

VINICIUS EDUARDO DE CORREIA CARVALHO

**MODELAGEM HIDROGEOLÓGICA DE UMA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA
DA ZONA DA MATA DE MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2013

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

C331m
2013

Carvalho, Vinicius Eduardo de Correia, 1985-
Modelagem hidrogeológica de uma sub-bacia hidrográfica
da Zona da Mata de Minas Gerais / Vinicius Eduardo de
Correia Carvalho. – Viçosa, MG, 2013.
xiii, 131 f. : il. ; 29 cm.

Inclui anexos.

Orientador: Eduardo Antonio Gomes Marques.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 113-117.

1. Hidrogeologia - Modelos matemáticos. 2. Águas
subterrâneas. 3. Bacias hidrográficas. I. Universidade Federal
de Viçosa. Departamento de Engenharia Civil. Programa de
Pós-Graduação em Engenharia Civil. II. Título.


CDD 22. ed. 551.49

VINICIUS EDUARDO DE CORREIA CARVALHO

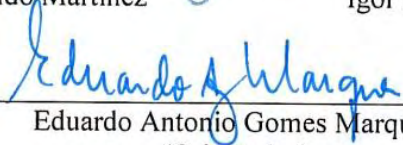
**MODELAGEM HIDROGEOLÓGICA DE UMA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA
DA ZONA DA MATA DE MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 18 de março de 2013.


Mauro Aparecido Martinez


Igor Rodrigues de Assis


Eduardo Antonio Gomes Marques
(Orientador)

*“O único lugar onde o sucesso vem
antes do trabalho é no dicionário.”*

Albert Einstein

*Dedicado aos meus pais, Domingos e Alba,
e aos meus irmãos, Thiago e Giovanna.*

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi escrita por um, mas realizada por muitos.

Agradeço a Deus e aos meus pais, Domingos e Alba, pela vida, pelo carinho e todas as privações a que se submeteram para me apoiarem sempre. Aos meus irmãos, Thiago e Giovanna, que são exemplos de dedicação e esforço para mim.

Agradeço aos meus avôs por toda a ajuda, carinho e palavras amigas ao longo desta etapa e aos demais familiares também.

Agradeço ao Prof. Eduardo Marques pela amizade, orientação, dedicação e ajuda ao longo de toda a pesquisa.

Agradeço a Luiza Betim por toda a força, amor, paciência, inspiração, companhia, enfim por tudo que me proporcionou nestes dois anos.

Agradeço ao pessoal da república “House of the Kings”, Marcos, Lucas, Belquior e Arthur pela ótima convivência e pelos momentos de descontração.

Agradeço ao pessoal do Kung Fu por todos os bons momentos e amizades, seja nos treinos, nas festas, nos esquentas, nas pedaladas, petecadas, filmes, entre outros. Um abraço pra galera do Kung Fu!

Agradeço ao pessoal do curso de Engenharia Ambiental da UFV, pelas amizades e por todos os momentos de descontração.

Agradeço aos estagiários, ao pessoal do DEC e demais pessoas que me ajudaram muito nos trabalhos de campo: Brahmani, Renan, Vítor, Klinger, Rafael, Jonatas, Mateus, Aline, Sílvia, Renata, Elias, Thaís, Leandro, Elineide, Samuel, Rodrigo e Adonai.

Agradeço a todos os moradores do Palmital, em especial ao Sr. Fábio, Dona Magnólia, Dona “Fia”, Sr. Antônio Álvaro, Sr. Francisco e ao Sr. Sebastião, os quais ajudaram em vários aspectos da pesquisa.

Enfim, agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, todos vocês foram imprescindíveis, agradecido de coração.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	ix
RESUMO	x
ABSTRACT	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
1.2 Justificativas	4
2 REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1 Ciclo hidrológico	5
2.2 Balanço hídrico.....	6
2.3 Caminhos da água no subsolo terrestre	7
2.4 Recarga e descarga de aquíferos	9
2.5 Zonas do solo e distribuição da água em subsuperfície	10
2.6 Formações geológicas	11
2.7 Parâmetros Hidrogeológicos	13
2.7.1 Porosidade (n) e porosidade efetiva (n_e)	13
2.7.2 Parâmetros de Armazenamento.....	14
2.7.3 Permeabilidade intrínseca (k) e condutividade hidráulica (K).....	16
2.7.4 Transmissividade (T)	17
2.7.5 Carga hidráulica (h) e gradiente hidráulico (i).....	18
2.8 Métodos de campo utilizados em estudos hidrogeológicos	19
2.8.1 Ground Penetrating Radar (GPR)	19
2.8.2 Furos de Sondagem.....	22
2.8.3 Slug Test	23
2.9 Modelos de águas subterrâneas	25
2.10 Métodos para resolução dos modelos.....	27
2.10.1 Métodos Analíticos	27
2.10.2 Métodos Numéricos	28
2.11 Elementos de modelos matemáticos de águas subterrâneas.....	29
2.11.1 Equações governantes do fluxo tridimensional das águas subterrâneas ...	29
2.11.2 Condição inicial e condições de contorno.....	30
2.11.3 Modelo Conceitual	32

2.12	Etapas na criação de um modelo hidrogeológico computacional	33
2.13	O <i>software</i> Visual Modflow	36
3	CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO.....	37
3.1	Localização.....	37
3.2	Clima	38
3.3	Geomorfologia.....	38
3.4	Uso e ocupação do solo	39
3.5	Hidrografia	40
3.6	Pedologia	42
3.7	Geologia regional	43
3.8	Geologia local.....	44
3.9	Hidrogeologia regional.....	46
3.10	Hidrogeologia local	46
4	METODOLOGIA.....	48
4.1	Definição dos objetivos	48
4.2	Modelo conceitual	48
4.2.1	Furos de sondagem.....	48
4.2.2	Poços de monitoramento	51
4.2.3	Slug test.....	54
4.2.4	GPR.....	55
4.2.5	Balanço hídrico	58
4.2.6	Recarga.....	58
4.3	Modelo matemático	60
4.3.1	Determinação da malha do modelo.....	60
4.3.2	Condição de simulação	62
4.3.3	Condições de contorno.....	63
4.3.4	Recarga.....	65
4.3.5	Parâmetros hidrogeológicos	65
4.4	Calibração e Validação.....	67
4.5	Análise de sensibilidade	71
4.6	Previsão de cenários	71
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	75
5.1	Modelo hidrogeológico conceitual.....	75
5.1.1	Furos de sondagem.....	75

5.1.2	Ensaio com GPR.....	81
5.1.3	Recarga.....	87
5.1.4	Slug test.....	88
5.1.5	Monitoramento dos poços de observação	88
5.1.6	Balanço hídrico	91
5.2	Modelo hidrogeológico computacional.....	93
5.2.1	Calibração	93
5.2.2	Validação.....	95
5.2.3	Modelo Hidrogeológico	96
5.2.4	Análise de sensibilidade.....	101
5.2.5	Previsão de cenários	102
6	CONCLUSÕES	109
7	RECOMENDAÇÕES.....	111
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
	ANEXO I	118
	ANEXO II.....	123
	ANEXO III.....	129

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ciclo Hidrológico / Fonte: Ministério do Meio Ambiente (2007).	5
Figura 2: Fluxos da água no perfil do solo / Fonte: Adaptado de Fitts (2002).	8
Figura 3: Zonas da água no perfil do solo / Fonte: Baseado em Junior (2007).	11
Figura 4: Os componentes de um sistema de GPR / Fonte: GAUW, 2007.	20
Figura 5: Esquema do perfil de reflexão com afastamento constante / Fonte: Borges (2002).	21
Figura 6: Esquema da técnica CMP / Fonte: Borges (2002).	22
Figura 7: Esquema da técnica WARR / Fonte: Borges (2002).	22
Figura 8: Geometria de um poço e as variáveis envolvidas na equação / Fonte: Adaptado de Fetter (2001).	24
Figura 9: Gráfico em que os parâmetros A, B e C são determinados / Fonte: Fetter (2001).	25
Figura 10: Fluxograma simplificado das etapas para a criação de um modelo hidrogeológico / Fonte: Adaptado de Alberto (2005) e Teramoto (2007).	33
Figura 11: Localização da área de estudo.	38
Figura 12: Mapa de declividades da sub-bacia / Fonte: Baseado em Andrade (2010). ..	39
Figura 13: Mapa de uso e ocupação do solo / Fonte: Andrade (2010).	40
Figura 14: Cursos d'água da sub-bacia.	41
Figura 15: Áreas alagadas da rede de drenagem com vegetação (taboas).	41
Figura 16: Localização das nascentes e hidrografia da sub-bacia / Fonte: Modificado de Andrade (2010).	42
Figura 17: Mapa das Classes de Solo da Sub-bacia / Fonte: Adaptado de Andrade (2010).	43
Figura 18: Afloramento de gnaiss observado na área / Fonte: Andrade (2010).	45
Figura 19: Mapa geológico da sub-bacia / Fonte: Baseado em PSA (2008).	45
Figura 20: Localização dos furos de sondagem na sub-bacia.	49
Figura 21: Trado mecânico / Fonte: Betim (2013).	50
Figura 22: Amostras de solo condicionadas para análise tátil-visual.	51
Figura 23: Localização dos poços de monitoramento na sub-bacia.	52
Figura 24: Detalhe de poço instalado na microbacia.	53
Figura 25: Medidor elétrico em operação.	53
Figura 26: <i>Diver</i>	54
Figura 27: Equipamento utilizado como <i>slug</i> nos ensaios.	55
Figura 28: Seções onde foram realizados os ensaios com GPR com seus respectivos nomes de identificação.	56
Figura 29: Trenó com GPR em campo.	57
Figura 30: Sondagem de velocidade através da técnica CMP.	57
Figura 31: Hidrograma em que é obtida a variável Δh / Fonte: Adaptado de Healy & Cook (2002).	59
Figura 32: Malha de células do modelo.	61
Figura 33: Superfície topográfica da sub-bacia com exagero vertical de 3 vezes.	62

Figura 34: Condições de contorno do modelo representadas pelas células inativas (cor verde) e os drenos (cor cinza).	64
Figura 35: Classes de solo na camada 1.....	67
Figura 36: Classes de solo na camada 2.....	67
Figura 37: Poços e nascentes usados na calibração do modelo.	68
Figura 38: Nascentes usadas na validação do modelo.	70
Figura 39: Poços de bombeamento na sub-bacia.	72
Figura 40: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na propriedade de Dona Fia.....	82
Figura 41: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na propriedade de Dona Fia.....	82
Figura 42: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na área Vaca.	84
Figura 43: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na área Vaca.	84
Figura 44: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na área Pasto.....	86
Figura 45: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na área Pasto.	86
Figura 46: Leituras do nível freático dos poços e precipitação acumulada.	89
Figura 47: Critério de calibração e gráfico com os pontos de referência utilizados.	95
Figura 48: Vista tridimensional do modelo hidrogeológico da sub-bacia com visada a partir da foz.	97
Figura 49: Vista tridimensional do modelo hidrogeológico da sub-bacia com visada para Sul.	97
Figura 50: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo hídrico subterrâneo na sub-bacia.....	99
Figura 51: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo hídrico subterrâneo na sub-bacia.	100
Figura 52: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 1).....	103
Figura 53: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).....	103
Figura 54: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 1).....	104
Figura 55: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).....	104
Figura 56: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 2).....	106
Figura 57: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).....	106
Figura 58: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 2).....	107
Figura 59: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).....	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coordenadas dos furos de sondagem.	50
Tabela 2: Valores dos parâmetros de armazenamento para o modelo.	66
Tabela 3: Valores de condutividade hidráulica utilizadas inicialmente no modelo.	67
Tabela 4: Coordenadas e cargas hidráulicas dos poços e nascentes.	69
Tabela 5: Coordenadas e cargas hidráulicas das nascentes.	70
Tabela 6: Coordenadas geográficas das bombas na sub-bacia.	73
Tabela 7: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 1.	77
Tabela 8: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 2.	77
Tabela 9: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 3.	78
Tabela 10: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 4.	78
Tabela 11: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 5.	78
Tabela 12: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 6.	78
Tabela 13: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Pasto.	79
Tabela 14: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Aluvião 1.	79
Tabela 15: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Aluvião 2.	79
Tabela 16: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Vaca.	80
Tabela 17: Termos da equação de recarga.	87
Tabela 18: Valores de condutividade hidráulica obtidos com o <i>slug test</i>	88
Tabela 19: Valores mínimo, máximo e variações do N. A. para cada poço.	90
Tabela 20: Balanço hídrico segundo a metodologia proposta por Thornthwaite & Mather.	92
Tabela 21: Valores de condutividade hidráulica (K) do modelo calibrado para os eixos x, y e z.	94
Tabela 22: Critérios do modelo calibrado e validado.	96
Tabela 23: Análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros recarga, condutância dos drenos (Dreno) e condutividade hidráulica (Cond.).	101

RESUMO

CARVALHO, Vinicius Eduardo de Correia, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, março de 2013. **Modelagem hidrogeológica de uma sub-bacia hidrográfica da zona da mata de Minas Gerais**. Orientador: Eduardo Antonio Gomes Marques.

Estima-se que 35% da população brasileira são abastecidos por águas subterrâneas e o seu uso aumenta a cada década. Alguns estados, como São Paulo, Maranhão e Piauí possuem a maioria de seus municípios abastecidos por mananciais subterrâneos. Logo, é necessário não apenas o conhecimento acerca das disponibilidades hídricas subterrâneas do país, mas também a proteção dos aquíferos e a compreensão de seu comportamento, permitindo que a gestão desses recursos possa ser realizada de forma adequada. A modelagem hidrogeológica é uma das ferramentas mais utilizadas neste processo. Esse é o contexto em que se insere o presente trabalho, que consiste na modelagem hidrogeológica da sub-bacia hidrográfica do Córrego Palmital, localizada no município de Viçosa, Zona da Mata de Minas Gerais. A caracterização desenvolvida compreendeu diversas atividades de campo como seis seções de levantamentos com GPR (Radar de Penetração do Solo), dez furos de sondagem, várias coletas de amostras de solo para análise táctil-visual, alocação e monitoramento do nível da água em 6 poços e ensaio de *slug test* em 4 deles. A caracterização também se baseou em outros trabalhos realizados na área, principalmente nos de Andrade (2010) e Betim (2013). O cálculo do balanço hídrico e a estimativa da recarga através dos hidrogramas do monitoramento dos poços também fizeram parte da caracterização da área, compondo também o modelo conceitual da sub-bacia. De posse desses dados, foram determinadas as condições iniciais, condições de contorno e as características da malha do modelo, dentre outras informações pertinentes, gerando-se o modelo hidrogeológico computacional por intermédio do *software* Visual Modflow[®]. Depois de criado, o modelo numérico passou por um processo de calibração envolvendo o *software* WinPest[®], resultando em um desvio padrão normalizado de 7,1 % e no refinamento das condutividades hidráulicas iniciais. Também se obteve uma boa correlação entre os dados de carga simulados e os dados de carga observados em campo nas 10 referências utilizadas, entre poços e nascentes. Após a calibração, o modelo foi validado com base na localização de outras 9 nascentes existentes na bacia, o que gerou um desvio padrão normalizado de 8,0 %. O aquífero simulado, caracterizado como poroso e livre, é extenso, cobrindo grande parte da bacia até uma profundidade máxima em torno de 30

m, sendo este o limite inferior de modelagem, nesta pesquisa. O fluxo subterrâneo ocorre dos locais de maior cota para a rede de drenagem ou para as áreas mais baixas da sub-bacia. Uma vez calibrado e validado, o modelo teve a sensibilidade de seus parâmetros analisada, tendo sido constatado que os parâmetros condutividade hidráulica e recarga influenciam fortemente o modelo, enquanto que a condutância dos drenos exerce pouca influência. Por fim, foram simulados dois cenários hipotéticos em que foram inseridos poços de bombeamento que trabalhavam com a mesma vazão, todos com 12 m de profundidade, com seção filtrante localizada nos 2 m finais. Nos cenários 1 e 2, as vazões usadas nas simulações foram de 1 e 3 m³·d⁻¹, respectivamente. Observou-se nos cenários simulados que os impactos ao aquífero são mais fortes para a maior vazão provocando alterações mais visíveis das equipotenciais. Não se observaram mudanças significativas na direção ou na magnitude do fluxo hídrico subterrâneo. As alterações provocadas pelas simulações são facilmente notadas nos locais de maiores cotas devido à proximidade com as bordas do aquífero.

ABSTRACT

CARVALHO, Vinicius Eduardo de Correia, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, March, 2013. **Hydrogeological modeling of a watershed in the zona da mata of Minas Gerais.** Adviser: Eduardo Antonio Gomes Marques.

It is estimated that 35% of Brazil's population are supplied by groundwater and its use increases continuously. Some states, such as São Paulo, Maranhão and Piauí have most of its municipalities served by groundwater sources. Therefore it is necessary not only acquire knowledge about the country's underground water availability, but also the protection of its aquifers and the understanding of their behavior, allowing the management of those resource. The hydrogeological modeling is one of the most used tools in this process. This is the context related to the present work, which consists of the hydrogeological modeling of the Palmital watershed, located in Viçosa, Zona da Mata, Minas Gerais. The modeling process was based on a detailed characterization of the watershed comprising the basis of the area's hydrogeological conceptual model. The characterization included several field activities like six GPR tests, ten survey boreholes, several collections of soil samples for tactile-visual analysis, allocation and monitoring of water level in 6 wells and slug tests in 4 of them. The water balance calculation and estimation of recharge through the hydrographs of monitoring wells were also part of the characterization of the area. This data helped in determined the initial and boundary conditions and the characteristics of the model's mesh, among other relevant information, allowing the generation of the computational hydrogeological model throughout Visual Modflow[®] software. Once created, the numerical model went through a calibration process involving WinPest[®] software, resulting in a normalized standard deviation of 7.1 % and refinement of some hydraulic conductivity parameters. This method has resulted in a good correlation between simulated head data and observed head data (in the field) at the 10 references (wells and springs) used in the calibration. After calibration, the model was validated throughout others 9 springs on the watershed, resulting in a normalized standard deviation of 8.0 %. The simulated aquifer, characterized as porous and free, is widespread, covering much of the basin until a depth of 30 m, which is the lower modeling for the present work. The groundwater flow occurs from areas of higher elevation to the drainage network or to the lower areas of the sub-basin. Once calibrated and validated, the model had its parameters sensitivity evaluated and was found that the hydraulic conductivity and

recharge parameters strongly influence the model while conductance of drains have little influence on it. Finally, two hypothetical scenarios were simulated. In each one of them pumping wells were entered into the model, working all with the same flow rate. All wells were installed with 12 m depth, the 2 final meters being its screened interval. The simulations ran with flow rates of 1 and 3 m³·d⁻¹. It was observed that for simulated scenarios, impacts on the aquifer were stronger for higher flow rates, causing the most visible changes of equipotentials curves. Although, insignificant changes in the direction or magnitude of the underground water flow were noted. The changes caused by simulations were easily noticed in places of higher height due to proximity to the edges of the aquifer.

1 INTRODUÇÃO

A água é uma substância fundamental para a conservação e manutenção da vida no planeta. Uma diminuta parcela da água (2,5 %) é considerada doce. Dentro desta reduzida porcentagem apenas 0,5 % é passível de uso, já que o restante se encontra nas calotas polares e geleiras. Deste pequeno valor total disponível, 95 % estão localizados no subsolo terrestre (CAPUCCI *et al.*, 2001). O Brasil possui um rico manancial subterrâneo e de boa qualidade, estimado em 5.000 m³ de água/habitante/ano (REBOUÇAS, 1998).

O uso das águas subterrâneas está aumentando a cada década no país. As causas disso são o crescimento do consumo, a degradação dos corpos d'água superficiais, maior compreensão da dinâmica dos aquíferos, bem como as melhorias tecnológicas na perfuração de poços (CABRAL *et al.*, 2006). Estima-se que 35 % da população do país é servida por essas águas. No estado de São Paulo, 70 % dos municípios utilizam somente ou parcialmente mananciais subterrâneos para fins de abastecimento público (TEIXEIRA *et al.*, 2009). Nos estados do Maranhão e Piauí este percentual é de 80 % (ANA, 2007). Estes dados demonstram a relevância e necessidade de estudos para auxiliar à exploração sustentável destas águas e a proteção dos aquíferos visando manter a boa qualidade desse recurso.

Além de servirem ao abastecimento público e privado, as águas subterrâneas também são responsáveis pela conservação do meio ambiente através da manutenção da flora, fauna, rios e lagos, sendo os dois últimos mantidos pelos aquíferos nos períodos de estiagem, por meio do fluxo de base, que auxilia na diluição de efluentes e evita o assoreamento dos corpos d'água superficiais (HIRATA *et al.*, 2010).

Os principais problemas associados ao uso destas águas são: exploração excessiva e contaminação dos reservatórios subterrâneos. A extração intensa de grandes volumes de água por bombeamento do subsolo terrestre, sem considerar aspectos como a disponibilidade e recarga do aquífero, afeta tanto os usuários destas águas como os sistemas ecológicos influenciados por ele. Várias são as fontes potenciais de contaminação de aquíferos como atividades industriais e agrícolas (vazamentos), disposição incorreta de resíduos sólidos e efluentes domésticos e/ou industriais, dentre outras (TEIXEIRA *et al.*, 2009). A contaminação dos corpos d'água superficiais através

do lançamento de efluentes domésticos e industriais aumenta a importância das águas subterrâneas como fonte alternativa de abastecimento (REBOUÇAS, 1998), o que demanda estudos hidrogeológicos para conhecimento das características qualitativas e quantitativas dos mananciais subterrâneos bem como o conhecimento de suas vulnerabilidades potenciais. Estas informações são a base de qualquer programa de planejamento e gestão de águas subterrâneas.

A gestão dos recursos hídricos deve englobar as águas superficiais e subterrâneas, compreendendo ações que promovam o seu uso sustentável e previnam sua contaminação (KREBS & POSSA, 2008). Como comenta Andrade (2010) observando-se o ciclo hidrológico vê-se que as águas superficiais interagem de modos diversos com as águas subterrâneas. Corpos d'água superficiais originados através das descargas de aquíferos e a recarga de depósitos subterrâneos pelas águas superficiais são alguns exemplos de interação entre essas águas. A gestão adequada possibilita a manutenção qualitativa e quantitativa das águas para seus usos múltiplos. Em relação somente às águas subterrâneas, Soares (2010) recomenda ações que envolvam o estudo da ocorrência e distribuição destas águas, suas vulnerabilidades, relações com as águas superficiais, conhecimento do uso do solo, capacidade de armazenamento dos aquíferos, áreas de recarga, fluxo subterrâneo, monitoramento dos níveis freáticos, caracterização da qualidade das águas, dentre outras.

Estas ações também servem de auxílio na caracterização ambiental do meio e permitem a criação de um modelo hidrogeológico, que quando calibrado e sendo representativo das condições observadas em campo, é capaz de simular cenários e assim permitir previsões acerca das mudanças provocadas nos aquíferos como alocação de poços para bombeamento de água ou movimentação de plumas de contaminantes em subsuperfície. Deste modo, como afirma Junior (2007), a criação de modelos auxilia na tomada de decisões e oferece subsídios para o estudo de projetos ambientais.

Alberto (2005) comenta a respeito do uso de modelos para a caracterização hidrogeológica no estudo de reservatórios subterrâneos, bem como na previsão na movimentação de poluentes no solo para evitar a contaminação de aquíferos. No Brasil o interesse nessa área vem crescendo, sendo os modelos desenvolvidos, em sua maioria, por instituições de pesquisa e empresas de consultoria ambiental.

A área de trabalho da presente pesquisa é uma pequena bacia hidrográfica localizada na zona rural do município de Viçosa, Minas Gerais. A bacia possui diversas nascentes que contribuem para a vazão do rio principal de Viçosa (ANDRADE, 2010) e tem sido alvo de crescente pressão demográfica, o que torna importante o conhecimento da dinâmica da água subterrânea na mesma.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é criar um modelo hidrogeológico de uma microbacia hidrográfica rural representativa das características da região da Zona da Mata de Minas Gerais, localizada no município de Viçosa, MG, o qual permitirá a compreensão do fluxo subterrâneo no aquífero freático local.

Dentre os objetivos específicos, tem-se:

- Determinar o balanço hídrico da sub-bacia;
- Consolidar e ampliar as informações existentes a respeito da caracterização ambiental da microbacia do córrego Palmital;
- Criar uma base de dados hidrogeológicos;
- Calibrar e validar o modelo produzido adequadamente de forma a torná-lo representativo das informações coletadas em campo;
- Analisar e conhecer os fatores que influenciam o modelo, através de análise de sensibilidade; e
- Simular cenários hipotéticos utilizando diferentes vazões de bombeamento dos poços localizados na sub-bacia com o intuito de avaliar os efeitos ou impactos produzidos no aquífero.

Deste modo, o presente estudo visa auxiliar a caracterização e modelagem hidrogeológica de pequenas bacias hidrográficas da Zona da Mata de Minas Gerais e de apoio para políticas públicas que ajudem no gerenciamento, conservação e uso racional das águas subterrâneas na bacia do córrego Palmital.

1.2 Justificativas

Como principais justificativas do estudo proposto destacam-se:

- A hidrogeologia de aquíferos freáticos na Zona da Mata de Minas Gerais é pouco conhecida, já que poucos estudos têm sido desenvolvidos nestes aquíferos, que compõem uma fonte importante de água para inúmeras pequenas propriedades rurais na região devido à ausência de rede de abastecimento de água pública;
- A exploração dos aquíferos freáticos ocorre sem qualquer controle ou fiscalização que permitam avaliar os efeitos do bombeamento de águas subterrâneas sobre os aquíferos. Neste sentido merece destaque o fato de que a bacia selecionada apresenta geologia, pedologia, vegetação e uso do solo que a tornam representativa de diversas bacias existentes na Zona da Mata de Minas Gerais;
- Não existem dados hidrogeológicos que possam ser utilizados em modelos e cenários futuros de exploração; e
- Não se conhece de forma adequada à relação entre as águas superficiais e as águas subterrâneas na sub-bacia e na região.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Ciclo hidrológico

É definido por Heath (1983) como o movimento contínuo da água que ocorre na superfície do planeta, bem como em seu interior e exterior (Figura 1). Sua compreensão é de vital importância para os estudos relacionados ao manejo e gerenciamento das águas superficiais e subterrâneas. Os fatores que regulam as etapas do ciclo são a força gravitacional e a energia solar. Os caminhos que a água pode seguir no ciclo são determinados por fatores como a presença ou não de vegetação, bem como as características atmosféricas locais e as características físicas do solo (FEITOSA & FILHO, 2000; MMA, 2007).

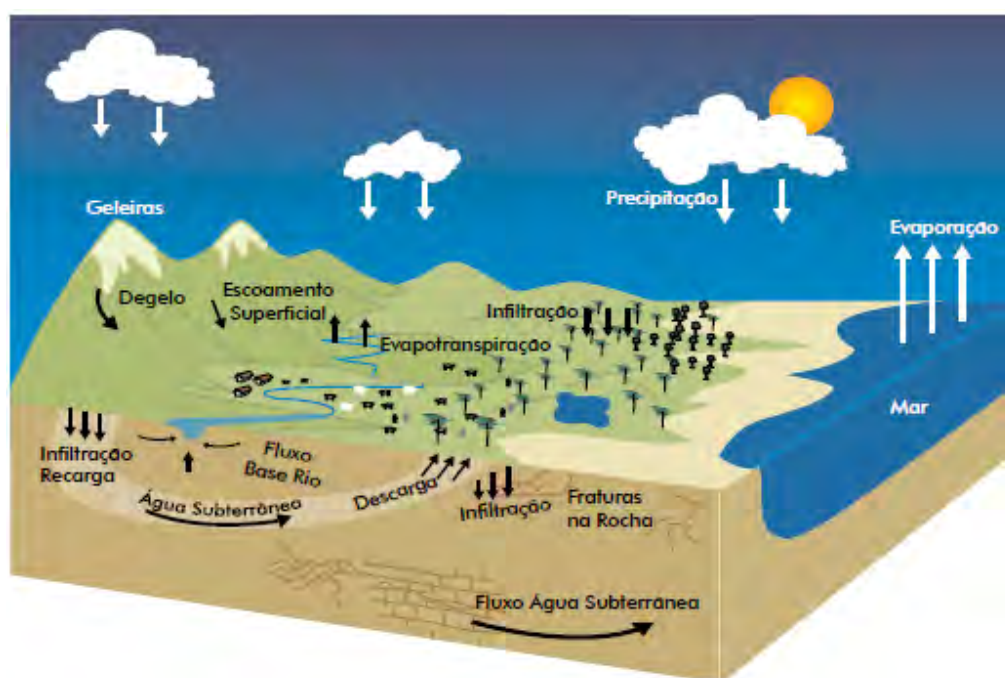


Figura 1: Ciclo Hidrológico / Fonte: Ministério do Meio Ambiente (2007).

Sendo um ciclo, o mesmo não possui começo ou fim, logo pode ser descrito a partir de qualquer um de seus componentes. Iniciando o ciclo nos oceanos, por exemplo, a água evapora devido à energia solar e segue para a atmosfera em forma de vapor, perdendo os sais marinhos. Na atmosfera, o vapor d'água se condensa em determinadas condições, o que favorece a precipitação como chuva ou neve, que podem ocorrer sobre os continentes ou oceanos. Quando a água precipita sobre o continente

pode ser interceptada pela vegetação, atingir corpos d'água superficiais (rios, lagos, córregos, etc) ou cair diretamente sobre o solo. Quando sobre a vegetação pode evaporar e retornar para a atmosfera. Quando atinge a superfície e dependendo da umidade do solo, a água pode infiltrar e percolar no perfil do solo, movimentando-se entre seus vazios ou os das rochas e, deste modo, ser captada pelas raízes das plantas, a qual após ser utilizada retorna para a atmosfera por meio da transpiração; ou então segue por gravidade até o lençol freático que recarrega ou é recarregado por um corpo d'água superficial. Quando não infiltra e o relevo favorece, pode correr livremente pela superfície do solo o que caracteriza o escoamento superficial. Caso não infiltre e não escoe, a água pode evaporar. Assim, a água que infiltra ou escoar em determinado momento vai atingir novamente os oceanos, fechando o ciclo (FETTER, 2001; MMA, 2007; WALLER, 1994).

2.2 Balanço hídrico

Poehls & Smith (2009) conceituam balanço hídrico como a determinação dos volumes de entrada e saída de água em uma bacia hidrográfica (Equação 1). O balanço hídrico de um sistema físico real é baseado no princípio da conservação das massas ou da continuidade o qual preconiza que as entradas e saídas são equivalentes à variação do volume de água armazenada no meio (FEITOSA & FILHO, 2000).

Os componentes da equação do balanço hídrico podem ser expressos pela seguinte equação (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$P - ETR - ES - I = \Delta S \quad (\text{Equação 1})$$

Em que: P = Precipitação [L], ETR = Evapotranspiração real [L], ES = Escoamento superficial [L], I = Infiltração [L] e ΔS = Variação do armazenamento de água no solo [L].

A precipitação é a única componente que adiciona água ao sistema, enquanto que as outras a retiram para a atmosfera (evapotranspiração), corpos d'água superficiais (escoamento superficial e infiltração) ou aquíferos (infiltração). Feitosa & Filho (2000)

chamam a atenção para a dificuldade de se obter valores confiáveis, seja por estimativas ou mensurações, das variáveis da equação.

Gomes (2005) comenta sobre o uso de balanços hídricos para vários fins como atividades agrícolas, florestais e estudos hidrológicos. Possuindo utilidade também em outras áreas como no estudo de aquíferos, usado na estimativa da recarga potencial (BRITO, 2007) ou na recarga total (GOMES, 2008) ou no estudo sobre a geração de percolado em aterros sanitários (SILVA, 2008).

A variabilidade dos objetivos para o uso do balanço deu origem a criação de metodologias distintas e assim ocorreu a divisão dos balanços em grupos, a saber: superficial, aerológico, isotópico, modelo matemático, agrícola ou climatológico. O climatológico, por exemplo, estima o excesso ou déficit hídrico de uma área para assim classificar o clima local (GOMES, 2005).

Em 1948 Thornthwaite sugeriu a utilização de um balanço hídrico para a classificação climática. Este balanço sofreu algumas modificações, se tornando conhecido como o método do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather, publicado em 1955 (VIANELLO & ALVES, 1991).

2.3 Caminhos da água no subsolo terrestre

A água quando precipita sobre o solo infiltra, escoar ou evapora (Figura 2). A infiltração ocorre em condições que podem envolver uma ou mais características do terreno como, por exemplo, presença de solos com poros não saturados, solos ou rochas permeáveis e relevo plano. Superfícies impermeáveis (solo compactado, telhado e asfalto) contribuem para o escoamento superficial (FITTS, 2002).

A água infiltra na superfície do solo, mas não necessariamente atinge a superfície freática em seu movimento descendente. No caso, se o perfil do solo apresentar materiais pouco permeáveis em seu caminho, a água flui lateralmente, sendo este fluxo denominado de circulação (*interflow*). Quando a zona de aeração é pouco espessa em relação à distância do corpo d'água superficial mais próximo, a maior parte do volume de água infiltrado torna-se recarga do aquífero. Após isso, ela se movimenta

horizontalmente em direção à superfície terrestre formando nascentes, lagos, rios, etc. Caracteriza-se assim o processo de formação do fluxo de base (FITTS, 2002).

Em precipitações longas ou intensas os poros superficiais podem encontrar-se totalmente preenchidos com água, pois a taxa de precipitação é superior à capacidade de infiltração e, desta forma, a água fica estagnada sobre a superfície do solo. Em condições do relevo favoráveis, a água irá escoar pelo terreno (escoamento superficial). Pode infiltrar, mais tardiamente, com o término da precipitação e após os poros mais superficiais serem parcialmente drenados (FITTS, 2002).



Figura 2: Fluxos da água no perfil do solo / Fonte: Adaptado de Fitts (2002).

O fluxo de base depende diretamente da permeabilidade dos materiais geológicos presentes. Quando permeáveis, o fluxo de base possui grande magnitude. Caso contrário, pouca água infiltra e conseqüentemente o fluxo de base é pequeno e, portanto, se tem uma pequena descarga. Este fluxo é uniforme ocorrendo ao longo de todo o ano, mesmo em períodos de estiagem. Outros fluxos como o escoamento superficial e a circulação próxima da superfície do solo são variáveis, apresentando altas taxas durante a precipitação, diminuindo ao longo do tempo após o término da mesma (FITTS, 2002).

2.4 Recarga e descarga de aquíferos

A recarga de um aquífero consiste no acréscimo de água à sua zona saturada de forma natural (precipitação) ou artificial (irrigação). Alguns fatores que interferem nesse processo são a condutividade hidráulica vertical do meio, a transmissividade do aquífero e a infiltração da água no solo (POEHLS & SMITH, 2009).

Existem diversos métodos (balanço hídrico, traçadores, variação do nível d'água, dentre outros) para se estimar a recarga de aquíferos. As técnicas baseadas em dados de águas superficiais estimam a recarga potencial de aquíferos e as que se baseiam em dados de águas subterrâneas (zona saturada do solo) fornecem a recarga real. Devido a incerteza inerente a todos os métodos é aconselhado que se utilize mais de um método para maior confiança nos valores de recarga obtidos (SCANLON *et al.*, 2002).

O método da variação do nível d'água (VNA) é um dos mais utilizados na estimativa da recarga. Considera que a elevação do nível d'água dos aquíferos livres ocorre somente devido a eventos de recarga. Caso a descarga do aquífero seja mais veloz que o aporte de água da precipitação (recarga) o método possui pouca relevância. Dentre as vantagens do método pode-se citar sua simplicidade, facilidade de aplicação e o fato de não fazer considerações acerca do movimento da água através da zona insaturada do solo até a superfície freática, desse modo não se considera a existência de caminhos preferenciais da água, o que inviabilizaria a aplicação da técnica (HEALY & COOK, 2002). É recomendado para pequenos intervalos de tempo (leituras do nível d'água feitas em intervalos de horas ou alguns dias) em locais que apresentem aquíferos rasos e que sofram variações significativas de altura de sua superfície freática. As incertezas do método incluem a obtenção de um valor representativo do rendimento específico (S_y) e a consideração acerca que mudanças na pressão atmosférica, ar aprisionado no meio poroso ou outros fenômenos não influenciam na elevação do nível d'água (SCANLON *et al.*, 2002).

A descarga é caracterizada como a saída da água subterrânea da camada saturada dos aquíferos. Os processos de descarga contemplam as nascentes, aporte de água em pântanos e lagos e bombeamento de poços (POEHLS & SMITH, 2009).

Fitts (2002) explica que o clima influencia diretamente a recarga ou descarga dos aquíferos. A recarga é maior nos locais de clima úmido e constituídos de solos ou rochas permeáveis. Nestes ambientes a recarga pode chegar à metade do volume de água precipitada.

2.5 Zonas do solo e distribuição da água em subsuperfície

O subsolo terrestre é dividido em duas zonas. A que se localiza mais próxima da superfície do solo e que contém em seus poros água e ar é denominada de zona insaturada ou zona de aeração. Esta camada de solo geralmente se encontra acima da outra denominada de zona saturada, onde todos os seus vazios se encontram saturados com água (HEATH, 1983).

Embora seja comum o emprego do termo águas subterrâneas para toda a água que se localiza abaixo da superfície terrestre, isso não é verdade. Apenas uma parcela dessa água em subsuperfície possui essa denominação na realidade. Como explica Heath (1983), este termo é usado para descrever as águas que se encontram na zona saturada do solo, ou seja, no aquífero.

A zona insaturada é separada em três partes (Figura 3): zona capilar, zona intermediária e zona de água do solo ou zona de evapotranspiração. A zona capilar inicia-se na superfície freática indo até a altura máxima de elevação da água nos poros de menor diâmetro do solo. Possui formato irregular, pois os vazios do solo não possuem o mesmo tamanho, provocando uma elevação desigual da água. A zona intermediária fica sobre a capilar e sua espessura vai até o final das raízes da vegetação local. A zona de água do solo está compreendida entre a superfície do solo e os limites das raízes das plantas, possuindo espessura muito variável, em função do tipo de vegetação presente ou ausência da mesma (FEITOSA & FILHO, 2000).

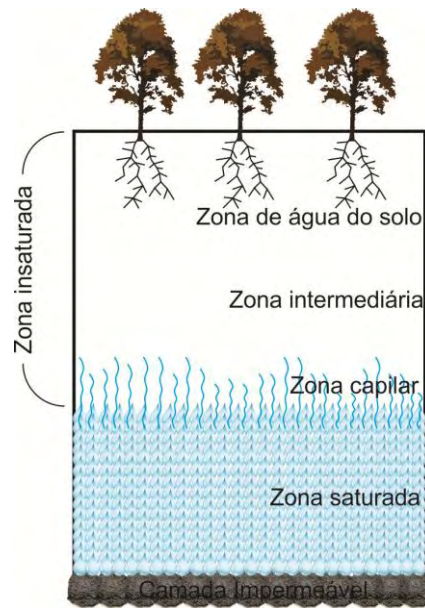


Figura 3: Zonas da água no perfil do solo / Fonte: Baseado em Junior (2007).

