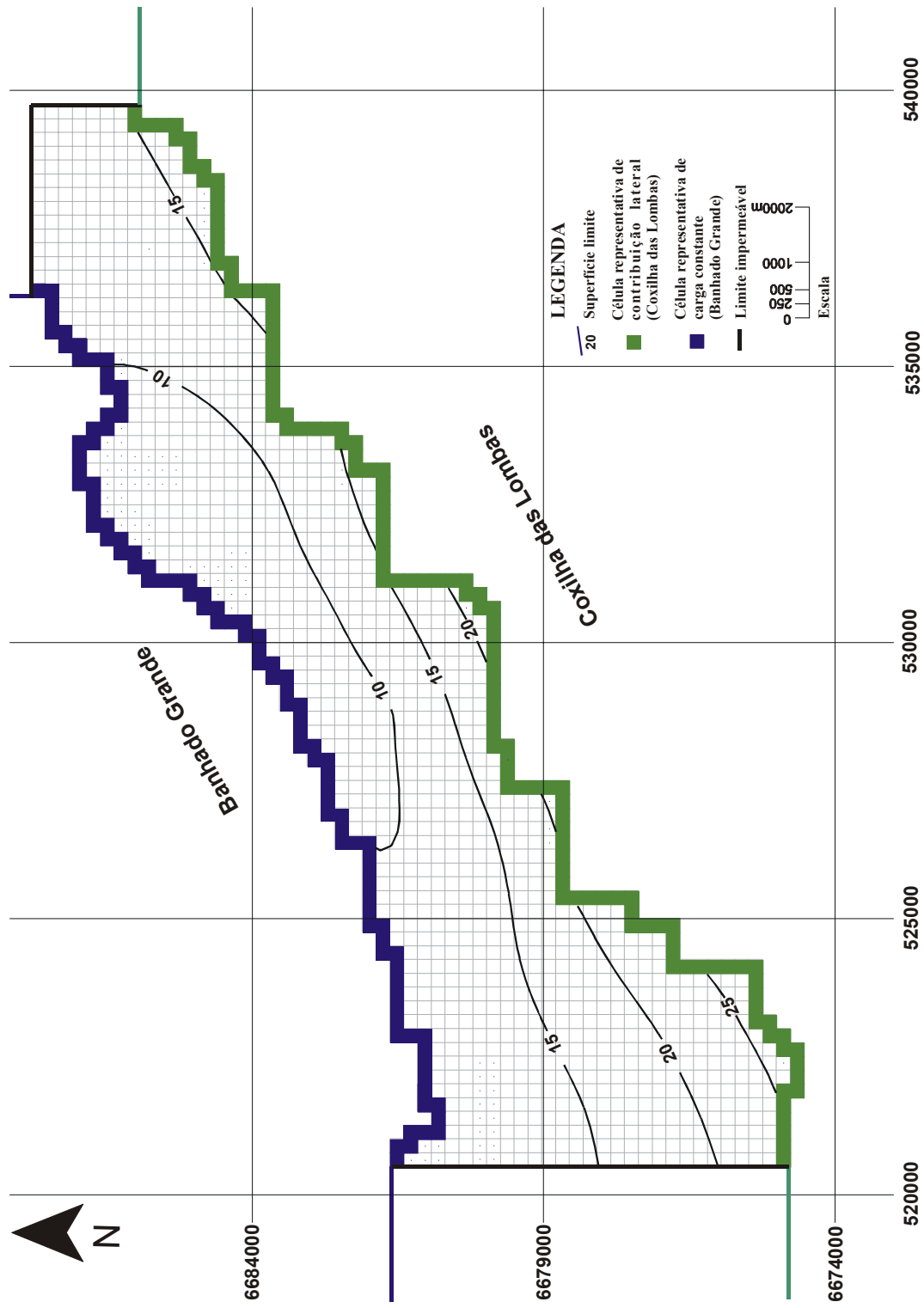


Figura 5.4: Superfície limite estabelecida para retiradas do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí.



Figura 5.5: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí sobreposto a superfície limite estabelecida para retiradas.

Assim, adotou-se o valor de 200 litros por dia per capita ($2,31 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$) conforme o Código de Instalações Prediais de Água e Esgoto nº 9369/88 da Prefeitura Municipal de Porto Alegre (Porto Alegre, 1991), que estabelece este como valor mínimo para o consumo em apartamentos e residências.

Para efeito de interpretação das figuras expostas a seguir vale salientar que as descargas simuladas em cada célula são representativas de poços. Para cada um dos poços a vazão máxima simulada condiz com a produção deste sistema aquífero em outras regiões conforme exposto na descrição hidrogeológica do Capítulo 2.

5.2.1 Cenário 1

Neste cenário deu-se início a simulação da exploração por poços no local onde apresentaram-se as maiores espessuras entre a superfície limite de retiradas e a superfície potenciométrica no equilíbrio. No total foram simuladas 6 baterias de 4 poços cada locados na porção oriental do aquífero conforme pode ser observado na Figura 5.6.

O resultado desta simulação mostra que o número de habitantes máximo possível a serem atendidos pela descarga destes poços, sem atingir o limite de retiradas, é de 264.000 sendo a descarga total correspondente igual a $0,610 \text{ m}^3/\text{s}$. A descarga por poço e bateria bem como a população abastecida por cada um deles pode ser observada na Tabela 5.1.

Na Figura 5.6 pode-se analisar o rebaixamento causado por estas descargas às curvas potenciométricas após a simulação. Temos, que na região onde foram simuladas as descargas a curva potenciométrica menor agora é de 10 metros atendendo o limite estabelecido

O balanço hídrico para este cenário (Figura 5.7) em relação a situação sem a aplicação de descarga do aquífero, apresenta mudança no limite onde a carga é constante, ou seja, a contribuição do Banhado Grande para o aquífero passaria a ser da ordem de $1,404 \text{ m}^3/\text{s}$ enquanto as perdas para o banhado se manteriam estáveis em $0,054 \text{ m}^3/\text{s}$ representando uma diferença de $1,349 \text{ m}^3/\text{s}$.

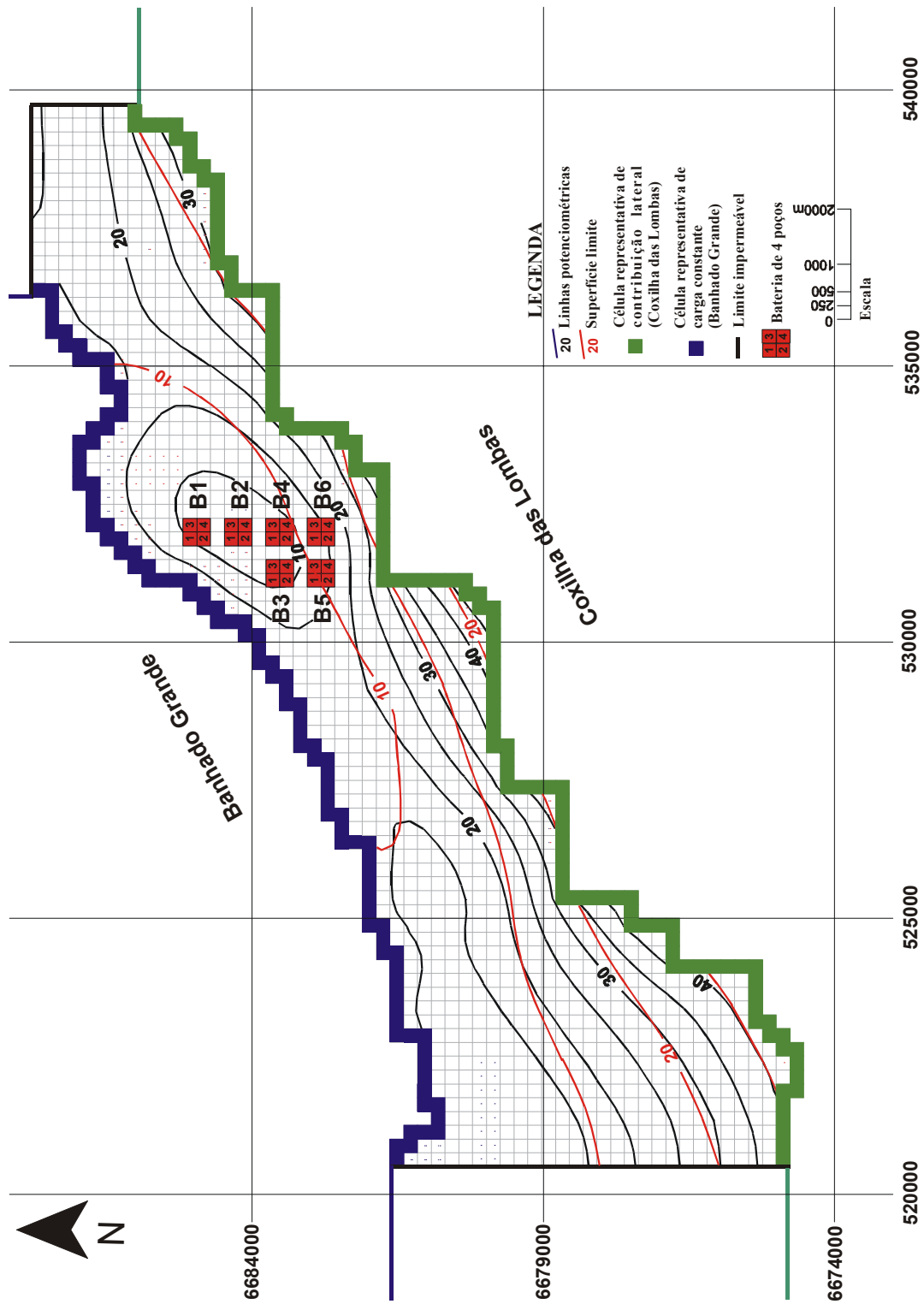


Figura 5.6: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 1.