2.6 Formações geológicas

Os materiais presentes em subsuperfície (formações geológicas) podem ser classificados de acordo com a sua capacidade de transmissão e armazenamento de água. Segundo Poehls e Smith (2009) eles podem ser denominados de:

- **Aquíferos:** São materiais capazes de transmitir e armazenar água em volumes consideráveis do ponto de vista econômico, portanto apresentando alta permeabilidade. São formados por materiais inconsolidados (areia, silte e cascalhos) ou mistura de sedimentos consolidados como arenitos, por exemplo.
- **Aquicludes:** São materiais que armazenam água e distribuem-na em baixas taxas, ou seja, apresentam baixa permeabilidade apesar do grande número de vazios que possivelmente possam apresentar. Finas camadas de argila são exemplos dessa formação.
- **Aquitardos:** Dentre as formações geológicas é a que apresenta menor permeabilidade. É capaz de armazenar água, porém a transmite muito lentamente.

Os aquíferos podem ser classificados de acordo com a sua capacidade de transmissão de água e pressão exercida pela mesma nas bases e topos destas formações

(FEITOSA & FILHO, 2000). Eles podem ser confinados, não confinados (livres ou freáticos) ou suspensos. Os aquíferos livres são os que possuem como limite superior a superfície freática, nos quais a água presente encontra-se sob pressão atmosférica. Os aquíferos confinados se encontram entre duas camadas impermeáveis ou pouco permeáveis, o que submete a água presente nesta formação a uma pressão superior à atmosférica (CAPUCCI *et al.*, 2001). Os aquíferos suspensos são semelhantes aos aquíferos não confinados, porém se encontram na zona aerada do solo e são “sustentados” por uma camada impermeável que impede que a água do aquífero atinja a zona saturada do solo (POEHLS & SMITH, 2009).

Possuem duas funções principais: atuam como reservatórios e provedores de águas, pois são capazes de armazenar e distribuir água através de seus vazios que quando interconectados formam um rede de drenagem minúscula em ambiente subterrâneo (DINIZ, 2006). No caso de aquíferos cársticos estes canais subterrâneos podem ser maiores devido à dissolução dos materiais carbonatados.

O tipo de aquífero é função da sua origem geológica, a qual expressa a forma de transporte, deposição e consolidação da rocha, assim como de estruturas secundárias em rochas vulcânicas e metamórficas (fraturas, fissuras, falhas geológicas, etc) e por reações químicas em rochas carbonatadas (cavidades, cavernas, etc.) (ROSA FILHO *et al.*, 2011).

Os aquíferos também são classificados de acordo com sua porosidade e o formato dos vazios preenchidos pela água. Assim os aquíferos são divididos em três grupos de acordo com Rosa Filho *et al.* (2011).

- Granulares ou Porosos: Formados por rochas sedimentares consolidadas e sedimentos e rochas inconsolidados, materiais em que o armazenamento e distribuição da água ocorrem nos vazios entre seus grãos. Podem armazenar grandes quantidades de água e ocupar grandes extensões. São observados nas bacias sedimentares e várzeas com depósitos de sedimentos arenosos.
- Fissurais: Formados por rochas ígneas e metamórficas em que a água se insere em suas descontinuidades (fraturas, fendas e falhas geológicas).
- Cársticos: Formados por rochas carbonatadas (mármore e dolomitos, por exemplo), em que a água é armazenada e distribuída através de canais ou cavernas subterrâneas originados pela dissolução química das rochas. Estes

canais podem ser de grandes dimensões e extensões. As águas destes aquíferos geralmente apresentam altas concentrações de cálcio e magnésio.

2.7 Parâmetros Hidrogeológicos

Cleary (1989) afirma que o comportamento hidrogeológico da zona saturada dos aquíferos pode ser descrita com base em dois tipos de parâmetros ou variáveis; os referentes ao fluxo hídrico subterrâneo (condutividade hidráulica e transmissividade) e os associados ao armazenamento do aquífero (porosidade, porosidade efetiva, coeficiente de armazenamento, armazenamento específico e rendimento específico).

2.7.1 Porosidade (n) e porosidade efetiva (n_e)

A porosidade representa o volume de vazios ou poros contidos em um volume de solo ou rocha. Ela é função das características do meio como tamanho, forma e organização das partículas (POEHLS & SMITH, 2009). Quando as partículas apresentam distribuição heterogênea no solo, o solo tende a possuir baixa porosidade, pois os vazios entre as partículas maiores são preenchidos pelos grãos menores (FEITOSA & FILHO, 2000).

A porosidade é expressa através da equação 2 (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$n = \frac{V_v}{V} \quad (\text{Equação 2})$$

Em que: n = Porosidade; V_v = Volume de poros ou vazios [L³] e V = Volume total do solo ou rocha [L³].

Geralmente é expressa em porcentagem, deste modo, o valor encontrado é multiplicado por 100 (FEITOSA & FILHO, 2000).

A porosidade é dividida em primária e secundária. A primária consiste nos vazios que são formados concomitantemente com o solo ou a rocha, é o caso dos vazios nas areias, arenitos e cascalhos. A secundária compreende os poros formados após a

origem dos solos ou rochas, dos quais as fraturas e as estruturas em materiais calcários dissolvidos são exemplos. A soma destas duas porosidades nos dá a porosidade total do solo (CLEARY, 1989).

A porosidade efetiva representa o volume de poros ou vazios interconectados presentes em um volume de solo ou rocha, os quais possibilitam o fluxo hídrico no solo ou rocha. É descrita pela seguinte razão (Equação 3) (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$n_e = \frac{V_D}{V} \quad \text{(Equação 3)}$$

Em que: n_e = Porosidade efetiva, V_D = Volume de água drenada pela força gravitacional [L^3] e V = Volume total do solo ou rocha [L^3].

Também costuma ser expressa em valores de porcentagem, bastando multiplicar o valor obtido por 100 (FEITOSA & FILHO, 2000).

Segundo Feitosa & Filho (2000), um bom aquífero deve ter altos valores das duas porosidades. Materiais argilosos possuem alta porosidade total (na faixa de 35 – 45%), entretanto possuem baixa porosidade efetiva (em torno de 3%), logo não é um material adequado para formar um aquífero. O contrário pode se dizer dos materiais arenosos e com pedregulhos os quais apresentam elevadas porosidades (na faixa de 20 – 35%) e efetiva (em torno de 29%) constituindo-se, portanto, em bons materiais formadores de aquíferos.

2.7.2 Parâmetros de Armazenamento

Cleary (1989) comenta que quando se trabalha com aquíferos freáticos utiliza-se para representar seu armazenamento o parâmetro rendimento específico. Para aquíferos confinados é usado o armazenamento específico nas modelagens tridimensionais, caso o enfoque seja bidimensional usa-se o coeficiente de armazenamento.

2.7.2.1 Armazenamento específico (S_s)

O armazenamento específico de um aquífero confinado é definido como o volume de água que um volume unitário de aquífero libera devido à redução unitária de carga hidráulica (KRUSEMAN & RIDDER, 2000). A água presente num aquífero confinado se encontra com pressão superior à atmosférica. Ao ser extraída pelo bombeamento de um poço provoca uma paulatina redução dessa pressão, o que permite a expansão da água. Deste modo, o peso das camadas geológicas sobre o aquífero, suportada antes pela água começa a ser suportada agora pelas partículas do solo. Essa mudança resulta na diminuição dos vazios do meio poroso. Estes processos (expansão da água e redução dos poros do solo) são responsáveis pelo mecanismo de liberação das águas subterrâneas nos aquíferos confinados (Equação 4) (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta) \quad (\text{Equação 4})$$

Em que: S_s = Armazenamento específico [L^{-1}]; ρ = Densidade da água [$M \cdot L^{-3}$]; g = Aceleração causada pela gravidade [$L \cdot T^{-2}$]; α = Compressibilidade do aquífero [$L \cdot T^2 \cdot M^{-1}$]; n = porosidade total e β = Compressibilidade da água [$L \cdot T^2 \cdot M^{-1}$].

2.7.2.2 Rendimento específico (S_y)

O rendimento específico se traduz como o volume de água descarregada por um aquífero livre por unidade de área superficial por decréscimo unitário do nível d'água (carga hidráulica). Variável adimensional que apresenta valores que costumam variar entre 0,01 até 0,30 e são bem maiores que os parâmetros de armazenamento dos aquíferos confinados (KRUSEMAN & RIDDER, 2000).

A água nos aquíferos não confinados quando bombeada por um poço é liberada devido à drenagem provocada pela força gravitacional que causa a redução do lençol freático e permite a entrada do ar nos poros antes ocupados pela água (FEITOSA & FILHO, 2000).

Geralmente é calculado pela seguinte equação (Equação 5) (HEALY & COOK, 2002).

$$S_y = n - S_r \quad (\text{Equação 5})$$

Em que: S_y = Rendimento específico; n = Porosidade total e S_r = Retenção específica ou capacidade de campo.

O rendimento específico pode ser obtido em laboratório (drenagem de uma coluna de solo, metodologia descrita em Johnson *et al.* (1963) ou através da curva de retenção da água no solo) ou em campo (testes de bombeamento, métodos de balanço hídrico, geofísicos, dentre outros) (HEALY & COOK, 2002).

2.7.2.3 Coeficiente de armazenamento (S)

O coeficiente de armazenamento de um aquífero confinado representa o volume de água liberada por unidade de área superficial do aquífero por decréscimo unitário na componente da carga hidráulica normal aquela superfície. Em outras palavras, imagine uma coluna vertical que atravessa um aquífero confinado, o coeficiente de armazenamento é o volume de água liberada pelo aquífero quando a superfície potenciométrica local decresce em uma unidade. É um parâmetro adimensional e seus valores costumam variar de 5×10^{-5} até 5×10^{-3} (KRUSEMAN & RIDDER, 2000). É representado pela seguinte expressão matemática (Equação 6) (POEHLS & SMITH, 2009).

$$S = S_s b \quad (\text{Equação 6})$$

Em que: S = Coeficiente de armazenamento; S_s = Armazenamento específico [L^{-1}] e b = Espessura do aquífero confinado [L].

2.7.3 Permeabilidade intrínseca (k) e condutividade hidráulica (K)

A permeabilidade intrínseca refere-se à capacidade do meio em permitir a passagem de um fluido através de seus poros quando saturados, sendo influenciada

somente pelas dimensões e formas dos vazios do solo (características do meio) (Equação 7). Maiores diâmetros de poros oferecem menor resistência ao escoamento e, portanto maiores valores de permeabilidade intrínseca. Representada pela seguinte equação (POEHLS & SMITH, 2009).

$$k = Cd^2 \quad (\text{Equação 7})$$

Em que: k = Permeabilidade intrínseca [L^2], C = Fator de forma e d = Diâmetro médio dos poros do meio [L].

A condutividade hidráulica é um parâmetro que representa a resistência que o meio poroso oferece ao movimento da água em seu interior. A condutividade de meios saturados é maior do que a de meios insaturados por causa do excesso de água nos poros que a permite correr livremente e não ser aderida as partículas do meio através das forças de adesão e coesão (POEHLS & SMITH, 2009).

A condutividade hidráulica é uma variável dependente das características do solo/rocha (dimensão, forma, porosidade e distribuição e arranjo dos grãos) e do fluido (massa específica e viscosidade) (Equação 8) (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (\text{Equação 8})$$

Em que: K = Condutividade hidráulica [$L \cdot T^{-1}$]; k = Permeabilidade intrínseca [L^2]; ρ = Densidade do fluido [$M \cdot L^{-3}$]; g = Aceleração da força da gravidade [$L \cdot T^{-2}$] e μ = Viscosidade absoluta [$M \cdot T \cdot L^{-1}$].

A condutividade hidráulica pode variar com o espaço e a direção que a água escoar no solo. Quando uma área apresenta a mesma condutividade em qualquer ponto no espaço é dita homogênea, caso varie é heterogênea. Quando a condutividade varia em alguma direção ($K_x \neq K_y \neq K_z$) o meio é dito anisotrópico, caso não varie ($K_x = K_y = K_z$) é isotrópico (HEATH, 1983).

2.7.4 Transmissividade (T)

A transmissividade é definida como o fluxo que atravessa uma seção de uma unidade de largura pela altura referente à espessura do aquífero sob um gradiente

hidráulico unitário (Cleary, 1989). Em outras palavras, transmissividade refere-se ao volume de água que é transmitido na direção horizontal através da espessura saturada do aquífero (Equação 9). É uma propriedade comumente utilizada em modelos bidimensionais. Em aquíferos confinados é dada pela seguinte equação (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$T = K \cdot b \quad (\text{Equação 9})$$

Em que: T = Transmissividade [$L^2 \cdot T^{-1}$], K = Condutividade hidráulica [$L \cdot T^{-1}$] e b = Espessura do aquífero confinado [L].

Para aquíferos livres, Freezy & Cherry (1979) afirmam que a equação acima também pode ser usada, porém neste caso b é equivalente à espessura da camada saturada do aquífero.

2.7.5 Carga hidráulica (h) e gradiente hidráulico (i)

Poehls & Smith (2009) conceituam carga hidráulica como a medida da pressão exercida sobre a água tendo por base uma superfície de referência. É obtida pela observação da elevação da água subterrânea em um piezômetro.

A carga hidráulica corresponde à união de três energias: cinética, potencial e de pressão (Equação 10) (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$h = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{P}{\rho g} \quad (\text{Equação 10})$$

Em que: h = Carga hidráulica [L]; v = Velocidade do fluido [$L \cdot T^{-1}$], g = Aceleração da gravidade [$L \cdot T^{-2}$], z = Altura do fluido até a superfície de referência [L], P = Pressão sobre o fluido [$M \cdot L \cdot T^{-2}$] e ρ = Densidade do fluido [$M \cdot L^{-3}$].

A componente referente à energia cinética é desprezada, pois as velocidades de escoamento das águas subterrâneas são muito pequenas (valores ínfimos) quando comparadas aos outros componentes energéticos (HEATH, 1983).

A mensuração desta variável permite obter a direção do fluxo da água subterrânea no solo, a qual se move dos locais de maior carga hidráulica para os de menor carga. Sabendo a carga hidráulica pode-se calcular o gradiente hidráulico, conceito que representa a mudança de carga por unidade de distância ao longo de uma direção (Equação 11). Caso a direção não seja especificada, considera-se a direção na qual ocorre o maior decréscimo na carga (HEATH, 1983).

O gradiente hidráulico é calculado pela seguinte equação (POEHLS & SMITH, 2009).

$$i = \frac{dh}{dL} \quad \text{(Equação 11)}$$

Em que: i = Gradiente hidráulico; dh = Diferença entre a carga hidráulica de dois pontos próximos [L] e dL = Distância entre os pontos [L].

2.8 Métodos de campo utilizados em estudos hidrogeológicos

O cálculo ou estimativa dos parâmetros hidrogeológicos é realizado através de vários ensaios/testes de campo que devem considerar as diferenças pedológicas e geológicas e, portanto, os diferentes aquíferos existentes em um local, bem como outros aspectos concernentes à modelagem hidrogeológica (espessura, profundidade, área etc.). Quanto maior o número de dados válidos, melhor será a estrutura do modelo conceitual e maior a probabilidade do modelo numérico gerado ser representativo das condições de campo e apto a simulação de cenários. A seguir descrevem-se os utilizados no presente estudo. Cumpre destacar que outros métodos não utilizados no presente estudo podem ser considerados.

2.8.1 Ground Penetrating Radar (GPR)

O radar de penetração no solo ou georadar (GPR) é a denominação geral das técnicas que usam pulsos ou ondas de rádio (eletromagnéticas), na faixa de frequências entre 1 – 1000 MHz, com a função de investigar e identificar as características e

estruturas presentes no solo (ANNAN, 2001), assim como aumentar a área identificada através de furos de sondagem (DANIELS, 2000). É aplicado frequentemente em estudos hidrogeológicos, para se determinar a profundidade do lençol freático e/ou a localização de plumas de contaminantes (NASCIMENTO *et al.*, 1998). O sistema de GPR (Figura 4) é composto por uma antena transmissora, uma antena receptora, uma unidade de controle e uma unidade de visualização de dados (ARANHA & SOBREIRA, 2006).



Figura 4: Os componentes de um sistema de GPR / Fonte: GAUW, 2007.

O sistema funciona do seguinte modo: um pulso ou onda eletromagnética é emitido pela antena emissora em direção ao solo ou rocha. Quando encontra um objeto com características dielétricas distintas das do meio circundante a onda é refletida e captada pela antena receptora e deste modo, o sinal é amplificado, digitalizado e gravado (DANIELS, 2000; ARANHA & SOBREIRA, 2006). A velocidade das ondas eletromagnéticas é influenciada pelas características elétricas do meio investigado: condutividade elétrica (σ), permissividade elétrica (ϵ) e permeabilidade magnética (μ) (GAUW, 2007).

A frequência das ondas que serão enviadas pela antena emissora influencia a sua penetração no solo e a resolução dos dados gerados. Ondas de frequência mais elevadas geram um radargrama (documento no qual é ilustrado os dados gerados pelo levantamento com o GPR) de alta resolução e baixa profundidade investigada, caso se trabalhe com baixas frequências teremos profundidades maiores levantadas, entretanto produzem um radargrama de baixa resolução (DOURADO *et al.*, 2003).

Os dados coletados geram um radargrama que permite observar o tempo de reflexão das ondas, e assim conhecer a profundidade em que os materiais refletores se localizam. Para isso é necessário se ter as velocidades de propagação das ondas em subsuperfície (DOURADO *et al.*, 2003).

Existem três tipos de metodologias de aquisição de dados com georadar: os perfis de reflexão com afastamento constante (*common offset*), sondagens de velocidade das ondas eletromagnéticas (*common mid point - CMP* e *wide angle reflection refraction - WARR*) e tomografia, executada em poços de observação (BORGES, 2002).

A técnica *common offset* (Figura 5) é realizada através do caminhamento com o sistema de GPR no solo em uma linha reta, em que as antenas mantêm uma distância constante entre si (BORGES, 2002).

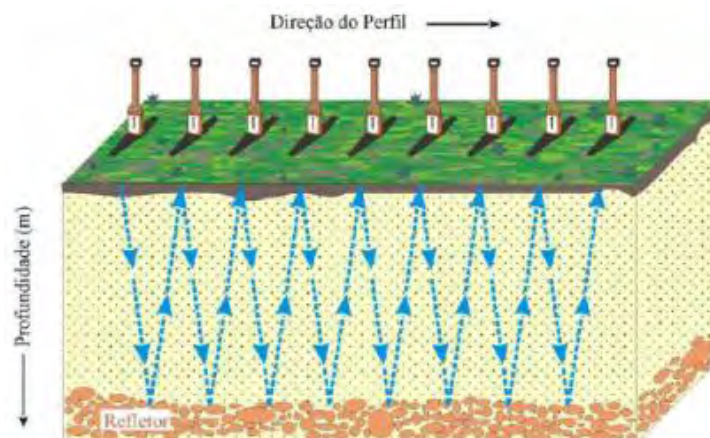


Figura 5: Esquema do perfil de reflexão com afastamento constante / Fonte: Borges (2002).

As sondagens de velocidade são necessárias para se obter a velocidade das ondas eletromagnéticas, e assim possibilitar a conversão dos tempos de reflexão em profundidade, permitindo a compreensão da origem dos refletores encontrados (material geológico ou interferências superficiais). A técnica CMP (Figura 6) se inicia em um ponto central fixo, no qual as antenas começam o ensaio e com o passar do tempo elas vão se distanciando continuamente. Na técnica WARR (Figura 7) apenas uma das antenas se movimenta e a outra é mantida imóvel (BORGES, 2002).

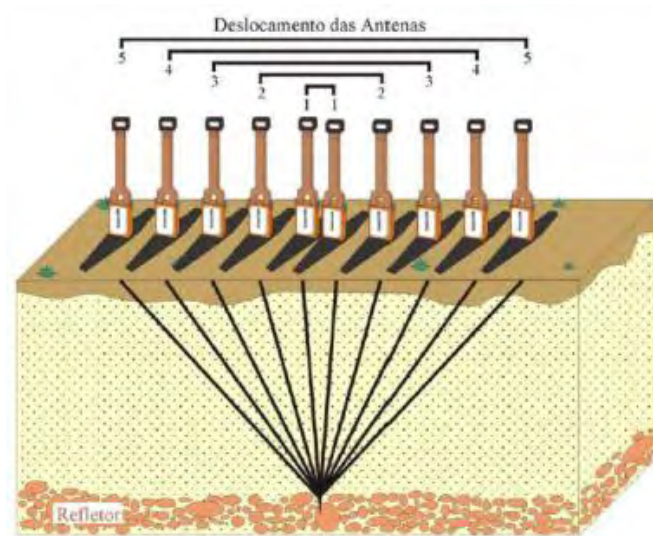


Figura 6: Esquema da técnica CMP / Fonte: Borges (2002).

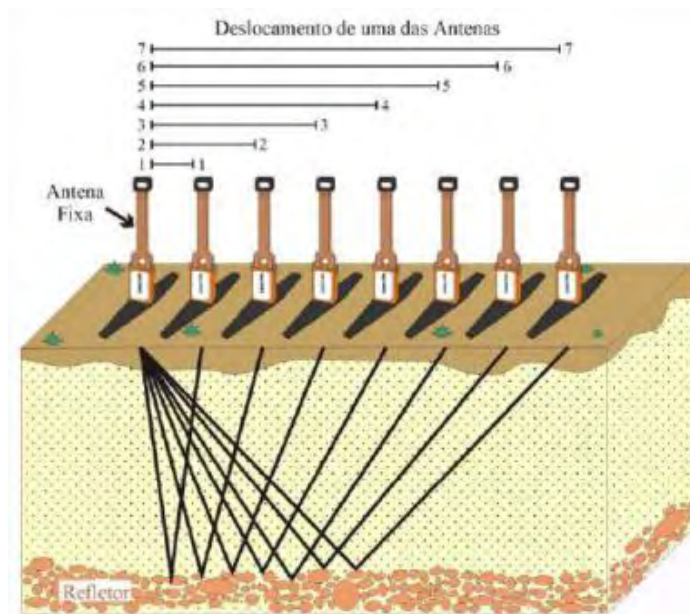


Figura 7: Esquema da técnica WARR / Fonte: Borges (2002).

2.8.2 Furos de Sondagem

Método que possibilita a amostragem do solo/rocha e/ou águas subterrâneas, interpretação geológica de subsuperfície, alocação de poços de monitoramento/bombeamento e medidas de propriedades geofísicas. Consiste num furo realizado no solo através de uma variedade de equipamentos como trado manual e/ou mecânico, sondagem a percussão, dentre outros. As informações geológicas obtidas

pelos ensaios são representativas das imediações do furo. Vários furos realizados em uma área permitem uma caracterização hidrogeológica do local, mas deve-se ter cautela com essas extrapolações (POEHLS & SMITH, 2009).

2.8.3 Slug Test

Este ensaio consiste na adição ou remoção de um determinado volume de água ou *slug* (cilindro de volume conhecido) em um poço, essa ação provoca o aumento ou redução do nível d'água no poço respectivamente, a qual é mensurada ao longo do tempo até que retorne ao nível anterior ao início do teste. Estes dados permitem a obtenção da condutividade hidráulica ou transmissividade do aquífero (KRUSEMAN & RIDDER, 2000).

Existem diversos métodos para o cálculo da condutividade hidráulica através de *slug test* como os desenvolvidos por Cooper-Bredehoeft-Papadopulos, Hvorslev, Bouwer & Rice, Van der Kamp, dentre outros (FETTER, 2001). A escolha do método é feita de acordo com alguns fatores como: tipo de aquífero (confinado, semi-confinado ou livre), penetração parcial ou total do poço no aquífero e a relação entre a altura da água no poço e o comprimento do filtro (MAZIERO *et al.*, 2004).

Fetter (2001) comenta que para aquíferos não confinados ou confinados que apresentem a camada confinante numa altura superior a altura do filtro do poço e que o poço ensaiado apresente penetração parcial ou total no aquífero, um método útil é o desenvolvido por Bouwer e Rice (BOUWER & RICE, 1976). A equação desenvolvida por estes pesquisadores é influenciada diretamente pela geometria do poço (Figura 8).

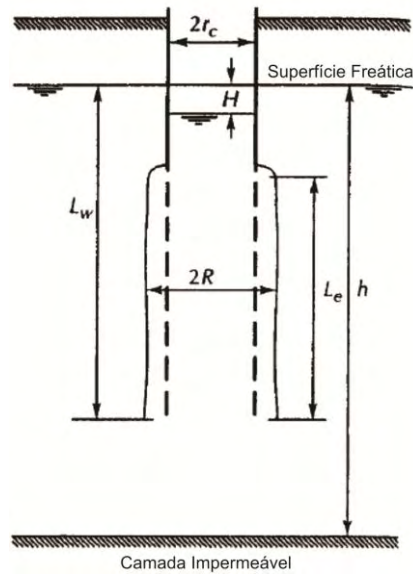


Figura 8: Geometria de um poço e as variáveis envolvidas na equação / Fonte: Adaptado de Fetter (2001).

A expressão matemática de Bouwer e Rice (Equação 12) é representada a seguir (FETTER, 2001).

$$K = \frac{r_c^2 \cdot \ln(R_e / R)}{2 \cdot L_e \cdot t} \cdot \ln\left(\frac{H_t}{H_0}\right) \quad (\text{Equação 12})$$

Em que: K = Condutividade hidráulica [$L \cdot T^{-1}$]; r_c = Raio do poço [L]; R = Raio do furo [L]; R_e = Distância radial efetiva em que a carga hidráulica é dissipada [L]; L_e = Altura da seção de entrada de água no poço [L]; t = Tempo transcorrido de H_0 até H_t [T]; H_0 = Nível d'água no início do ensaio [L] e H_t = Nível d'água em determinado tempo t [L].

A variável R_e não pode ser mensurada diretamente, logo a expressão (R_e / R) é estimada e uma equação é utilizada de acordo com a relação entre a camada saturada do aquífero (h) e a distância entre a superfície freática e a base do poço (L_w) (FETTER, 2001).

Caso L_w seja menor que h utiliza-se a equação 13 (condição de poço parcialmente penetrante).

$$\ln \frac{R_e}{R} = \left[\frac{1,1}{\ln(L_w/R)} + \frac{A + B \ln[(h - L_w)/R]}{L_e/R} \right]^{-1} \quad (\text{Equação 13})$$

Caso L_w seja equivalente a h utiliza-se a equação 14 (condição de poço completamente penetrante).

$$\ln \frac{R_e}{R} = \left[\frac{1,1}{\ln(L_w/R)} + \frac{C}{L_e/R} \right]^{-1} \quad (\text{Equação 14})$$

As variáveis A, B e C que são observadas nas expressões acima, são valores adimensionais obtidos por intermédio de um gráfico (Figura 9) em função do raio do furo (R) e da altura da seção de entrada da água no poço (L_e).

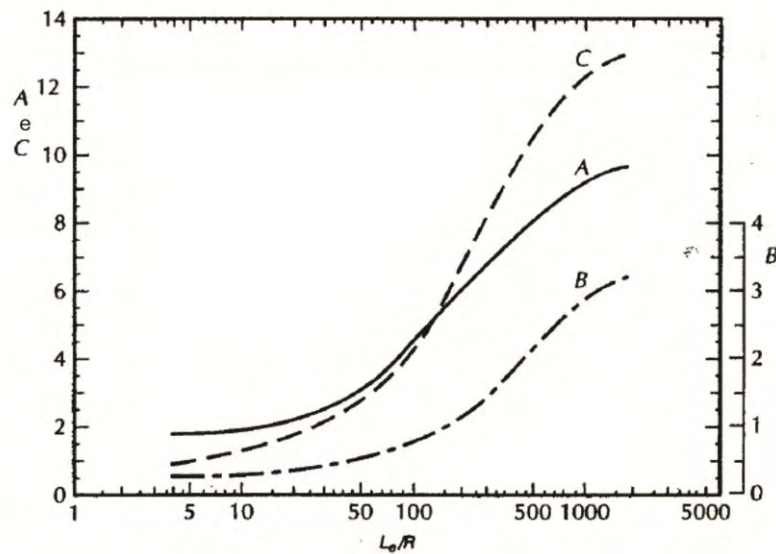


Figura 9: Gráfico em que os parâmetros A, B e C são determinados / Fonte: Fetter (2001).

2.9 Modelos de águas subterrâneas

Um modelo pode ser definido, simplesmente, como qualquer representação feita acerca de um meio real (FETTER, 2001). Outra definição, agora complexa e abstrata, seria que um modelo é um grupo de ideias ou hipóteses que tentam explicar um sistema físico real de forma simplificada (MONTEIRO, 2000). Do ponto de vista físico e

matemático, um modelo é uma descrição conceitual que exemplifica os meios físicos reais por meio de equações matemáticas (MANDLE, 2002).

Entre os modelos conhecidos existem os que envolvem as águas subterrâneas, os quais se baseiam em conhecimentos das áreas de geologia, hidrologia de superfície e hidrologia subterrânea (MONTEIRO, 2000). Eles podem servir a dois propósitos principais: descrever o fluxo da água subterrânea e/ou os processos de transporte de contaminantes no solo. Cleary (1989) cita outras aplicações desses modelos como permitir o conhecimento de locais para instalação de poços de abastecimento, previsão do comportamento de um aquífero ou um poluente no solo, delimitar áreas para a proteção das zonas de recargas dos aquíferos, avaliar metodologias adequadas para tratar aquíferos contaminados ou passíveis de contaminação e auxiliar no gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos.

Para se calcular o fluxo e a direção do escoamento da água em subsuperfície necessita-se de uma investigação das características hidrogeológicas da área de interesse. Deste modo, é possível fazer simulações e prever o movimento da água ou de contaminantes. Com os dados da caracterização gera-se um modelo hidrogeológico que irá produzir dados simulados das cargas hidráulicas e as condições do fluxo da água subterrânea para a área de estudo. É importante que o modelo passe por um processo de calibração dos dados gerados (MANDLE, 2002).

Estes modelos se baseiam no uso de uma equação diferencial parcial para descrever o movimento ou escoamento da água através do solo (POEHLS & SMITH, 2009). Essa equação é o resultado da união entre a Lei de Darcy e o Princípio de Conservação das Massas. Para cada condição de fluxo (permanente ou transiente) e as características do meio poroso (homogêneo ou heterogêneo e isotrópico ou anisotrópico) uma equação é abordada (FREEZY & CHERRY, 1979).

Um modelo trabalha com uma de duas condições de fluxo possíveis: fluxo permanente ou estacionário (*steady-state flow*) considera que o fluxo (sua magnitude e direção) não se altera em qualquer ponto do domínio com o tempo. E fluxo transiente (*transient flow*) que considera a ocorrência de variação do fluxo na área modelada com o tempo (FREEZY & CHERRY, 1979).

2.10 Métodos para resolução dos modelos

A resolução de um modelo matemático possui semelhança com um problema de valor de contorno. Para resolver um problema desse tipo é necessária a definição de informações como o tamanho e a forma do domínio modelado, a equação de fluxo usada, as condições de contorno da área, as condições iniciais do problema, os parâmetros hidrogeológicos do aquífero e o método matemático usado na resolução da equação escolhida (FREEZE & CHERRY, 1979).

2.10.1 Métodos Analíticos

Consideram as variáveis hidrogeológicas do sistema como homogêneas e isotrópicas (ANDERSON & WOESSNER, 1992 *apud* ALBERTO, 2005). São capazes de fornecer soluções exatas, porém demandam parâmetros e limites idealizados, os quais frequentemente não correspondem às condições reais do sistema, ignorando a heterogeneidade do meio, que são fundamentais ao se considerar as dinâmicas das águas subterrâneas e o transporte de contaminantes no solo (DELLEUR, 1999). São geralmente usados para problemas de regime permanente e de apenas uma dimensão. (MANDLE, 2002).

Visam à resolução de uma equação que descreve o movimento da água subterrânea no aquífero em um instante. Pode fornecer resultados em um ponto ou conjunto de pontos para o aquífero estudado (SOUZA, 2007). Para resolver um modelo analítico devem-se definir previamente as condições iniciais e de contorno do sistema, que devem ser obrigatoriamente simples para permitirem sua resolução (FETTER, 2001). Wendlander (2012) cita algumas técnicas matemáticas que costumam ser usadas na resolução de modelos analíticos como Transformada de Laplace, Transformada de Fourier, Separação de Variáveis, Função de Green e Teoria da Perturbação.

2.10.2 Métodos Numéricos

São usados para a resolução das equações diferenciais parciais que governam o fluxo das águas subterrâneas e a migração de poluentes. Possuem enfoques em uma, duas ou três dimensões (MANDLE, 2002). Estes métodos são empregados para modelagens de áreas que possuam geologia anisotrópica e/ou heterogênea (CLEARY, 1989). Apresentam soluções aproximadas devido à discretização da área no tempo e espaço. Isso permite ao modelo ser mais real e válido para as condições de campo simuladas (DELLEUR, 1999).

Estes métodos transformam as equações diferenciais parciais em um conjunto de equações algébricas após o domínio do modelo ser discretizado no espaço, formando células que em conjunto constituem uma rede de nós (vértices das células) ou grid (ANDERSON E WOESSNER, 1992 *apud* ALBERTO, 2005), e no tempo através de passos ou etapas (MANDLE, 2002). Cada célula possui uma equação representando o fluxo hídrico que ocorre nela, em geral, com base em seu balanço hídrico (entrada e saída de água). A resolução das equações fornece uma distribuição de cargas hidráulicas no centro ou na interseção entre as células, estes pontos representam as células como um todo. O sistema de equações algébricas consiste em n equações com n variáveis, n representa o número de células ou elementos. Processos iterativos permitem a resolução numérica destas equações (CAVICCHIA, 2007).

A confiabilidade dos dados obtidos com o uso de métodos numéricos é influenciada por fatores como a precisão dos dados de entrada, o tamanho da discretização do domínio no tempo e no espaço, e o método numérico escolhido (MANDLE, 2002).

Existem diversas técnicas para ajudar no tratamento numérico destas equações. Wendlander (2012) comenta sobre diversos métodos: Método de Volumes Finitos, Método de Elementos Analíticos, Método de Elementos Discretos e Método de Elementos Distintos. Os mais populares e utilizados rotineiramente são o Método dos Elementos Finitos (MEF) e o Método das Diferenças Finitas (MDF). Mais detalhes a respeito destes dois últimos métodos podem ser encontrados em Monteiro (2000), Fitts (2002) e Wendlander (2012).

2.11 Elementos de modelos matemáticos de águas subterrâneas

2.11.1 Equações governantes do fluxo tridimensional das águas subterrâneas

De acordo com a condição de fluxo (permanente ou transiente) e a relação entre as condutividades hidráulicas K_x , K_y e K_z (isotropia ou anisotropia e homogênea ou heterogênea), para cada modelo tem-se a resolução de equações diferenciais parciais distintas (FREEZY & CHERRY, 1979).

Frezzy & Cherry (1979) explicam resumidamente o desenvolvimento destas equações. A combinação entre o princípio de conservação das massas (equação da continuidade) e a lei de Darcy cria a formulação matemática que governa o fluxo hídrico subterrâneo em regime permanente de um meio poroso anisotrópico (Equação 15).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{Equação 15})$$

Em que: h = Carga hidráulica [L] e K_x , K_y e K_z = Condutividade hidráulica na direção x , y e z [$L \cdot T^{-1}$].

Quando o meio é isotrópico ($K_x = K_y = K_z$) e homogêneo ($K(x,y,z)$ constante), a equação 15 é simplificada, tornando-se uma equação bem conhecida pelos matemáticos denominada de Equação de Laplace (Equação 16).

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{Equação 16})$$

De modo semelhante ao desenvolvimento das equações para regime estacionário, são produzidas as equações governantes para o fluxo subterrâneo que atravessa um meio poroso anisotrópico em regime transiente (Equação 17). É conhecida como a equação da difusão.

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Equação 17})$$

Em que: S_s = Armazenamento específico do aquífero e t = tempo [T].

Caso o meio poroso seja isotrópico e homogêneo, a equação acima é simplificada (Equação 18).

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Equação 18})$$

Todas as equações descrevem o fluxo para um meio tridimensional, caso se queira um enfoque bidimensional basta excluir uma das direções da equação utilizada. A resolução das mesmas produz uma distribuição de cargas hidráulicas, a qual permite a geração de uma superfície potenciométrica do domínio modelado.

2.11.2 Condição inicial e condições de contorno

Franke *et al.* (1987) afirmam que a escolha da condição inicial e das condições de contorno é uma etapa essencial no processo de modelagem do fluxo das águas subterrâneas.

A condição inicial se refere aos valores das cargas hidráulicas em todas as células do domínio modelado em um determinado tempo (denominado, geralmente, de tempo zero) e que servem de referência para os cálculos que serão executados (FRANKE *et al.*, 1987). Estas cargas são fundamentais para as condições de fluxo transiente. Neste regime, a condição inicial é necessária para o cálculo das cargas hidráulicas, pois as cargas para cada etapa de tempo são obtidas baseadas na carga hidráulica de um tempo anterior ao que está sendo calculado. Geralmente é realizada uma simulação em regime estacionário para se obter as cargas hidráulicas iniciais para as simulações transientes (TERAMOTO, 2007).

As condições de contorno se referem aos valores de carga hidráulica ou fluxo nos limites hidráulicos ou físicos que delimitam o domínio do modelo. Os corpos

d'água superficiais ou maciços impermeáveis são exemplos de barreiras físicas enquanto que as barreiras hidráulicas, responsáveis pelo controle do fluxo das águas subterrâneas, têm como exemplos os divisores de água (divisores topográficos) ou linhas de fluxo (BERNICE, 2010).

Cleary (1989) explica as três principais condições de contorno utilizadas. As fórmulas matemáticas empregadas são baseadas no trabalho de Teramoto (2007).

Condição de Dirichlet (Tipo I): O contorno possui uma carga hidráulica específica, pode ser constante ou variar no tempo e/ou espaço. Corpos d'água superficiais como rios e lagos costumam ser modelados com esta condição (Equação 19).

$$h(x, y, z, t) = \text{especifica do} \quad (\text{Equação 19})$$

Em que: h = Carga hidráulica, t = Tempo e x, y e z = Eixos.

Condição de Neumann (Tipo II): O contorno recebe um valor de fluxo específico (nulo ou não). Esta condição é usada nos divisores de água subterrânea ou limites impermeáveis, os quais não possuem fluxo (Equação 20).

$$\frac{dh(x, y, z, t)}{dn} = \text{especifica do} \quad (\text{Equação 20})$$

Em que: dh(x,y,z,t) = Variação de um elemento tridimensional e temporal de carga hidráulica e dn = Variação de um elemento de distância ortogonal à direção do fluxo.

Condição de Cauchy ou Mista (Tipo III): Trata-se de uma combinação das duas condições anteriores. Não é tão utilizada quanto às outras, sendo usada frequentemente quando se tem uma camada semipermeável que divide um aquífero ou que separa um corpo d'água superficial de um aquífero. O fluxo (Equação 21) que atravessa esta camada é determinado nesta condição de contorno.

$$q = K \frac{(H - h)}{b} \quad (\text{Equação 21})$$

Em que: q = Volume de água que atravessa a camada semipermeável, K = Condutividade hidráulica da camada [$L \cdot T^{-1}$], $(H - h)$ = Diferença de carga hidráulica [L], b = Espessura da camada [L].

Reilly (2001) comenta que as condições de contorno podem ser representadas em mais de uma forma matemática em um modelo. A escolha da mais apropriada depende dos objetivos do modelo. No caso de um córrego, por exemplo, pode ser representado nas condições do tipo I, II e III, além de três variações não lineares do último tipo. Cada opção é válida desde que esteja de acordo com o sistema real, com os objetivos do trabalho e o uso proposto ao modelo.

Na escolha das condições de contorno há uma simplificação das condições hidrogeológicas da área de estudo. Toda simplificação pode gerar erros graves os quais devem ser considerados e avaliados na forma como podem afetar o modelo (FRANKE *et al.*, 1987). Portanto é necessário o máximo de atenção para a delimitação das condições de contorno e a determinação da condição inicial do modelo hidrogeológico para que ele seja representativo das reais condições mensuradas em campo.

2.11.3 Modelo Conceitual

Delleur (1999) define modelo conceitual como uma hipótese sobre como ocorrem os fenômenos físicos do sistema real, a qual pode ser traduzida em um modelo matemático. Este modelo consiste na descrição física do sistema real estudado (FRANKE *et al.*, 1987). Ele deve abranger as principais características hidrogeológicas da área de estudo. Aconselha-se que o mesmo represente as condições do sistema de modo simplificado e não obstante, seja representativo da complexidade do sistema físico real (ANDERSON & WOESSNER, 1992 *apud* CAVALCANTI, 2002). Também serve de auxílio na obtenção de algumas informações como o limite da área a ser modelada, tipo de aquífero (confinado, semiconfinado ou livre), escolha da condição inicial e das condições de contorno e determinação das recargas e descargas no sistema estudado (CAVALCANTI, 2002), as quais servem de referência para a criação do modelo matemático.

2.12 Etapas na criação de um modelo hidrogeológico computacional

Alberto (2005) e Teramoto (2007) comentam a respeito de fluxogramas denominados de Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMMs), os quais foram propostos por vários autores (Anderson & Woessner (1992), Kresic (1997), Spitz & Moreno (1996), dentre outros), cada um a sua maneira, reforçando a importância da construção de etapas para o trabalho de modelagem, as quais devem seguir uma determinada ordem tendo em vista que os trabalhos executados em etapas passadas serão usados em etapas posteriores, além de facilitar a compreensão do processo.

Com base nestes trabalhos, o fluxograma (Figura 10) é uma simplificação das etapas envolvidas no processo. Cada uma das etapas é explicada resumidamente a seguir.

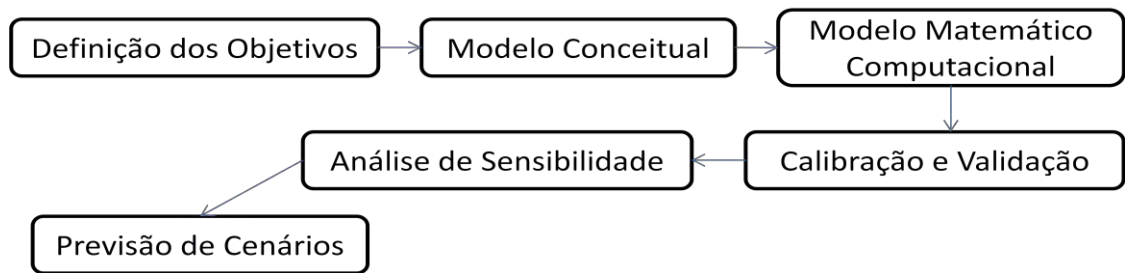


Figura 10: Fluxograma simplificado das etapas para a criação de um modelo hidrogeológico / Fonte: Adaptado de Alberto (2005) e Teramoto (2007).

A definição dos objetivos é o primeiro passo na produção de qualquer modelo de águas subterrâneas e que vai nortear os trabalhos das próximas etapas.

A segunda etapa (Modelo Conceitual) se refere à reunião das informações coletadas em campo ou em pesquisas anteriores para assim termos um modelo preliminar da área de estudo, o qual serve de base para a criação do modelo matemático.

O modelo matemático é gerado por intermédio de *softwares* que utilizam um determinado método numérico para a resolução das equações governantes do fluxo subterrâneo, geralmente o método das diferenças finitas ou o método dos elementos finitos. Estes *softwares* recebem as informações provenientes do modelo conceitual (área do modelo, condição inicial, condições de contorno, dentre outras) como seus

dados de entrada. Utilizam esses dados em seus cálculos, produzindo assim o modelo matemático.

A calibração do modelo consiste em se manipular os parâmetros hidrogeológicos do meio poroso de modo a se ter a melhor aproximação possível entre os dados observados em campo e os dados simulados pelo *software* utilizado na modelagem (ALBERTO, 2005). O resultado é simulado a cada alteração das variáveis até que se obtenha uma alta correlação entre os dados comparados (TERAMOTO, 2007). Dentre as metodologias utilizadas a mais usada é a do método da tentativa e erro (“*Trial and Error*”). Outros métodos incluem a utilização de *softwares* como o WinPest, por exemplo. Após a calibração, é realizada a validação do modelo, que consiste em se utilizar outros dados existentes na área de interesse para rodar o modelo, esperando-se assim encontrar valores semelhantes de erros encontrados durante a calibração. Estes erros são obtidos indiretamente através de alguns critérios ou índices são utilizados como parâmetros de referência de calibração. Uma breve descrição destes critérios baseada no trabalho de Bernice (2010) é apresentada a seguir.

A média dos resíduos é a média da diferença entre as cargas hidráulicas calculadas pelo modelo e as observadas no campo. Este critério é calculado pela equação 22.

$$MR = \frac{\sum_{i=1}^u (h_{calc} - h_{obs})}{u} \quad \text{(Equação 22)}$$

Em que: RM = Média dos resíduos [L]; u = Número de pontos de calibração; h_{obs} = Cargas hidráulicas observadas [L] e h_{calc} = Cargas hidráulicas calculadas [L].

A média dos resíduos absoluta é semelhante a média dos resíduo que trabalha com valores positivos e negativos, porém considera apenas o valor absoluto entre as cargas hidráulicas observadas e calculadas. Este critério é obtido através da equação 23.

$$MRA = \frac{\sum_{i=1}^u |(h_{calc} - h_{obs})_i|}{u} \quad \text{(Equação 23)}$$

Em que: ARM = Média dos resíduos absoluta [L]; u = Número de pontos de calibração; h_{obs} = Cargas hidráulicas observadas [L] e h_{calc} = Cargas hidráulicas calculadas [L].

O desvio padrão consiste na raiz quadrada da média dos quadrados do resíduo, é calculado pela equação 24.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^u (h_{calc} - h_{obs})_i^2}{u}} \quad (\text{Equação 24})$$

Em que: RMS = Desvio padrão [L]; u = Número de pontos de calibração; h_{obs} = Cargas hidráulicas observadas [L] e h_{calc} = Cargas hidráulicas calculadas [L].

O desvio padrão normalizado é um critério utilizado em praticamente todos os trabalhos de modelagem, sendo expresso em porcentagem, enquanto os outros são expressos em unidades de comprimento como m. Costuma ser utilizado, na maioria das vezes, como um valor de até 10 % indicativo de calibração razoável. Ele é obtido através da equação 25.

$$\text{Normalized RMS} = \frac{RMS}{(h_{obs})_{m\acute{a}x} - (h_{obs})_{m\acute{i}n}} \cdot 100 \quad (\text{Equação 25})$$

Em que: Normalized RMS = Desvio padrão normalizado; RMS = Desvio padrão [L] e h_{obs} = Carga hidráulica observada máxima e mínima [L].

A análise de sensibilidade testa a influência de cada dado ou parâmetro de entrada nos resultados simulados pelo modelo. Nesta etapa é feita também a análise do grau de incertezas contidas nos dados de entrada. Todo modelo apresenta incertezas decorrentes das aproximações e distribuição dos parâmetros no domínio simulado, as quais devem ter seus efeitos mensurados nos resultados gerados pelo modelo, pois influenciam as simulações feitas (TERAMOTO, 2007).

A previsão de cenários é a etapa final do processo de modelagem. O modelo foi gerado, calibrado, validado e analisadas suas sensibilidades, estando apto para fazer previsões confiáveis acerca do comportamento do aquífero frente à alterações antrópicas como alocação de poços de bombeamento ou prever a movimentação de plumas de

contaminação no subsolo terrestre, deste modo, auxiliando na tomada de decisões, gerenciamento e manutenção das águas subterrâneas do aquífero modelado.

2.13 O *software* Visual Modflow

Produzido pela empresa canadense Schlumberger e utilizado frequentemente em trabalhos hidrogeológicos, o Visual Modflow é uma interface gráfica do código modflow, o qual possibilita o estudo de fluxos subterrâneos (hídricos e/ou de contaminantes) através de modelos de uma, duas ou três dimensões que representam as condições atuais do sistema, permite a calibração dos mesmos e possibilita a construção de cenários de simulação.

Vários trabalhos demonstram sua popularidade e credibilidade. Alberto (2005) e Teramoto (2007) modelaram o fluxo hídrico subterrâneo em diferentes áreas do município de Paulínia, SP. Monteiro (2000) desenvolveu um modelo para os aquíferos costeiros de Recife visando o estudo e a preservação dos mananciais hídricos subterrâneos locais. Batista (2009) criou um modelo que representa a caracterização hidrogeológica da área do entorno do Centro Nacional de Pesquisa de Milho e Sorgo, município de Sete Lagoas, MG. Soares (2010) realizou trabalho semelhante na porção sudoeste da bacia representativa da bacia de Juatuba, MG.

3 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

Feitosa & Filho (2000) afirmam que vários fatores devem ser considerados para a caracterização hidrogeológica de um local. Estes fatores são: a geologia, hidrologia, morfologia, clima, vegetação e tipos de solos. Dentre estes, a geologia é o principal responsável pela distribuição e caracterização das estruturas distribuidoras de água subterrânea, ou seja, sua identificação é um elemento chave para a produção de um bom modelo hidrogeológico.

A microbacia do Córrego Palmital foi caracterizada principalmente com base nos dados do trabalho de Andrade (2010) que estudou sua qualidade da água superficial e subterrânea. Os mapas gerados na caracterização da área foram produzidos através do *software* ArcGIS 10.0.

3.1 Localização

A área de estudo é uma microbacia hidrográfica localizada na zona rural do município de Viçosa, na região da Zona da Mata, estado de Minas Gerais (Figura 11), compreendida entre as coordenadas geográficas em UTM SAD 69 Zona 23 S: longitude entre 723100 e 724400 e latitude entre 7695900 e 7697400. Possui uma área de aproximadamente 125 ha, abrangendo grande parte (72 %) da bacia do córrego do Palmital, que possui extensão de 175 ha (FERNANDES, 1996), a qual faz parte da bacia do ribeirão São Bartolomeu, manancial que abastece a cidade, tributário do Rio Turvo Sujo e que se insere na bacia do Rio Doce.

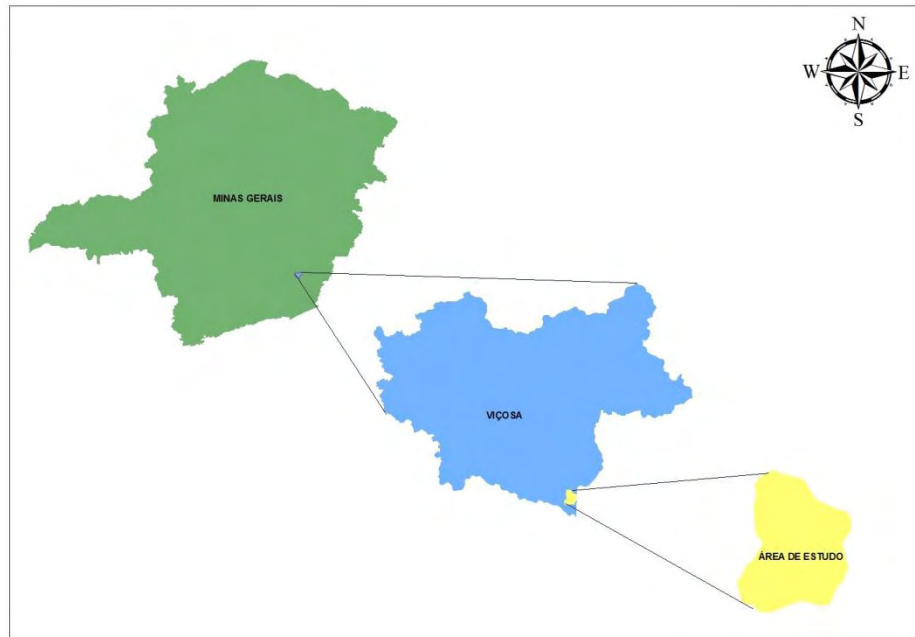


Figura 11: Localização da área de estudo.

3.2 Clima

O clima na região em que está inserida a bacia é do tipo Cwa, o qual apresenta inverno seco e verão chuvoso, de acordo com a classificação de Köppen. As temperaturas médias anuais são inferiores a 18 °C no mês mais frio e superiores a 22 °C no mês mais quente. A média anual é na faixa dos 20 °C. Apresenta precipitação média anual em torno de 1200 mm (BARUQUI, 1982).

3.3 Geomorfologia

A bacia do Palmital apresenta relevo fortemente ondulado e montanhoso, comum na região, denominada de “Mar de Morros”. As encostas tem perfil convexo-côncavo associadas a vales com fundo chato, os quais são formados por terraços e leitos maiores, locais em que se movimentam pequenos cursos d’água (CÔRREA, 1984).

A altitude da bacia varia entre 715 e 855 metros, caracterizando uma grande variação (140 metros) para uma área de pequenas dimensões. A área possui uma declividade média de 14,6 %, mas a maior parte da área apresenta declividades superiores aos 20% (Figura 12).

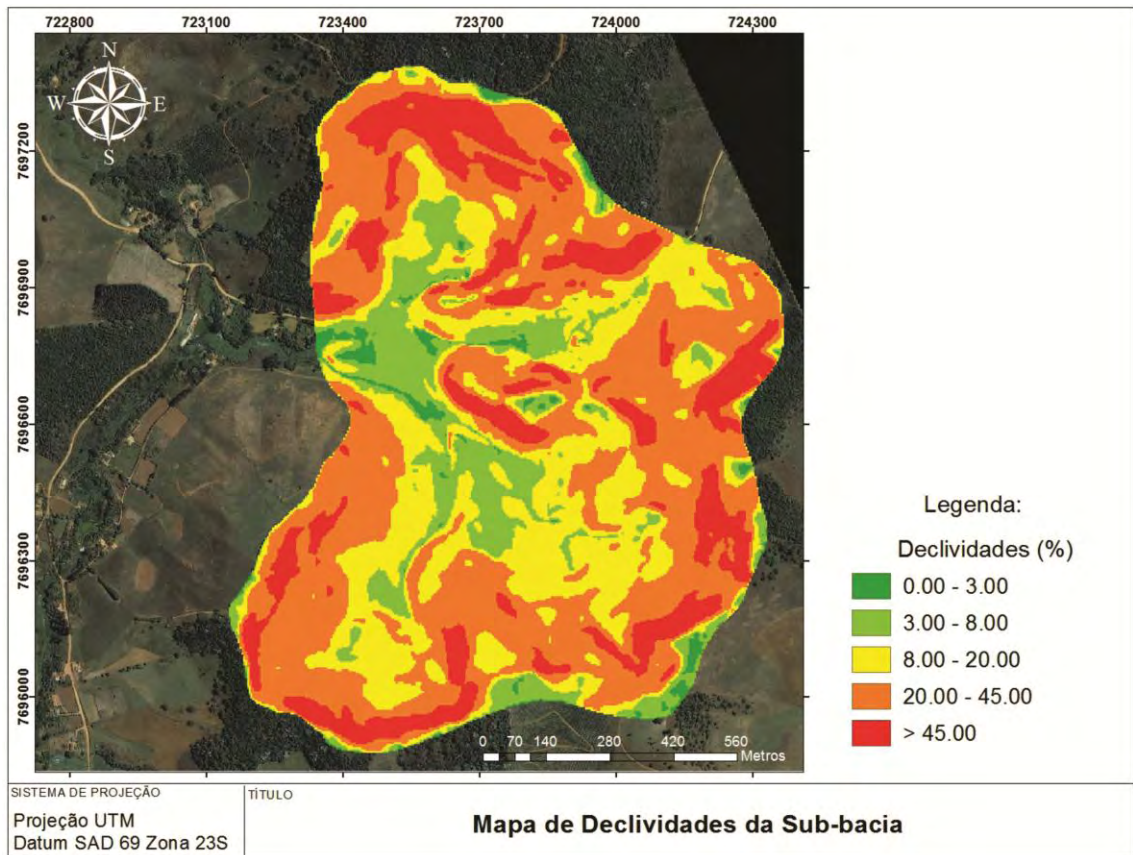


Figura 12: Mapa de declividades da sub-bacia / Fonte: Baseado em Andrade (2010).

3.4 Uso e ocupação do solo

Dentre os usos do solo observados na área de estudo destaca-se a pastagem (Figura 13). Outros usos de maior representatividade incluem mata e culturas agrícolas, basicamente. A pastagem ocupa 66 % da área da sub-bacia, enquanto os outros usos que se seguem são mata (15 %), eucalipto (7 %), café e milho (5 %) cada um. No restante da área (2 %) se encontram pomares, taboas e culturas de feijão e cana-de-açúcar (ANDRADE, 2010).

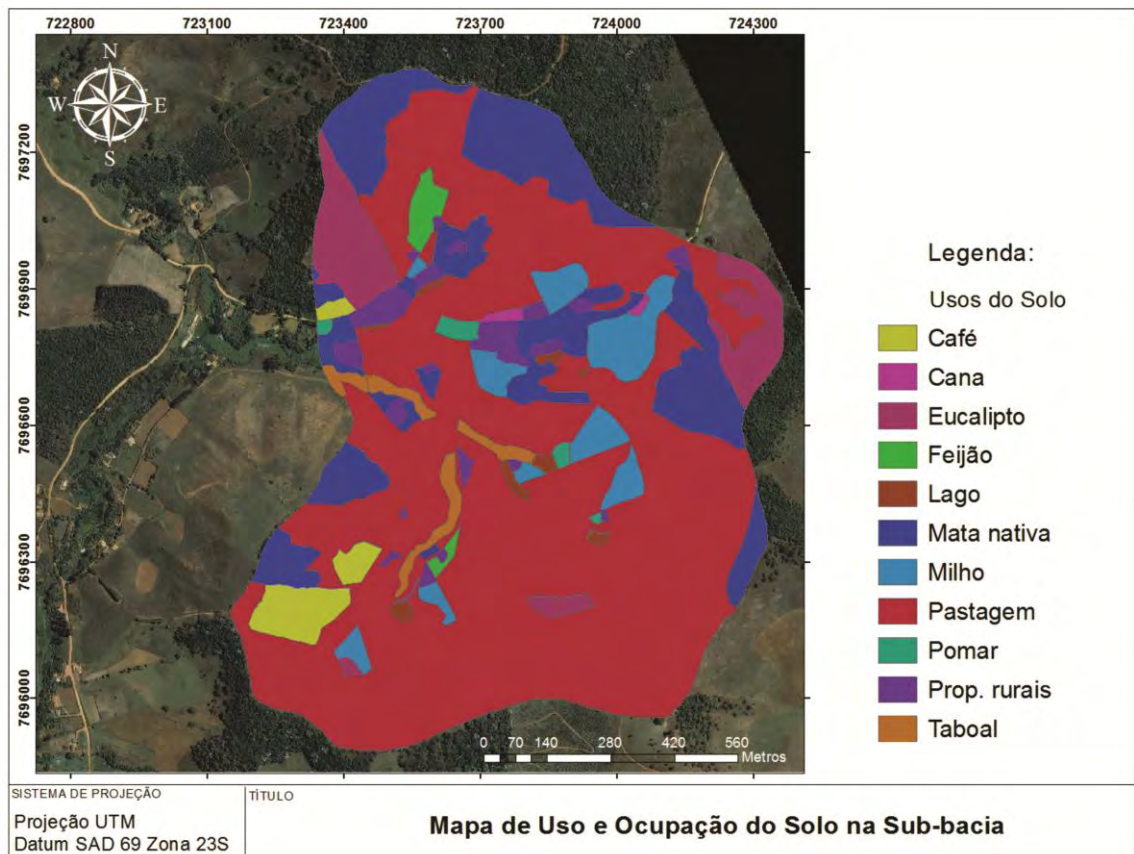


Figura 13: Mapa de uso e ocupação do solo / Fonte: Andrade (2010).

3.5 Hidrografia

A rede hidrográfica da bacia é composta por cursos d'água rasos e estreitos (Figura 14) provenientes das nascentes que ocorrem na área (ANDRADE, 2010). Os córregos são perenes. Segundo Wicander & Monroe (2011) a rede de drenagem é do tipo dendrítica, caracterizada por cursos d'água que se assemelham a galhos de árvores.



Figura 14: Cursos d'água da sub-bacia.

À medida que os cursos d'água da sub-bacia vão se aproximando das áreas de menores cotas e vão se distanciando das nascentes, eles se tornam mais amplos, acarretando no alagamento das áreas de drenagem e conseqüentemente o aumento da largura dos canais destes pequenos córregos, sendo frequente nestas áreas a presença de taboas (Figura 15).



Figura 15: Áreas alagadas da rede de drenagem com vegetação (taboas).

A distribuição da hidrografia na sub-bacia pode ser observada na Figura 16, que foi atualizada a partir do trabalho de Andrade (2010).

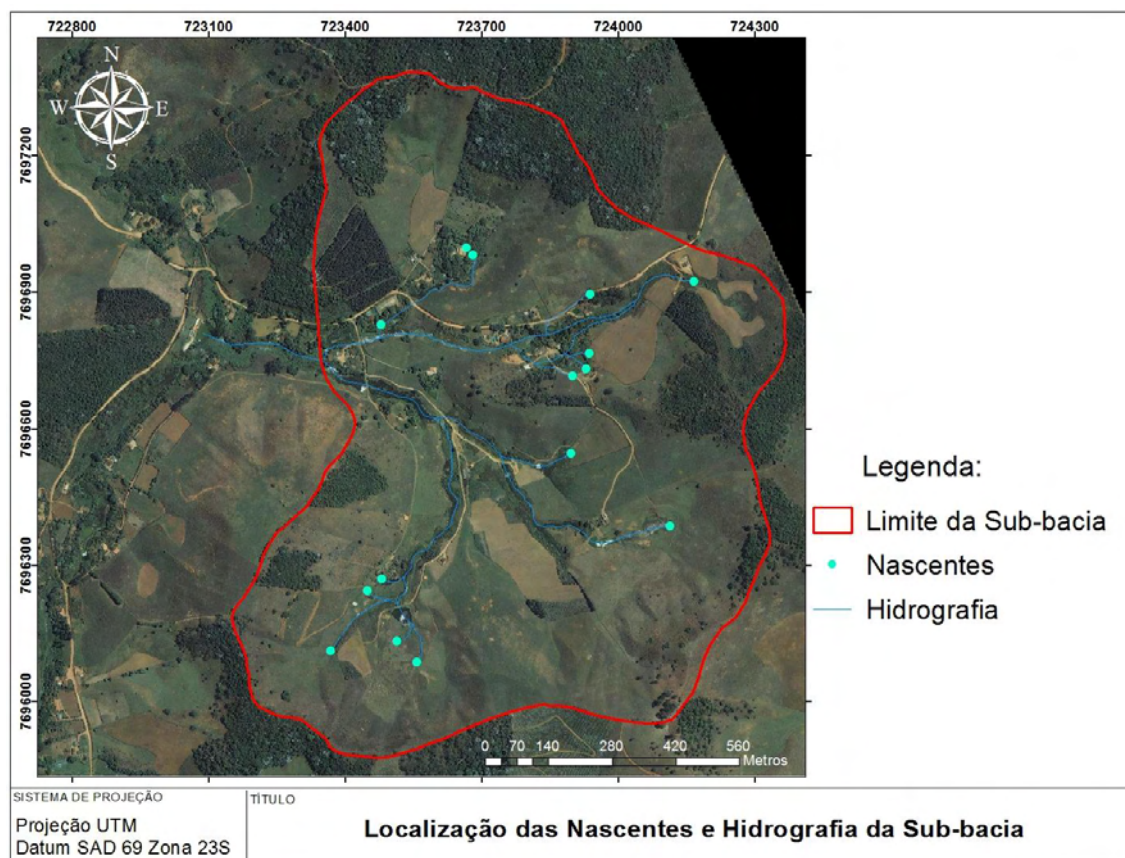


Figura 16: Localização das nascentes e hidrografia da sub-bacia / Fonte: Modificado de Andrade (2010).

3.6 Pedologia

Na sub-bacia observam-se três classes de solo: Latossolo Vermelho-Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo e Cambissolo Háplico (ANDRADE, 2010). As classes de solo (Figura 17) ocupam as seguintes extensões territoriais: Latossolo (56 %), Argissolo (26 %) e Cambissolo (18 %).

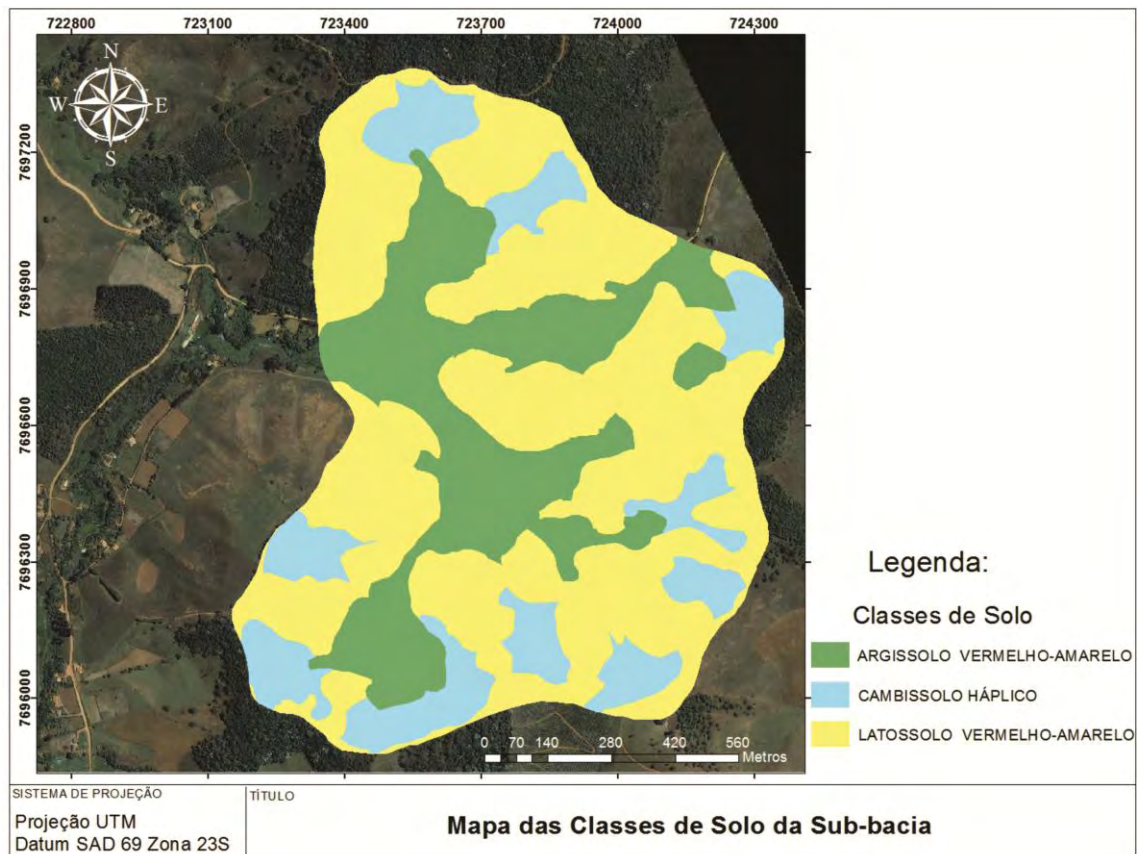


Figura 17: Mapa das Classes de Solo da Sub-bacia / Fonte: Adaptado de Andrade (2010).

Os argissolos ocupam as partes baixas da área (vales e terraços), e são observados em toda a extensão da hidrografia da sub-bacia, correspondendo aos terrenos quaternários como aluviões e colúvios. Estando associados com os latossolos, os quais ocupam as partes mais elevadas, situação típica na região como comentado por Baruqui (1982). Os cambissolos se concentram somente nas encostas da sub-bacia, nos locais de grande inclinação e mesmo assim em pequena proporção na área. Os latossolos ocupam tanto as encostas como os terraços e representam a classe predominante na sub-bacia.

3.7 Geologia regional

A região da zona da mata mineira está embasada sobre rochas do Embasamento Cristalino (BARUQUI, 1982), datadas do Pré-Cambriano Inferior ou Indiviso, constituídas por diversos tipos de gnaisses e migmatitos (CARVALHO FILHO, 1989).

Em alguns locais ocorrem metassedimentos representados por quartzitos, filitos e micaxistos (BARUQUI, 1982). O Embasamento Cristalino é um escudo de rochas ígneas e metamórficas com idades que variam do Arqueano ao Proterozóico e Eopaleozóico (ROSA FILHO *et al.*, 2011).

No fundo dos vales ocorrem sedimentos quaternários compostos por areias e argilas aluvionares. Estes sedimentos caracterizam-se pela elevada variedade textural, indo desde areias puras a argilas orgânicas (PSA, 2008).

Está inserida na província Mantiqueira, a qual compreende os complexos Mantiqueira, Juiz de Fora, Acaiaca, Itapetinga e Pocrane. O primeiro é o mais representativo da região do estudo, sendo representado por ortognaisses TTG com frequentes intercalações de supracrustais e, localmente, de ortogneisse do embasamento mesoarqueano (BRASIL, 2003).

O complexo Mantiqueira é formado por gnaisses bandados (biotita-gnaisses) de composição tonalítica a granito-granodiorítica, com intercalações frequentes de corpos tabulares de metabasitos (anfíbolitos) com migmatizações pré e sindeformacionais em maior ou menor grau. Subordinadamente ocorrem metaultrabasitos, rocha calcissilicática, metagabro e quartzito (PSA, 2008).

3.8 Geologia local

A geologia da área é muito homogênea, apresentando o gnaisse como rocha principal. É encontrada em diversos níveis de alteração, sendo que as formas mais alteradas são predominantes na sub-bacia (ANDRADE, 2010), existindo poucos pontos onde ocorrem afloramentos de rochas (Figura 18).



Figura 18: Afloramento de gnaiss observado na área / Fonte: Andrade (2010).

Do ponto de vista geológico-geotécnico a sub-bacia apresenta solos residuais de gnaiss oriundos do intemperismo, recobertos por colúvios em alguns pontos isolados. Além desses solos, ocorrem ainda materiais aluvionares de pequena espessura nos terraços e leitos dos córregos rasos e estreitos da sub-bacia (Figura 19).

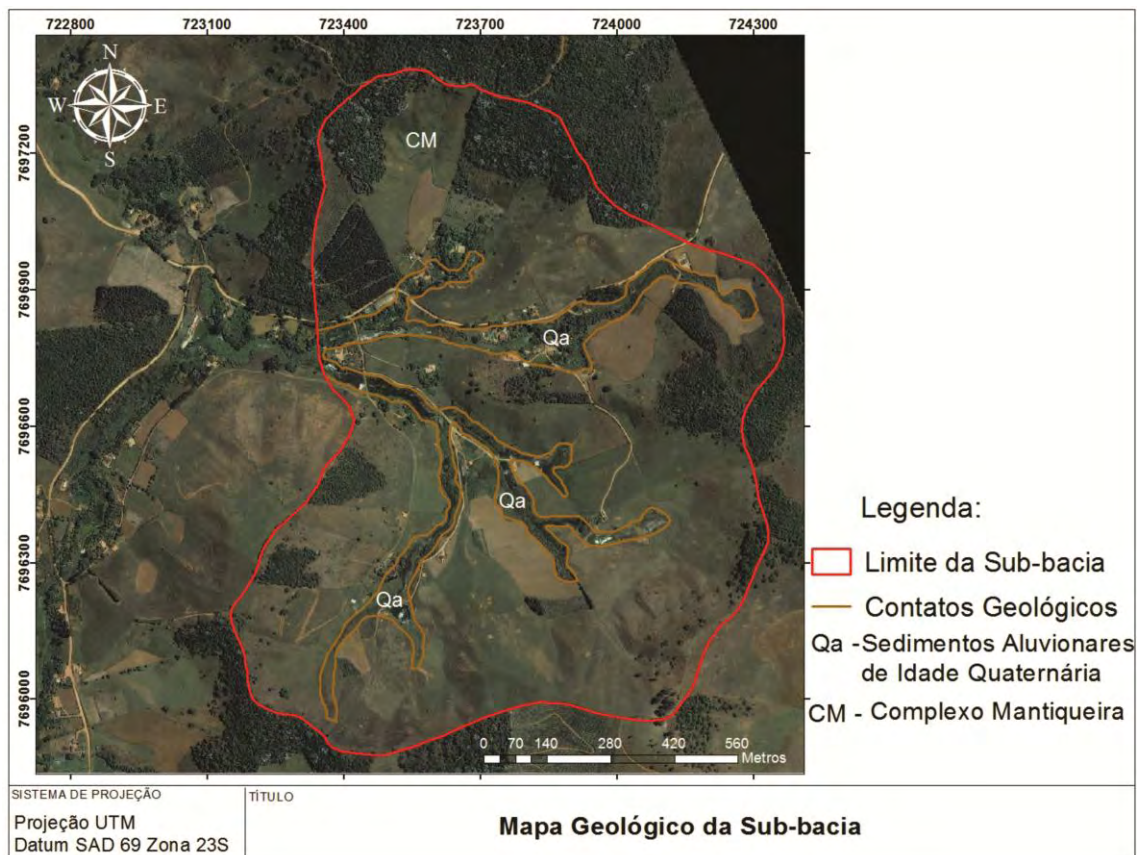


Figura 19: Mapa geológico da sub-bacia / Fonte: Baseado em PSA (2008).

3.9 Hidrogeologia regional

A província hidrogeológica na qual está inserida a área de estudo é a do escudo oriental sudeste. Nesta província ocorrem principalmente rochas cristalinas como gnaisses, xistos, migmatitos, dentre outras. Assim, é mais comum a ocorrência de aquíferos fraturados (FEITOSA & FILHO, 2000) nas rochas sãs ou pouco alteradas, e aquíferos granulares nos seus materiais intemperizados e aluviões (PAIVA, 2006).

Diniz (2006) classificou o sistema aquífero da região como Gnáissico-Granítico e que apresenta maior extensão no estado entre os aquíferos fissurais. Este sistema é dividido em diversas associações entre rochas, sendo geralmente entre gnaisses, xistos, migmatitos, granitos e pegmatitos. Estas rochas do embasamento cristalino, quando fraturadas, servem como potenciais reservatórios e transmissores de águas subterrâneas (ROSA FILHO *et al.*, 2011).

Os aquíferos fraturados possuem baixa capacidade de armazenamento e, frequentemente, alta permeabilidade e transmissividade. É comum a ocorrência de anisotropia quanto à permeabilidade. Essas rochas costumam apresentar, em profundidade, menor permeabilidade devido às conexões entre fraturas adjacentes serem poucas ou inexistentes em profundidades superiores à algumas dezenas de metros (PAIVA, 2006).

3.10 Hidrogeologia local

Na sub-bacia são encontrados dois tipos principais de aquíferos, de acordo com as observações de campo e as análises dos furos de sondagem: granulares e fissurais (fraturados).

O aquífero granular é formado por depósitos aluvionares do Quaternário e solos de alteração das rochas metamórficas do Pré-Cambriano Inferior ou Indiviso e se encontra na porção superior da área, próxima à superfície do terreno. Apresenta nível d'água próximo da superfície o que o caracteriza como livre, apesar de ser possível a ocorrência do mesmo confinado em alguns locais da bacia.

O aquífero fissural é representado pelo maciço rochoso (gnaisse) encontrado abaixo do aquífero granular, o qual provavelmente se encontra a pequenas e médias profundidades nas porções superiores das encostas e a algumas dezenas de metros nos vales. Não foi considerado este tipo de formação aquífera no modelo pois, não foi possível a perfuração de poços tubulares profundos na sub-bacia.

A pequena população residente na sub-bacia é abastecida totalmente pelas águas subterrâneas do aquífero poroso local, através de poços de bombeamento. Os pequenos cursos d'água são mantidos durante os períodos de estiagem devido à descarga do aquífero, garantindo a perenidade dos mesmos.

4 METODOLOGIA

Para a elaboração do modelo proposto foram desenvolvidos diversos trabalhos de investigação geológica e hidrogeológica na sub-bacia, os quais serão detalhados nesta seção. A metodologia aqui descrita segue o fluxograma (Figura 10) comentado anteriormente.

4.1 Definição dos objetivos

Nesta etapa foi determinado como seria realizado o trabalho, de acordo com o objetivo proposto no início do presente.

4.2 Modelo conceitual

A caracterização da microbacia foi feita com base no trabalho de Andrade (2010) e outras pesquisas realizadas na região. Somado a esses dados, incluem-se atividades desenvolvidas com o intuito de prover os dados não obtidos em literatura para o desenvolvimento do modelo conceitual.

As atividades de campo consistiram em furos de sondagem, alocação de poços de monitoramento da superfície freática, *slug tests* e ensaios com GPR. Outras atividades incluem a realização do balanço hídrico da microbacia e a estimativa da recarga, além do tratamento dos dados gerados nas atividades realizadas na sub-bacia.

4.2.1 Furos de sondagem

Foram executados dez furos de sondagem para a identificação do material de subsuperfície (Figura 20). O objetivo dos furos foi de obter informações diretas da geologia e pedologia da microbacia, as quais serviram também de auxílio na interpretação dos levantamentos realizados com o georadar.

A distribuição dos furos na área considerou a facilidade de acesso para a entrada dos equipamentos para a sondagem e a autorização dos proprietários para a execução dos furos, bem como procurou contemplar áreas próximas a todos os braços da rede de drenagem da sub-bacia.