Tabela 5.1: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão referente, ao cenário 1.

Bateria	Número de habitantes abastecidos por poço	Total abastecido por bateria	Vazão por poço (m ³ /s)	Vazão por bateria (m ³ /s)
1	6000	24000	0,014	0,055
2	12000	48000	0,028	0,111
3	12000	48000	0,028	0,111
4	12000	48000	0,028	0,111
5	12000	48000	0,028	0,111
6	12000	48000	0,028	0,111
Total	-	264000	-	0,610

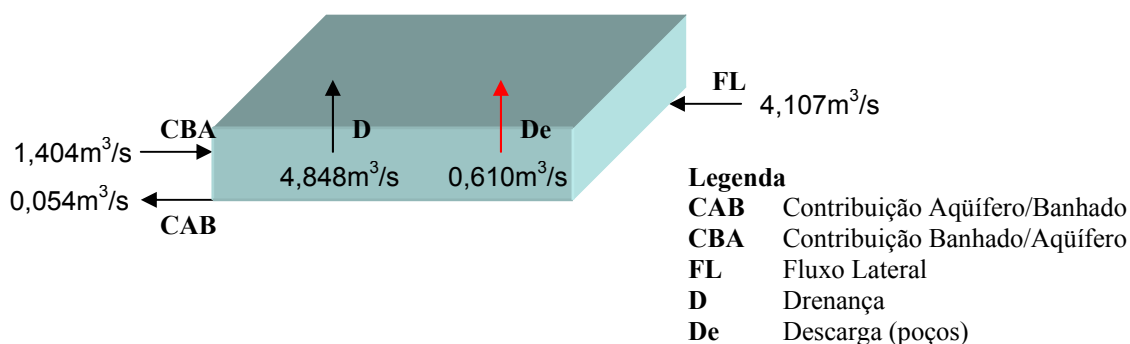


Figura 5.7: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário 1.

5.2.2 Cenário 2

Para este cenário optou-se por simular uma nova situação distinta da primeira em uma região que, da mesma forma, também apresenta espessuras consideráveis entre a superfície limite de retiradas e a superfície potenciométrica.

Assim, conforme observação da Figura 5.8 simulou-se 3 baterias de poços locados na porção central da área. Nesta mesma figura também pode-se ver o resultado desta simulação nas linhas potenciométricas. Em relação a situação sem aplicação de descargas este cenário não apresenta alterações consideráveis. Apenas a linha potenciométrica de 20 metros foi a mais deslocada na direção dos poços simulados.

Os poços para esta situação atenderiam a uma população de 78.000 habitantes através de uma descarga do aquífero igual a 0,180 m³/s. Na Tabela 5.2 é possível analisar a descarga por poço bem como a população que cada um poderia atender.

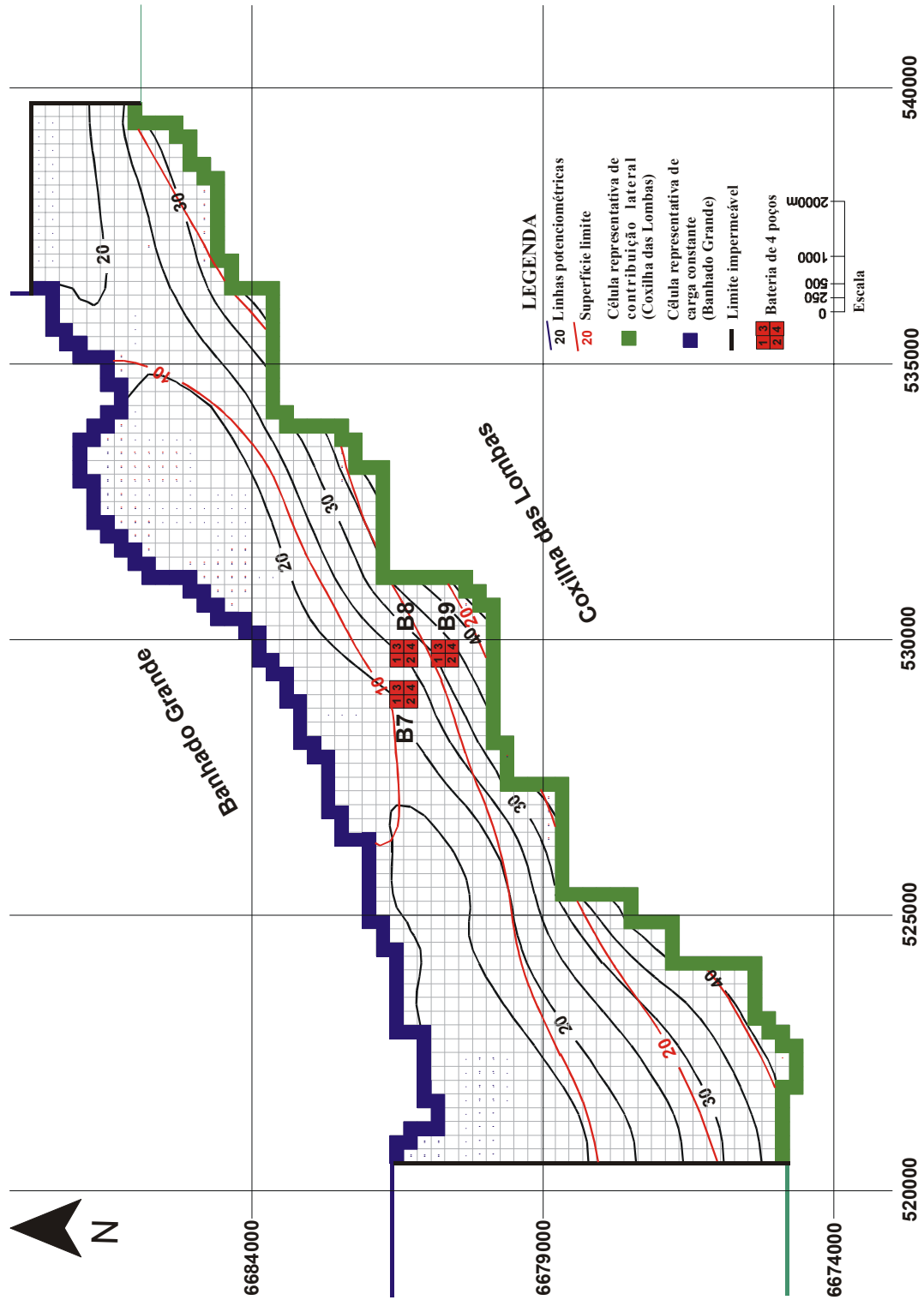


Figura 5.8: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 2.

Para o balanço hídrico deste cenário (Figura 5.9) teremos que a as perdas do aquífero para o Banhado Grande continua sendo 0,054 m³/s enquanto que a contribuição do banhado para o aquífero passa a ser de 0,974 m³/s correspondendo a uma diferença de entrada e saída no sistema de 0,920 m³/s.

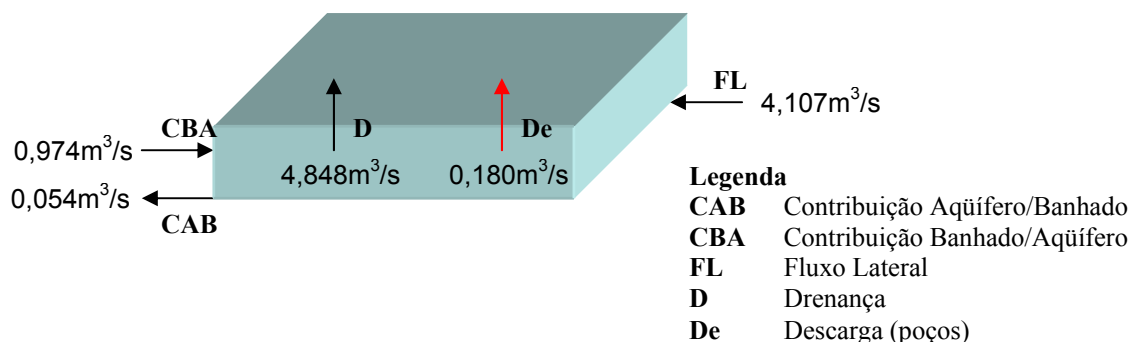


Figura 5.9: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário2.

Tabela 5.2: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão, referente ao cenário 2.

Bateria	Número de habitantes abastecidos por poço	Total abastecido por bateria	Vazão por poço (m ³ /s)	Vazão por bateria (m ³ /s)
7	6500	26000	0,015	0,060
8	6500	26000	0,015	0,060
9	6500	26000	0,015	0,060
Total	-	78000	-	0,180

5.2.3 Cenário 3

Esgotadas as possibilidades de que outros setores da área pudessem sustentar a instalação de novas baterias de poços cujas descargas preservassem o limite estabelecido, optou-se por executar a simulação dos cenários anteriores conjuntamente.

Assim sendo, a posição onde haviam sido locadas as bateria de poços dos cenários 1 e 2 foram mantidas. Porém, para que o limite de retiradas não fosse ultrapassado, algumas alterações se fizeram necessárias. Na análise da Figura 5.10 e na Tabela 5.3 percebe-se que houve a supressão da bateria de poços número 9. Já para as baterias de poços de número 7 e 8

os valores passaram a ser de 3.000 e 4.000 habitantes respectivamente por poço. Sendo seu equivalente em descarga no total das baterias igual a 0,028 e 0,037 m³/s.