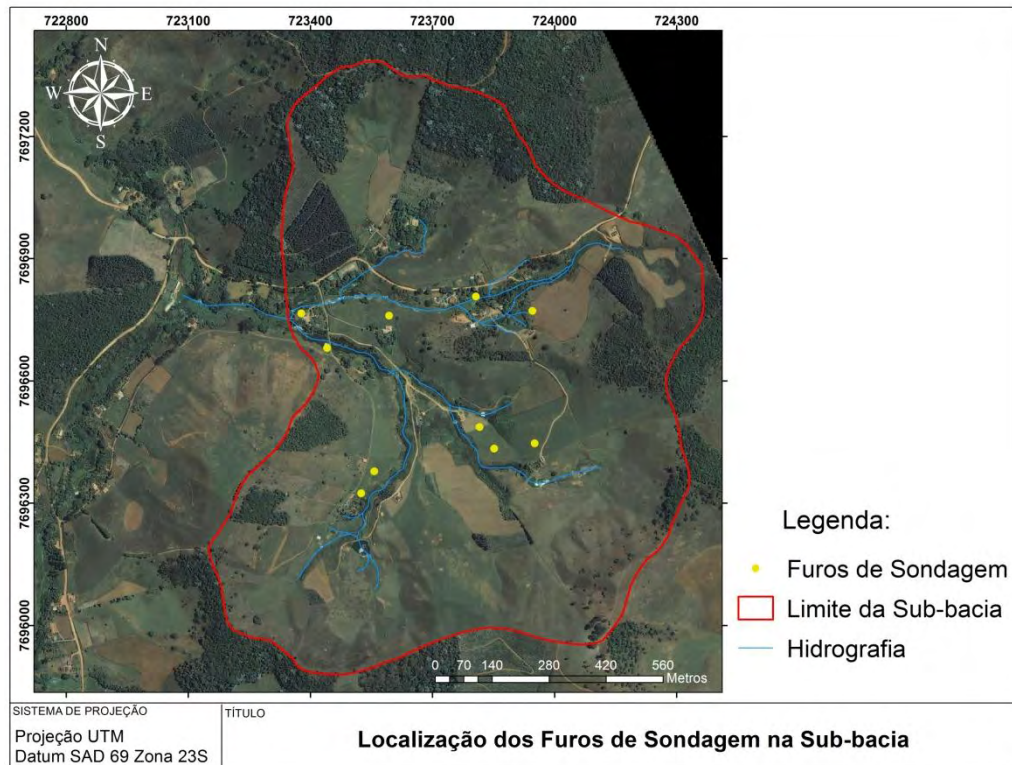


Figura 20: Localização dos furos de sondagem na sub-bacia.

Sete furos foram executados com o uso de cavadeira e trado manual (início da sondagem) e um trado mecânico (Figura 21) da marca Trado. O oitavo furo foi realizado através da metodologia de sondagem a percussão. Os dois furos restantes foram executados utilizando somente um trado manual.



Figura 21: Trado mecânico / Fonte: Betim (2013).

As coordenadas dos furos de sondagem se encontram na Tabela 1.

Tabela 1: Coordenadas dos furos de sondagem.

Ponto	Longitude UTM-E*	Latitude UTM-N*
Poço 1	723352	7696763
Poço 2	723592	7696762
Poço 3	723525	7696325
Poço 4	723816	7696488
Poço 5	723945	7696773
Poço 6	723949	7696447
Vaca	723556	7696378
Pasto	723851	7696434
Aluvião 1	723441	7696680
Aluvião 2	723806	7696807

*Datum SAD 69 Zona 23 S

Em cada furo foram coletadas amostras deformadas de solo (Figura 22) para a classificação geológico-geotécnica através de análise tátil-visual dos materiais presentes na microbacia. Esta análise consiste no uso das mãos (tato) e observação visual das amostras para caracterizar o solo quanto à sua textura, cor, dentre outras informações.



Figura 22: Amostras de solo condicionadas para análise tátil-visual.

4.2.2 Poços de monitoramento

Os poços foram alocados nos pontos em que foram realizados seis dos nove furos de sondagem (Figura 23). Os furos foram executados durante a época de estiagem e os poços foram instalados até a profundidade de dois metros abaixo da superfície freática para assim garantir que o nível d'água pudesse ser mensurado no poço em qualquer época do ano.

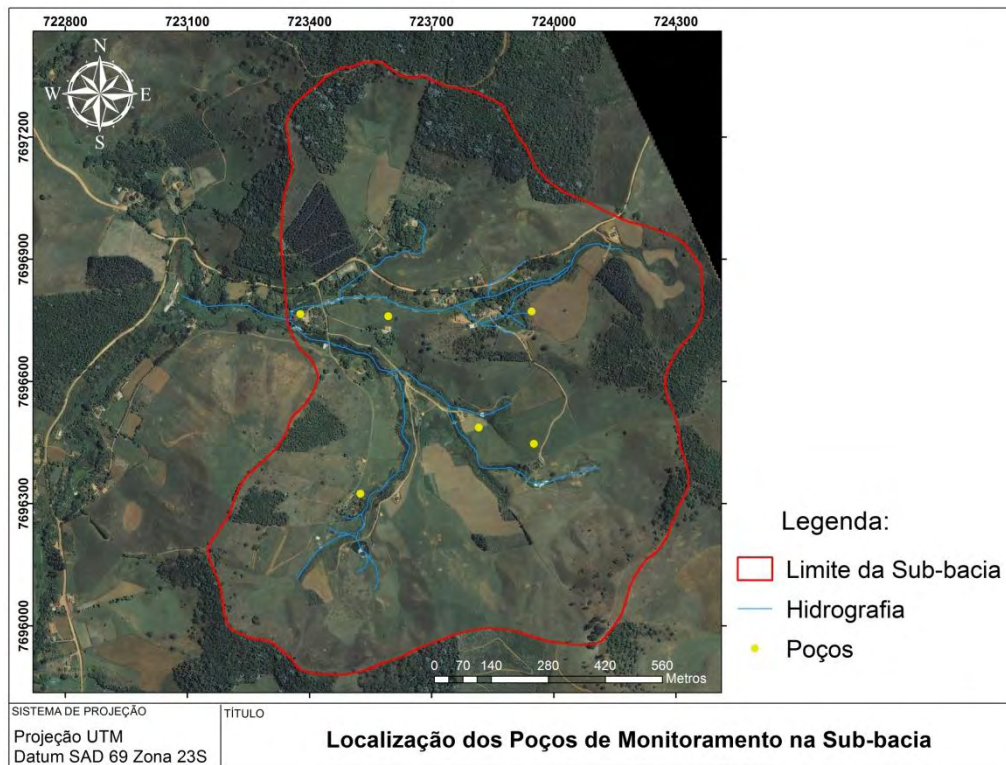


Figura 23: Localização dos poços de monitoramento na sub-bacia.

Após o término da execução de cada furo era instalado um tubo de PVC de 50 mm (2 polegadas) de diâmetro (Figura 24), no qual foram criadas ranhuras, de sua base até 1 m de altura, para a entrada da água, constituindo uma ponteira filtrante. Ao redor dessa ponteira colocou-se um envelope de geotêxtil, de maneira a evitar a entrada de grãos que pudessem obstruir a entrada da água no poço. Na base do tubo foi firmada uma tampa (cap) para que a passagem de água para o poço se desse apenas nas ranhuras, evitando a entrada de solo na base do poço. Após a inclusão do tubo no solo, o furo foi preenchido com areia grossa lavada de sua base até 20 cm abaixo da superfície do terreno. Desta altura até a boca foi adicionada bentonita hidratada para garantir que a água superficial não infiltrasse pelas paredes do poço. A instalação dos poços seguiu os procedimentos descritos na norma da ABNT n°. 15495-1 de 2007, a qual trata de aspectos pertinentes ao projeto e construção de poços de monitoramento em aquíferos granulares.



Figura 24: Detalhe de poço instalado na microbacia.

A profundidade do nível d'água subterrâneo foi monitorada nos poços ao longo de um ano, entre outubro de 2011 e setembro de 2012, com frequência semanal.

Para a realização do monitoramento foi utilizado um medidor de nível elétrico da marca Solinst (Figura 25), o qual consiste de uma fita métrica em que dois cabos elétricos, um em cada extremidade lateral da fita, se conectam a um eletrodo em uma de suas extremidades e que ao entrar em contato com a água emite um sinal sonoro, indicando assim a profundidade do nível d' água no poço (FEITOSA & FILHO, 1998).



Figura 25: Medidor elétrico em operação.

Através do monitoramento dos poços foi possível observar o comportamento da superfície freática do aquífero granular livre da sub-bacia ao longo de um ano. O aquífero fissural presente no maciço rochoso da área não foi considerado neste estudo

devido à impossibilidade de execução de poços tubulares profundos que atingissem esta formação aquífera para que se caracteriza-la adequadamente.

4.2.3 Slug test

Em quatro poços foram realizados o teste com *slug*, o qual consistiu na adição de um cilindro (*slug*) no poço e o monitoramento contínuo (automático) do nível d'água através de um sensor (*diver*) (Figura 26) produzido pela empresa Schlumberger, que era inserido no mesmo antes do teste para a medição do nível estático e do nível dinâmico (durante o ensaio), registrando a cada dez segundos a profundidade do lençol freático ocasionada pela inserção do cilindro. A altura do nível d'água no poço elevava-se inicialmente e aguardava-se o tempo necessário para que o nível retornasse à profundidade original.



Figura 26: *Diver*.

O equipamento utilizado no ensaio é um medidor de nível elétrico modificado (Figura 27), o qual foi adaptado para ter em sua ponta o *slug* ao invés do sensor elétrico.



Figura 27: Equipamento utilizado como *slug* nos ensaios.

Os dados gerados (leituras registradas no *diver*) foram processados através do *software* Aquifer Test Pro 4.0 da empresa Waterloo Hydrogeologic Inc. Para calcular a condutividade hidráulica nos poços utilizou-se o método proposto por Bouwer e Rice (1976) que foi desenvolvido para ensaios com poços instalados em aquíferos livres.

4.2.4 GPR

O georadar foi usado em três áreas de pastagem da microbacia devido ao relevo, aproximadamente plano, e o acesso aos locais permitirem a realização dos levantamentos (Figura 28). Em cada área foram executados dois levantamentos ortogonais entre si, resultando em seis seções de análise.

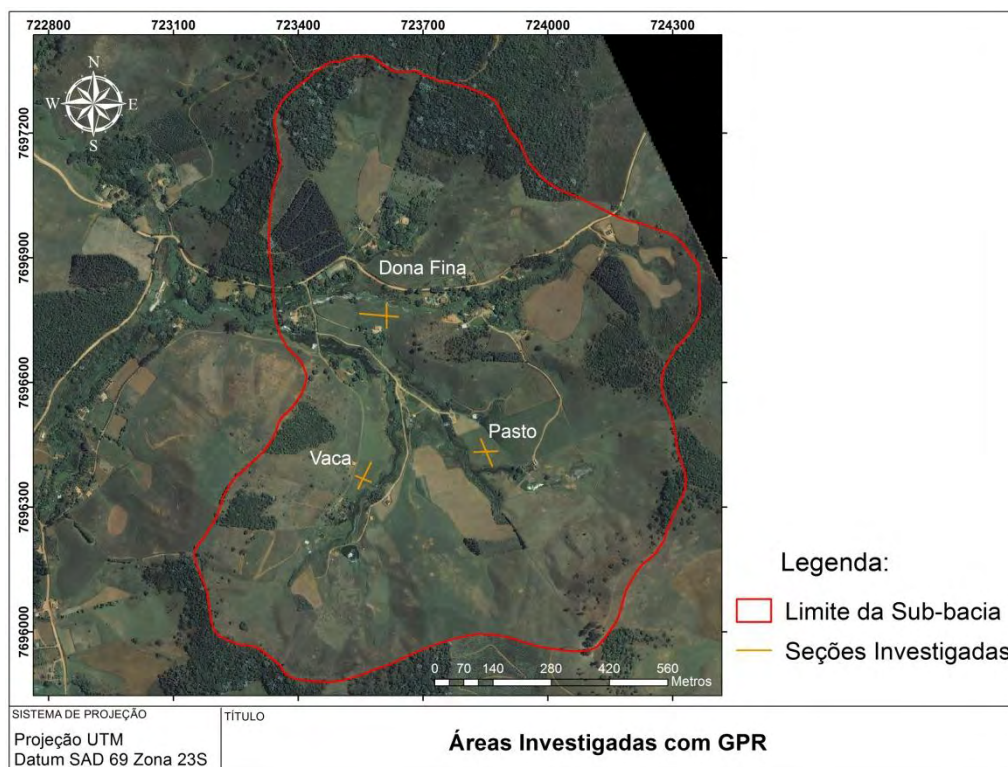


Figura 28: Seções onde foram realizados os ensaios com GPR com seus respectivos nomes de identificação.

O GPR foi disposto em um trenó formado por duas pranchas unidas entre si por cordas e que continham uma antena (emissora ou receptora) cada uma, além disso, na prancha traseira se acoplava uma roda para facilitar a movimentação do equipamento. Ao lado do aparato uma pessoa carregava um computador portátil no qual ao longo do perfil percorrido a seção era visualizada num *software* apropriado (Figura 29). O trenó era movido através de cordas que eram puxadas por uma pessoa que seguia a frente do levantamento.



Figura 29: Trenó com GPR em campo.

Para a medição da velocidade das ondas eletromagnéticas foi realizada a sondagem de velocidade utilizando a técnica CMP (*commom mid point*). Uma trena foi estendida sobre o terreno e as antenas postas próximas entre si, iniciando o teste. Depois de alguns segundos elas eram afastadas 20 cm uma da outra e marcava-se no computador a velocidade das ondas para aquela posição, após isso eram afastadas novamente e marcava-se novamente no computador e assim sucessivamente até distarem 8 metros uma da outra. Este ensaio (Figura 30) foi executado em cada uma das três áreas de pastagem.



Figura 30: Sondagem de velocidade através da técnica CMP.

O processamento dos dados foi realizado através do *software* Gradix produzido pela empresa Interpex, o qual gerou os radargramas das seções ensaiadas, os quais em conjuntos com as informações dos furos de sondagem foram analisados, permitindo assim uma melhor compreensão da área subsuperficial da sub-bacia.

4.2.5 Balanço hídrico

O balanço hídrico considerou a duração de um ano hidrológico, o qual foi coincidente com o período de monitoramento dos poços (outubro de 2011 até setembro 2012). Este balanço teve o propósito de estimar a recarga potencial e prover outras informações relevantes ao estudo.

O balanço foi realizado seguindo a metodologia proposta por Thorthwaite & Mather (1955) a qual pode ser observada passo a passo no trabalho de Vianello e Alves (1991). Consistindo no preenchimento sistemático de colunas a partir de alguns dados de entrada, os quais são utilizados em cálculos que ao final, informa se há excesso ou déficit hídrico na área entre outras informações.

Esta metodologia foi escolhida devido à necessidade de poucos dados de entrada (temperatura média mensal e precipitação mensal acumulada) e sua facilidade de aplicação. Além de ser adotada em outros trabalhos de hidrogeologia como o de Brito (2007), por exemplo.

Os dados de entrada foram obtidos através da estação meteorológica da Universidade Federal de Viçosa (UFV), pois na área de estudo não existe nenhuma estação e a da UFV é a mais próxima da área, distando cerca de dez quilômetros. Nesta distância não ocorrem grandes variações climáticas.

4.2.6 Recarga

A recarga foi estimada usando a técnica da variação do nível d'água (VNA), a qual foi observada em seis poços de monitoramento durante um ano hidrológico. O registro das mensurações da superfície freática foram plotadas em um gráfico das

leituras versus o tempo e a recarga estimada através da seguinte expressão (Equação 26) (HEALY & COOK, 2002).

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{Equação 26})$$

Em que: R = recarga; S_y = rendimento específico; Δh = variação da altura da superfície freática devido a um evento de recarga e Δt = tempo de duração do evento de recarga.

A variável Δh é obtida através da análise do gráfico (hidrograma) formado pelas leituras do nível d'água versus o tempo (Figura 31). Este parâmetro corresponde à altura compreendida entre o pico do gráfico e o ponto mais baixo da curva de recessão, a qual é criada (extrapolada) a partir do ponto onde o gráfico começa a se elevar, a curva segue o traçado a partir deste ponto de como seria caso não houvesse o pico e é traçada de modo subjetivo. Assim se obtém a recarga total (HEALY & COOK, 2002).

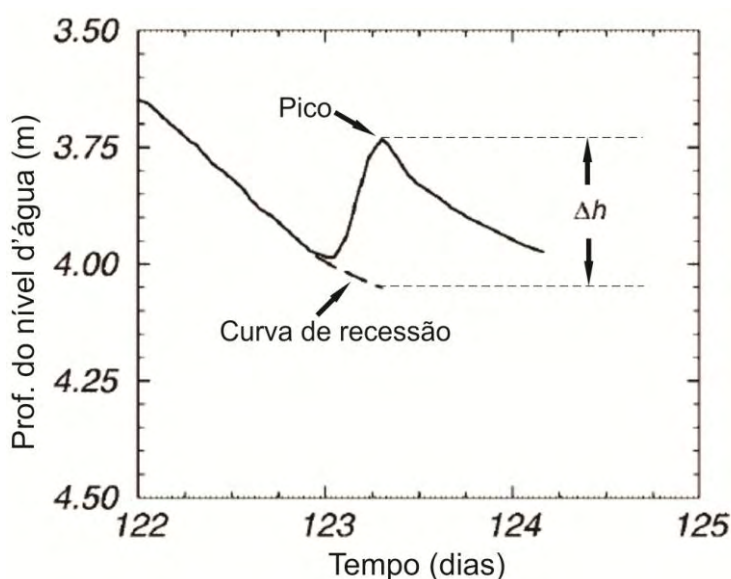


Figura 31: Hidrograma em que é obtida a variável Δh / Fonte: Adaptado de Healy & Cook (2002).

O rendimento específico (S_y) foi estimado através da equação de Biecinski (Equação 27), que correlaciona a condutividade hidráulica (K) com o rendimento específico (S_y), que é frequentemente utilizada em trabalhos em que se estima a recarga de aquíferos freáticos através deste método como visto em Maziero & Wendland (2008) e Vasconcelos (2005).

$$S_y = 0,117 \cdot \sqrt[3]{K} \quad (\text{Equação 27})$$

A equação 27 é somente válida quando o parâmetro K é expresso em m/dia.

Em cada hidrograma foi obtido um Δh para cada pico encontrado. O somatório do Δh encontrado foi utilizado na equação 26 juntamente com o valor de S_y estimado pela equação 27 e o tempo utilizado foi de um ano, referente ao período de monitoramento dos poços.

Desta forma, através da equação 26 foi calculada a recarga para cada poço.

4.3 Modelo matemático

O modelo foi desenvolvido com o uso do *software* Visual Modflow Pro 2009.1 através do método numérico das diferenças finitas. Tendo por base as informações compiladas nas atividades descritas anteriormente e em pesquisas de literatura.

4.3.1 Determinação da malha do modelo

A área da sub-bacia (125,6 ha) foi discretizada em células de 5 m de largura por 5 m de comprimento, definindo uma área de 25 m² para cada bloco. Assim, a malha (grid) é composta por 310 linhas e 252 colunas (Figura 32). A área que não foi modelada por se encontrar fora da área da sub-bacia está marcada em verde e vermelho, estas células possuem fluxo nulo e são denominadas de células inativas. As células ativas e que fazem parte do modelo são de cor branca.

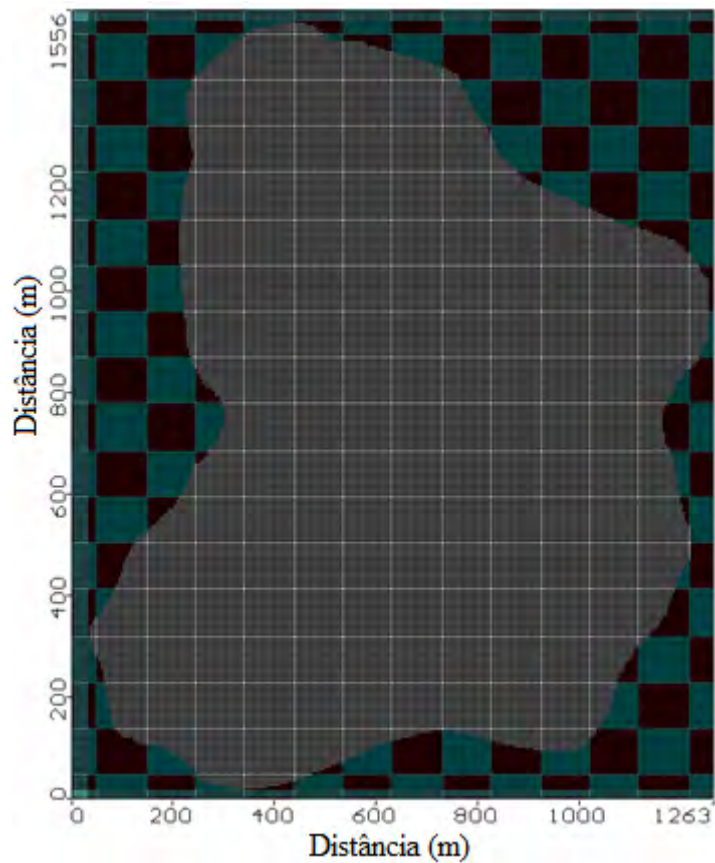


Figura 32: Malha de células do modelo.

O domínio modelado foi separado em duas camadas (*layers*), de acordo com os furos de sondagem e ensaios com GPR, o *layer* superior representando o solo residual maduro e o inferior o solo residual jovem, e a topografia da superfície do terreno foi implementada no *software* de acordo com as informações topográficas presentes no trabalho de Andrade (2010) (Figura 33). As camadas do domínio tiveram espessuras constantes, de 5 m para a camada superior e 25 m para a inferior.

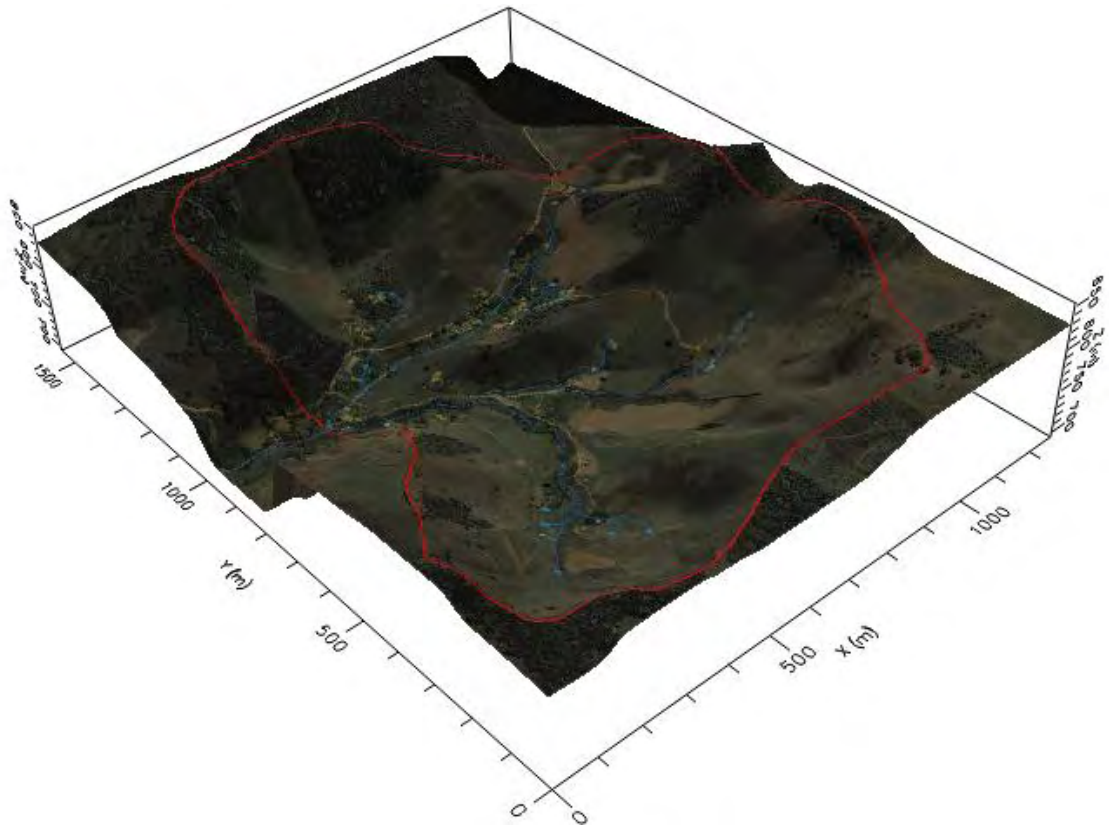


Figura 33: Superfície topográfica da sub-bacia com exagero vertical de 3 vezes.

Esta discretização foi considerada apropriada para a sub-bacia tendo em vista que não ocorrem variações consideráveis dos parâmetros hidrogeológicos na área abrangida por cada bloco, nos locais em que há a presença do aquífero freático, além de possibilitar uma alocação da rede de drenagem consistente com a realidade, pois nas seções alagadas da hidrografia os leitos dos córregos possuem uma largura em torno de 5 m. Já as seções estreitas da rede de drenagem da sub-bacia não foram consideradas na modelagem.

4.3.2 Condição de simulação

O modelo foi simulado em condição de fluxo estacionário ou permanente (*steady-state*). Nesta condição o modelo gerado considera que não ocorrem variações das cargas hidráulicas ao longo do tempo.

4.3.3 Condições de contorno

As condições de contorno externas são responsáveis por limitar a sub-bacia. Elas foram baseadas nos divisores topográficos e foram consideradas coincidentes com os divisores de água subterrâneos. Os divisores subterrâneos podem ser deslocados sob certas condições de stress como o bombeamento de poços como explica Reilly (2001). Mas não há bombas próximas aos limites demarcados, portanto esse contorno pode ser utilizado sem produzir erros no modelo. Esta condição de contorno é do tipo II (Condição de Neumann), sendo o fluxo subterrâneo nulo nas células em que o limite foi traçado. Esta condição foi inserida no Visual Modflow através das células inativas que circundam as células ativas do domínio modelado (Figura 34).

As condições de contorno internas correspondem aos corpos d'água superficiais (lagos e córregos), os quais influenciam a dinâmica das águas subterrâneas e por isso devem ter sua localização e comportamentos descritos no modelo. Os pequenos córregos da sub-bacia foram todos considerados como efluentes, ou seja, as águas subterrâneas sempre se movimentam dos aquíferos para os corpos d'água superficiais. Para implementar esta condição foi usada a ferramenta Dreno do Visual Modflow (Figura 34), a qual funciona do seguinte modo, como explicado por Reilly (2001). Se a carga hidráulica está acima da cota do dreno (carga do dreno) nas células vizinhas ao dreno, a água subterrânea segue para ele, porém, quando a carga se encontra abaixo deste valor, o dreno deixa de receber água do aquífero.

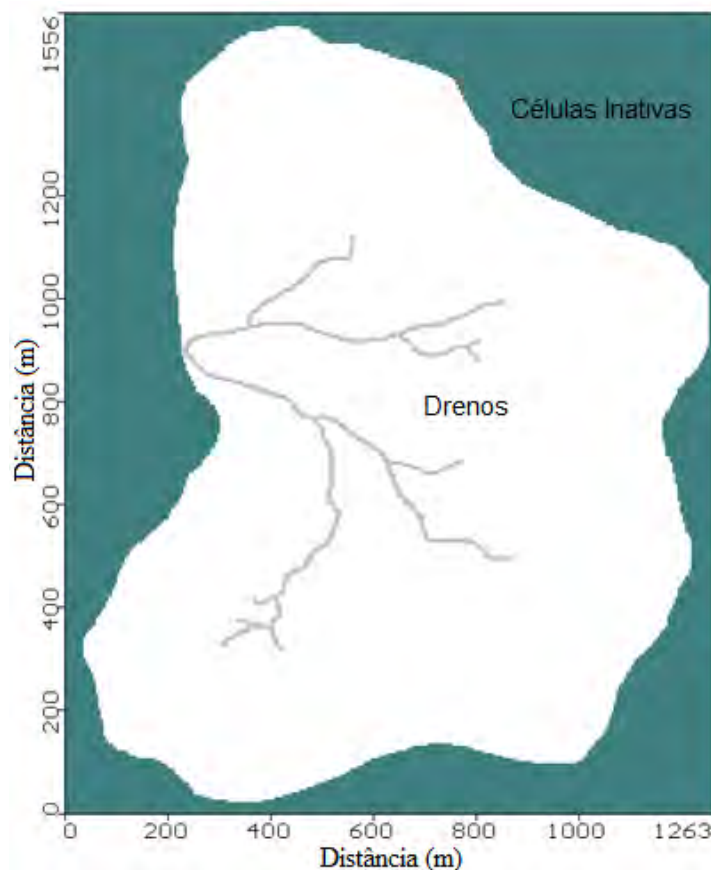


Figura 34: Condições de contorno do modelo representadas pelas células inativas (cor verde) e os drenos (cor cinza).

Esta condição representa uma variação não linear do tipo III (Condição de Cauchy) (REILLY, 2001). Os lagos da sub-bacia são muito pequenos e todos são conectados à rede de drenagem, logo os mesmos não foram considerados individualmente, mas sim associados aos córregos.

A ferramenta Dreno apresenta um parâmetro denominado condutância que representa a dificuldade ou facilidade que o material da base do dreno oferece à água para entrar ou sair do modelo (BERNICE, 2010). A condutância é calculada segundo uma simples fórmula matemática (Equação 28), vista em Soares (2010).

$$C = \frac{K \cdot L \cdot W}{M} \quad \text{(Equação 28)}$$

Em que: C = Condutância entre o leito de drenagem e o aquífero [$L^2 \cdot T^{-1}$]; K = Condutividade hidráulica no leito do curso d'água [$L \cdot T^{-1}$]; L = Largura da célula em

que o dreno foi instalado [L]; W = Largura do curso d'água [L] e M = Espessura da camada drenante [L].

Para este cálculo foi considerada a condutividade hidráulica do material aluvionar presente no *software* EnviroBase ($K = 0,000022 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$), material presente em toda a hidrografia. As larguras (L e W) sendo de 5 m cada e a espessura da camada drenante adotada como 1 m. Logo a condutância foi de $4752 \text{ m}^2\cdot\text{dia}^{-1}$, valor este arredondado para $4700 \text{ m}^2\cdot\text{dia}^{-1}$ e utilizado no modelo.

Além da condutância, a ferramenta Dreno também necessita da carga hidráulica no local em que será alocada (cota do dreno), esta carga foi considerada como equivalente à cota da superfície do terreno devido à pequena lâmina d'água dos córregos da área de estudo (em torno de poucos centímetros), a qual pode ser desprezada na simulação das cargas hidráulicas pelo modelo.

4.3.4 Recarga

A recarga teve seu valor estimado através do método da variação do nível d'água (VNA), sendo adotada a média da recarga encontrada para cada um dos cinco poços monitorados, o sexto foi descartado devido ao nível d'água não ter sido atingido. O valor encontrado e utilizado no modelo foi de $271 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$.

4.3.5 Parâmetros hidrogeológicos

4.3.5.1 Parâmetros de armazenamento

Estes parâmetros foram considerados idênticos para todas as células do modelo devido à impossibilidade de se obtê-los para cada camada em toda a sub-bacia.

Em aquíferos freáticos não é necessário o S_s (armazenamento específico), logo não se alterou o valor padrão do *software* para este dado de entrada. Para aquíferos deste tipo considera-se apenas o valor de S_y (rendimento específico). A porosidade total foi obtida através do trabalho de Betim (2013), realizado na mesma área de estudo. Foi

considerada a porosidade efetiva em torno de 15 % da porosidade total e o valor de S_y idêntico ao da porosidade efetiva.

Os valores adotados para o modelo se encontram na Tabela 2.

Tabela 2: Valores dos parâmetros de armazenamento para o modelo.

Ss (m⁻¹)	Sy	Porosidade Total (%)	Porosidade Efetiva (%)
1,0E-5	0,08	0,52	0,08

4.3.5.2 Condutividade hidráulica

As condutividades hidráulicas foram obtidas através dos testes de *slug*, do trabalho de Betim (2013) e do *software* EnviroBase, tendo sido inseridas no programa a média destes dados, de acordo com as profundidades em que as condutividades foram calculadas. As condutividades para os eixos X e Y foram as mesmas, portanto, o meio considerado como isotrópico neste plano. No eixo Z a condutividade foi considerada como sendo 10 vezes menor que a condutividade dos outros eixos. Tendo em vista que devido à disposição do solo em estratos de diferentes permeabilidades é comum que a condutividade vertical seja menor que a lateral.

A condutividade foi alocada para cada célula de acordo com sua classe de solo, sendo a pedologia obtida do trabalho de Andrade (2010). Na camada superior adicionou-se uma faixa correspondente ao material aluvionar que, apesar de não ser uma classe de solo, possui uma condutividade bem distinta das classes de solo envolvidas e logo deve ser considerado (Figura 35). Na camada inferior, não há presença marcante do aluvião (Figura 36).

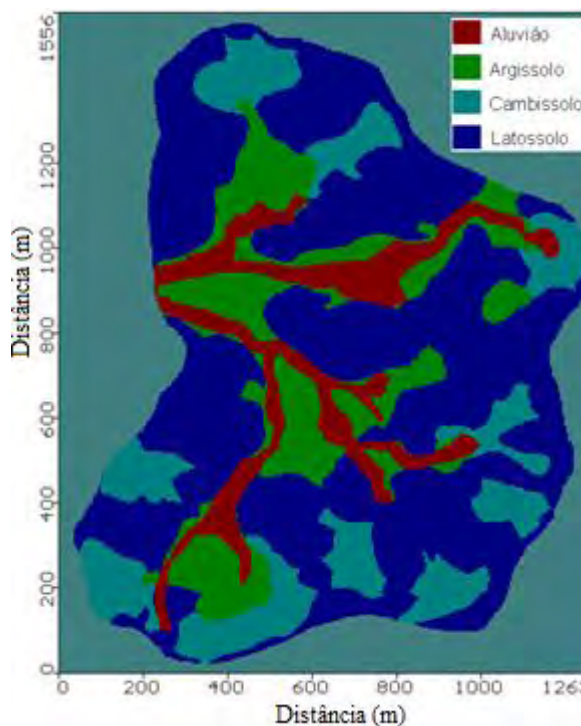


Figura 35: Classes de solo na camada 1.

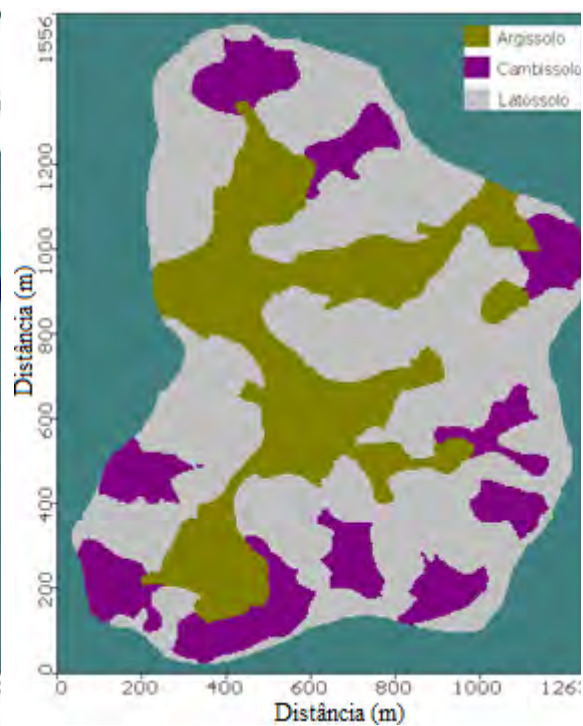


Figura 36: Classes de solo na camada 2.

Os valores de condutividade hidráulica utilizados para a modelagem se encontram na Tabela 3.

Tabela 3: Valores de condutividade hidráulica utilizadas inicialmente no modelo.

Camada 1	K_x (cm·s⁻¹)	K_y (cm·s⁻¹)	K_z (cm·s⁻¹)
Aluvião	2,20E-05	2,20E-05	2,20E-06
Argissolo	3,58E-05	3,58E-05	3,58E-06
Cambissolo	5,88E-05	5,88E-05	5,88E-06
Latossolo	2,03E-05	2,03E-05	2,03E-06
Camada 2	K_x (cm·s⁻¹)	K_y (cm·s⁻¹)	K_z (cm·s⁻¹)
Argissolo	1,55E-04	1,55E-04	1,55E-05
Cambissolo	6,04E-05	6,04E-05	6,04E-06
Latossolo	3,94E-05	3,94E-05	3,94E-06

4.4 Calibração e Validação

O processo de calibração foi executado de modo a atender os principais critérios de avaliação disponíveis no Visual Modflow e comentados em literatura que são garantia de um modelo calibrado. Os critérios mais utilizados são: a média dos resíduos

(MR), a média dos resíduos absoluta (MRA), o desvio padrão (RMS) e o desvio padrão normalizado (RMS Normalizado).

A calibração do modelo foi realizada com base na média das medidas do nível d'água nos 5 poços da sub-bacia ao longo de um ano hidrológico (outubro de 2012 até setembro de 2013) e na localização de 5 nascentes (Figura 37). As cargas hidráulicas destes pontos serviram como referência para se comparar com as cargas calculadas pelo modelo para estes pontos.

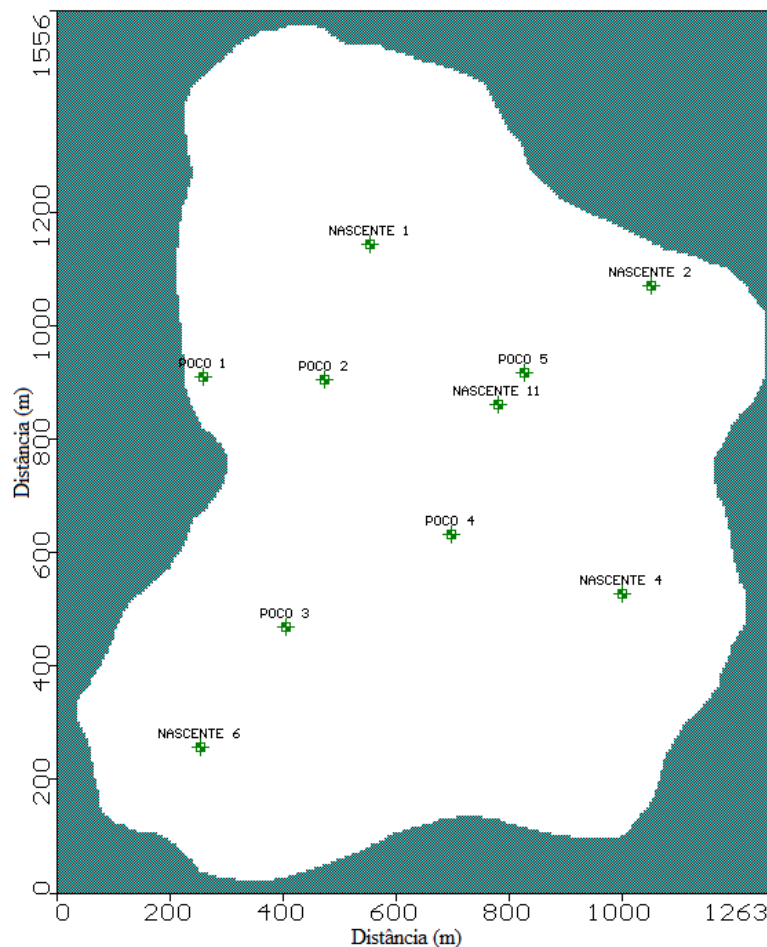


Figura 37: Poços e nascentes usados na calibração do modelo.