Com estas mudanças a simulação do cenário 3 demonstrou ser possível o atendimento de uma população que perfaz um total de 292.00 habitantes sendo a descarga necessária para abastecê-la equivalente a 0,675 m³/s.

Na Figura 5.10 é possível observar a composição final das linhas potenciométricas para esta simulação. Da mesma forma que no cenário 1, na região onde foram simuladas as descargas a curva potenciométrica menor agora é de 10 metros atendendo o limite estabelecido

Neste cenário o balanço hídrico (Figura 5.11) apresentou uma diferença de 1,414 m³/s pela entrada e saída no limite do Banhado Grande com o aquífero onde, a contribuição do banhado é de 1,468 m³/s e a perda do aquífero para o banhado continua sendo de 0,054 m³/s.

Tabela 5.3: Possibilidade de atendimento por poço e sua respectiva vazão, referente ao cenário 3.

Bateria	Número de habitantes abastecidos por poço	Total abastecido por bateria	Vazão por poço (m ³ /s)	Vazão por bateria (m ³ /s)
1	6000	24000	0,014	0,055
2	12000	48000	0,028	0,111
3	12000	48000	0,028	0,111
4	12000	48000	0,028	0,111
5	12000	48000	0,028	0,111
6	12000	48000	0,028	0,111
7	3000	12000	0,007	0,028
8	4000	16000	0,009	0,037
Total	-	292000	-	0,675

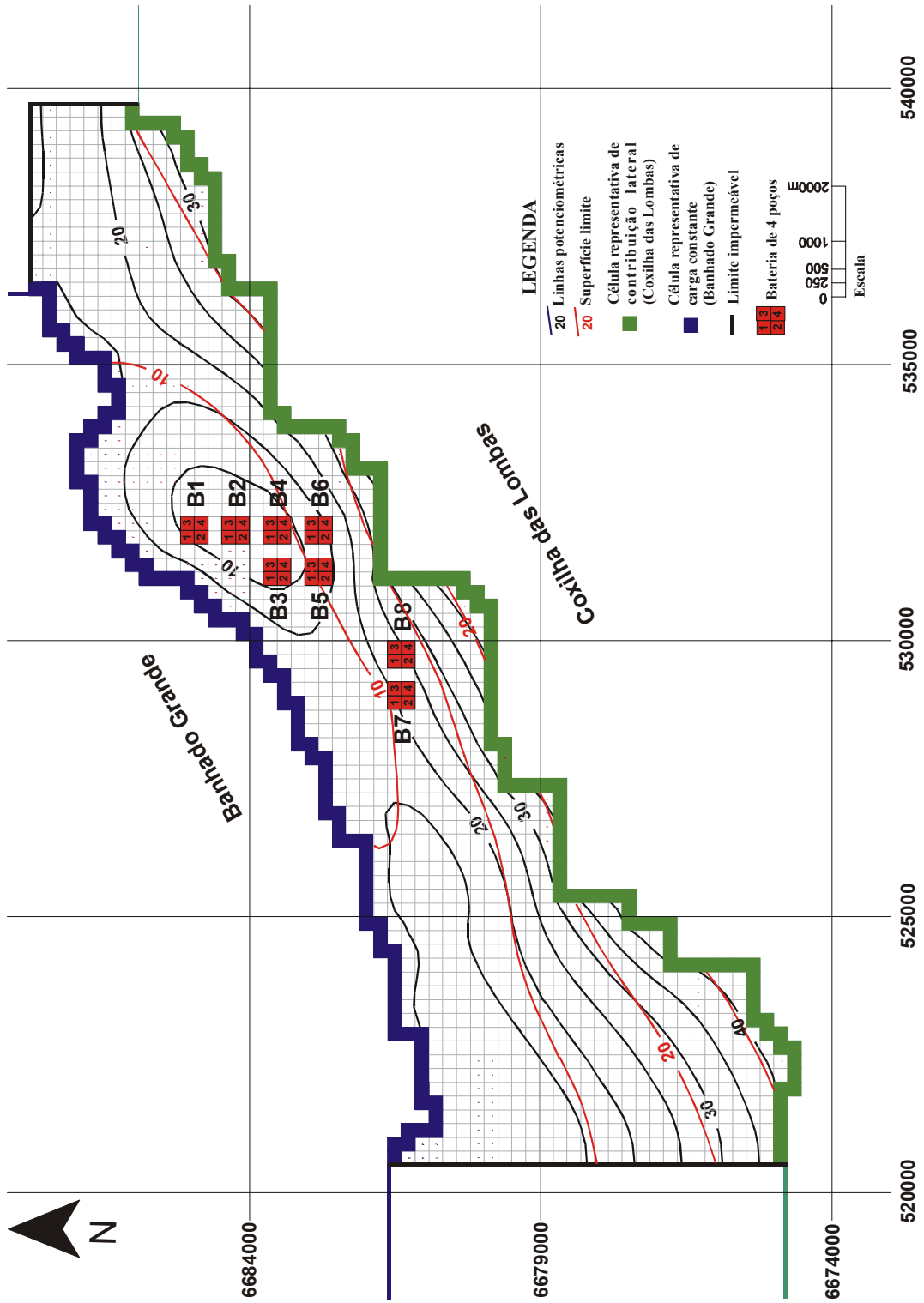


Figura 5.10: Potenciometria do sistema aquífero Cenozóico modelado da bacia hidrográfica do rio Gravataí para o cenário de retiradas 3.

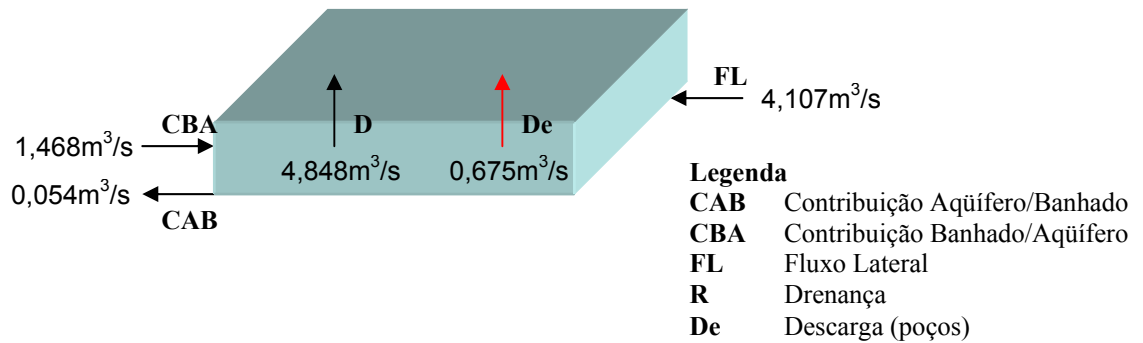


Figura 5.11: Balanço hídrico do aquífero Cenozóico após simulação do cenário 3.

5.2.4 Análise do Limite entre o Banhado Grande e o Aquífero

Aqui faz-se uma análise do que foi descrito anteriormente neste capítulo sobre as vazões de entrada e saída no limite entre o aquífero e o Banhado Grande.

A observação dos resultados obtidos nas simulações dos cenários 1, 2 e 3 mostra que os valores das vazões referentes a perdas do aquífero para o Banhado Grande se mantêm estáveis com o acréscimo das descargas pela instalação das baterias de poços. Porém, a contribuição do Banhado Grande para o aquífero sofre uma elevação com o aumento das retiradas, representando portanto, que parte do suprimento para esta demanda viria do Banhado Grande. Este se apresenta como um bom aspecto no sentido da manutenção da reserva do aquífero.

Deve-se salientar que em todos os cenários a opção foi retirar água do Banhado Grande para suprir o abastecimento considerando-se que o nível do banhado não sofre alteração devido ao bombeamento no aquífero, ou seja, assumindo que a capacidade de suprimento do banhado seja infinita (carga constante). Esta simplificação poderá ser corrigida em outras simulações se houver conhecimento suficiente do regime hídrico do banhado.

Segundo Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2002) a menor vazão média mensal a jusante do Banhado Grande é de 3,05 m³/s no mês de janeiro sendo a média anual igual a 10,95 m³/s. Considerando que o período de irrigação do arroz é de 100 dias distribuídos nos meses de novembro a março e, segundo o mesmo relatório, as vazões hoje

retiradas do Banhado Grande para irrigação do arroz são da ordem de 3,763 m³/s, pode-se comparar estes valores a máxima contribuição do banhado ao aquífero obtida nas simulações, 1,468 m³/s. Assim, a demanda atribuída a instalação destas baterias de poços não representaria prejuízo ao Banhado Grande. Havendo ainda a possibilidade de diminuir a retirada para irrigação do arroz em função de outro uso desta água (abastecimento público).

5.3 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DA ÁGUA ANALISADOS

Neste item faz-se uma breve descrição sobre o aspecto qualidade da água deste manancial. Fica porém o registro de que não houve neste trabalho a pretensão de classificar estas águas, apenas fez-se uso de equipamento disponível para análise no local do poço em campanhas de campo realizadas para outros fins.

Para a correta classificação da água é necessário a análise destes e de outros parâmetros, alguns em laboratório, conforme especificações técnicas.

Salienta-se também que as análises não foram feitas em condições ideais pois os poços, como já comentado anteriormente, encontravam-se lacrados não havendo acesso direto a água pela boca do poço além de apresentarem diâmetro dos canos menor que o coletor do equipamento. Assim, nesta condição atípica de coleta, os valores medidos para cada parâmetro devem ter sofrido alterações, pois dependiam da manutenção dispendida pelos proprietários ao poço, caixa d'água e canalização.