As coordenadas geográficas dos poços e das nascentes alocados no modelo, assim como as suas cargas hidráulicas para a calibração estão na Tabela 4.

Tabela 4: Coordenadas e cargas hidráulicas dos poços e nascentes.

Ponto	Longitude UTM-E*	Latitude UTM-N*	Carga Hidráulica (m)
Nascente 1	723667	7696998	740,32
Nascente 2	724165	7696925	769,10
Nascente 4	724114	7696385	764,67
Nascente 6	723368	7696115	760,75
Nascente 11	723899	7696717	731,28
Poço 1	723352	7696763	722,82
Poço 2	723592	7696762	727,19
Poço 3	723525	7696325	736,16
Poço 4	723816	7696488	732,50
Poço 5	723945	7696773	743,10

*Datum SAD 69 Zona 23 S.

Além do uso do método de tentativa e erro, que consiste em se alterar as variáveis do modelo (condutividade hidráulica, recarga, evapotranspiração, dentre outros), sempre respeitando os valores possíveis considerados para o sistema físico real estudado, também foi utilizado o *software* WinPest, o qual está acoplado ao Visual Modflow, para auxílio na calibração dos parâmetros de condutividade hidráulica, rendimento específico e recarga.

O modelo foi considerado calibrado quando se alcançou um valor de RMS normalizado inferior a 10 %, pelo fato de não se ter encontrado referências em literatura quanto aos valores permitidos para os outros critérios, logo eles não foram considerados na calibração, mas foram utilizados, porém na análise de sensibilidade.

A validação do modelo utilizou a localização de 9 nascentes (Figura 38) como referência de carga hidráulica para confirmar os dados de entrada do modelo obtidos através da calibração.

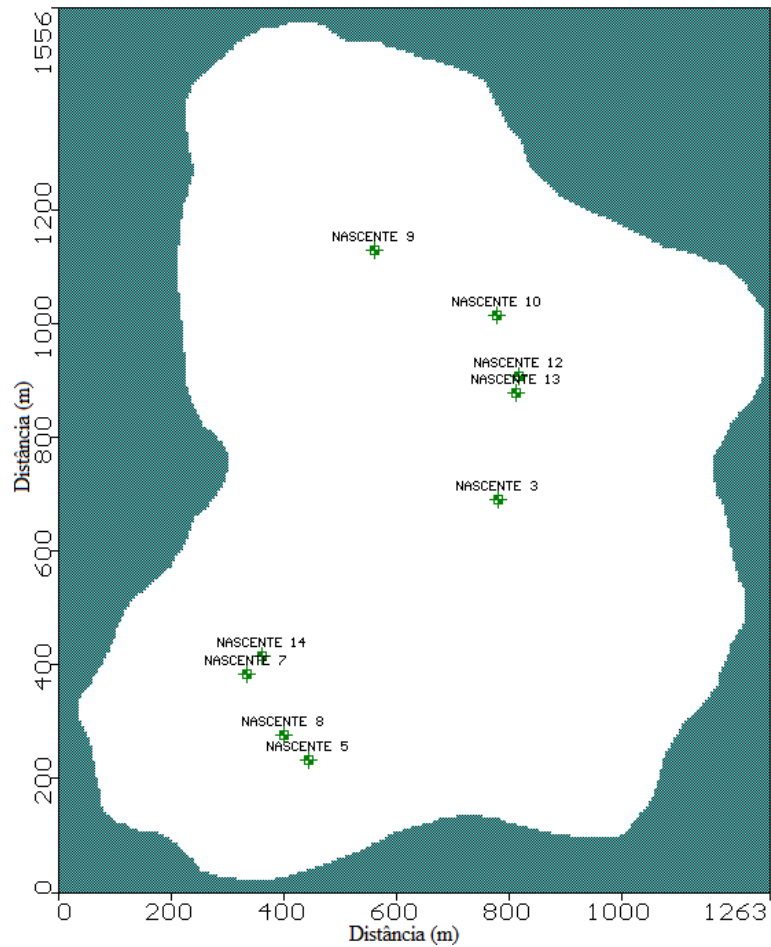


Figura 38: Nascentes usadas na validação do modelo.

As coordenadas geográficas das nascentes alocadas no modelo, assim como as suas cargas hidráulicas para a validação estão na Tabela 5.

Tabela 5: Coordenadas e cargas hidráulicas das nascentes.

Ponto	Longitude UTM-E*	Latitude UTM-N*	Carga Hidráulica (m)
Nascente 3	723895	7696546	743,70
Nascente 5	723557	7696087	742,65
Nascente 7	723446	7696242	745,56
Nascente 8	723511	7696131	752,49
Nascente 9	723679	7696984	739,66
Nascente 10	723899	7696868	744,57
Nascente 12	723935	7696765	745,44
Nascente 13	723932	7696733	746,24
Nascente 14	723479	7696271	744,85

*Datum SAD 69 Zona 23 S.

4.5 Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade do modelo consistiu na alteração sistemática dos parâmetros condutividade hidráulica, recarga, condutância dos drenos, enquanto se mantinha os outros dados com os valores devidamente calibrados. A análise é realizada para se conhecer a influência dos parâmetros no modelo, bem como suas fragilidades ou incertezas.

Os indicadores ou critérios de calibração foram utilizados como meio de comparação para cada uma das mudanças efetuadas no modelo calibrado.

4.6 Previsão de cenários

Foi realizada uma campanha para o cadastramento das bombas (poços de bombeamento) utilizadas na sub-bacia. Tendo em vista que a rede de abastecimento de água municipal não chega até a área de estudo, praticamente todas as propriedades contam com pelo menos uma bomba para captar a água subterrânea para assim satisfazer suas demandas, seja com abastecimento humano, dessedentação de animais ou irrigação de culturas agrícolas.

As bombas tiveram suas coordenadas geográficas coletadas com o uso de um GPS de navegação da marca Garmin. A disposição espacial das bombas na bacia pode ser observada na Figura 39 e suas coordenadas estão apresentadas na Tabela 6.

Os poços de bombeamento não foram considerados para a geração do modelo hidrogeológico pois o regime de uso dos poços não é conhecido e considerou-se que as variações produzidas pelas vazões bombeadas não provocam grandes mudanças no aquífero.

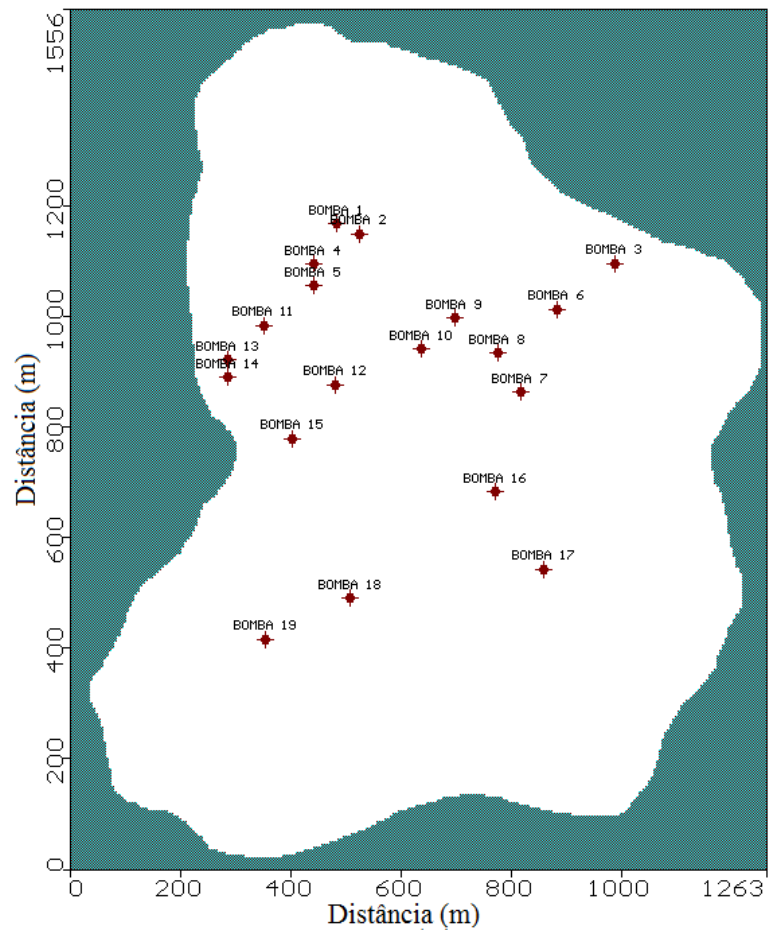


Figura 39: Poços de bombeamento na sub-bacia.

Tabela 6: Coordenadas geográficas das bombas na sub-bacia.

Bomba	Longitude UTM-E*	Latitude UTM-N*
Bomba 1	723602	7697023
Bomba 2	723643	7697005
Bomba 3	724107	7696951
Bomba 4	723562	7696950
Bomba 5	723562	7696911
Bomba 6	724002	7696869
Bomba 7	723937	7696719
Bomba 8	723895	7696789
Bomba 9	723816	7696852
Bomba 10	723755	7696797
Bomba 11	723470	7696839
Bomba 12	723599	7696732
Bomba 13	723405	7696777
Bomba 14	723405	7696745
Bomba 15	723521	7696635
Bomba 16	723889	7696539
Bomba 17	723978	7696399
Bomba 18	723628	7696346
Bomba 19	723473	7696272

*Datum SAD 69 Zona 23 S.

A sub-bacia conta com 19 bombas (poços de bombeamento), das quais algumas funcionam frequentemente pois, seus proprietários moram na local; enquanto outras trabalham menos frequentemente devido ao fato de estarem localizadas em residências de fim de semana. Como não há informações específicas de todas as bombas quanto ao seu uso, como vazão bombeada e tempo de funcionamento e a profundidade e seção filtrante dos poços, considerou-se então cenários com o uso de todas as bombas simultaneamente tendo em vista que os impactos causados à superfície freática seriam os de maior magnitude possível, caso ocorram.

Deste modo, foram simulados dois cenários hipotéticos de bombeamento na sub-bacia. Todas as bombas contaram com uma mesma vazão para cada cenário. As vazões escolhidas foram de 1 e 3 m³·dia⁻¹. Deste modo, além de comparar os efeitos decorrentes do aumento da vazão, considera-se vazões possíveis de serem atingidas pelas bombas da sub-bacia.

Cada cenário idealizado considerou os poços de bombeamento com 12 metros de profundidade, estando nos últimos 2 metros a seção filtrante (ponteira) dos mesmos.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Modelo hidrogeológico conceitual

5.1.1 Furos de sondagem

Os resultados das análises das amostras de solo para cada furo de sondagem são mostrados a seguir.

O furo de sondagem do Poço 1 (Tabela 7) foi instalado próximo da foz da bacia e logo atingiu o lençol freático após poucos metros de perfuração. Apresenta um solo em estratos bem uniformes em termos de cor e textura, além de ser micáceo nas porções mais superiores e apresentar raízes no primeiro meio metro de profundidade.

O furo de sondagem do Poço 2 (Tabela 8) apresenta textura bem heterogênea ao longo do perfil, variando entre texturas argilosas, siltosas e arenosas. Possui cor em sua maior parte castanha e é micáceo depois da profundidade de 1 m. Apresenta raízes acima desta profundidade.

O furo de sondagem do Poço 3 (Tabela 9) apresenta um perfil de solo pouco variável. No primeiro metro sua textura é arenosa, porém os grãos de solo se tornam mais finos com a profundidade, se tornando argilo-siltoso e depois silto-arenoso. A cor passa de vermelha na superfície a castanha e por fim variegada em profundidade. Assim como os outros perfis anteriores também apresenta micáceo com frequência e raízes no topo do perfil.

O furo de sondagem do Poço 4 (Tabela 10) apresenta textura fina com argilas na parte mais próxima da superfície e silte em profundidade. A cor é castanha com algumas variações. Assim como os outros perfis também apresenta raízes e mica.

O furo de sondagem do Poço 5 (Tabela 11) apresenta textura heterogênea, possuindo uma pequena camada mais arenosa assentada sobre camadas de granulometria mais fina, argilo-arenosas e silto-argilosas. Assim como a textura do perfil, a cor varia continuamente também. Apresenta raízes em pouca profundidade. Apresenta mica assim como os outros perfis.

O furo de sondagem do Poço 6 (Tabela 12) apresenta textura argilosa e cor variada. Apresenta mica como visto em todos os solos da sub-bacia. É o furo de maior cota dentre os realizados.

O furo de sondagem denominado Pasto (Tabela 13) apresenta raízes até 1 m de profundidade. No geral apresenta textura argilosa, variando de argilo-arenosa a argilo-siltosa com a profundidade. A cor varia frequentemente até próximo de 3 metros, após isso possui cor ocre. Não apresenta mica.

O primeiro furo de sondagem executado próximo ao curso d'água da bacia, denominado Aluvião 1 (Tabela 14) apresenta textura argilosa, cor variando de marrom a cinza e possui raízes e matéria orgânica, situa-se em área próxima à seção alagada da drenagem.

O segundo furo de sondagem executado em área próxima da rede de drenagem, denominado de Aluvião 2 (Tabela 15), apresenta textura arenosa, com proporções de argila e silte variáveis com a profundidade. A cor é heterogênea, variando de castanha-avermelhada a marrom-acinzentada. Apresenta matéria orgânica, raízes e mica. O furo foi realizado em um ponto próximo a um curso d'água que, neste caso, corria por um estreito leito.

O furo de sondagem denominado Vaca (Tabela 16) apresenta textura fina em maiores proporções, ocorrendo materiais argilosos até 1,5 m de profundidade, e depois ocorre predomínio de materiais siltosos. Em geral a cor do perfil é castanha, com exceção de algumas profundidades onde é variegada ou possui alguma variação como castanho-amarelado. Apresenta mica em quase todo o perfil.

Analisando todos os furos de sondagem percebe-se que na sub-bacia é comum a ocorrência de solos de granulometria fina (argilosa ou siltosa), embora ocorram locais de granulometria mais grossa (arenosa). Praticamente em todos os perfis se encontram raízes, mica e matéria orgânica. A cor, embora possa variar bastante na maior parte dos furos, mostra predomínio do castanho.

Tabela 7: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 1.

Prof. (m)	Caracterização*	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,50	Aterro	Argilo-arenoso	Castanho e Marrom	Concreto e raízes
0,50 - 1,60	SRM	Argilo-arenoso	Castanho	Micas e matéria orgânica
1,60 - 2,00	SRM	Argilo-arenoso com silte	Castanho	Micas
2,00 - 2,40	SRM	Argilo-arenoso	Castanho	Micas, matéria orgânica, grãos de quartzo, feldspato e níveis de biotita
2,40 - 3,20	SRM	Argilo-arenoso	Amarelo	Micas, matéria orgânica, grãos de quartzo, feldspato e níveis de biotita
3,20 - 3,80	SRM	Areno-silto-argiloso	Amarelo	-
3,80	SRJ	-	-	-

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 8: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 2.

Prof. (m)	Caracterização*	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,10	SRM	Argilosa	Preta	Raízes e matéria orgânica
0,10 - 1,30	SRM	Areno-argilosa com silte	Castanho	Raízes e pedregulhos
1,30 - 1,45	SRM	Argilo-arenosa	Castanho	Micas, raízes, matéria orgânica e grãos de feldspato caulinizados
1,45 - 2,05	SRM	Silto-argilosa	Castanho claro	Micas
2,05 - 2,70	Transição SRM/SRJ	Silto-argilosa	Castanho claro	Micas e grãos de minerais caulinizados
2,70 - 3,10	Transição SRM/SRJ	Argilo-siltosa	Castanho claro	Micas e grãos de minerais caulinizados
3,10 - 4,15	SRJ	Siltoso com argila	Castanho escuro/Variegada	-
4,15 - 4,70	SRJ	Argilo-siltosa	Castanho	Micas e pedregulhos

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 9: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 3.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,20	Colúvio	Areno-argilosa	Avermelhado	Raízes, matéria orgânica e pedregulhos
0,20 - 1,00	SRM	Arenosa à argilo-siltosa	Castanho-avermelhado	Raízes na porção superior
1,00 - 4,20	SRJ	Argilo-siltosa com pouca areia fina	Castanho-amarelado	Micas
4,20	SRJ	Silto-arenosa com argila	Variegada	-

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 10: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 4.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,30	Colúvio	Argilo-arenosa	Castanho acinzentado	Raízes e matéria orgânica
0,30 - 1,10	SRM	Argilo-arenosa	Castanho	Raízes na porção superior e micas
1,10 - 3,30	SRJ	Silto-argiloso	Castanho e amarelo	Micas e grãos de quartzo branco e fumê

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 11: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 5.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,20	Colúvio	Areno-argilosa	Marrom	Raízes, matéria orgânica e pedregulhos
0,20 - 1,60	SRM	Argilo-arenosa	Castanho-avermelhado	Pedregulhos de quartzo
1,60 - 4,50	SRJ	Silto-argiloso	Variegada	Micas, pedregulhos e níveis arenosos

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 12: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem do poço 6.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 2,80	Solo Residual	Argilosa	Marrom	-
2,80 - 5,80	Solo Residual	Argila-silto-arenosa	Variegada	Micas

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 13: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Pasto.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,20	Colúvio	-	Marrom	Raízes
0,20 - 1,05	SRM	Argilosa	Avermelhado	Raízes
1,05 - 1,95	SRM	Argilo-arenosa	Castanho	-
1,95 - 2,35	SRM	Argilo-arenosa	Amarelo	-
2,35 - 2,75	SRM	Argilo-arenosa	Castanho	Pedregulhos de quartzo e minerais escuros
2,75 - 3,80	Transição SRM/SRJ	Argilo-siltosa	Ocre	Grãos de quartzo
3,80 - 4,20	SRJ	Argilo-siltosa	Ocre	Indícios de foliação e sinais de caulinação
4,20 - 5,00	SRJ	Argilo-silto-arenoso	Ocre	-

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 14: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Aluvião 1.

Prof. (m)	Caracterização *	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,30	Aluvião	Argiloso	Marrom	Raízes
0,30 - 1,20	Aluvião	Argilo-arenoso	Cinza	Matéria orgânica

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 15: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Aluvião 2.

Prof. (m)	Caracterização	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,20	Aluvião	Areno-argiloso	Castanho-avermelhado	Raízes e mica
0,20 - 0,40	Aluvião	Areno-silto-argiloso	Marrom-acinzentado	Matéria orgânica, raízes e micas
0,40 - 0,65	Aluvião	Areno-argiloso	-	Matéria orgânica e micas

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

Tabela 16: Classificação Geológico-Geotécnica do furo de sondagem Vaca.

Prof. (m)	Caracterização*	Textura	Cor	Descrição
0,00 - 0,70	Colúvio	Argilo-arenoso	Castanho	Raízes
0,70 - 1,50	SRM	Argilo-areno-siltoso	Castanho	Micas
1,50 - 1,90	SRM	Silto-argiloso	Castanho claro	-
1,90 - 2,60	SRM	Silto-argiloso	Castanho-amarelado	Pedregulhos
2,60 - 3,20	SRJ	Silto-arenoso com argila	Variegada	Micas
3,20 - 3,70	SRJ	Silto-argiloso	Castanho	Micas
3,70 - 4,00	SRJ	Silto-argilo-arenoso	Castanho	-
4,00 - 5,15	SRJ	Silto-arenoso com argila	Castanho claro	Micas

*SRM = Solo residual maduro e SRJ = Solo residual jovem

5.1.2 Ensaios com GPR

As seções geradas através da análise dos resultados dos ensaios com GPR, a partir de um enfoque geológico-geotécnico, são mostradas na Figura 40, Figura 41, Figura 42, Figura 43, Figura 44 e Figura 45, baseadas em informações provenientes de alguns dos furos de sondagem. As camadas de solo residual maduro (SRM) são representadas em amarelo, as de solo residual jovem (SRJ) em verde e quando ocorrem transições, as mesmas são representadas em azul.

Os furos que serviram de base para a interpretação e produção dos modelos estão alocados nas seções e apresentam três camadas de materiais, sendo a primeira representada pelo material coluvionar (cor preta), a segunda pelo SRM (cor laranja) e a terceira pelo SRJ (cor marrom). Nota-se que o colúvio não é representado em nenhum dos perfis, quando presente, em função de sua pequena espessura se comparado às outras camadas.

Os dois primeiros perfis mostrados (Figura 40 e Figura 41) são de uma área de pastagem próxima da foz da bacia, nos quais escavou-se o furo de sondagem que deu origem ao poço 2. Observa-se na Figura 40 que as camadas de SRM e SRJ, são separadas por uma fina camada de transição entre os dois, os contatos entre as camadas seguem o relevo e nota-se que no canto esquerdo, o tracejado em vermelho representa provavelmente algum tipo de lineamento existente no SRJ. Na Figura 41 observa-se uma pequena depressão formada pelas camadas de transição e de SRJ no lado esquerdo da figura. Nesse local também foi interpretado um lineamento (linha tracejada em vermelho) no contato entre o SRJ e a zona de transição que pode ser um plano de fraqueza. Estas estruturas influenciam o movimento da água no solo e são difíceis de serem consideradas na modelagem.

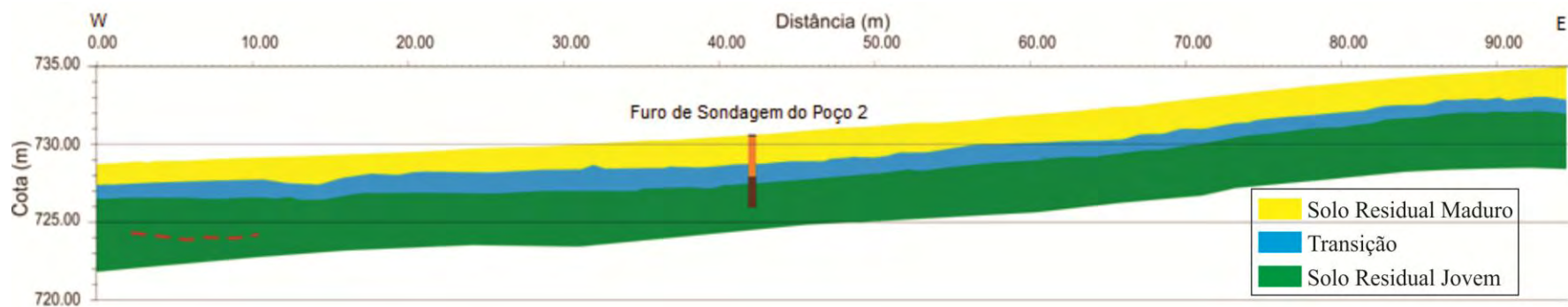


Figura 40: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na propriedade de Dona Fia.

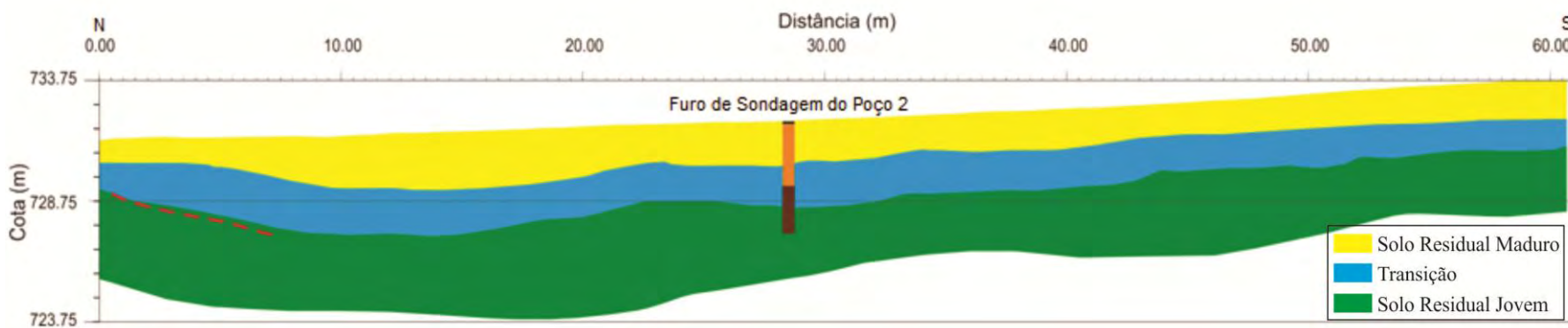


Figura 41: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na propriedade de Dona Fia.

Os perfis mostrados na Figura 42 e na Figura 43 foram realizados numa área de pastagem localizada mais ao sul da bacia, denominada Vaca, e sua interpretação dos resultados baseou-se em uma sondagem realizada no local. Nesta área não há indícios da presença de zona de transição entre as duas camadas de solos residuais. Os perfis são semelhantes aos mostrados na Figura 40 e na Figura 41, com o limite entre SRM e SRJ aproximadamente paralelos à superfície do terreno e um deles (Figura 43) apresenta uma pequena depressão no início do caminhamento na camada de solo residual jovem, além de um formato irregular da base desta camada, a qual se deve aos materiais de diferentes resistividades encontrados. Ressalta-se que a investigação de subsuperfície atingiu a profundidade máxima próxima de 7 m.

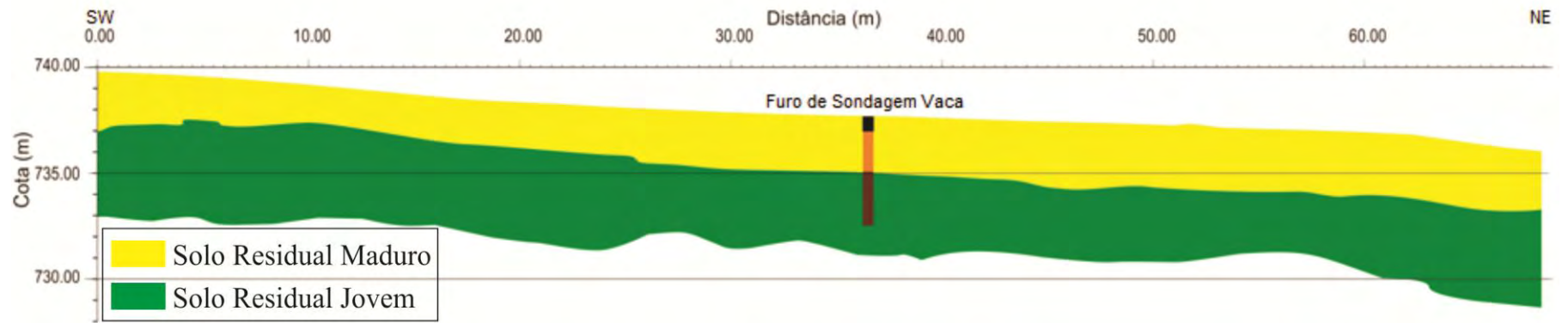


Figura 42: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na área Vaca.

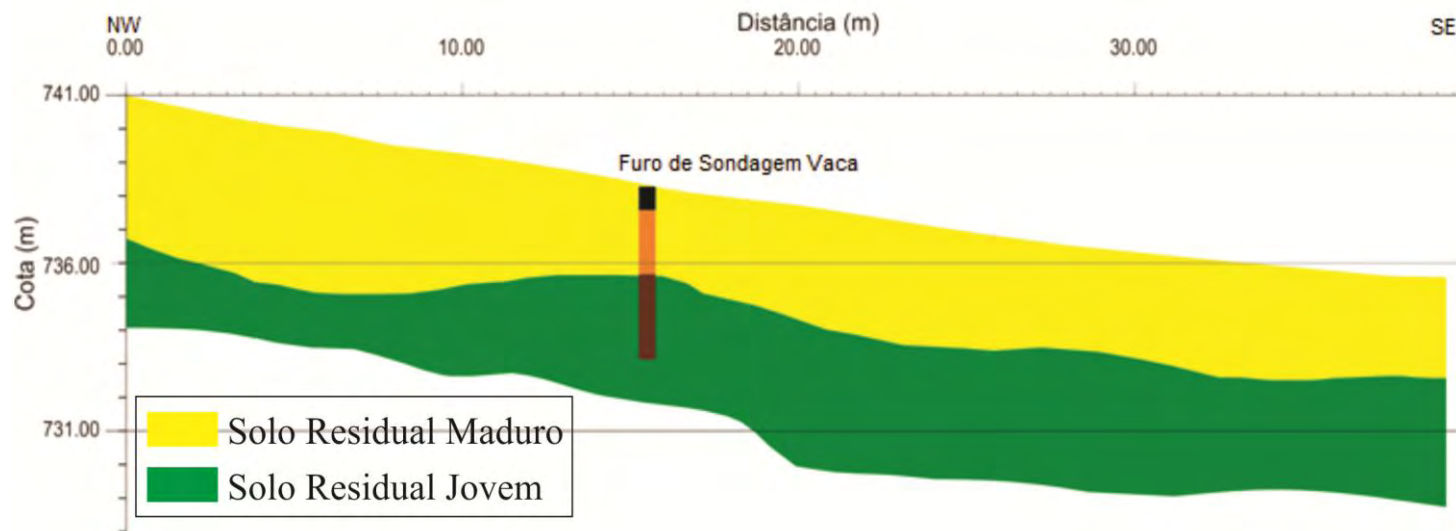


Figura 43: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na área Vaca.

Os últimos perfis geofísicos, mostrados na Figura 44 e na Figura 45 foram realizados em área de pastagem, localizada na base de um dos morros da sub-bacia. Também aqui se executou um furo de sondagem no local para auxiliar na análise dos ensaios. Os perfis interpretados são semelhantes aos outros perfis mostrados anteriormente, com camadas que possuem alguma uniformidade dos solos residuais, nesse caso também com uma camada de transição entre o SRM e o SRJ.

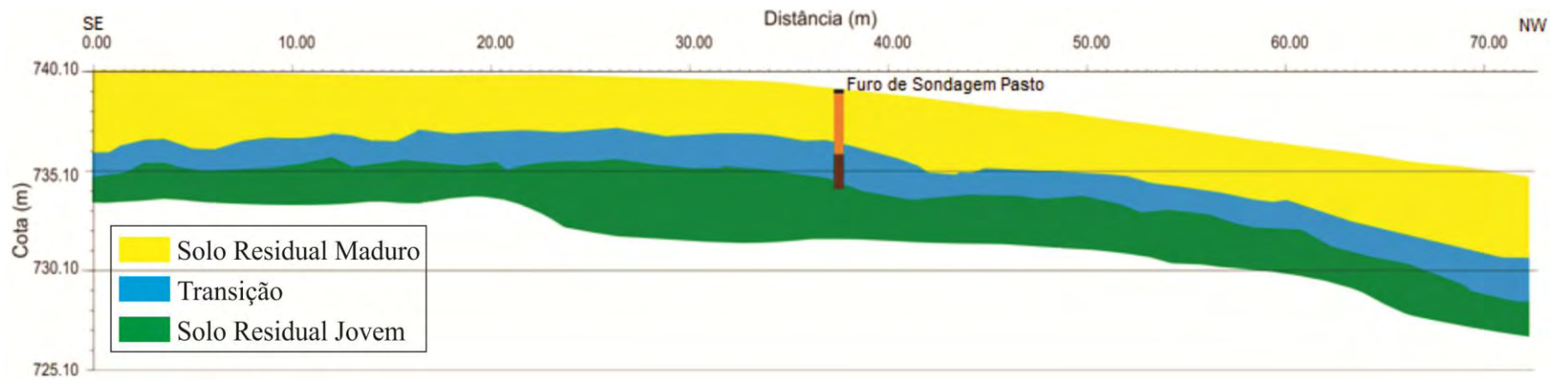


Figura 44: Perfil Geológico-Geotécnico 1 na área Pasto.

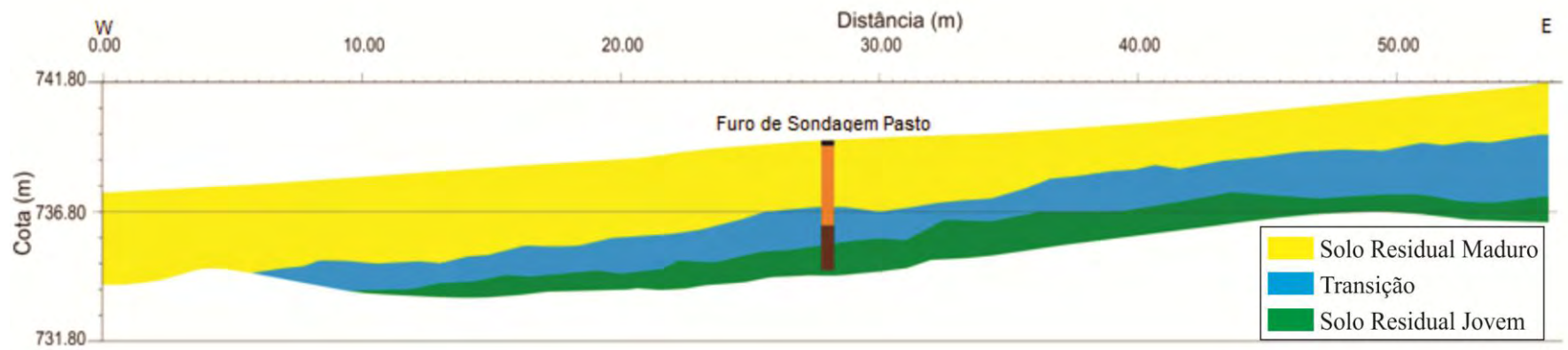


Figura 45: Perfil Geológico-Geotécnico 2 na área Pasto.

Na observação dos seis perfis gerados notam-se muitas semelhanças entre eles, o que permite inferir a existência de certa homogeneidade nas camadas de solo da subsúbia nas áreas dos terraços.

As imagens resultantes dos ensaios de GPR se encontram no Anexo I.

5.1.3 Recarga

Os gráficos de monitoramento do lençol freático ao longo do ano (Figura 46) e sua análise para averiguação dos valores estimados de recarga para cada ponto podem ser observados no Anexo II.

Todos os gráficos apresentam comportamentos semelhantes, em que ocorrem picos de recarga na mesma época em cada poço, o que indica a provável existência de um grande aquífero freático na área.

Os picos surgem alguns dias após a ocorrência de eventos de precipitação. Os fluxos da água no perfil do solo se situam entre 10^{-4} e 10^{-5} cm/s nas camadas saturadas de acordo com as condutividades hidráulicas obtidas através do *slug test* (Tabela 18). Logo, a água que precipita leva alguns dias para atravessar a camada insaturada do solo e atingir o aquífero livre e recarregá-lo.

Os valores dos termos da equação do cálculo da recarga são observados na Tabela 17 para cada poço. A condutividade hidráulica foi obtida através do *slug test* e serviu de base para o cálculo do rendimento específico (S_y) através da (Equação 27). A média dos valores encontrados de recarga foi de 271 mm, valor usado como dado de entrada no modelo.

Tabela 17: Termos da equação de recarga.

Ponto	S_y	$\Sigma\Delta H$ (m)	Recarga (mm)
Poço 1	0,09	2,49	218,81
Poço 2	0,07	3,01	223,53
Poço 3	0,07	3,32	234,67
Poço 4	0,09	2,70	255,59
Poço 5	0,09	4,80	421,28

Com exceção do poço 5, no qual não pode ser realizado o *slug test*, sendo assim o valor da condutividade obtido através da média dos outros poços localizados na mesma classe de solo, todos os outros poços obtiveram valores semelhantes de recarga (média em torno de 230 mm) e que correspondem de 14 a 16 % da precipitação total anual na área de estudo. Além do fato de não se ter o ensaio no poço 5, o mesmo se encontra bem próximo a nascentes, o que deve influenciar o valor alto da recarga encontrado em relação aos outros poços.

5.1.4 Slug test

Os ensaios com *slug* foram realizados em 4 poços. Os gráficos de cada teste podem ser observados no anexo III.

Na Tabela 18 apresentam-se as condutividades hidráulicas calculadas através do método de Bouwer & Rice para cada poço, com o auxílio do *software* AquiferTest 4.0.

Tabela 18: Valores de condutividade hidráulica obtidos com o *slug test*.

Poço	Condutividade Hidráulica (cm·s ⁻¹)
1	1,54 x 10 ⁻⁴
2	4,82 x 10 ⁻⁵
3	3,37 x 10 ⁻⁵
4	2,57 x 10 ⁻⁴

5.1.5 Monitoramento dos poços de observação

Na Figura 46 apresentam-se as leituras do nível d'água freático da sub-bacia ao longo de um ano hidrológico, o qual se iniciou em outubro de 2011 - quando ocorreram os primeiros eventos de precipitação após alguns meses de relativa estiagem; e terminou em setembro de 2012.

No sexto poço não se chegou a atingir o nível d'água, tendo sido interrompido o trabalho de perfuração quando se alcançou o impenetrável (cerca de 5 metros). Ainda assim, monitorou-se esse poço durante a época de chuvas porém, o nível d'água nunca foi encontrado nesse poço.

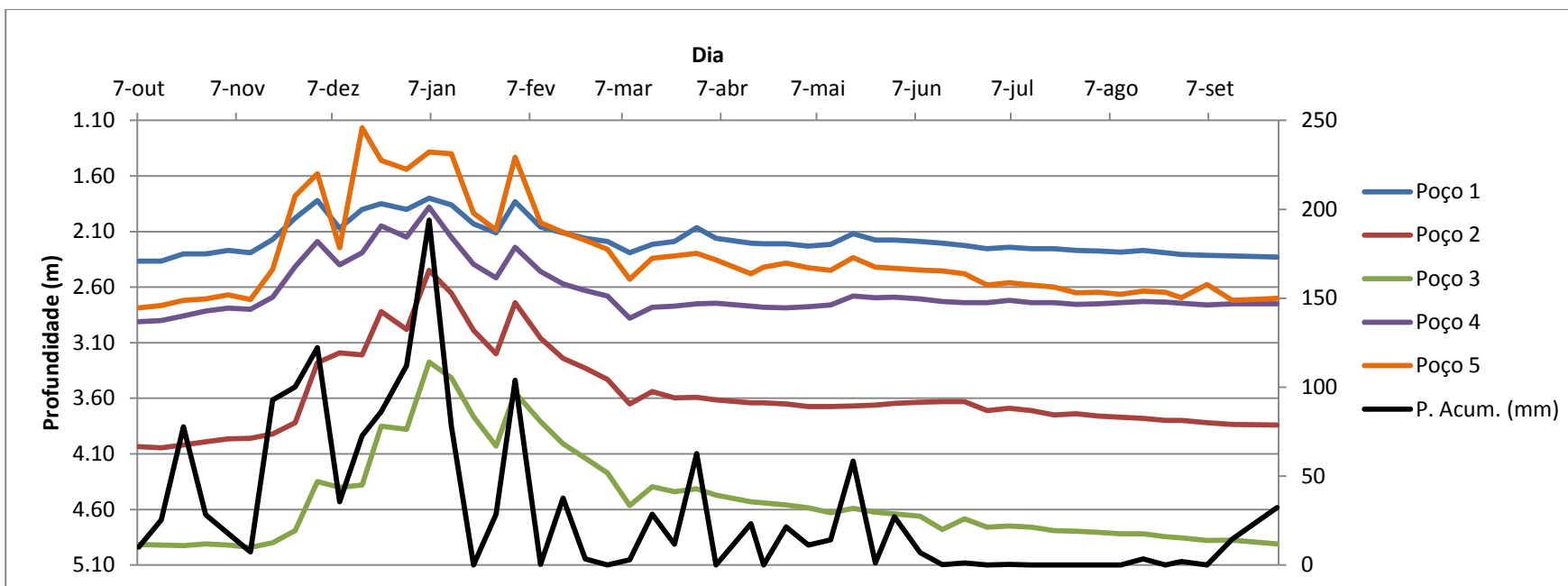


Figura 46: Leituras do nível freático dos poços e precipitação acumulada.