Analisou-se parâmetros físico-químicos no próprio local através da utilização de um multisensor de qualidade de água (equipamento HORIBA U-10). Estes parâmetros foram: pH, condutividade elétrica, turbidez, oxigênio dissolvido, temperatura e salinidade (Tabela 5.4).

Especificamente para o poço do Sr. Manoel Ferreira da Costa (Tabela 5.4) deve ser feita a ressalva de que os parâmetros podem estar alterados através de influências externas pois o poço não se encontrava selado.

Da análise da Tabela 5.4 vemos que o potencial de hidrogênio, pH, que expressa a concentração de íons hidrogênio de uma solução, apresentou valores situados entre 4,83 e 7,78. Estes valores mostraram uma característica levemente ácida. Em águas de

abastecimento baixos teores de pH podem contribuir para sua corrosividade e agressividade, enquanto que valores elevados aumentam a possibilidade de incrustações (Sperling, 1997).

Tabela 5.4: Parâmetros físico-químicos da água dos poços da região.

Proprietário	pH	Turbidez	OD (mg/l)	Condutividade ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Salinidade (%)
Djalma José Pereira	5,43	107	6,71	55	21,6	0
Leda da Rocha Gil	5,07	43	6,94	32	21,6	0
Celso José Gomes	5,42	35	9,01	61	20,7	0
Monoel Ferreira da Costa	7,78	7	7,9	423	21,8	0,01
Nino Moren Pires dos Santos	4,83	0	6,9	41	21,2	0
Adão Gomes dos Santos	6,14	1	7,89	76	23,1	0
Alfredo Santana Gonçalves	5,27	8	6,95	144	23,8	0

A resolução do CONAMA N^o 20, 1986, instrumento responsável pela definição, quantificação e aplicação de padrões de qualidade, estabelece que para as águas de classe 1 o pH deve se encontrar entre 6,0 e 9,0. Os valores encontrados a classificariam como água salobra não destinada a consumo humano.

A turbidez decorrente da presença de substâncias em suspensão, orgânicas e inorgânicas em estado coloidal que absorvem e dispersam os raios luminosos, apresenta na maioria das amostras altos teores, bem acima do padrão de uma unidade, 1 NTU, usado para fins de potabilidade.

O oxigênio dissolvido, apesar de medido, não pode ser considerado nesta análise pois sua coleta passou ou por bombeamento ou por coleta em torneira o que com certeza alterou sua condição natural dentro do poço.

A temperaturas da água subterrânea se apresentam satisfatórias para o abastecimento. A salinidade não foi detectada nas amostras coletadas apenas na amostra do poço do Sr. Manoel Ferreira da Costa, assim mesmo com teor bastante baixo.

Segundo Sawyer e McCarty (1978) a condutividade de uma solução é a medida de sua habilidade de transmitir uma corrente elétrica, dependendo do tipo e número de íons que a solução contém. As águas naturais podem apresentar condutividade em teores que vão de 10 até 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em sistemas poluídos por esgotos domésticos ou industriais estes teores

podem chegar a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Castro, 1997). Para a água amostrada os valores situaram-se entre 32 até 423 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para o poço do Sr. Manoel Ferreira da Costa que extrapola a normalidade muito provavelmente pelo já citado fato de não se encontrar selado.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 CONCLUSÕES

A modelagem do aquífero Cenozóico evidenciou a importância da utilização dessas ferramentas numéricas na previsão do comportamento do aquífero quando da sua exploração. Neste trabalho, foi selecionado um modelo numérico da área de estudo que poderá ser bastante útil na previsão do comportamento deste manancial hídrico subterrâneo, face a possíveis configurações de bombeamento. Assim, foi iniciada uma avaliação sistêmica da questão deste recurso hídrico que deve ser continuada com modelos em escalas maiores de trabalho. Análise de sensibilidade do modelo implementado, bem como o refinamento da malha numérica, poderão ser conduzidos numa outra etapa do trabalho, quando da obtenção de maior quantidade de dados.

Através da metodologia utilizada no desenvolvimento deste trabalho, pode-se concluir que a qualidade e disponibilidade de dados relacionados a parâmetros hidrogeológicos são de fundamental importância para iniciar qualquer estudo neste sentido. Sendo assim, se reconhece que a modelagem conceitual hidrogeológica aqui aplicada foi básica em função da restrição de dados adquiridos e das simplificações adotadas. Apesar disto o resultado mostrou-se satisfatório, tratando-se de uma área onde nenhum estudo neste sentido havia sido aplicado.

As regiões aqui identificadas como zonas de recarga e confinamento contribuem para um melhor planejamento e gerenciamento da exploração deste aquífero. Isto possibilita o levantamento de zonas com maior confiabilidade de se obterem poços de melhor capacidade produtiva sempre observando o aspecto manutenção da superfície limite.

Quanto a metodologia aplicada temos que, a utilização de técnicas e produtos de sensoriamento remoto mostraram-se de grande eficiência na identificação das zonas de recarga confinamento e descarga, servindo também como auxiliar nas pesquisas de campo. De igual subsídio se mostrou o tratamento de dados através de técnicas de geoprocessamento como importante ferramenta na obtenção dos resultados finais.

Para toda área modelada os valores de drenança apresentaram-se negativos demonstrando que o aquífero está cedendo água ao aquífero freático. O que é também verificado pelo balanço hídrico onde temos que a contribuição lateral vinda da zona de recarga é totalmente cedida para o aquífero freático. Este fato sugere ser possível a exploração do aquífero livre ajustado ao confinado com drenança.

Quanto aos resultados, considerando as simplificações adotadas, observa-se que o aquífero apresenta potencialidade razoável. Se assumido como reserva estratégica como foi a proposta do trabalho, municípios como Alvorada, Cachoeirinha, Gravataí e Viamão que hoje, segundo Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2002) tem seu abastecimento feito por captações no rio Gravataí poderiam ter suprimento de água total ou parcial através da exploração deste manancial.

Salientando que a modelagem foi aplicada em um setor do aquífero, pode-se dizer que este não pode ser considerado uma grande reserva e sim, uma área de passagem da água advinda da recarga pela Coxilha das Lombas para o Banhado Grande. O conhecimento técnico específico desta área de estudo, a exemplo deste trabalho que foi limitado pela escassez de dados, deverá refletir subsídios que possibilitarão uma gestão mais otimizada e o uso sustentável deste manancial.

Reitera-se a importância da Coxilha das Lombas como zona de recarga para este aquífero e outros marginais a ela, devendo ser assumida como área vital para a manutenção do aquífero ora em estudo e dos outros sistemas aquíferos que ocorrem marginais a ela. Para tanto, dependerá dos órgãos competentes assumirem uma programação ordenada de ocupação desta região tanto no sentido preservação como no planejamento e gerenciamento de seu uso.

6.2 RECOMENDAÇÕES

Embora os resultados desta pesquisa tenham se mostrado satisfatórios, cabem ser citadas algumas recomendações:

- Como as interpretações estão baseadas nos dados utilizados é preciso que estes tenham uma boa distribuição espacial. Quanto maior o número de dados com distribuição homogênea na área mais precisos e confiáveis serão os resultados. Sendo hoje esta região

desprovida destes dados, no caso de um refinamento no modelo, recomenda-se a perfuração de poços de monitoramento com análise do perfil litológico e execução de testes de bombeamento.

- Os dados de geofísica aqui utilizados deveriam servir de base para programação de algumas linhas de detalhamento do aquífero através de seções de geofísica, cujo alcance fosse até profundidades da ordem de 100 metros com linhas que abrangessem a área transversal e longitudinalmente com ênfase para a interface Banhado Grande – aquífero.
- A instalação de linígrafos no Banhado Grande, cujas leituras contemplem pelo menos um ano hidrológico para conhecer a resposta do Banhado no período de irrigação do arroz. Período este que deve ser considerado também o de maior demanda do aquífero por serem os meses de verão.
- Recomenda-se reduzir a resolução da malha numérica, desde que acompanhada de mais informações para suprir o modelo.
- Recomenda-se que a modelagem seja realizada em regime transitório, considerando a possibilidade de utilização do manancial para irrigação juntamente com o abastecimento público.
- Análise e classificação da água considerando todos os parâmetros e normas técnicas.
- Recomenda-se um estudo a respeito da consolidação das camadas de solo (mudança de volume) face as retiradas por bombeamento.
- Recomenda-se, para checar a hipótese da contribuição Banhado Grande – Aquífero, a análise da água de poços próximos ao banhado para verificar a presença de nitratos. Como o Banhado Grande encontra-se circundado por lavouras de arroz e nestas é comum a aplicação de uréia a presença de nitratos na água do banhado e, por conseguinte na água dos poços do confinado e do freático seria um indicativo da contribuição referida anteriormente.

- É de fundamental importância que haja, por parte dos órgãos competentes, uma criteriosa fiscalização quanto aos locais de locação de poços bem como exigência de projeto com responsável técnico apto para tanto. Tal atitude além de proteger o manancial fornecerá subsídios para conhecer melhor o aquífero.

CAPÍTULO 7

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABABOU, R.; SAGAR, B.; WITTMAYER, G. 1992. Testing Procedures for Spatially Distributed Flow Models. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 15, p. 181-198.

ADANU, E. A.; SCHNEIDER, M. 1988. Hydrogeology and Aquifer Simulation of the Basement Rocks of the Kaduna-Zaria Area, Northern Nigeria*1. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 11, n. 1, p. 44-47, Mar.

AGUIAR, C. J. B. 1995. **Aplicação do Método Geofísico de Eletroresistividade na Pesquisa Hidrogeológica de Bacias Sedimentares o Exemplo da bacia Potiguar – RN**. 61p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

ÁLVAREZ, C.; ANGUITA, F.; CUENA, J.; CUSTODIO, Emilio; GARCÍA, L. L.; SAHUQUILLO, A. 1983. *Modelos en Hidrología Subterránea*. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M. R. (Org.). **Hidrología Subterránea**. Barcelona: Omega. p. 1573-1664.

ANDERSON, E. I. 2003. An Approximation for Leaky Boundaries in Groundwater Flow. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 274, n. 1/4, p. 160-175, Apr.

ARIENTI, L. M. 1986. **Evolução Paleogeográfica da Bacia do Rio Gravataí**. 189 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

ARON, G. 1972. Modelos de Simulação de Aquíferos. In: SEMINÁRIO DE HIDROGEOLOGIA, 1., 1972, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Unesco. p. 13-117.

BORONINA, A.; RENARD, P.; BALDERER, W.; CHRISTODOULIDES, A. 2003. Groundwater Resources in the Kouris Catchment (Cyprus): Data Analysis and Numerical Modelling. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 271, p. 130-149.

BEAR, J.; VERRUIJT, A. 1997. **Modeling Groundwater Flow and Pollution: With Computer Programs for Sample Cases**. Dordrecht: D Reidel. 414 p.

BRADLEY, C. 1996. Transient Modelling of Water-Table Variation in a Floodplain Wetland, Narborough Bog, Leicestershire. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 185, n. 1/4, p.87-114, Nov.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. 1986. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro. 796 p., 6 mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 33)

BURROUGH, P. A. 1992. **Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assesment**. New York: Oxford University. 194 p.

CAMARA, G.; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. 1996. SPRING: Integrating Remote Sensing and GIS by Object-Oriented Data Modelling. **Computers and Graphics**, New York, v. 20, n. 3, p. 395-403, May/June.

CAMARGO, E. G. C; MONTEIRO, A. M. V.; FELGUEIRAS, C. A; FUKS, S. D. 1999. **Integração de Geoestatística e Sistemas de Informação Geográfica: uma Necessidade**. 14p. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/geopro/trabalhos/gisbrasil99/geoest_gis>. Acesso em: 30 maio 2004.

CASTRO, C. M. B. 1997. **Aspectos Qualitativos das Águas Naturais**. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS. 71 f. Apostila da Disciplina Aspectos Qualitativos dos Recursos Hídricos.

CHIANG, W. H.; KINZELBACH, W.; RAUSCH, R. 1998. **Aquifer Simulation Model for Windows: Groundwater Flow and Transport Modeling**. Berlin: Gebruder Borntraeger. 137p.

CLEARY, R. W. 1991. Qualidade da água subterrânea. In: PORTO, R. L. L. (Org.). **Hidrologia Ambiental**. São Paulo: ABRH. cap. 3, p. 211-242.

CONAMA. 1986. **Resolução nº20, de 18 de junho de 1986**. Brasília.

COSTA, A. F. U. 2002a. **Interpretação Quantitativa das Sondagens Elétricas Verticais do Projeto Projeto Geofísica Terrestre para Carvão em Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Instituto de Geociências /UFRGS. Depoimento pessoal.

COSTA, A. F. U. 2002b. **Relatório de Estudo Geofísico Aplicado à Avaliação de Aquífero: Localidade de Tapumes Município de Santo Antônio da Patrulha, RS**. Porto Alegre.

COSTA, A. F. U.; PUTY, O.F.; FERREIRA, J. A. F.; BENTES, M.; DIAS, N. L. 1978. **Projeto Geofísica Terrestre para Carvão em Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM. v.1.

CROSTA, A. P. 1992. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas: IG/UNICAMP. 170 p.

CROWE, A. S.; SHIKAZE, S. G.; SCHWARTZ, F. W. 1999. A Grid Generating Algorithm for Simulating a Fluctuating Water Table Boundary in Heterogeneous Unconfined Aquifers. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 22, n. 6, p. 567-575, Feb.

CUSTODIO, E. 1983. Teoría Elemental del Flujo del Agua em los Médios Porosos. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. (Org.). **Hidrología Subterránea**. Barcelona: Omega. p.445-606.

CUSTODIO, E.; GALOFRÉ, A. 1983. Hidráulica de Captaciones de Agua Subterránea. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. (Org.). **Hidrología Subterránea**. Barcelona: Omega. p.614-995.

DAVIS, S. N.; DE WIEST, R. J. M. 1966. **Hydrogeology**. New York: John Wiley. 463p.

DE WIEST, R. M. 1967. **Geohydrology**. New York: John Wiley. 366p.

DOBRIN, M.B. 1976. **Introduction to geophysical prospecting**. 3rd ed. New York: McGraw-Hill. 630 p.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. 1990. **Physical and Chemical Hydrogeology**. New York: John Wiley. 824p.

EASTMAN, J. R. 1999. **Guide to GIS and Image Processing**. Worcester, MA: Clark University. v. 1.

ELY, G. L. 2000. **Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto Empregados no Exame de Fatores que Controlam os Teores de Nitrato e Fluoreto do Sistema Aquífero Fraturado do Município de Porto Alegre – RS**. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

ENVI. 2001. **The Environment for Visualing Images. Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto.** Disponível em: <http://www.sulsoft.com.br/envi/envi-guia/guia_a_10.pdf>. Acesso em: 26 out. 2001.

FAO. 1999. **Sistema de Información Geográfica para un Desarrollo Sostenible - Aspectos Técnicos del SIG.** Disponível em: <<http://www.fao.org>>. Acesso em: 20 abr. 2004.

FELGUEIRAS, C. A. 1999. **Modelagem Numérica de Terreno.** Geoprocessamento Teoria e Aplicações. Livro on line, editado e organizado por: Câmara, G.; Davis, C.; Monteiro, A. M. V.; Paiva, J. A. C.; D'Álge, J. C. L. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br>>. Acesso em: 20 abr. 2004.

FETTER, C. W., Jr. 1980. **Applied Hydrogeology.** Columbus: Charles E. Merrill. 488 p.

FOX, R. W.; MCDONALD, A. T. 1981. **Introdução à Mecânica dos Fluidos.** 2. ed. Rio de Janeiro: Guanabara Dois. 652 p.

FRANZETTI, S.; GUADAGNINI, A. 1996. Probabilistic Estimation of Well Catchments in Heterogeneous Aquifers. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 174, n. 1/2, p. 149-171, Jan.

GAMBOLATI, G.; PINI, G.; TUCCIARELLI, T. 1986. A 3-D Finite Element Conjugate Gradient Model of Subsurface Flow with Automatic Mesh Generation. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 9, n. 1, p. 34-41, Mar.

GUTIÉRREZ, R. 2003. **Bacia do rio Gravataí. Projeto Marca d'água :** seguindo as mudanças na gestão das bacias hidrográficas do Brasil: caderno 1: retratos 3 x 4 das bacias pesquisadas. Brasília: Finatec. 212 p.

HASSAN, A. E. 2001. Water Flow and Solute Mass Flux in Heterogeneous Porous Formations with Spatially Random Porosity. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 242, n. 1/2, p. 1-25, Feb.

HEATH, R.C. 1983. Hidrologia Básica de Água Subterrânea. **Geological Survey Water Supply Paper**, Washington, n. 2220. 84 p.

KINZELBACH, W. 1986. **Groundwater Modelling: An Introduction with Sample Programs in BASIC.** Amsterdam: Elsevier. 333 p.

KINZELBACH, W.; RAUSCH, R. 1995a. **Aquifer Simulation Model for Windows:** version 6.0. Heidelberg, Stuttgart. Disponível em: <
<http://www.baum.ethz.ch/ihm/soft/ASM.html>>.

KINZELBACH, W.; RAUSCH, R. 1995b. **Grundwassermodellierung.** Stuttgart, Berlin. 283 p.

KITANIDIS, P.K. 1997. **Introduction to Geostatistics:** Applications in Hydrogeology. Cambridge: Cambridge University Press. 248 p.

KJARAN, S. P.; SIGURDSSON, S. T. 1981. Treatment of Time Derivative and Calculation of Flow when Solving Groundwater Flow Problems by Galerkin Finite Element Methods. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 4, n. 1, p. 23-33, Mar.

KNUPP, P. 1996. A Moving Mesh Algorithm for 3-D Regional Groundwater Flow with Water Table and Seepage Face. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 19, n. 2, p. 83-95.

KUPFERSBERGER, H.; DEUTSCH, C. V. 1999. Ranking Stochastic Realizations for Improved Aquifer Response Uncertainty Assessment. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 223, n. 1/2, p. 54-65, Sept.

LATINOPOULOS, P. 1984. Periodic Recharge to Finite Aquifers from Rectangular Areas. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 7, n. 3, p. 137-140, Sept.

LI, S.; MCLAUGHLIN, D.; LIAO, H. 2003. A Computationally Practical Method for Stochastic Groundwater Modeling. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 26, n. 11, p. 1137-1148, Nov.

LLAMAS, M.R.; DAVIS, S. N.; GALOFRÉ, A.; CUSTODIO, E. 1983. Exploración de Aguas Subterráneas. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. (Org.) **Hidrología Subterránea.** Barcelona: Omega. p. 1433-1569.

LUBCZYNSKI, M.; ROY, J. 2003. Hydrogeological Interpretation and Potential of the New Magnetic Resonance Sounding (MRS) Method. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 283, n. 1/4, p. 19-40, Dec.

LUTHER, K.; HAITJEMA, H. M. 2000. Approximate Analytic Solutions to 3D Unconfined Groundwater Flow Within Regional 2D Models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, n. 3/4, p. 101-117, Apr.