Nota-se que as curvas de cada poço se assemelham entre si, indicando a existência de um grande aquífero livre ou de alguns pequenos aquíferos freáticos interligados. Devido às baixas velocidades de escoamento da água no solo, as precipitações do mês de outubro provocam um leve aumento no início do período monitorado. Já em novembro as elevações nas leituras já são bem pronunciadas e esses valores elevados são mantidos, entre picos e declives, devido às precipitações frequentes até o mês de fevereiro, quando as chuvas começam a rarear e o nível d'água começa a baixar até março. Deste mês em diante, período de estiagem, a superfície freática não costuma se alterar em demasia, porém aos poucos e durante todo o restante do período de monitoramento, os poços vão apresentando leituras cada vez menores até se aproximarem das leituras do começo do monitoramento.

Na Figura 46 também se observam as precipitações durante o período de monitoramento dos poços. A elevação da superfície freática mostra influência da frequência e da intensidade das precipitações. É interessante notar que no início de fevereiro ocorre um pico em todos os gráficos. De março a maio ainda chove, não o bastante para elevar o N. A. dos poços, mas o suficiente para retardar sua queda, que ocorre paulatinamente mesmo nos períodos de estiagem. Ao final do período monitorado as precipitações não são acompanhadas de aumento do nível do lençol freático devido ao tempo necessário para a água infiltrada atingir a superfície potenciométrica e recarregar o aquífero. Mesmo assim, observa-se uma grande correlação entre as precipitações na bacia e o aumento da superfície freática, como esperado no caso de um aquífero livre.

Na Tabela 19 encontram-se os valores referentes às cotas mínimas, máximas e a sua variação ao longo do período monitorado para cada um dos poços de observação.

Tabela 19: Valores mínimo, máximo e variações do N. A. para cada poço.

Poço	Prof. Mín. N. A. (m)	Prof. Máx. N. A. (m)	Variação do N.A. (m)
1	1,80	2,38	0,58
2	2,45	4,05	1,60
3	3,28	4,95	1,67
4	1,88	2,91	1,03
5	1,17	2,84	1,67

As variações da superfície freática não chegam a 2 m e as leituras do nível d'água nunca ultrapassam a profundidade de 5 m. Logo o aquífero ou aquíferos da sub-

bacia são rasos e livres e, devido a essa pequena profundidade até o aquífero, os eventos de recarga são rapidamente presenciados, pois a camada de solo não saturado não é espessa.

5.1.6 Balanço hídrico

Na Tabela 20 se encontra os dados referentes ao cálculo do balanço hídrico da sub-bacia pelo método de Thornthwaite & Mather para o período de monitoramento dos poços.

O balanço hídrico calculado iniciou-se em outubro de 2011 e teve término em setembro de 2012, período este equivalente ao monitoramento dos poços e por isso considerado. O armazenamento (ARM), que consiste no volume de água armazenada no solo disponível para as raízes da vegetação local, teve como valor inicial 100 mm, valor este utilizado frequentemente nos trabalhos com esta metodologia, já que o mesmo não pode ser calculado em campo.

Tabela 20: Balanço hídrico segundo a metodologia proposta por Thornthwaite & Mather.

Mês	NDM	NDA	N (horas)	FC	Temp. (°C)	I	a	ETp (mm)	P (mm)	P-ETp (mm)	Neg. Acum. (mm)	Arm. (mm)	Alt. (mm)	ETR (mm)	Def. (mm)	Exc. (mm)
out/11	30	275	12,23	1,02	20,26	8,3	-	78	159,2	81	0	100	0	78	0	81
nov/11	31	305	12,79	1,10	19,67	8,0	-	79	297,6	218	0	100	0	79	0	218
dez/11	31	336	13,17	1,13	21,66	9,2	-	100	350,5	250	0	100	0	100	0	250
jan/12	31	1	13,22	1,14	21,77	9,3	-	101	385,4	284	0	100	0	101	0	284
fev/12	29	32	12,90	1,04	22,54	9,8	-	100	41,4	-58	-58	56	-44	86	14	0
mar/12	31	61	12,40	1,07	21,95	9,4	-	97	106,1	9	-43	65	9	97	0	0
abr/12	30	92	11,78	0,98	20,79	8,7	-	79	52,9	-27	-69	50	-15	68	11	0
mai/12	31	122	11,22	0,97	17,60	6,7	-	55	104	49	-1	99	49	55	0	0
jun/12	30	153	10,83	0,90	17,70	6,8	-	52	8,4	-44	-45	64	-35	43	9	0
jul/12	31	183	10,78	0,93	16,18	5,9	-	44	0,4	-44	-89	41	-23	23	21	0
ago/12	31	214	11,09	0,95	17,18	6,5	-	52	5,5	-46	-135	26	-15	21	31	0
set/12	30	245	11,63	0,97	19,42	7,8	-	68	46,9	-21	-156	21	-5	52	16	0
Total	-	-	-	-	-	96,3	2,10	906	1558,30	653	-	-	-	803	102	834

Obs: NDM = Número de dias no mês; NDA = Número de dias do início do ano até o mês considerado; N = Fotoperíodo; FC = Fator de correção, Temp. = Temperatura média mensal; I = Índice térmico anual; a = Constante que varia de local para local; ETp = Evapotranspiração potencial; P = Precipitação; Neg. Acum. = Negativo Acumulado; Alt. = Alteração; Arm = Armazenamento; ETR = Evapotranspiração Real; Def. = Déficit hídrico e Exc. = Excesso hídrico.

A precipitação total para o período de monitoramento foi de 1.558,30 mm, valor quase 30 % superior à média da região (1.200 mm), fato este que provavelmente explica o excedente hídrico total tão superior ao déficit hídrico total.

Durante os quatro primeiros meses do balanço ocorreu um excedente hídrico de 834 mm na região. Após esse período, com o começo da estiagem, até o final do balanço ocorrem dois meses (março e maio) de balanço nulo e nos demais meses ocorrem pequenos volumes de déficit hídrico.

Esta metodologia de balanço hídrico não foi satisfatória para prover dados de recarga para o modelo, talvez por ter sido criada para tratar de estudos climáticos, os quais simplificam o ciclo hidrológico, não considerando todos os fluxos hídricos, como a vazão dos corpos d'água superficiais, fluxo de base dos aquíferos, dentre outros. O fato dos dados utilizados para o balanço não serem obtidos na própria área de estudo certamente também influenciaram nos dados gerados pelo balanço.

5.2 Modelo hidrogeológico computacional

Os resultados anteriores formam a base do modelo conceitual da área, tendo sido esse utilizado para a geração do modelo computacional (numérico) em fluxo permanente, o qual será visualizado apenas em sua versão final, ou seja, após calibração.

5.2.1 Calibração

Visando a calibração do modelo vários parâmetros foram modificados tomando por base os valores calculados ou obtidos na literatura para os parâmetros de entrada, de modo a diminuir a diferença entre as cargas hidráulicas observadas e calculadas. As condutividades hidráulicas foram alteradas com o auxílio do software WinPest[®] (Tabela 21). Os valores de condutividade hidráulica obtidos para as camadas 1 e 2 foram baseados nos trabalhos de Betim (2013), nos ensaios de *slug test* e através do *software* Enviro-Base (somente para o Aluvião). Embora se saiba que abaixo de alguns metros da superfície terrestre não ocorrem distinções referentes à classe de solo, optou-se por

manter este zoneamento nas camadas 1 e 2 devido aos poucos dados de condutividade hidráulica na sub-bacia como um todo, pois assim embora este zoneamento não tenha um significado do ponto de vista das ciências do solo, ainda assim foi considerado em detrimento da escolha de uma média única para as camadas, afinal poucos valores demonstrariam pouca representatividade frente ao grande número de variações inerentes deste parâmetro em uma área de mais de 100 hectares, além da localização espacial dos ensaios não englobarem toda a área de estudo. Resumindo, nas camadas 1 e 2 os nomes (classes) dos solos referem-se apenas à camada de solo que ocorre na superfície, não tendo correlação direta com o material considerado no modelo, composto por solos residuais maduros e jovens de gnaise.

Tabela 21: Valores de condutividade hidráulica (K) do modelo calibrado para os eixos x, y e z.

Camada 1	K_x (cm·s⁻¹)	K_y (cm·s⁻¹)	K_z (cm·s⁻¹)
Aluvião	2,48E-05	2,56E-05	2,28E-05
Argissolo	4,55E-05	4,29E-05	3,40E-06
Cambissolo	1,41E-04	1,35E-04	4,02E-07
Latossolo	2,10E-05	2,03E-05	1,87E-06
Camada 2	K_x (cm·s⁻¹)	K_y (cm·s⁻¹)	K_z (cm·s⁻¹)
Argissolo	1,57E-04	1,89E-04	1,80E-04
Cambissolo	4,10E-05	6,07E-05	1,56E-06
Latossolo	3,45E-05	3,56E-05	3,05E-03

Nota-se que a relação $K_x = K_y$ foi mantida para todos os solos, com exceção do Cambissolo da camada 2, confirmando assim a isotropia neste plano como uma boa aproximação da realidade. Com exceção do Latossolo (camada 2) todas as demais condutividades mantiveram um valor de K_z menor que K_x e K_y . Duas classes de solo tiveram suas três condutividades com a mesma ordem de grandeza (Aluvião e Argissolo da camada 2). Três classes mantiveram a diferença de dez vezes de K_z para K_x (Argissolo e Latossolo, ambos da camada 1; e Cambissolo da camada 2). O cambissolo da camada 1 apresentou grande diferença entre K_z e K_x . Este comportamento, assim como o do Latossolo da camada 2 são as únicas grandes disparidades entre as condutividades iniciais e calibradas, indicando talvez a necessidade de mais informações, seja nos ensaios de condutividade empregados, seja no modelo em si. Os outros solos se aproximam da isotropia entre todas as condutividades ou mantêm a diferença, já pré-estabelecida, de se considerar o K_z dez vezes menor do que o K_x .

Os valores finais dos parâmetros referentes à calibração do modelo são apresentados na Figura 47, embora apenas se tenha referências quanto ao valor de RMS normalizado (aceitável para um valor inferior a 10 %).

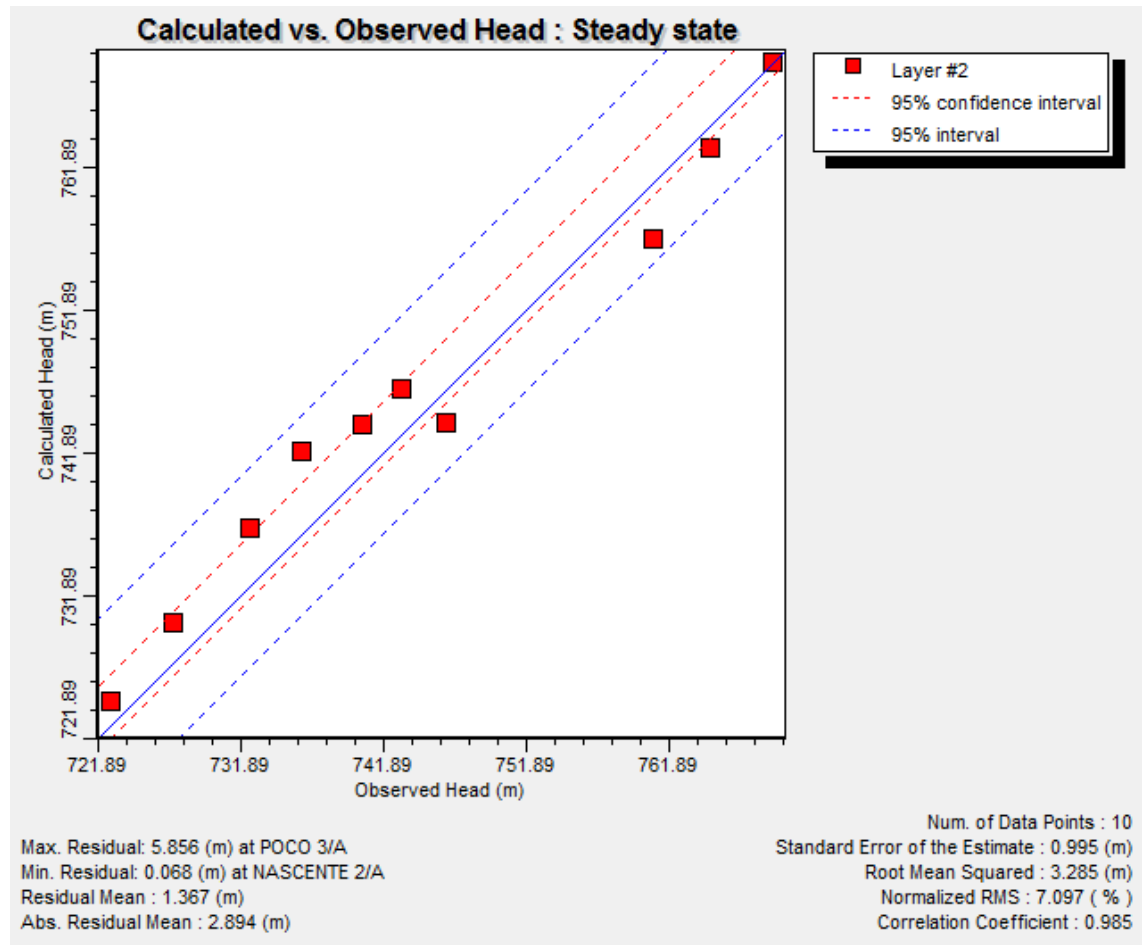


Figura 47: Critério de calibração e gráfico com os pontos de referência utilizados.

O modelo calibrado alcançou um RMS normalizado de 7,1 %, e apresenta um elevado coeficiente de correlação (98,5 %) entre seus dados.

5.2.2 Validação

Utilizando-se um outro conjunto de dados de carga hidráulica obtidos em campo, composto por 9 nascentes, foi feita a validação do modelo gerado. Compararam-se então os valores dos critérios utilizados na calibração com os obtidos através da validação (Tabela 22).

Tabela 22: Critérios do modelo calibrado e validado

Critérios	Calibração	Validação
Erro médio (m)	1,37	0,32
Erro médio absoluto (m)	2,89	1,06
RMS (m)	3,29	1,44
RMS normalizado (%)	7,10	8,00
Coefficiente de Correlação (%)	0,99	0,97

Observa-se que o RMS normalizado com os dados da calibração (7,1 %) é semelhante ao com os dados da validação (8,0 %), atestando assim a validade do modelo. Os outros critérios diferem, porém não excluem a validação.

5.2.3 Modelo Hidrogeológico

Na Figura 48 e Figura 49 observa-se o modelo hidrogeológico tridimensional de fluxo permanente segundo duas posições distintas, uma com visada a partir da foz da sub-bacia e a outra com visada para a direção Sul, respectivamente. Para facilitar a visão em três dimensões do modelo usou-se um exagero vertical de três vezes.

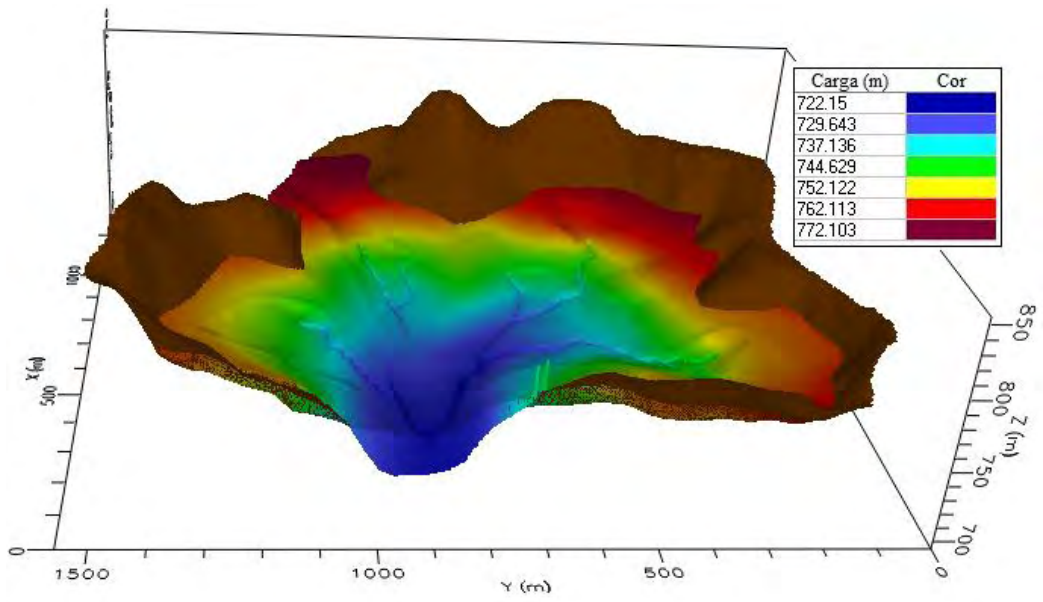


Figura 48: Vista tridimensional do modelo hidrogeológico da sub-bacia com visada a partir da foz.

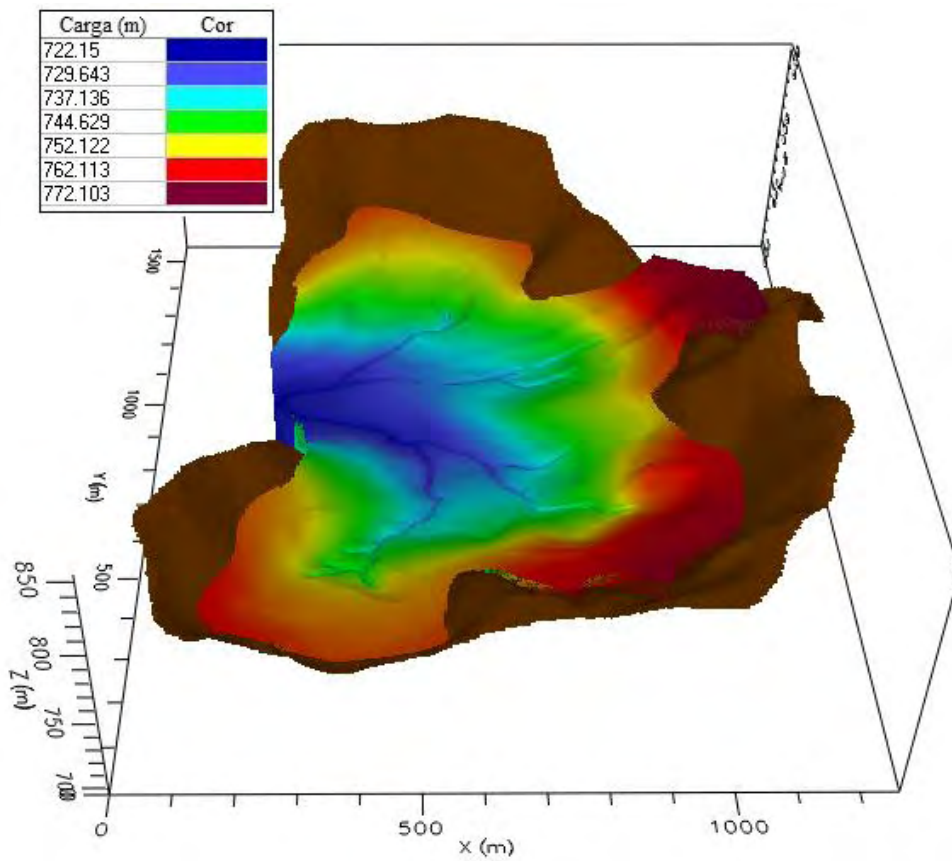


Figura 49: Vista tridimensional do modelo hidrogeológico da sub-bacia com visada para Sul.

Observa-se em ambas figuras do modelo a existência de um sulco dividido em dois na sua porção em azul, o qual corresponde à rede de drenagem alagada da sub-bacia, implementada através da função dreno. A hidrografia mais estreita e próxima das nascentes não foi implementada em todos os pontos devido ao fato dela possuir um tamanho bem reduzido em relação ao tamanho das células do modelo, o que, entretanto, não comprometeu a modelagem. Ao longo dos sulcos, tendo por base seu começo no exutório da sub-bacia, é possível observar o aumento gradual das cargas hidráulicas até próximo dos pontos mais elevados da bacia, comportamento representado através da mudança gradual de cores do azul ao vermelho. A parte colorida da figura representa a extensão total do aquífero na sub-bacia, o qual não abrange as partes mais altas. A camada de cor marrom representa o restante da área de estudo e corresponde aos locais em que não há presença de aquífero livre.

O fluxo das águas subterrâneas obedece a topografia do terreno, movendo-se dos locais mais elevados para os de menor cota, favorecendo a redução do gradiente hidráulico. Na Figura 50 são mostrados as equipotenciais e os vetores representativos da magnitude e direção do fluxo da água subterrânea na sub-bacia calculados pelo modelo.

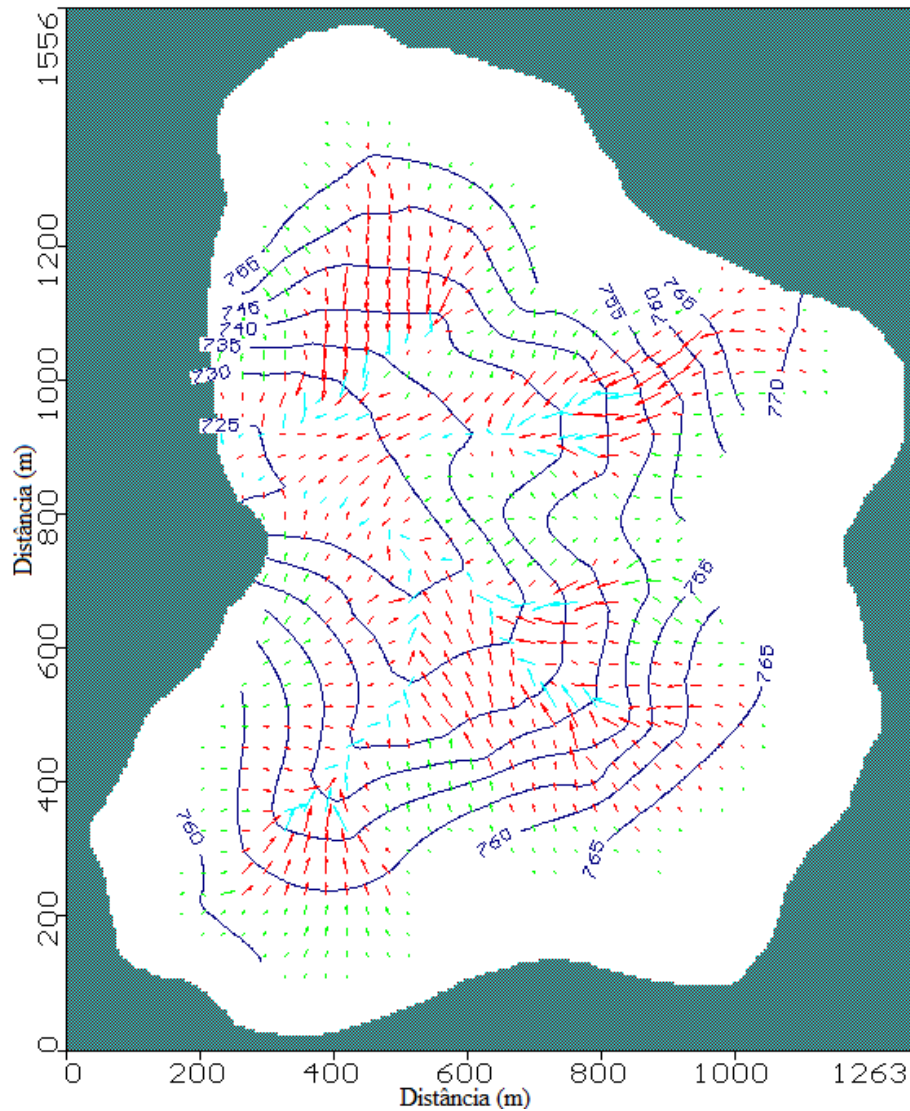


Figura 50: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo hídrico subterrâneo na sub-bacia.

As linhas em azul escuro representam as equipotenciais das cargas hidráulicas calculadas pelo *software*, espaçadas de 5 em 5 m. Os vetores de fluxo são representados em três cores:

- Vermelho, referentes aos grupos de células que contribuem para a infiltração da água no aquífero;
- Azul claro, referentes aos conjuntos de células que recebem a descarga do aquífero (córregos); e
- Verde, referentes aos grupamentos de células que apenas conduzem água no interior do aquífero de uma região a outra.

A água subterrânea possui maior velocidade nas áreas de maior cota (setas grandes), próximas às nascentes, enquanto que nos locais de menor cota ou distantes da hidrografia, em geral, os fluxos são menores (setas pequenas). Isso provavelmente se deve às maiores reduções do gradiente hidráulico nas encostas em relação às baixadas, devido às declividades maiores naqueles locais, o que favorece maiores velocidades da água.

As direções de fluxo da água subterrânea no modelo podem ser mais facilmente visualizadas na Figura 51.

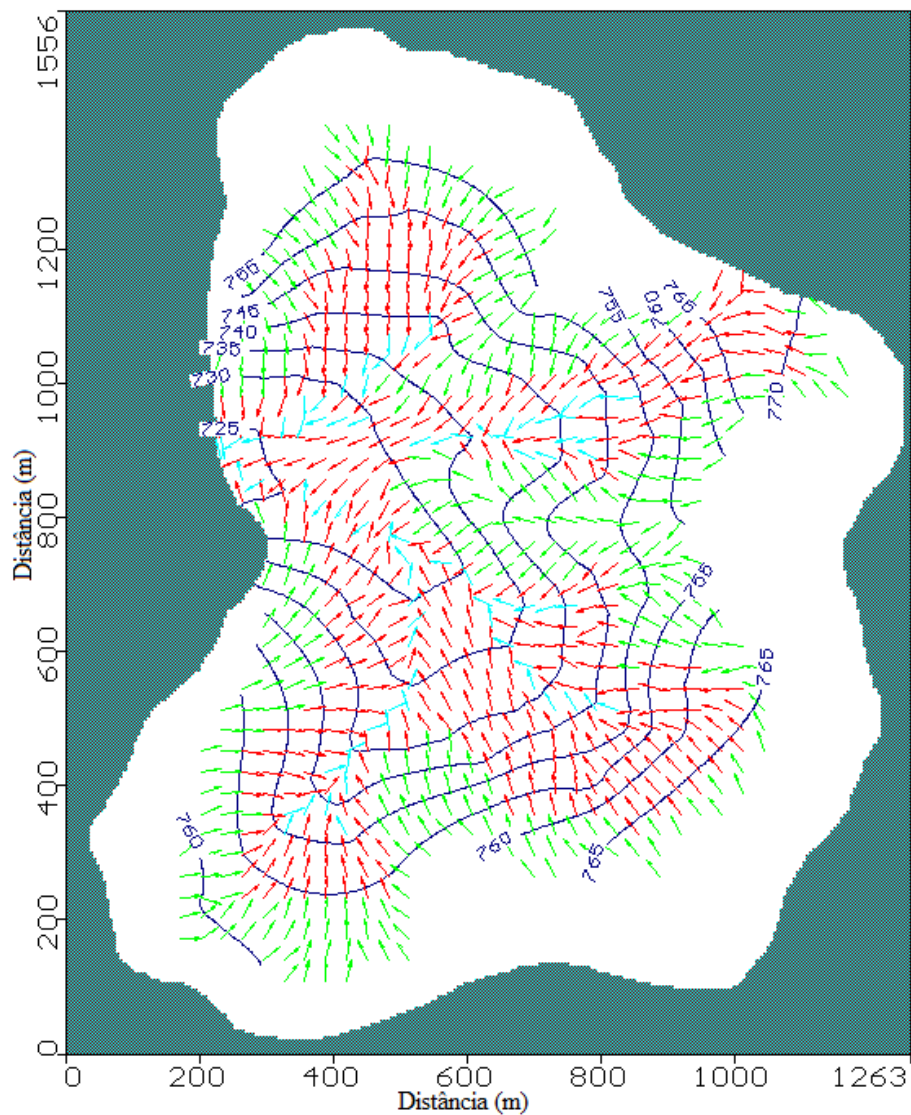


Figura 51: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo hídrico subterrâneo na sub-bacia.

A direção do fluxo segue das cabeceiras para as partes mais baixas. Em resumo as águas presentes nos pontos de maior cota se dirigem à seção da hidrografia mais próxima, e dali seguem no sentido da foz. Esse comportamento é esperado tendo em vista que no modelo não foram alocados poços de bombeamento, os quais poderiam alterar não somente a direção do fluxo, mas também a superfície piezométrica da área, como será visto nos cenários simulados.

5.2.4 Análise de sensibilidade

Os resultados da análise de sensibilidade se encontram na Tabela 23. Os parâmetros testados foram a condutividade hidráulica, a recarga e a condutância dos drenos.

Tabela 23: Análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros recarga, condutância dos drenos (Dreno) e condutividade hidráulica (Cond.).

Crítérios	Modelo	Recarga +50 %	Recarga -10 %	Dreno +50 %	Dreno -50 %	Cond. +50 %	Cond. -50 %
E. M. (m)	1,37	5,87	0,45	1,33	1,33	-1,77	10,30
E. M. Abs. (m)	2,89	5,87	3,27	2,97	3,05	3,99	10,30
RMS (m)	3,29	6,71	3,46	3,32	3,37	4,90	11,84
RMS Norm. (%)	7,10	14,49	7,48	7,17	7,28	10,58	25,58

Obs: E. M. = Média dos resíduos, E. M. Abs. = Média dos resíduos absoluta, RMS = Desvio padrão, RMS Norm. = Desvio padrão normalizado.

Analisando-se somente o RMS normalizado apresentado na Tabela 23, observa-se que variações na condutância dos drenos não produzem mudanças significativas deste critério, estando todos os valores bem próximos ao do modelo. Porém a recarga e a condutividade hidráulica influenciam fortemente o modelo, logo estas variáveis necessitam de maior precisão quando obtidas. Observa-se que as mudanças propostas, de diminuição em 50% do parâmetro não puderam ser empregadas no caso da recarga, já que uma diminuição de 50, 40, 30 ou 20% causavam erros na simulação do modelo, impossibilitando sua criação. A condutividade é provavelmente mais influente do que a recarga haja vista os maiores erros produzidos pelas suas variações.

Em geral, o RMS normalizado é um resumo dos resultados da modelagem, pois quando o RMS é baixo, os outros índices costumam ser pequenos também. Deste modo, é provável que devido a isso existam poucos comentários a respeito dos outros índices nos trabalhos existentes na literatura.

É interessante observar que os casos de aumento da recarga e redução da condutividade apresentam, além dos maiores RMS normalizados (14,49% e 25,58%, respectivamente), todas as cargas observadas menores do que as cargas calculadas, pois o erro residual médio é equivalente ao erro residual médio absoluto, o que indica que a superfície freática simulada seria mais profunda que a observada em campo.

5.2.5 Previsão de cenários

Foi proposta a simulação de dois cenários hipotéticos os quais consideraram o uso dos 19 poços de bombeamento cadastrados na sub-bacia. Todos os poços foram considerados como tendo 12 metros de profundidade, e os últimos 2 metros contendo uma seção filtrante. Assim a vazão de bombeamento no cenário 1 foi de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$ e do cenário 2, de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$. Todas as simulações foram feitas em regime permanente.

5.2.5.1 Cenário 1

Para o primeiro cenário foi considerada uma condição de baixo bombeamento ($1 \text{ m}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$). O efeito causado por esse bombeamento sobre as equipotenciais e a magnitude e a direção do fluxo subterrâneo pode ser visualizado na Figura 52 e na Figura 54. Para facilitar a observação destes efeitos foram inseridas ao lado das figuras dos cenários as figuras com o modelo original (bombas desligadas), para comparação (Figura 53 e Figura 55).

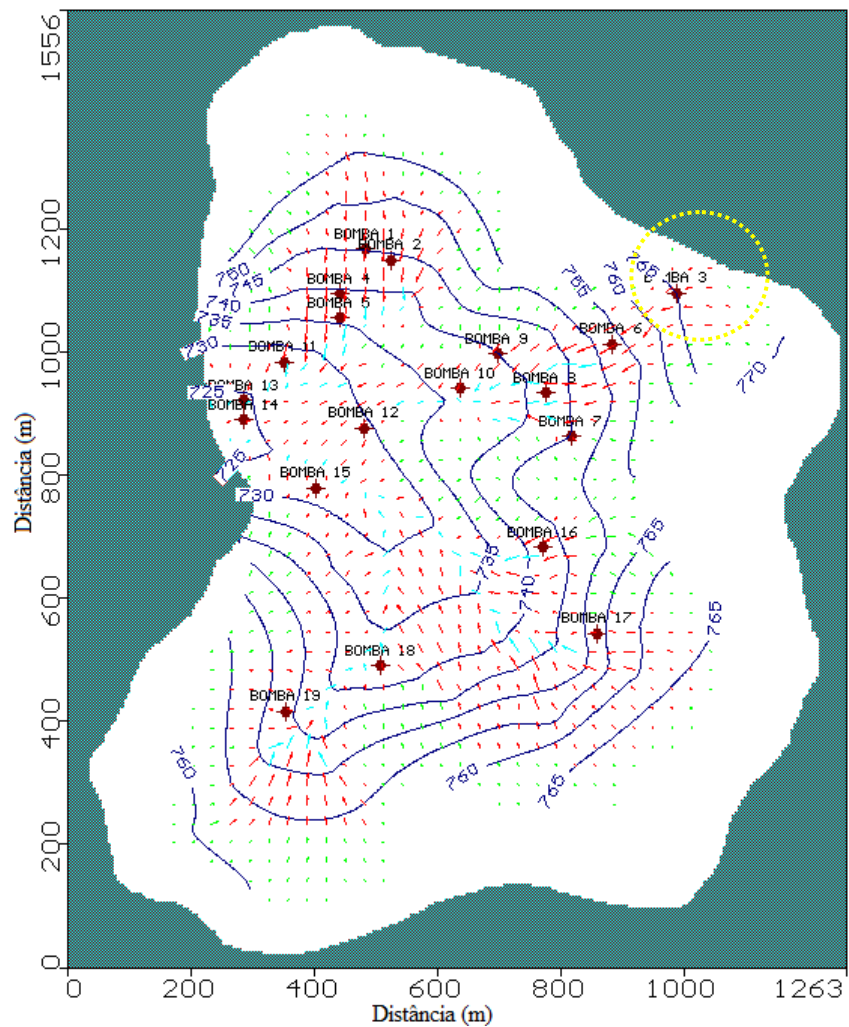


Figura 52: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 1).

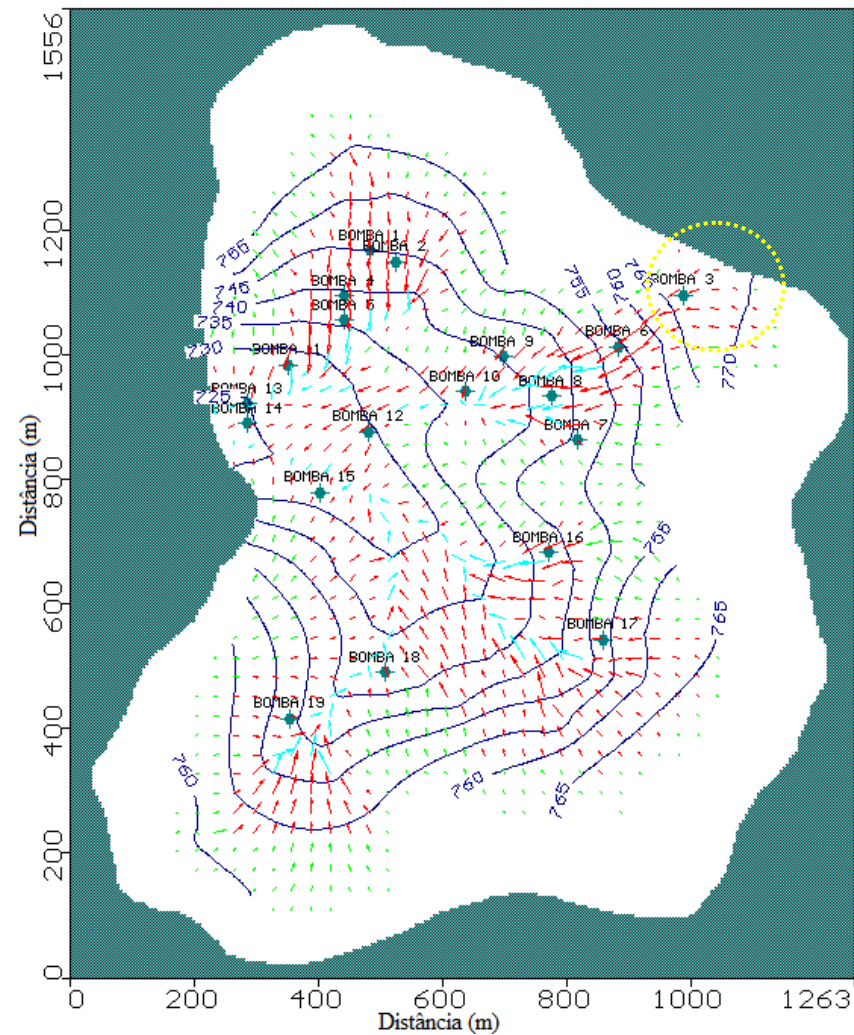


Figura 53: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).