MACHADO, J. L. F.; LEAL, A. S.; CAMOZZATO, E. 1997. **PLGB - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Porto Alegre – SH.22-Y-B**. Brasília: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 140p., 3 mapas.

MCWHORTER, D. B.; SUNADA, D. K. 1985. **Ground-Water Hydrology and Hydraulics**. 4th ed. Ann Arbor: Water Resources Publications. 290 p.

MENDES, C.A.B.; CIRILO, J.A. 2001. **Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios Integração e Aplicação**. Porto Alegre: ABRH. 536 p.

MILSOM, J. 1989. **Field Geophysics**. Milton Keynes: Open University. 182 p. (The Geological Society of London Handbook Series).

NOVO, E. M. L. M. 1998. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 308 p.

PORTO ALEGRE. Departamento Municipal de Água e Esgotos. 1991. **Código de instalações prediais de água e esgoto: decreto n.9369, de 29 de dezembro de 1988**. Porto Alegre. 63 p.

QUETNER, E. P. 1997. Description and Application of the Combined Surface and Groundwater flow Model MOGROW. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 192, n. 1/4, p. 158-188, May.

RAMGRAB, G. E.; TONIOLO, J. A.; FERREIRA, J. A. F.; MACHADO, J. L. F.; BRANCO, P. M.; SÜFFERT, T. 2000. Principais Recursos Minerais do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p. 407 – 445.

RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E. (Org). 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Porto Alegre, Folha SH.22-Y-B, Estado do Rio Grande do Sul**. Brasília: CPRM. 164p., 3 mapas.

REIN, A.; HOFFMANN, R.; DIETRICH, P. 2004. Influence of Natural Time-Dependent Variations of Electrical Conductivity on DC Resistivity Measurements. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 285, n. 1/4, p.215-232, Jan. 2004.

RISSE, A. 1993. **Obtenção e Manipulação dos Parâmetros da Equação Universal de Perda de Solos Através de Técnicas de Geoprocessamento**. 166 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

RODRIGUES, L. N.; BACHI, F. A.; VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. 2000a. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Subprograma de Integração Geológica-Metalogenética: folha Cidreira/Mostardas - SH.22-Z-A/C**. Porto Alegre: CPRM: UFRGS/CECO.

RODRIGUES, L. N.; BACHI, F. A.; VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. 2000b. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Subprograma de Integração Geológica-Metalogenética: folha Gravataí - SH.22-X-C/1**. Porto Alegre: CPRM: UFRGS/CECO.

RUBBO, M.; MARCHEZAN, R. G.; LUNA CAICEDO, N.; LEÃO, M. I. 2002. Diagnóstico Quali-Quantitativo do Aquífero Freático da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. **Aquíferos transfronteiriços: anais**. Florianópolis: ABAS. 1 CD.

RUSS, J. C. 1995. **The Image Processing Handbook**. 2nd ed. Boca Raton: CRC. 674 p.

SAWYER, C. N.; MCCARTY, P. L. 1978. **Chemistry for Environmental Engineering**. 3 ed. Tokyo: Mcgraw-Hill Book. 532p

SPERLING, E. Von. 1997. **Qualidade da Água**. Brasília: Associação Brasileira de Educação Agrícola Superior. 59 p. (ABEAS. Curso de Tutoria à Distância. Gestão de Recursos Hídricos para o Desenvolvimento Sustentado de Projetos Hidroagrícolas. Módulo n. 5).

STREETER, V. L.; WYLIE, E. B. 1982. **Mecânica dos Fluidos**. São Paulo: McGraw Hill do Brasil. 585p.

SWAIN, P. H.; DAVIS, S. N. 1978. **Remote Sensing: The Quantitative Approach**. New York: McGraw-Hill. 457 p.

SYKES, J. F.; THOMSON, N. R. 1988. Parameter Identification and Uncertainty Analysis for Variably Saturated Flow*1. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 11, n. 4, p. 185-191, Dec.

TODD, D. K. 1980. **Groundwater Hydrology**. 2nd ed. New York: John Wiley. 535 p.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p. 375– 406.

TRONICKE, J.; BLINDOW, N.; GROß, R.; LANGE, M. A. 1999. Joint Application of Surface Electrical Resistivity- and GPR -Measurements for Groundwater Exploration on the Island of Spiekeroog--Northern Germany. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 223, n. 1/2, p. 44 -53, Sept.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. 2002. **Identificação das alternativas possíveis e prováveis para regularização das vazões do rio Gravataí**. Porto Alegre: CPRM.

URISH, D.W.; FROHLICH, R. K. 1990. Surface Electrical Resistivity in Coastal Groundwater Exploration. **Geoexploration**, Trondheim, v. 26, p. 267-289.

VILLWOCK, J. A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: a Synthesis. In: **Pesquisas**: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, n. 16, p. 5 – 49.

VILWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**: CECO/UFRGS, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 1-45.

WEBER, E. J.; HASENACK, H. 1997. **O Geoprocessamento como Ferramenta de Avaliação**. 9. Congresso Brasileiro de Engenharia de Avaliações e Perícias. Disponível em: < <http://www.ecologia.ufrgs.br/idrisi/artigos/index.htm>>. Acesso em : 25 out. 2001.

YAGÜE, A. G. 1983. Prospección Geofísica Aplicada a la Hidrogeología. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. (Org.). **Hidrologia Subterránea**. Barcelona: Omega. p. 1393-1430.

ZIENKIEWICZ, O. C. 1971. **The Finite Element Method in Engineering Science**. 2nd ed.
London: McGraw-Hill. 521 p.

ANEXOS

Tabela A1 – Sondagens Elétricas Verticais utilizadas para reinterpretção (cota de topo e base do aquífero).

SEV	Coordenadas		Cota (metros)	Resistividade (ohm.m)					
	EW	NS		AB/2=100	AB/2=125	AB/2=150	AB/2=200	AB/2=250	AB/2=300
SA-01	537200	6698000	35	45,9	45,5	45,6	44,2	43,2	*
SA-02	537850	6701700	50	74,6	74,4	76,9	71,4	65,3	64,9
SA-03	533450	6700700	45	61,7	55,3	54,1	54	58,7	61,7
SA-04	527150	6700800	40	33,7	37,9	41,8	49	47,5	47
SA-05	529150	6693050	27	28	29,6	29,8	32,3	34,9	36,6
SA-06	533300	6698050	25	10,5	12	13,9	15,7	18,6	21,4
SA-07	539250	6689250	14	11,1	11,6	12,7	15,3	17,5	20,3
SA-08	535350	6689250	27	8,4	8,6	9,2	10,9	13	14,7
SA-09	543300	6696370	30	19,4	20,4	23,9	32	41,4	47,7
SA-10	543380	6691700	20	15,8	16,8	17,3	21,2	24,7	27,2
SA-11	546350	6694530	25	43	48	57,5	73,6	98	116
SA-12	539180	6693800	15	12,8	15,7	17,7	19,8	24,3	28
SA-13	525500	6697720	35	27,2	28	29,7	31,3	32	32,7
SA-14	543720	6688600	20	88,8	71,7	53,4	37,6	27,8	23,9
SA-15	543500	6682040	10	611	732	735	757	739	722
SA-16	525450	6690060	25	38,7	39,7	41,9	44,4	44,1	44,8
SA-17	535000	6685380	20	64,9	58,3	56,4	51,3	46	40,3
SA-18	548150	6685160	10	134,6	147,4	153,4	165,7	173,5	183
SA-19	529780	6683300	20	101	94,5	96,8	73,5	62,4	56,7
SA-21	526300	6686000	11	29,1	26,5	23,9	22,4	19,9	*
SA-22	525300	6684500	10	25,6	24,8	24	22,8	22,9	23,3
SA-23	526500	6681900	15	57,3	60,1	63	72,4	81,7	85,3
SA-24	530000	6700000	36	57,6	50,3	48,7	47	48,2	47,8
SA-25	534800	6702000	60	66,3	65	64,3	69,2	67,4	64,7
SA-26	525000	6693750	20	24,3	26,1	27,8	33,4	35,5	38,5
SA-27	533600	6682800	50	**	**	**	463,2	341,6	242
SA-28	531000	6682000	29	270	192	142	111	74,9	53,3
SA-29	532820	6684000	15	42,5	39	35,1	29,7	28,5	28,2
SA-31	528750	6681600	30	**	195	113	43,8	26,1	26,2
SA-32	527800	6694900	30	28	29	30,6	9,1	30	32,7
SA-33	532850	6695400	30	12,4	15,1	17,3	20,3	21,6	23,2
SA-34	528450	6696200	30	20,2	23,8	26,8	31,3	34,3	36,3
SA-35	525050	6688000	15	36,3	39,6	40	38,4	36,9	36,8
SA-36	527850	6688350	10	30,3	29	28,3	27,4	25,2	24,7
SA-37	533100	6690300	10	13,8	15,1	16,7	20,4	22	23,5
SA-38	539050	6691050	20	12,2	14,4	16,9	20,5	23,6	27,3
SA-39	540850	6697300	30	21,7	26,1	28,4	32,6	33,4	33,2
SA-40	541200	6687500	20	52,3	45,8	37	27,8	24,6	24
SA-41	537300	6689850	15	10,8	11,8	12,5	15,1	17,1	19,2
SA-42	543650	6693900	30	14,6	13,7	14,8	17,8	20,3	22,4
SA-43	538600	6685000	30	153	158,8	159,7	153,1	140	112,9
SA-44	534120	6693300	21	10,7	11,7	13	16,7	18,7	20,3
SA-45	536900	6683300	20	**	601	583,5	584	562,1	461,6

Tabela A1 (continuação) – Sondagens Elétricas Verticais utilizadas para reinterpretação (cota de topo e base do aquífero).

SEV	Coordenadas		Cota (metros)	Resistividade (ohm.m)					
	EW	NS		AB/2=100	AB/2=125	AB/2=150	AB/2=200	AB/2=250	AB/2=300
SA-46	547050	6690500	30	11,7	12	13,4	17,1	20,5	22,7
SA-47	542700	6685900	60	347,8	333,2	265,5	202,9	152,4	104,6
SA-48	545900	6688000	20	38	30,7	30,7	31,9	34,4	34,9
SA-49	533300	6695050	25	11,7	12,6	13,6	17,2	19,8	21,7
SA-50	538500	6693750	15	24,1	27,7	31,8	37,3	42,3	46,3
SA-51	546850	6696950	S.D.	81,3	97,5	113	135	158	172
SA-52	535750	6693800	20	11,3	13,8	15,3	18,9	21	24,8
SA-53	538250	6697750	35	22,6	25,1	28,6	35,3	39,4	42,8
GR-01	509400	6682750	10	13	14,5	16,2	***	***	***
GR-02	521700	6697600	66	21,2	24,4	25,9	28,6	32,2	38,4
GR-03	523720	6700000	80	67,9	72,3	74,7	83,6	83,7	87,4
GR-04	513850	6682860	7	24,5	23,6	24,1	27	30,7	34,6
GR-05	520150	6682760	7	13,9	15,2	16,5	18,3	20,9	22,2
GR-06	520370	6701950	60	30,2	32,1	33,9	37,8	41,2	45,4
GR-07	516830	6682300	5	28,4	28,7	29,6	29	31,3	30,2
GR-08	518550	6681700	5	26,3	26,1	25,3	25	25,7	27,5
GR-09	520900	6684000	8	12,6	12,7	13,5	15,2	17,2	19,4
GR-10	523500	6684280	10	13,2	13,3	13,9	15,8	18	18,6
GR-11	522250	6682300	10	23,6	20	18,7	18,5	20,1	22
GR-12	523850	6683130	10	17,2	17,1	18	18,3	18,8	19
GR-16	523120	6705110	90	58	59	57	47,5	48	44
GR-17	523750	6703750	100	210	146	115	87,9	74,3	64,6
GR-18	523120	6705040	100	82,6	68,2	61,4	52,6	47,8	46,4
GR-19	517890	6687590	25	44,6	38,1	34,4	29	27,6	28,2
GR-20	523150	6687150	15	35,4	35,8	33,7	31,3	29,9	26,5
GR-21	513040	6683970	10,82	54,8	54,8	53,9	53,5	47,8	40,3
GR-22	522400	6684700	10	15,9	15	15,4	15,7	15,7	17,1
GR-23	515150	6684450	10	13,8	15,8	17,5	20,8	24,1	27,8
PV-01	502150	6679950	30	200	229	272	345	424	504
PV-02	504200	6675100	70	573	569	620	775	951	1122
PV-03	502100	6670000	40	118	145	178	248	S.D.	S.D.
PV-04	505600	6668250	30	318	286	303	389	508	599
PV-05	508800	6676700	6	58,7	72,7	83,7	114,4	139	162
PV-06	510100	6679850	5	49	45,8	46,9	53,2	63,7	79,4
PV-07	523930	6675350	40	172	195	208	235	254	260
PV-08	516900	6679350	6	15,9	16,8	19,6	23,2	29,3	33,8
PV-09	522300	6677300	5	23,9	24	27,4	35,8	44,7	54,5
PV-10	514900	6674200	10	159	158	179	232	287	335
PV-11	519350	6676050	10	104	109	127	166	206	251
PV-12	511200	6672100	10	11,9	14,1	16,6	22,9	29,4	35,3
PV-13	514600	6669200	20	166	172	199	256	326	385
PV-14	519750	6671800	70	**	**	**	**	1310,4	950,7
LC-01	529200	6676400	130	1413,7	1353,4	1239,1	947,7	762,3	706
LC-02	530000	6680200	50	697,8	564,7	439,8	329,8	229,5	181,9
LC-03	534450	6680000	70	1155,8	1199,3	1080,3	780,6	620,7	539,9
LC-08	538300	6679400	80	**	**	**	**	**	**
LC-09	531450	6671650	10	**	206,9	219,9	220,2	221,4	204,3

Tabela A1 (continuação) – Sondagens Elétricas Verticais utilizadas para reinterpretação (cota de topo e base do aquífero).

SEV	Coordenadas		Cota (metros)	Resistividade (ohm.m)					
	EW	NS		AB/2=100	AB/2=125	AB/2=150	AB/2=200	AB/2=250	AB/2=300
LC-10	527350	6668300	10	105,1	112,3	127,9	164,2	194,2	225,1
LC-11	530350	6668750	10	53,2	60,6	71,2	87,1	100,1	110,2
LC-12	527450	6672600	50	264,9	273,6	298,8	316,2	312,2	328,6
LC-13	524600	6665550	5	158	157	170	192	209	239
LC-14	536050	6670450	10	64,9	71,1	79,5	94,9	100,1	98,5
LC-15	532870	6665530	8	37,4	40,1	40,9	50,2	57,1	62,6
LC-16	546650	6674250	10	53,1	58,5	60,1	65,3	67,3	64,4
LC-17	534000	6668550	10	**	72,9	77,4	85,3	88,6	91,3
LC-18	543180	6668550	8	27,6	22,3	23,5	27,7	30,4	32,5

Observações: *= MN/2=50
**=MN/2=0,5
***=MN/2=25
S.D. = Sem Dado

Fonte: Costa, 1978.

Tabela A2 – Informações de espessura do pacote Cenozóico.

Furo	Coordenadas		Cota (m)	Espessura (m)	Cota Base (m)	Estratigrafia (abaixo)	Litologia (abaixo)
	EW	NS					
2TG-01-RS	524200	6685020	10,42	2	8,42	Rio do Rasto	S.D.
2TG-06-RS	528577	6680446	33,98	60,5	-26,52	F. Irati	S.D.
2TG-05-RS	541355	6678465	14,44	110	-95,56	terciário	argila compacta
2TG-08-RS	524370	6670280	44,6	90,9	-46,3		granito
2TG-15-RS	532270	6684000	17,792	54	-36,208	Rio do Rasto	arenito
2TG-20-RS	546650	6691660	22,89	34,1	-11,21	Botucatu	arenito
2TG-28-RS	540670	6679475	19,16	163,15	-143,99	Irati	siltito
2TG-31-RS	541775	6674325	9,41	217,9	-208,49	Pré-gonduwânico	granito
2TG-33-RS	534312	6678594	119,92	181	-61,08	Estrada Nova	S.D.
2TG-43-RS	536840	6682175	63,85	120	-56,15	Estrada Nova	S.D.
2TG-48-RS	534610	6674060	36,59	130,15	-93,56	Formação Itararé	arenito
2TG-51-RS	534650	6677600	92,1	168,7	-76,6	Irati	diabásio
2TG-58-RS	527675	6674700	98,52	121	-22,48	Rio Bonito	siltito
2TG-60-RS	546100	6672050	6,56	282,35	-275,79	Rio Bonito	S.D.
2TG-62-RS	530316	6676776	119,53	177,7	-58,17	Rio Bonito	diabásio fraturado
2TG-66-RS	547000	6681550	9,43	192,3	-182,87	Estrada Nova	siltito
TG-73-RS	516252	6682031	3,84	18,55	-14,71	Irati	marga
2TG-74-RS	512279	6682391	6,78	32,4	-25,62	Rio Bonito	siltito
TG-78-RS	528000	6682000	15,36	82,35	-66,99	Irati	diabásio
2TG-79-RS	524384	6676109	44,18	79,3	-35,12	Rio Bonito	siltito
2TG-80-RS	527750	6678650	56	81	-25	Palermo	S.D.
2TG-81-RS	531000	6679500	78,32	119	-40,68	Irati	S.D.
2TG-84-RS	527750	6678650	56	106,5	-50,5	Estrada Nova	S.D.
2TG-85-RS	532745	6675733	109,24	175	-65,76	Palermo	S.D.
2TG-87-RS	526181	6673158	43,94	48	-4,06	Rio Bonito	S.D.
2TG-88-RS	543600	6679000	6,5	125	-118,5	Estrada Nova	S.D.
TG-92-RS	537972	6680001	66,89	114,5	-47,61	Irati	S.D.
2TG-101-RS	541980	6667590	4,11	294,5	-290,39	S.D.	S.D.
2TG-102-RS	532974	6682050	31,13	110	-78,87	Rio do Rasto	S.D.
2TG-107-RS	508342	6682340	7,5	29	-21,5	Rio Bonito	siltito
TG-110-RS	540006	6681985	119,6	258	-138,4	Estrada Nova	siltito
2TG-113-RS	532235	6666125	3,58	130,74	-127,16	Emb. Pré-gonduw.	S.D.
2TG-114-RS	532241	6677639	144,76	207	-62,24	Rio Bonito	diabásio
2TG-118-RS	529639	6678844	68,87	130	-61,13	Rio Bonito	diabásio
2TG-122-RS	544219	6675959	9,13	206,3	-197,17	Rio Bonito	S.D.
2TG-125-RS	544012	6669985	5,24	297,25	-292,01	Emb. Pré-gonduw.	granito
2TG-129-RS	547010	6674062	7,02	264,6	-257,58	Rio Bonito	marga
TG-131-RS	509964	6682997	16,76	3	13,76	Rio Bonito	argilito
TG-132-RS	514116	6682737	4,59	4,1	0,49	Palermo	folhelho
TG-133-RS	516000	6683000	5,72	10	-4,28	Irati	S.D.
TG-135-RS	511000	6682000	3,65	10,7	-7,05	Rio Bonito	siltito
TG-137-RS	515000	6682000	3,92	3	0,92	Irati	argilito
TG-138-RS	521000	6681500	4,68	14	-9,32	Irati	argilito
TG-155-RS	524000	6680000	11,13	40,3	-29,17	Irati	siltito
TG-156-RS	526339	6675650	94,4	107	-12,6	Rio Bonito	S.D.
TG-157-RS	533000	6679500	104,58	180	-75,42	Estrada Nova	siltito cinza
TG-159-RS	532000	6678500	122,37	176	-53,63	Palermo	S.D.
TG-160-RS	533000	6678500	116,48	174,2	-57,72	Irati	S.D.