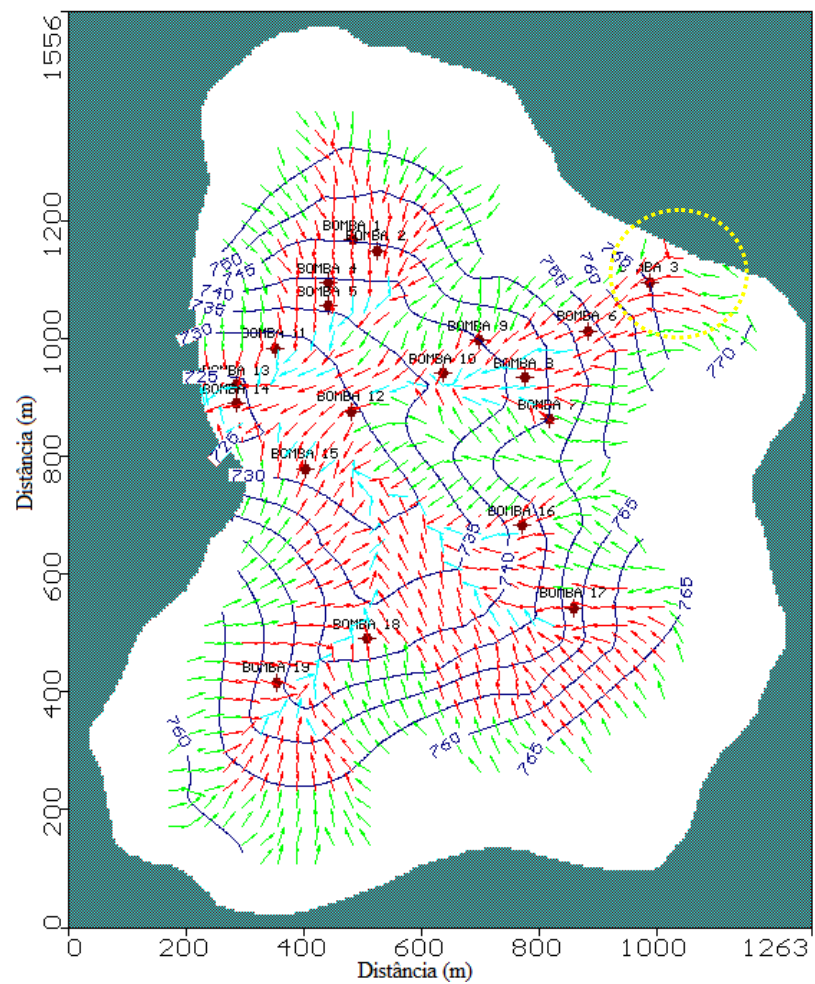


Figura 54: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 1).

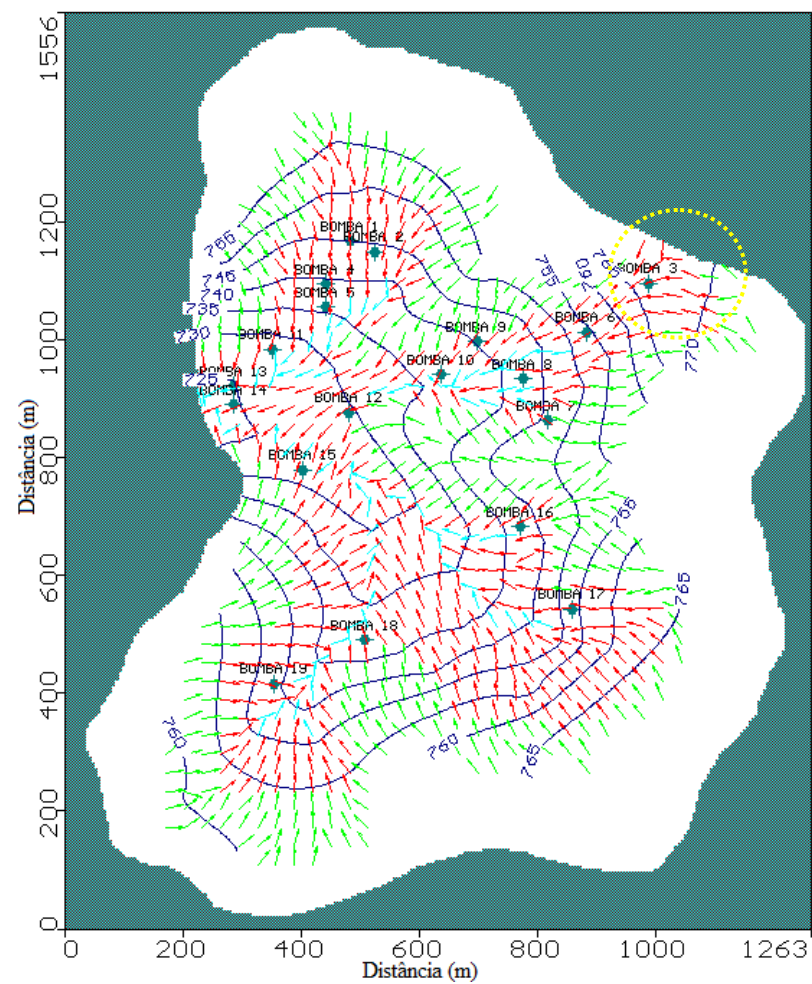


Figura 55: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).

A vazão simulada produziu pouco ou nenhum efeito sobre as equipotenciais, como se observa na comparação com a superfície piezométrica do modelo original (sem bombeamento). A única diferença das isolinhas observadas foram as próximas da bomba 3 (canto superior direito, marcadas com um círculo amarelo nas imagens). Neste local nota-se que devido à atividade da bomba ocorreu um efeito sobre a equipotencial que passava próxima a ela (765 m) e equipotencial seguinte (770 m), ou seja, ocorreu a formação de um cone de bombeamento perceptível. O efeito mais pronunciado sobre a bomba 3 é devido ao fato da mesma estar mais próxima dos locais em que o aquífero deixa de existir, o que não ocorre com as outras bombas, logo o volume de água menor provoca efeitos na carga mesmo com uma vazão baixa.

No restante das figuras não são observados efeitos semelhantes a esse com as outras bombas, indicativo que a vazão não é suficiente para mudar as equipotenciais do modelo, apenas as deslocando um pouco nas bordas do aquífero.

Do mesmo modo que é difícil perceber alguma variação nas equipotenciais, o mesmo ocorre com os vetores de fluxo, tanto para a magnitude como para a direção. Os fluxos se alteram, é sabido, porém para essa vazão e considerando o número de vetores mostrados, não se notam variações. Ou seja, apesar de existirem essas mudanças, elas não são consideráveis para o aquífero como um todo.

5.2.5.2 Cenário 2

Para o cenário 2 foi considerado uma condição de médio bombeamento ($3 \text{ m}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$). A superfície piezométrica e os vetores de fluxo (magnitude e direção) do cenário 2 (Figura 56 e Figura 58) e do modelo (Figura 57 e Figura 59) encontram-se lado a lado para facilitar a comparação, da mesma forma que para o cenário 1.

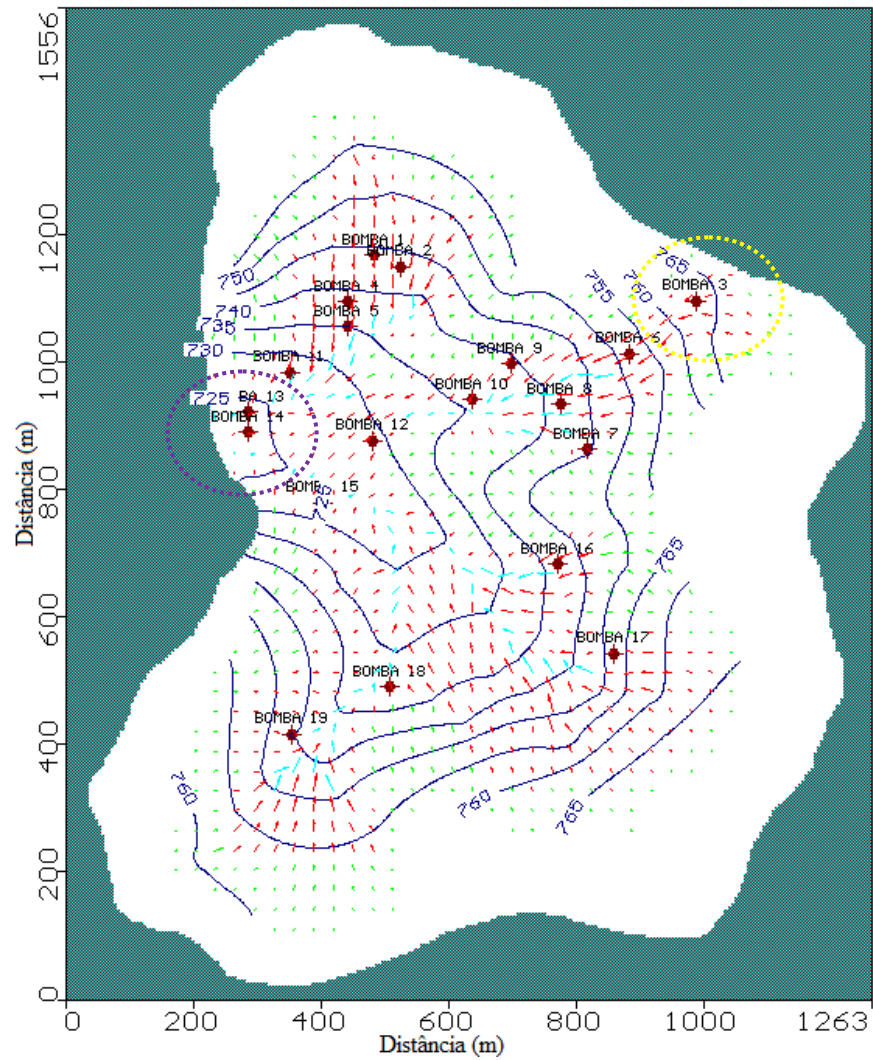


Figura 56: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 2).

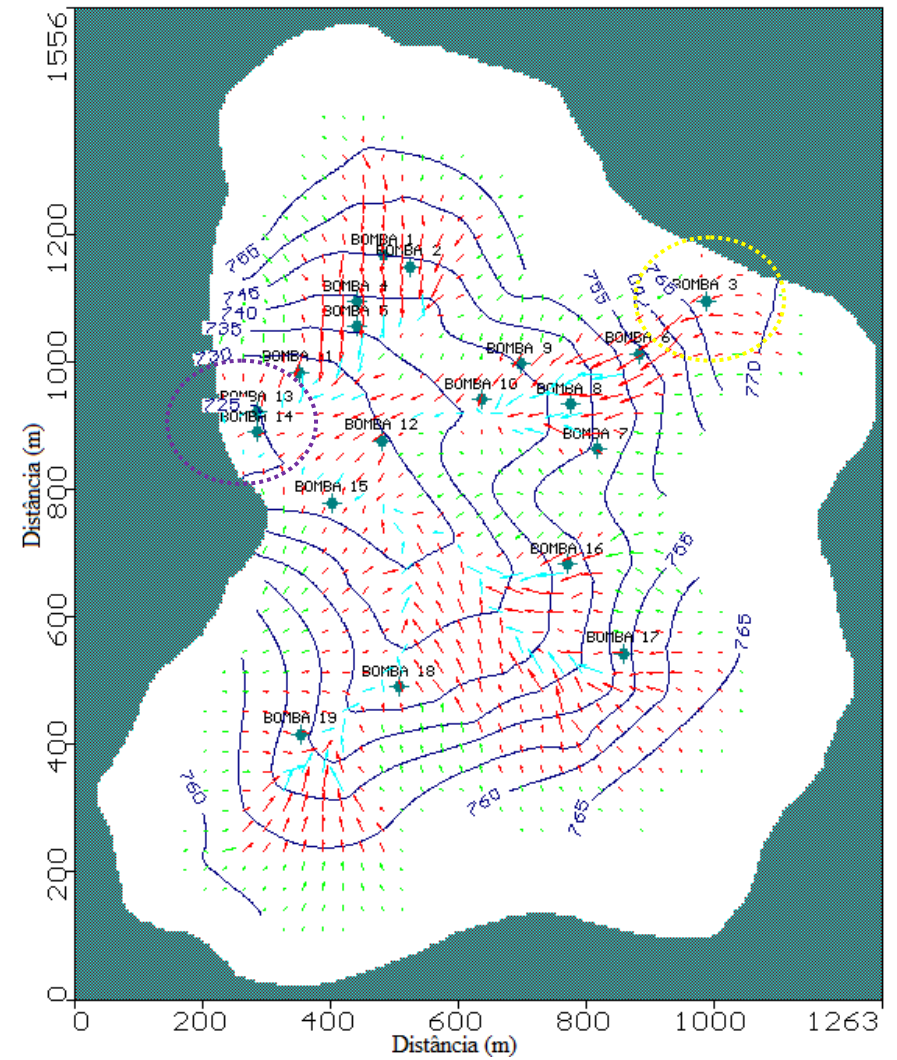


Figura 57: Equipotenciais e vetores indicando a magnitude do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).

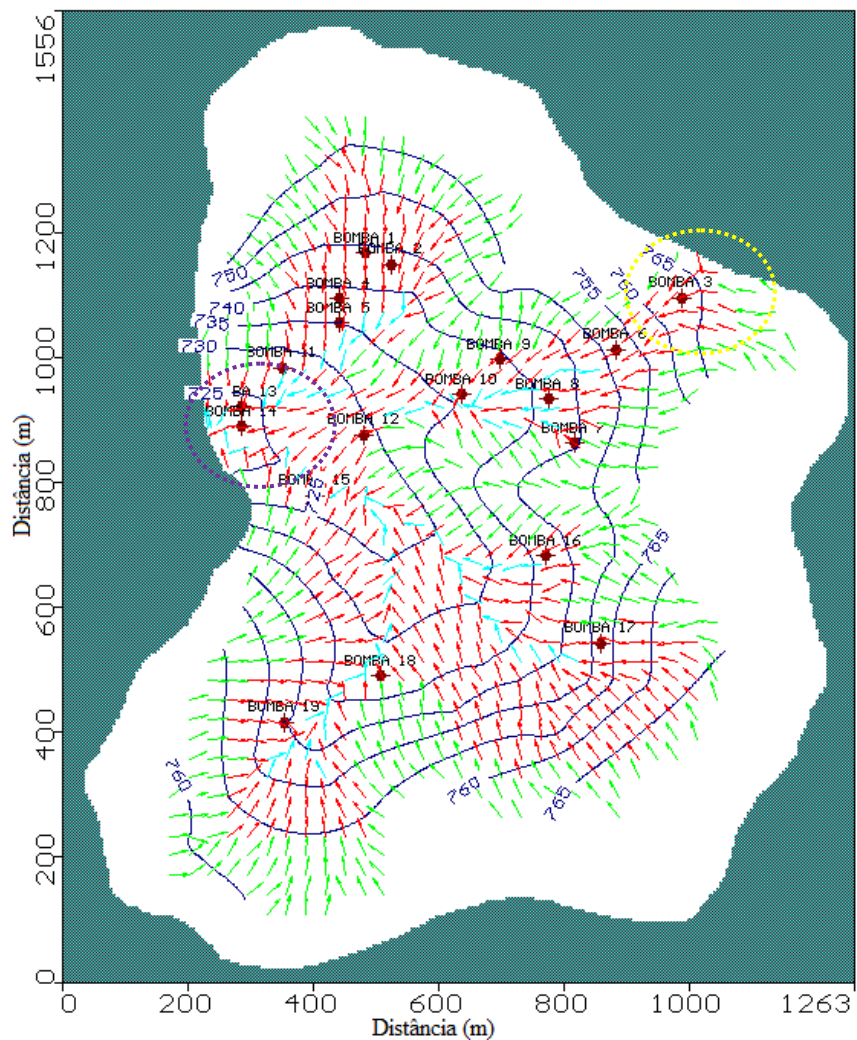


Figura 58: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (cenário 2).

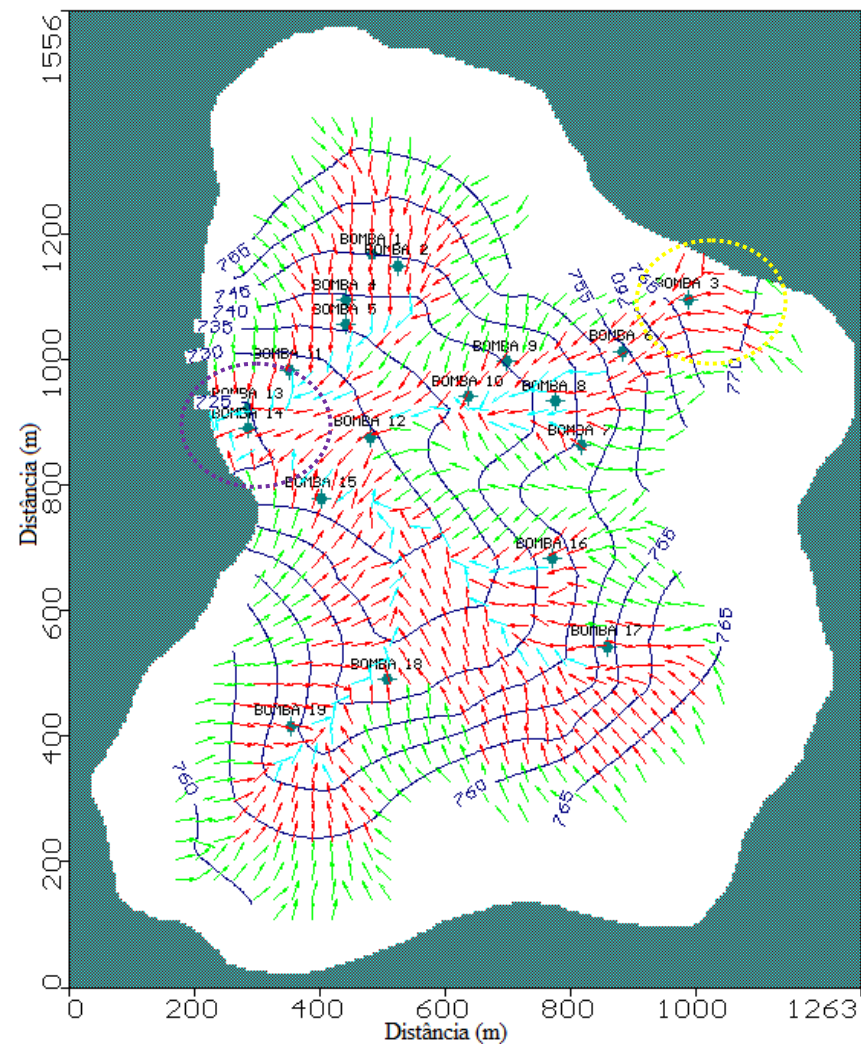


Figura 59: Equipotenciais e vetores indicando a direção do fluxo subterrâneo na sub-bacia (bombas desligadas).

No cenário 2 já se observam efeitos mais nítidos sobre as equipotenciais simuladas. Na bomba 3 (marcada novamente com um círculo amarelo nas figuras) o efeito se tornou mais visível com um espaçamento ainda maior da equipotencial de 765 m e a equipotencial de 770 m desaparece. Ou seja, o cone se tornou maior do que o obtido no outro cenário.

Em outro ponto, onde se localiza a equipotencial de 725 m e as bombas 13 e 14 (marcadas com um círculo roxo na figura), observa-se também nitidamente a formação do cone de rebaixamento nestas bombas devido a posição desta equipotencial quando as bombas estão trabalhando com a posição da mesma quando as bombas estão desligadas, assim observa-se claramente o deslocamento desta equipotencial.

Neste cenário a presença das bombas é sentida, visto que os deslocamentos ocorridos nas equipotenciais são grandes o bastante para serem distinguíveis do modelo original e sempre próximos das bombas. Este efeito é visível em várias bombas, como as 5, 6, 9, 10 e 19, só para citar algumas. Na bomba 15, abaixo do círculo roxo nas figuras, o efeito é ainda maior, causando um cone de rebaixamento mais profundo, observado pela equipotencial de 725 m encontrada sobre a mesma.

Assim como no cenário anterior, esse também não mostrou diferenças observáveis na direção e magnitude do fluxo subterrâneo, embora elas existam, mas são pequenas mesmo para um bombeamento com um vazão mais alta para a região, indicando que o aquífero possui um volume de água provavelmente muito superior ao que é extraído pelas bombas, ou seja, que o aquífero poroso e livre possui grande volume de água armazenada.

Os cenários gerados são apenas um pequeno exemplo frente ao universo de possibilidades originadas pela modelagem hidrogeológica, lembrando que quanto maior o número de dados e menores as incertezas dos mesmos, mais representativo da realidade observada em campo o modelo será e mais útil frente a previsão de cenários, seja quanto ao comportamento de poluentes, seja quanto ao estudo dos fluxos hídricos subterrâneos.

6 CONCLUSÕES

Os furos de sondagem, cadastro de nascentes, alocação e monitoramento dos poços foram atividades essenciais na pesquisa. Os furos forneceram informações pertinentes aos materiais em subsuperfície, auxiliando, portanto, na determinação das condutividades hidráulicas utilizadas na pesquisa. As nascentes e os poços auxiliaram na calibração do modelo, servindo de referência com suas cargas observadas em campo. Por fim, o monitoramento dos poços também auxiliou na obtenção da recarga, assim como no estudo das variações da superfície freática do aquífero ao longo do ano, a qual é influenciada fortemente pela precipitação.

O uso do GPR auxiliou na observação da disposição dos solos residuais de gnaiss e na determinação das espessuras das camadas, porém, a profundidade investigada foi pequena e o ensaio não pode ser executado nas áreas mais altas da sub-bacia.

O balanço hídrico realizado para a sub-bacia, de acordo com a metodologia de Thornthwaite & Mather, não foi útil para fornecer uma recarga aproximada da sub-bacia para o modelo através do excesso hídrico estimado.

Os ensaios de *slug test* foram extremamente importantes na pesquisa, sendo os únicos dados primários de condutividade hidráulica do estudo, permitindo a caracterização da condutividade hidráulica da camada saturada (aquífero) da sub-bacia. Estes dados também permitiram a estimativa da recarga do aquífero.

A caracterização da área de estudo realizada permitiu a modelagem da dinâmica do fluxo das águas subterrâneas da sub-bacia do córrego Palmital, apesar das limitações, incertezas e dificuldades que envolveram as atividades de caracterização da área – normais e comuns em modelagens hidrogeológicas, assim como das simplificações e considerações adotadas em alguns dados de entrada do modelo. Apesar disso, considera-se o modelo gerado válido, como atestam os valores dos critérios de calibração encontrados e sua correlação com a realidade factual observada na bacia estudada.

A calibração do modelo realizado com o uso do *software* WinPest[®] se mostrou boa, como mostra o valor de RMS normalizado encontrado (7,1 %).

O modelo hidrogeológico criado apresenta grande sensibilidade para os parâmetros recarga e condutividade hidráulica e pequena sensibilidade para a condutância dos drenos. Logo, os fatores mais importantes no modelo gerado e que influenciam fortemente suas simulações são a recarga e a condutividade hidráulica. Assim, acredita-se que quanto maior for a confiabilidade dos dados destes parâmetros, mais representativo da realidade do campo o modelo será.

Cada um dos dois cenários simulados produziu algum efeito sobre o aquífero, sendo os efeitos mais impactantes aqueles, como esperado, obtidos com o aumento da vazão bombeada. As equipotenciais alteradas, em geral, próximas das bombas, denunciaram a formação dos cones de rebaixamento. No entanto, as mudanças na direção e magnitude do fluxo das águas subterrâneas não foram observadas. Considerando o número de vetores observados não se notaram mudanças de fluxo no geral, mesmo com tentativas de uso de uma maior densidade de vetores. Isso indica que os efeitos sobre o fluxo, considerando todo o aquífero, no geral, são muito pequenos.

Embora não se tenha dados quantitativos, depreende-se através das simulações realizadas que a sub-bacia apresenta um reservatório com volumes consideráveis de águas subterrâneas. Considerando a demanda crescente de água do município de Viçosa, é extremamente importante a proteção destas águas em cenários futuros de exploração, assim como uma gestão baseada em estudos e informações hidrogeológicas que garantam o uso sustentável deste manancial subterrâneo.

7 RECOMENDAÇÕES

Visando o aprimoramento e a melhoria do modelo hidrogeológico criado algumas sugestões são feitas:

Não se recomenda o uso da metodologia de Thornthwaite & Mather em estudos hidrogeológicos. Porém recomenda-se a realização do balanço hídrico através de outros métodos ou equações, pois é importantíssimo no estudo do ciclo hidrológico da área e na obtenção de dados importantes como o fluxo de base dos aquíferos.

Execução de maior número de furos de sondagem profundos na área, bem como a alocação de poços profundos para melhorar a caracterização do solo e calibração do modelo, assim como considerar no estudo o aquífero fraturado subjacente.

Execução de um maior número de ensaios de condutividade hidráulica em campo, priorizando uma maior distribuição espacial e maiores profundidades investigadas. Estes estudos, por intermédio de outros ensaios, também devem ser considerados para os demais dados de entrada do modelo, como os parâmetros de armazenamento e porosidade efetiva, que também possuem incertezas ou não foram determinados para toda a área.

Estudar alternativas de monitoramento da vazão do córrego da sub-bacia, de preferência em sua foz, para auxílio na modelagem, no balanço hídrico e na estimativa do fluxo de base do aquífero da área.

Instalação de pluviômetros em vários pontos da sub-bacia, de maneira a se obter dados de precipitação específicos da bacia, o que permitiria a realização de um balanço hídrico mais confiável e a obtenção de valores mais representativos da recarga do aquífero.

Estudar a possibilidade, em posse de maiores informações da área, do uso de outras representações matemáticas das condições de contorno (rede de drenagem) da sub-bacia como Rio (“River”), Córrego (“Stream”) e GHB (“General Head Boundary”), funções presentes no Visual Modflow e em outros *softwares* de modelagem, permitindo a comparação com o modelo desenvolvido nesta pesquisa e com novas informações coletadas em campo.

Uso de maior número de camadas na representação da sub-bacia visando detalhar mais a influência da condutividade hidráulica em profundidade, já que esse parâmetro tem alta variabilidade e extremamente influente na modelagem. Estas camadas seriam representadas através de condutividades hidrogeológicas semelhantes na mesma profundidade ensaiada, ou seja, a espessura de cada camada seria influenciada pelas mudanças na condutividade hidráulica e não necessariamente baseada nos materiais de subsuperfície embora os dois se encontrem relacionados, geralmente.

Simular novos cenários que sejam mais próximos das condições observadas em campo, conhecendo-se as profundidades dos poços de bombeamento, suas seções filtrantes, vazões bombeadas, dentre outras informações pertinentes. Além de simular um modelo em condições transientes para se observar as mudanças provocadas ao longo do tempo no aquífero da sub-bacia.

Promover estudos das variações sazonais da potenciometria ao longo dos anos, assim como o monitoramento da precipitação (recarga) e outros parâmetros de interesse, os quais poderiam ajudar na atualização e aprimoramento do modelo gerado nesta pesquisa.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT – ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 15495-1. Poços de monitoramento de águas subterrâneas em aquíferos granulares. Parte 1: Projeto e construção. 25 p. 2007.

ALBERTO, M. C. Fluxo da água subterrâneo em sistema de encosta-rio, município de Paulínia (SP): Caracterização hidrogeológica e simulação numérica. 2005. 117 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente)-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2005.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil. Caderno de Recursos Hídricos, Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos. Brasília – DF. 71 p. 2007.

ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic Press, Inc., London. 381 p. 1992.

ANDRADE, L. C. R. Estudo da influência do meio físico e das atividades antrópicas na qualidade da água na sub-bacia do córrego Palmital – Viçosa/MG. 2010. 170 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2010.

ANNAN, A. P. Ground Penetrating Radar Workshop Notes, Sensors & Software Inc. 197 p. 2001.

ARANHA, P. R. A. & SOBREIRA, F. G. Utilização do Geo-radar na identificação de feições associadas ao escorregamento ocorrido em Realeza, Manhuaçu – MG. In: Revista de Geologia, Vol. 19, n° 1, p. 35 – 47. 2006.

BARUQUI, F. M. Inter-relações solo-pastagens nas regiões mata e rio doce do estado de Minas Gerais. 1982. 119 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1982.

BATISTA, R. C. R. Caracterização hidrogeológica do entorno do centro nacional de pesquisa de milho e sorgo (CNPMS), em Sete Lagoas, MG. 2009. 128 p. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos)-Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 2009.

BERNICE, A. M. Evolução da contaminação por nitrato em aquíferos urbanos: Estudo de caso em Urânia (SP). 2010. 141 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia)-Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2010.

BETIM, L. S. Caracterização da condutividade hidráulica dos solos e estudo da vulnerabilidade à contaminação dos aquíferos da sub-bacia do córrego Palmital – Viçosa/MG. 2013. 209 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2013.

BORGES, W. R. Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e eletrorresistividade. 2002. 126 p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2002.

BOUWER, H. & RICE, R. C. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3), p. 423 – 428, 1976.

BRASIL. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais. 2003. COMIG, Governo do Estado de Minas Gerais, CPRM e Governo Federal. Escala 1:1.000.000. Datum Horizontal SAD 69. 2003.

BRITO, G. L. M. Estimativa da taxa de recarga da bacia sedimentar do rio do Peixe (PB) pelo método do balanço hídrico. 2007. 143 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental)-Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2007.

CABRAL, J. J. S. P.; SANTOS, S. M.; FILHO, I. D. S. P. Bombeamento Intensivo de Água Subterrânea e Riscos de Subsidência do Solo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* Vol. 11 n. 3 Jul/Set, p. 147-157, 2006.

CAPUCCI, E.; MARTINS, A. M.; MANSUR, K. L.; MONSORES, A. L. M. Poços tubulares e outras captações de águas subterrâneas. SEMADS, SEINPE, DRM, Rio de Janeiro, RJ, 70 p. 2001.

CARVALHO FILHO, A. Caracterizações mineralógica, química e física de solos de duas unidades de paisagem do planalto de Viçosa – MG. 1989. 114 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas)-Universidade Federal de Viçosa, MG, 1989.

CAVALCANTI, M. A. M. P. A modelagem matemática associada ao sistema de informação geográfica como instrumento de previsão no estudo do impacto hidrogeológico de reservatórios. 2002. 188 p. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia)-Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2002.

CAVICCHIA, M. E. Desenvolvimento de modelo numérico para gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos na área do projeto piloto de Ribeirão Preto. 2007. 170 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, 2007.

CLEARY, R. W. Águas Subterrâneas. Princeton Groundwater Inc. 117 p. 1989.

CORRÊA, G. F. Modelo de evolução e mineralogia da fração argila de solos do planalto de Viçosa, MG. 1984. 87 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1984.

DANIELS, J. J. Ground Penetrating Radar Fundamentals. The Ohio State University. 21 p. 2000.

DELLEUR, J. W. The Handbook of Groundwater Engineering. West Lafayette, Indiana, USA. CRC Press LLC. 1320 p. 1999.

DINIZ, L. G. O flúor nas águas subterrâneas do estado de Minas Gerais. 2006. 205 p. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 2006.

DOURADO, J. C.; CHANG, H. K., FILHO, W. M.; BRAGA, A. C. O. Utilização de radar de penetração no solo na detecção de estruturas artificiais rasas no solo. In: *Geociências*, v. 22, N. Especial, p. 75 – 81, 2003.

FEITOSA, F. A. C. & FILHO, J. M. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. 2º Edição. CPRM/REFO, LABHIDRO-UFPE, Fortaleza, CE, 391 p. 2000.

FEITOSA, F. A. C. & FILHO, W. D. C. Execução de testes de bombeamento em poços tubulares. Manual prático de orientação. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 24 p. 1998.

FERNANDES, M. M. Caracterização de solos e uso atual empregando aerofotos não-convencionais nas sub-bacias Marengo, Palmital e Silibar – Rio Turvo Sujo, MG. 1996. 99 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas)-Universidade Federal de Viçosa, MG, 1996.

FETTER, C. W. Applied Hydrogeology. 4º edição, Prentice Hall, 615 p. 2001.

FITTS, C. R. Groundwater SCIENCE. Academic Press. 467 p. 2002.

FRANKE, O. R.; REILLY, T. E.; BENNETT, G. D. Definition of boundary and initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems – an introduction. Techniques of Water-Resources Investigations of the U. S. Geological Survey. Applications of Hydraulics, Books 3: Chapter B5, Reston, Virginia, USA, 1987.

FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. Groundwater. Prentice Hall, Inc. 604 p. 1979.

GAUW, D. S. Estudo intergrado de análogo a reservatórios petrolíferos fluviais: caracterização, parametrização e modelagem tridimensional de depósitos recentes do rio Assu (Rio Grande do Norte/Brasil). 2007. 74 p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica)-Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, 2007.

GOMES, L. H. Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada. 2008. 167 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, 2008.

GOMES, S. Ajuste e avaliação de um modelo de balanço hídrico decendial e estudo dos limites de sua utilização em algumas localidades no estado do Paraná. 2005. 120 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia)-Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 2005.

HEALY, R.W. & COOK, P.G. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10, p. 91 – 109, 2002.

HEATH, R. C. Basic Ground-Water Hydrology. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 86 p. 1983.

HIRATA, R.; ZOBY, J. E. G.; OLIVEIRA, F. R. Águas subterrâneas: reserva estratégica ou emergencial. In: C.E. Bicudo; J G Tundisi; M Scheuenstuhl. (Org.). Águas do Brasil: Análises estratégicas. 1º Edição. São Paulo: Instituto de Botânica, v. 1, p. 149-164, 2010.

JOHNSON, A. I; PRILL, R. C.; MORRIS, D. A. Specific yield – column drainage and centrifuge moisture content. USGS – U. S. Geological Survey. Water-Supply Paper 1662-A, 60 p. 1963.

JUNIOR, C. R. M. L. Fluxo hídrico subterrâneo: modelagem computacional e calibração iterativa dos parâmetros hidrodinâmicos. 2007. 146 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos)-Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE, 2007.

KREBS, A. S. J. & POSSA, M. V. O papel da hidrogeologia como instrumento de gestão ambiental na mineração de carvão. CETEM – Centro de Tecnologia Mineral. Rio de Janeiro – RJ. 21 p. 2008.

KRESIC, N. Quantitative Solution in Hydrogeology and Groundwater Modeling. Lewis Publishers, Florida. 1997.

KRUSEMAN, G. P. & RIDDER, N. A. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Second Edition. International Institute for Land Reclamation and Improvement – ILRI. Amsterdam, Holanda. 372 p. 2000.

MANDLE, R. J. Groundwater Modeling Guidance. Michigan Department of Environmental Quality. 54 p. 2002.

MAZIERO, T. A.; CARNEIRO, P.H.; WENGLAND, E. C. Determinação da condutividade hidráulica de aquífero freático em área urbana do município de São Carlos, SP. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004, Cuiabá-MT. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo-SP: ABAS, v. 1 p. 1 – 16, 2004.

MAZIERO, T. A. & WENGLAND, E. Variabilidade espacial da recarga em área urbana. In: RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos Vol. 13 n. 3 Jul/Set 2008, p. 35 - 46.

MMA – MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Águas Subterrâneas – Um recurso a ser conhecido e protegido. Brasília-DF, 40 p. 2007.

MONTEIRO, A. B. Modelagem do fluxo subterrâneo nos aquíferos da planície do Recife e seus encaixes. 2000. 180 p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2000.

NASCIMENTO, C. T. C.; KOIDE, S.; PIRES, A. C. B. Análise geofísica, por meio de GPR, do espalhamento de efluente de fossa séptica no subsolo. In: X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. 1998.

PAIVA, G. P. Estimativa da recarga em uma unidade detrítica de uma micro-bacia do rio Piranga (MG). 2006. 137 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2006.

POEHLS D. J. & SMITH, G. J. Encyclopedic Dictionary of Hydrogeology. Editora Academic Press. 527 p. 2009.

PSA – PLANO DE SEGURANÇA DA ÁGUA. Mapeamento Geológico da Sub-Bacia do Ribeirão São Bartolomeu (MG). Relatório técnico. 45 p. 2008.

REBOUÇAS, A. da C. Desenvolvimento das águas subterrâneas no Brasil. In: X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo. 11 p. 1998.

REILLY, T. E. System and boundary conceptualization in ground-water flow simulation. Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Book 3. Applications of Hydraulics. Chapter B8. 38 p. 2001.

- ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; MANTOVANI, L. E.; BITTENCOURT, A. V. L. Aquíferos do Estado do Paraná. 200 p. Curitiba-PR. 2011.
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W.; COOK, P.G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, p. 18 - 39. 2002.
- SILVA, A. T. A. Aspectos meteorológicos e balanço hídrico em um aterro de resíduos sólidos urbanos. 2008. 141 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2008.
- SOARES, R. C. V. Caracterização do fluxo subterrâneo das águas na porção sudoeste da bacia representativa de Juatuba. 2010. 162 p. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos)-Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 2010.
- SOUZA, C. D. Simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na região do cariri e calibração utilizando gradiente das cargas hidráulicas. 2007. 135 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos)-Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE, 2007.
- SPITZ, K. & MORENO, J. A practical guide to groundwater and solute transport modeling. New York. John Wiley & Sons, 461p. 1996.
- TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. Decifrando a terra. 2º Edição. Companhia Editora Nacional. São Paulo. 623 p. 2009.
- TERAMOTO, E. H. Caracterização hidrogeológica e simulação numérica de fluxo em uma região situada no distrito industrial de Paulínia (SP). 2007. 111 p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente)-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2007.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. The water balance. *Publ. Climatol.*, 8(1). 1955
- TODD, D. K. & MAYS, L. W. *Groundwater Hydrology*. Ed. John Wiley & Sons, Inc. 3º Edition. 652 p. 2005.
- VASCONCELOS, S. M. S. Avaliação da recarga subterrânea através da variação do nível potenciométrico no aquífero Dunas/Paleodunas, Fortaleza, Ceará. In: RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos Vol. 10 n. 2 Abr/Jun, p. 49 – 57, 2005.
- VIANELLO, R. L. & ALVES, A.R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Minas Gerais, Brasil. Editora Imprensa Universitária. 449 p. 1991.
- WALLER, R. M. *Ground Water and the Rural Homeowner*. USGS – U.S. GEOLOGICAL SURVEY. 38 p. 1994.
- WENDLANDER, E. Modelos Matemáticos e Métodos Numéricos em Águas Subterrâneas. Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional: Notas em Matemática Aplicada, v. 3, 108 p. São Carlos - SP. 2012.
- WICANDER, R. & MONROE, J. S.; *Fundamentos de Geologia*. Ed. Cengage Learning. 508 p. 2011.

ANEXO I

Radargramas

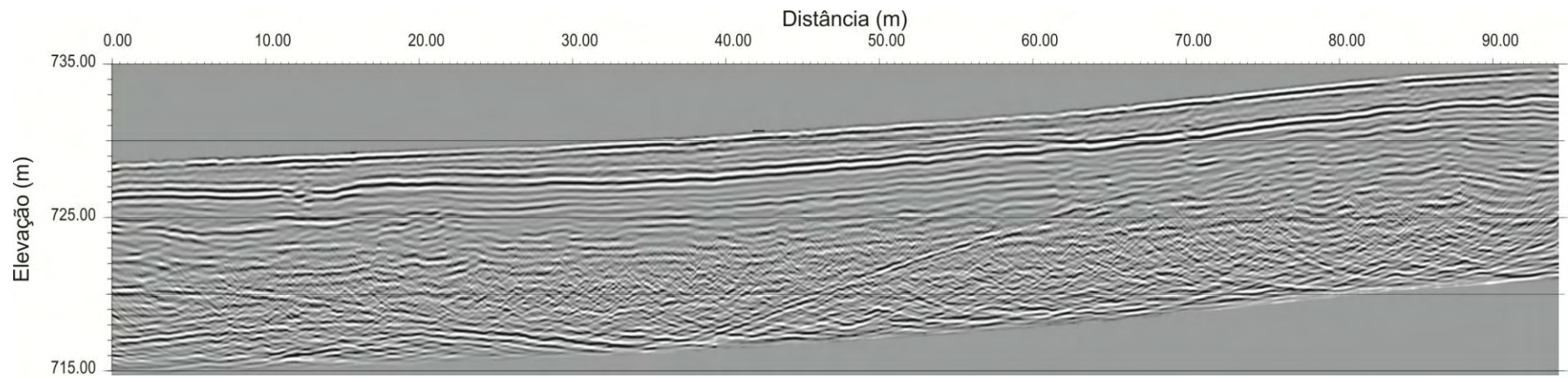


Figura 1: Radargrama da área Dona Fia 1.