Tabela A2 (continuação) – Informações de espessura do pacote Cenozóico.

Furo	Coordenadas		Cota (m)	Espessura (m)	Cota Base (m)	Estratigrafia (abaixo)	Litologia (abaixo)
	EW	NS					
TG-162-RS	530929	6677573	93,59	189,55	-95,96	Rio Bonito	siltito
TG-163-RS	532999	6677501	145,79	207	-61,21	Palermo	S.D.
TG-165-RS	532995	6676505	87,62	151	-63,38	Palermo	S.D.
TG-167-RS	533000	6677500	145,92	252,2	-106,28	Rio Bonito	siltito
TG-169-RS	515000	6681000	3,27	3,8	-0,53	Palermo	S.D.
TG-175-RS	513500	6682500	4,91	10	-5,09	Palermo	S.D.
TG-182-RS	514500	6681500	4,2	10	-5,8	Palermo	S.D.
TG-184-RS	514500	6682500	4,41	6	-1,59	Irati	diabásio
TG-185-RS	516500	6682500	5,37	12	-6,63	Irati	S.D.
TG-187-RS	513659	6683162	3,78	7	-3,22	Irati	marga
TG-198-RS	522050	6681039	8,69	15,5	-6,81	Irati	siltito
TG-203-RS	525000	6679000	58,99	117	-58,01	Rio Bonito	siltito
TG-209-RS	532002	6675041	100,11	160,4	-60,29	Rio Bonito	argilito
TG-220-RS	547677	6670612	6,93	258,5	-251,57	Rio Bonito	siltito
TG-239-RS	516845	6683250	8,17	10,8	-2,63	Estrada Nova	siltito
TG-240-RS	515541	6682029	5,52	4,5	1,02	Irati	siltito
MS-16-RS	517330	6687700	36,15	27,5	8,65	Estr. Nova	Arenito
GC-07-RS	501186	6681834	40,51	4		F. Palermo	Argilito

Observações: S.D. = Sem Dado

Fonte: Costa, 1978.

Tabela A3 – Medições de níveis d’água dos poços cacimba da bacia hidrográfica do rio Gravataí.

Poço Cacimba	Coordenadas		Nível d’água (m)	MNT (m)	Cota Nível d’água (m)
	EW	NS			
1	520014	6691128	3,39	59,84	56,45
2	517548	6690812	1,49	61,87	60,38
3	516658	6693266	1,45	59,45	58
4	517714	6694661	3,53	59,99	56,46
5	516275	6696878	0,78	79,22	78,44
6	514995	6699200	0	102,68	102,68
7	519687	6696926	2,52	54,42	51,9
8	520850	6702448	8,13	74,2	66,07
9	523499	6699238	2,42	74,42	72
10	525908	6695920	1,56	39,63	38,07
11	521786	6693568	2,72	42,78	40,06
12	528635	6697554	1,27	48,2	46,93
13	527043	6700567	0,8	60	59,2
14	523074	6703414	3,23	116,54	113,31
15	525032	6701547	1,11	100,79	99,68
16	529432	6700430	0,67	45,9	45,23
17	532192	6702432	2,14	60,64	58,5
18	534745	6702355	0,84	58,07	57,23
19	536392	6701647	3,52	49,77	46,25
20	538541	6700009	0,81	80,34	79,53
21	540672	6699577	0,7	48,33	47,63
22	543487	6700014	1	34,66	33,66
23	544917	6698427	0,64	31,66	31,02
24	546002	6694706	0,19	23,29	23,1
25	546819	6689519	0,67	23,31	22,64
26	541066	6683395	0,6	99,73	99,13
27	538521	6684746	0,81	35,78	34,97
28	535296	6683781	2,37	30,43	28,06
29	530423	6680973	0,99	40	39,01
30	530351	6677054	0,99	126,34	125,35
31	518852	6668338	7,92	39,78	31,86
32	521217	6677047	1,65	21,11	19,46
33	512585	6666157	9,13	35,32	26,19
34	507391	6667008	1,75	58,24	56,49
35	505091	6676901	0	39	39
36	504603	6687869	1,21	33,92	32,71
37	509211	6690776	0,76	45,7	44,94
38	509630	6695032	2,49	57,06	54,57
39	508002	6697760	1,89	46,16	44,27
40	507483	6695457	11,09	53,65	42,56
41	502708	6694011	5,81	78,45	72,64
42	504120	6684048	5,03	30,84	25,81
43	517209	6688375	5,2	56,86	51,66
44	519333	6686000	1,76	40	38,24
45	515826	6688682	2,95	60,74	57,79

Tabela A3 (continuação) – Medições de níveis d'água dos poços cacimba da bacia hidrográfica do rio Gravataí.

Poço Cacimba	Coordenadas		Nível d'água (m)	MNT (m)	Cota Nível d'água (m)
	EW	NS			
46	510922	6689687	4,19	86,42	82,23
47	511259	6688045	1,92	82,42	80,5
48	498607	6676569	0,88	51,38	50,5
49	491768	6679557	0	22,07	22,07
50	493141	6682724	0,66	16,47	15,81
51	489974	6681459	1,67	20,46	18,79
52	483523	6689113	0,9	20,03	19,13
53	491597	6694240	0,6	36,26	35,66
54	495822	6692301	1,28	45,7	44,42
55	499600	6685823	0,63	9,02	8,39
56	501793	6679501	1,17	40	38,83

Fonte: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002.

Tabela A4 – Valores resultantes da reinterpretação das sondagens elétricas verticais.

SEV	Coordenadas		MNT (m)	Topo	Base	Topo	Base
	EW	NS		Aquífero Livre (m)	Aquífero Livre (m)	Aquífero Confinado (m)	Aquífero Confinado (m)
SA-07	539250	6689250	17	17	16,3	11	6
SA-08	535350	6689250	15	15	13,6	6,5	2,2
SA-11	546350	6694530	17	16,5	14,4	14,4	6
SA-12	539180	6693800	19	19	17,4	14,2	13,5
SA-14	543720	6688600	20,3	20,3	19,3	10,4	-33,7
SA-15	543500	6682040	17,7	16,5	-12,3	-55,3	-105,3
SA-18	548150	6685160	14,6	14,6	14,2	-9,4	-143,4
SA-19	529780	6683300	20,8	19,8	9,8	-12,2	-51,2
SA-27	533600	6682800	36,8	32,6	7,8	7,8	-50,2
SA-28	531000	6682000	34,3	31,1	7,3	7,3	-32,7
SA-29	532820	6684000	20	19,3	16,2	-4	-23
SA-31	528750	6681600	30,8	29,6	23,4	5,8	-13,2
SA-40	541200	6687500	23,2	22,6	19	-0,8	-25,8
SA-43	538600	6685000	30,4	29,5	30,4	0,4	-9,6
SA-47	542700	6685900	60	59,5	55,9	47	-7
GR-04	513850	6682860	16	15,1	14,1	9	-8
GR-08	518550	6681700	17,5	17,5	16,9	14,2	7,9
PV-01	502150	6679950	40	39,6	37,8	33,8	18
PV-04	505600	6668250	44,5	44,5	44,3	40,4	14,5
PV-07	523930	6675350	52	51	49,2	45	17
PV-09	522300	6677300	23,5	22,5	20,8	15,5	-0,5
PV-10	514900	6674200	10	10	9,7	1,1	-34
PV-11	519350	6676050	20	20	19	15,8	13,7
PV-12	511200	6672100	10	10	9	5	2
PV-14	519750	6671800	80	79,5	65	25	-18
LC-01	529200	6676400	129,7	128,2	120,2	74,7	SD
LC-02	530000	6680200	48,5	47,7	43,8	37,5	-29,5
LC-03	534450	6680000	85,9	84,9	83,1	18,9	SD
LC-05	532620	6676200	65,6	64,4	61,5	30,6	SD
LC-06	527050	6679700	34,5	33	24,5	24,5	-1,5
LC-07	542800	6678630	17	17	15,7	8	-67
LC-08	538300	6679400	86,7	85	76,9	-23,3	SD
LC-09	531450	6671650	19,3	18,7	13,4	0,3	-54,7
LC-12	527450	6672600	41	40,5	39,5	34,4	-2
LC-13	524600	6665550	10,4	9,9	8,8	5,3	-15,6
LC-14	536050	6670450	11,2	11,2	9,9	6,2	-5,8
LC-15	532870	6665530	11,9	11,3	10	1,9	-32,1
LC-16	546650	6674250	9,2	9,2	8,9	-22,8	-87,8
LC-17	534000	6668550	12,6	12,1	10,8	6,6	-18,4
LC-18	543180	6668550	9,2	8,7	7,8	4,2	-14,8

Fonte: Costa, 1978.