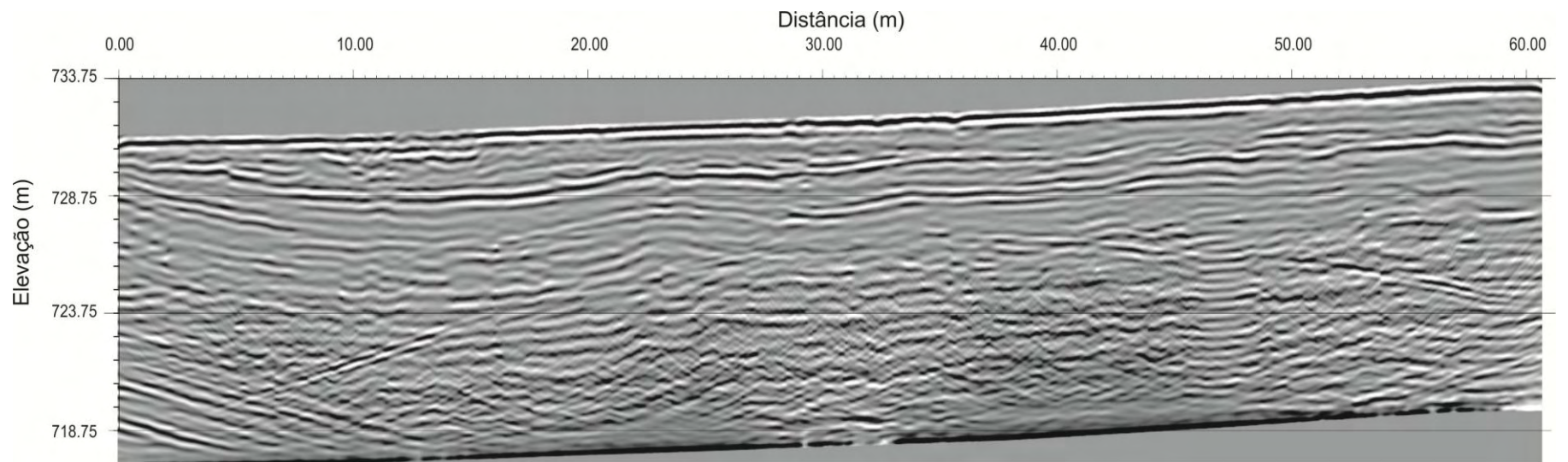


Figura 2: Radargrama da área Dona Fia 2

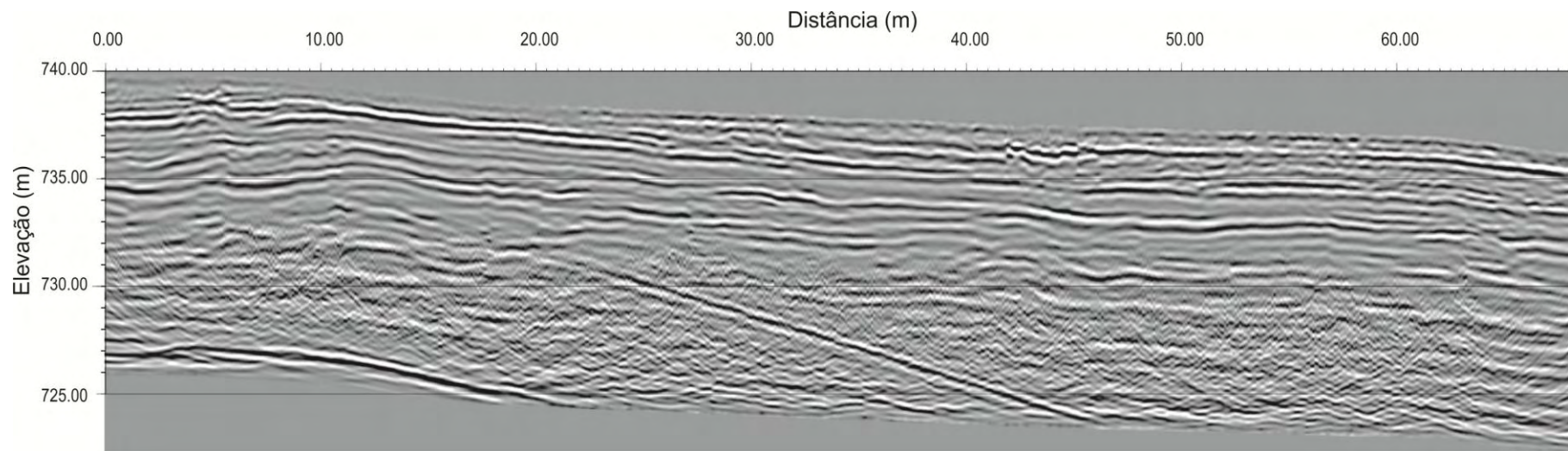


Figura 3: Radargrama da área Vaca 1.

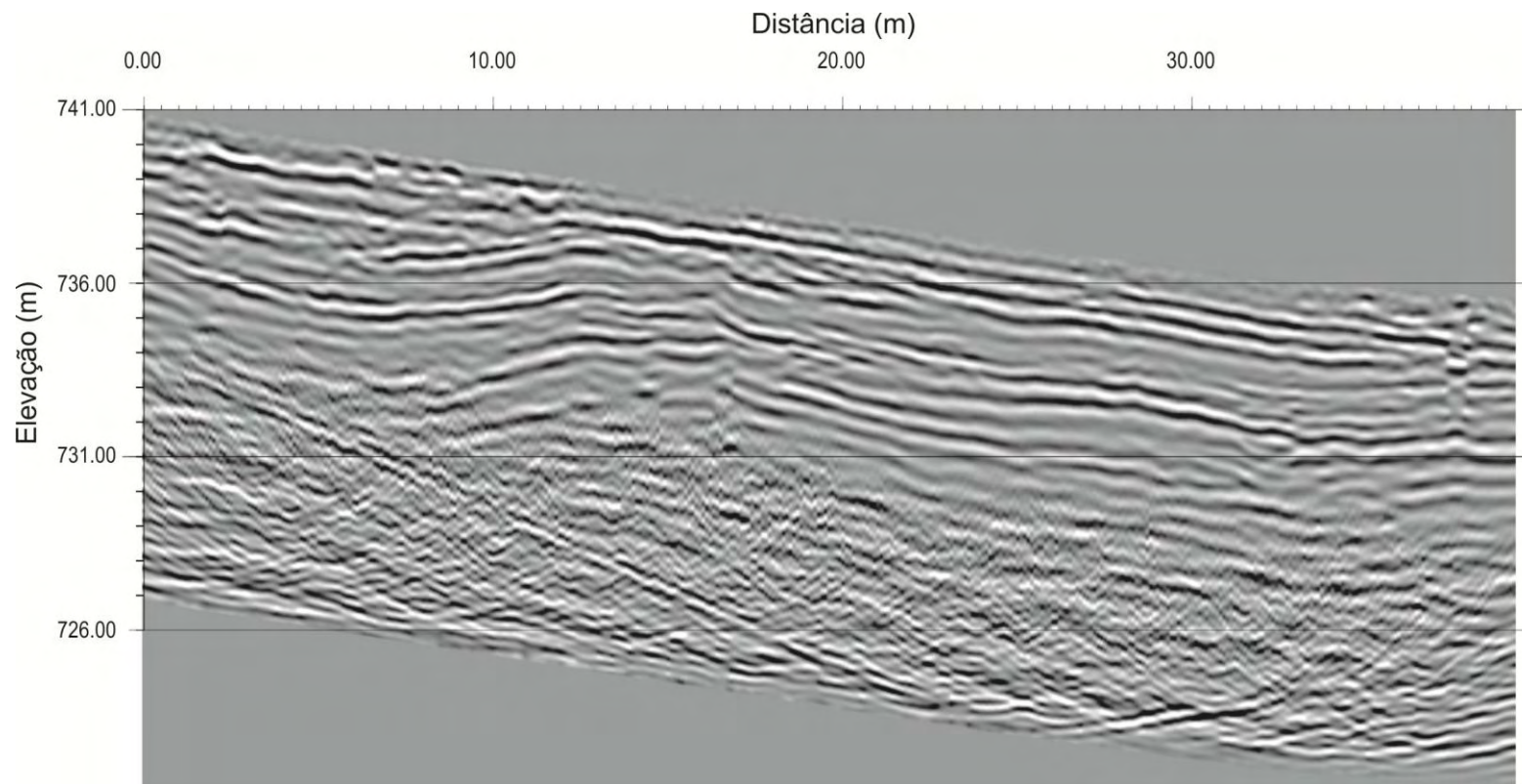


Figura 4: Radargrama da área Vaca 2.

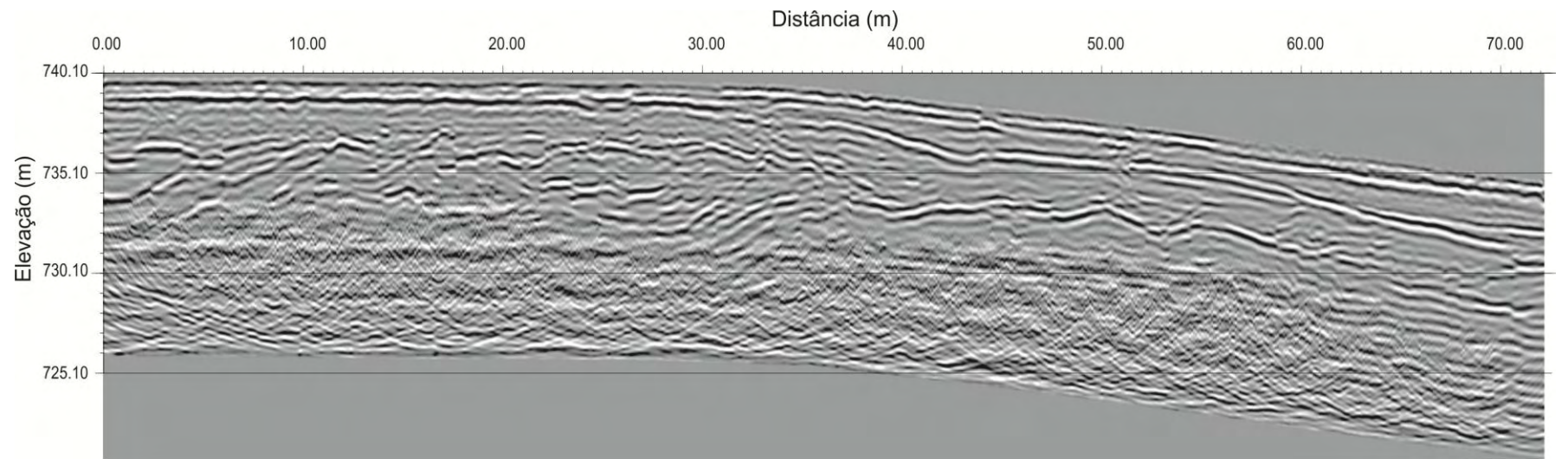


Figura 5: Radargrama da área Pasto 1

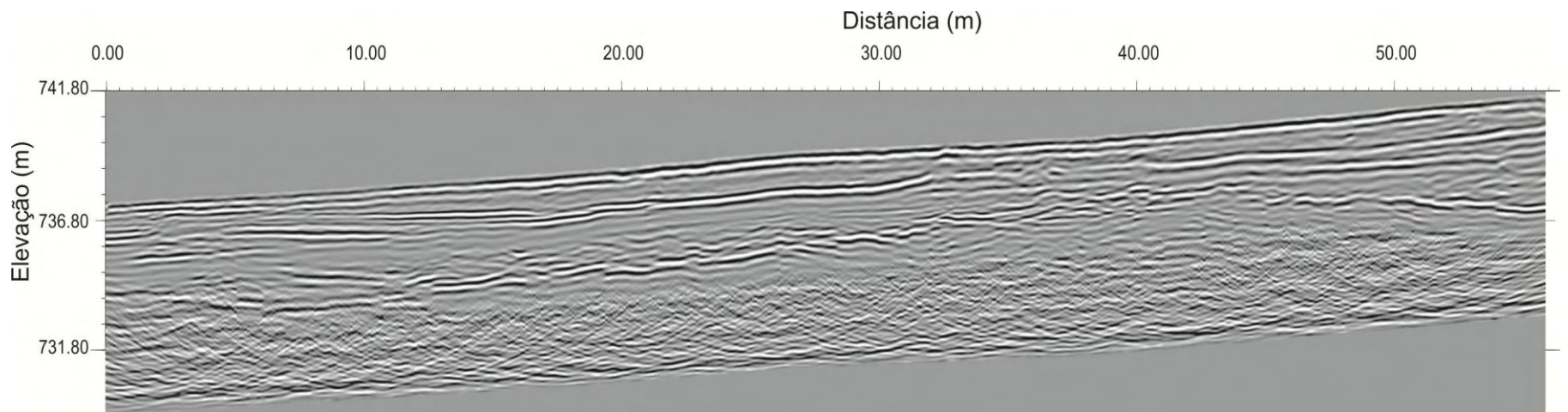


Figura 6: Radargrama da área Pasto 2

ANEXO II

Hidrogramas

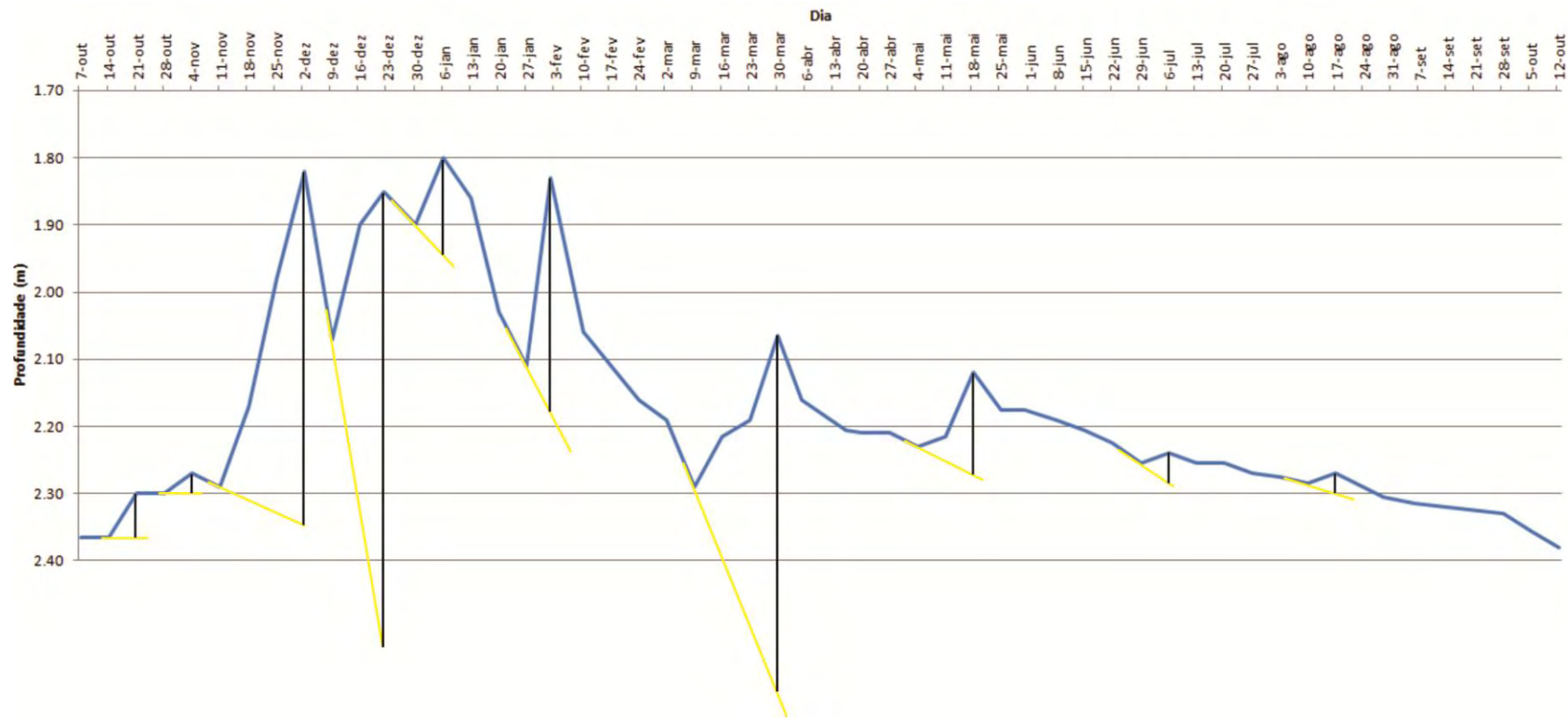


Figura 7: Hidrograma do poço 1.

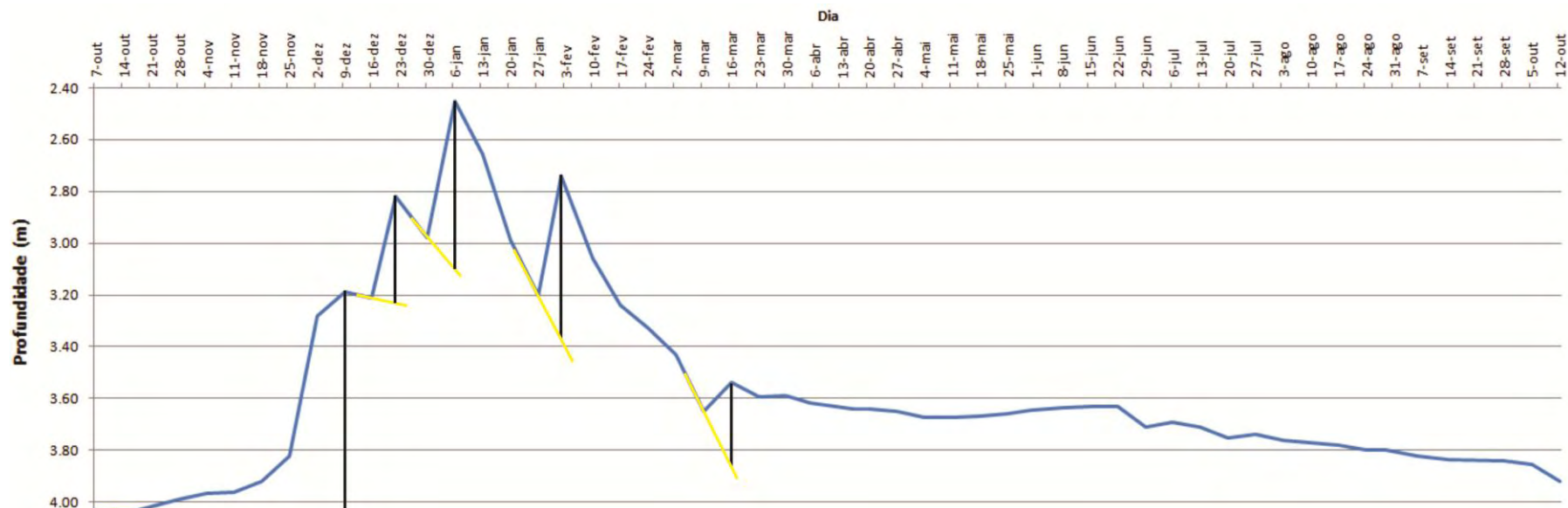


Figura 8: Hidrograma do poço 2.

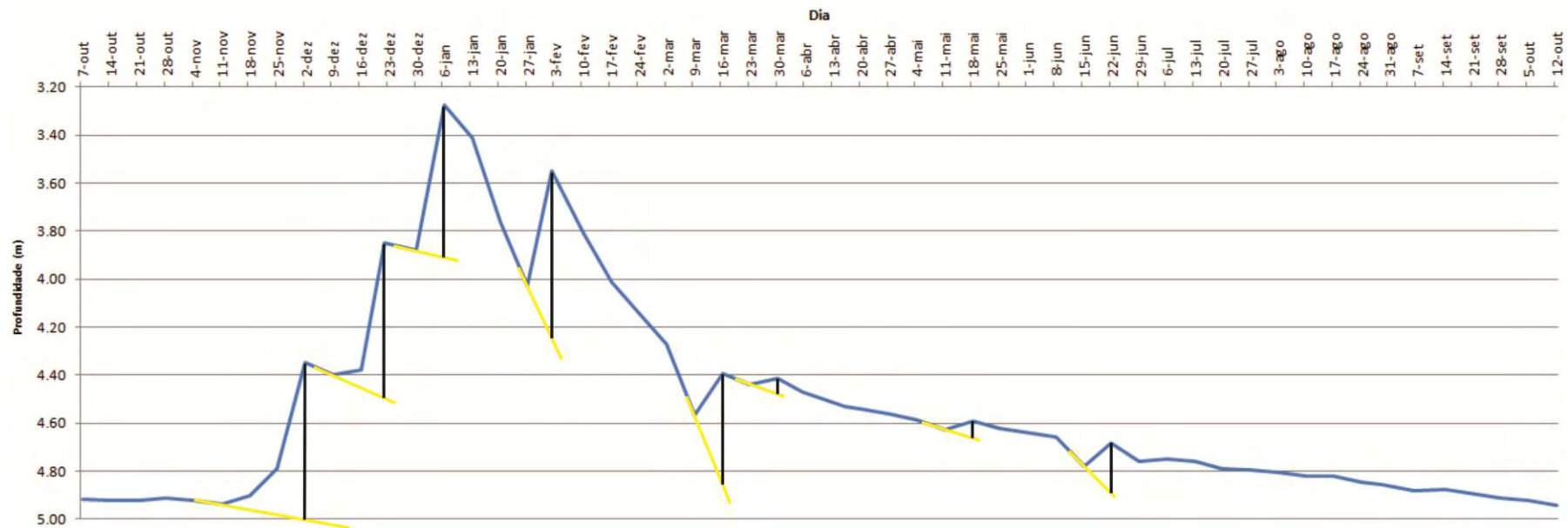


Figura 9: Hidrograma do poço 3.

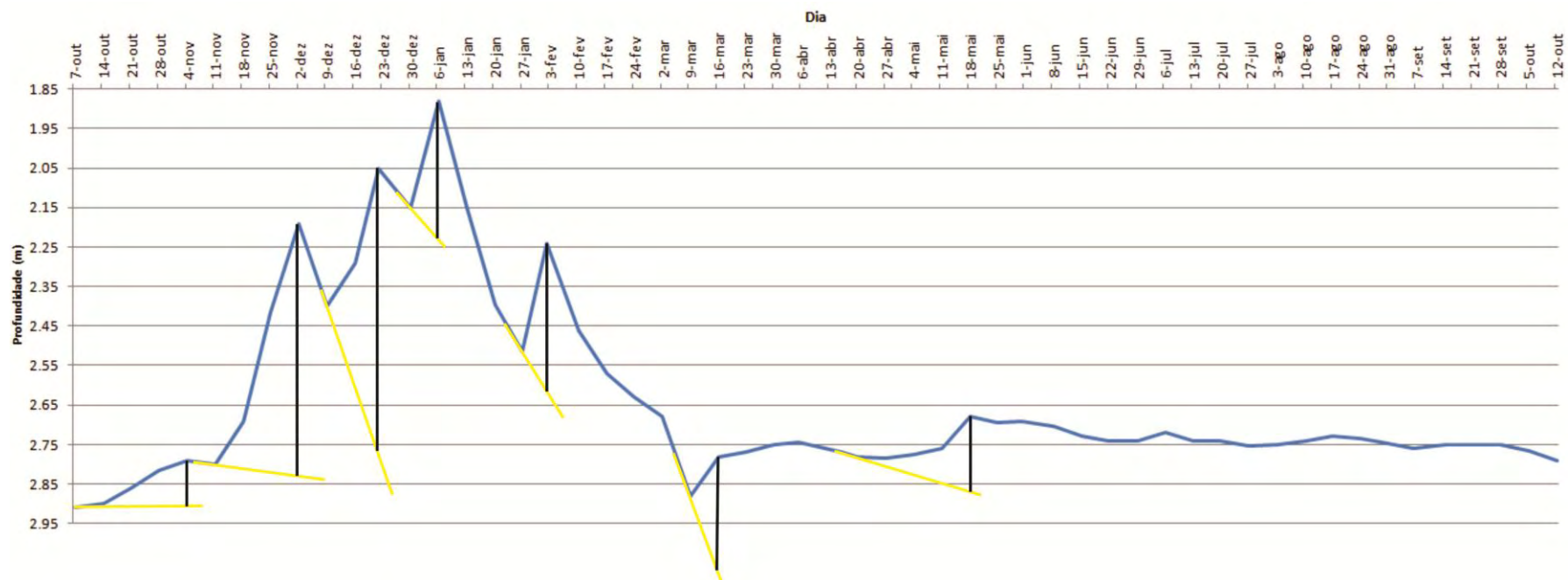


Figura 10: Hidrograma do poço 4.

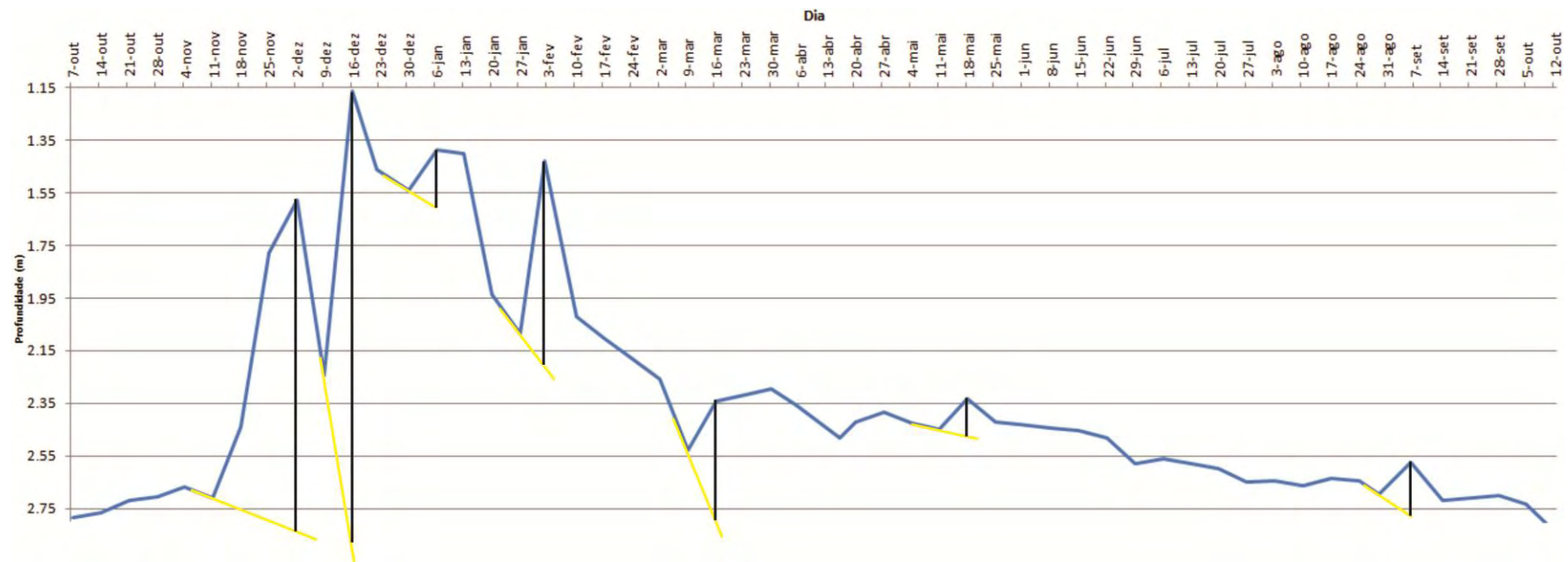


Figura 11: Hidrograma do poço 5.

ANEXO III

Gráficos do *Slug Test*

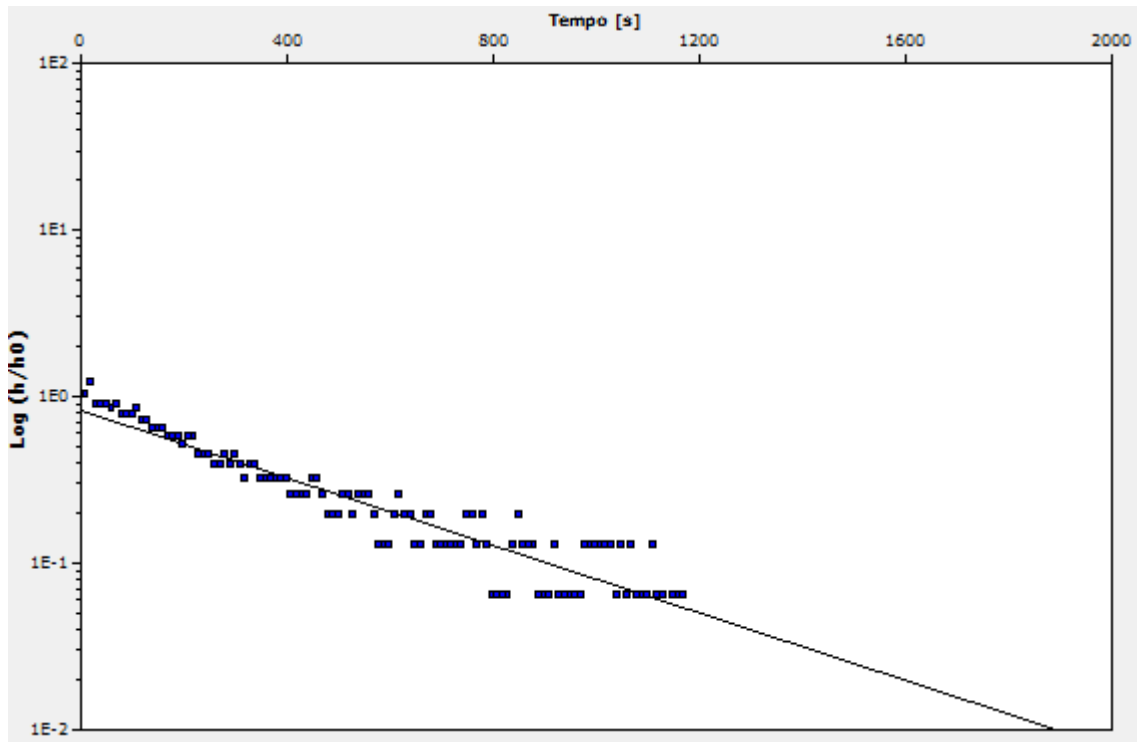


Figura 12: Dados do ensaio de *slug test* no poço 1.

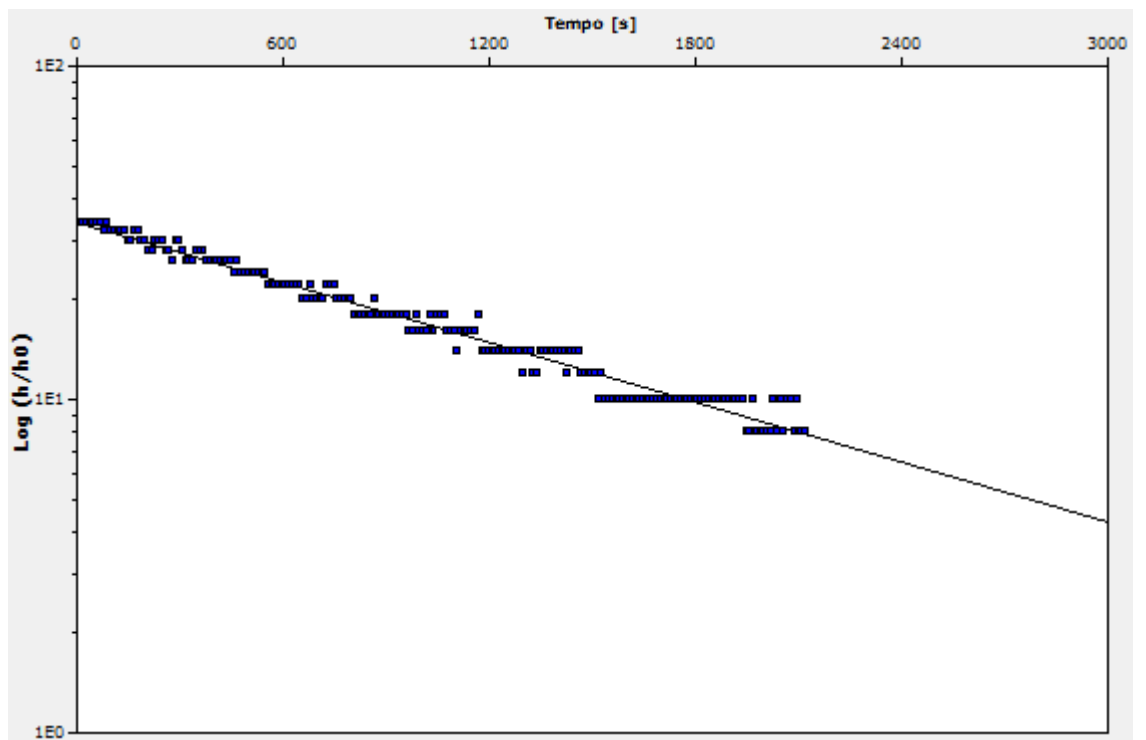


Figura 13: Dados do ensaio de *slug test* no poço 2.

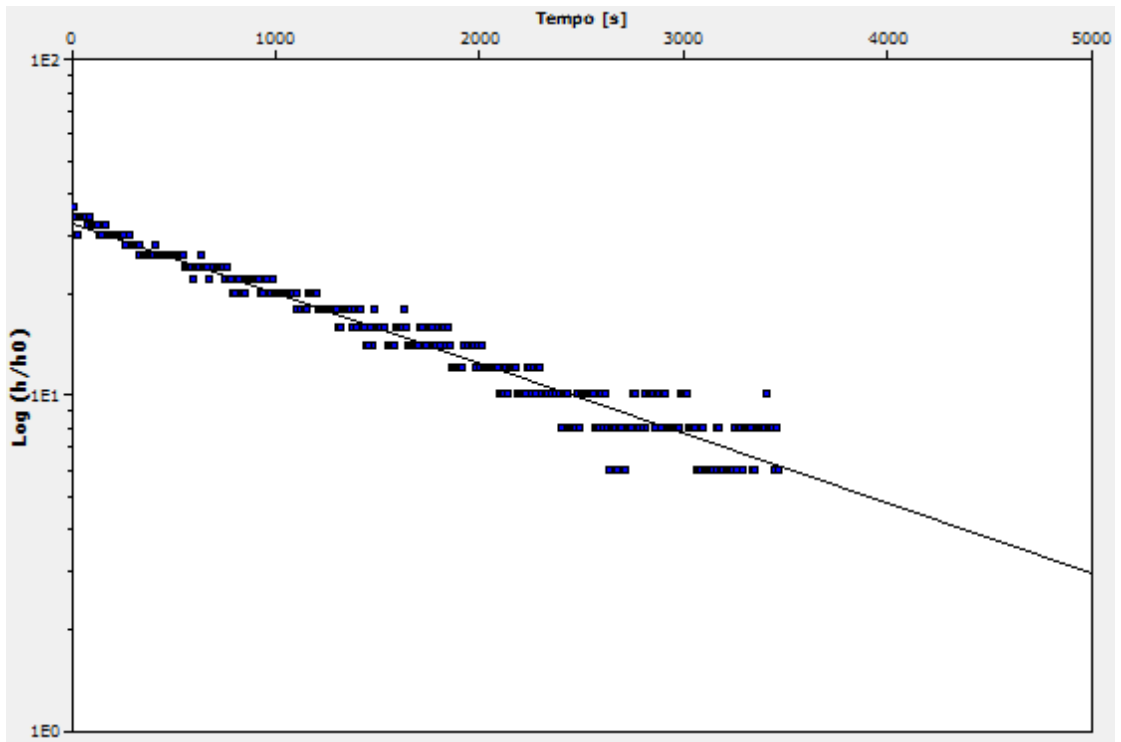


Figura 14: Dados do ensaio de *slug test* no poço 3.

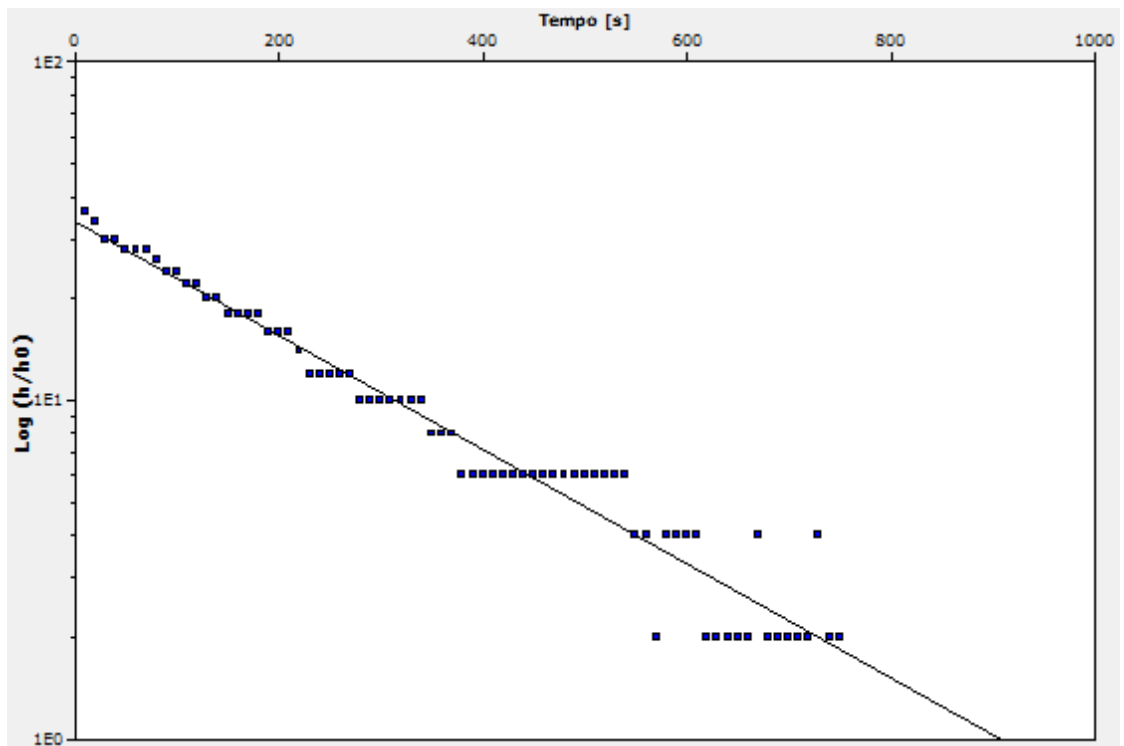


Figura 15: Dados do ensaio de *slug test* no poço 4.