

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

**RECARGA SUBTERRÂNEA DIRETA E SUA INFLUÊNCIA
SOBRE A TEMPERATURA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA
EM MICROBACIAS DO RIO VACACAÍ-MIRIM, RS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

José Astério Rosa do Carmo

Santa Maria, RS, Brasil

2014

**RECARGA SUBTERRÂNEA DIRETA E SUA INFLUÊNCIA
SOBRE A TEMPERATURA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA
EM MICROBACIAS DO RIO VACACAÍ-MIRIM, RS**

por

José Astério Rosa do Carmo

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Área de concentração em Recursos Hídricos e Tecnologias Ambientais, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Engenharia Ambiental**

Orientador: Prof. Dr. José Luiz Silvério da Silva

Santa Maria, RS, Brasil

2014

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Rosa do Carmo, José Astério
RECARGA SUBTERRÂNEA DIRETA E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A
TEMPERATURA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA EM MICROBACIAS DO
RIO VACACAÍ-MIRIM, RS / José Astério Rosa do Carmo.-
2014.
132 p.; 30cm

Orientador: José Luiz Silvério da Silva
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Ambiental, RS, 2014

1. Água Subterrânea 2. Condutividade Elétrica 3. Poços
Rasos 4. Recarga 5. Water Table Fluctuation I.
Silvério da Silva, José Luiz II. Título.

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Tecnologia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**RECARGA SUBTERRÂNEA DIRETA E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A
TEMPERATURA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA EM
MICROBACIAS DO RIO VACACAÍ-MIRIM, RS**

elaborada por
José Astério Rosa do Carmo

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Engenharia Ambiental

COMISSÃO EXAMINADORA:

José Luiz Silvério da Silva, Dr.
(Presidente/Orientador)

Edner Baumhardt, Dr. (CESNORS-UFSM)

Pedro Daniel da Cunha Kemerich, Dr. (UNIPAMPA)

Santa Maria, 14 de novembro de 2014

AGRADECIMENTOS

Ainda adolescente, em 1972, ingressei no Colégio Técnico Industrial de Santa Maria, CTISM-UFSM. A partir de então nunca mais saí da Universidade, sempre trabalhando com profissionais da Engenharia, e a partir de 1997, passei a fazer parte da comunidade acadêmica do antigo Departamento de Hidráulica e Saneamento (HDS), hoje Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental do Centro de Tecnologia (DESA).

O convívio diário com professores alunos e colegas, durante 17 anos de trabalho e estudos na área de Recursos Hídricos, me incentivou e motivou a cursar o Mestrado Acadêmico em Engenharia Ambiental, que tem um caráter multidisciplinar.

Nós só conseguimos transformar sonhos em realidade, se pudermos contar a cada dia, com o apoio de colegas, amigos e familiares. Assim cada um escreve sua própria história, até porque, a vida também é um processo de formação.

Então agradeço a todos que contribuíram para que a realização deste trabalho fosse possível, e que merecidamente representam nossa Universidade.

Muito obrigado,

Ao LabHidroGeo, Laboratório de Hidrogeologia do CCNE-UFSM

Ao DESA, Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental

Ao GERHI, Grupo de Pesquisas em Gestão de Recursos Hídricos

Ao GHIDROS, Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental

Agradecimentos especiais:

Prof. José Luiz Silvério da Silva, Dr.

Prof. Edner Baumhardt, Dr.

Prof. Francisco Rossarolla Forgiarini, Dr

Prof. Pedro da Cunha Kemerich, Dr.

Prof. Rafael Matias Feltrin, Dr.

Prof. João Francisco Carlexo Horn, Msc Eng.

Profa. Mariélla Medeiros de Souza, Msc. Eng.

Bel. Geogr. Carlos Alberto Löbler

Eng. Jean Ricardo Favaretto

Eng. Osmar Schmidt Filho

Eng. Ronaldo Kanopf de Araújo, Msc.

Eng^a. Sizabeli Amaral dos Santos

Acad. Eng. Roberta de Moura Lisboa

“Eu sempre que venci, nunca o fiz sozinho. Na verdade muitos trabalharam para isso e no final todos ganharam.”

Ayrton Senna

Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental
Universidade Federal de Santa Maria

RECARGA SUBTERRÂNEA DIRETA E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A TEMPERATURA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA EM MICROBACIAS DO RIO VACACAÍ-MIRIM, RS

AUTOR: JOSÉ ASTÉRIO ROSA DO CARMO

ORIENTADOR: JOSÉ LUIZ SILVÉRIO DA SILVA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 14 de novembro de 2014.

A água é uma substância vital para a vida, indispensável ao desenvolvimento da humanidade em todos os níveis da saúde, sociais e econômicos, tendo importância estratégica para os setores produtivos e, portanto, desempenhando papel fundamental na geração de riquezas e manutenção dos ecossistemas. O presente estudo teve como objetivos, registrar a variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica e da temperatura da água subterrânea, em poços rasos, bem como estimar a recarga direta do Sistema Aquífero Guarani, em sua zona de afloramentos, durante um ano hidrológico, de Outubro de 2012 a Setembro de 2013. A pesquisa foi realizada em duas microbacias contíguas do rio Vacacaí-Mirim, na região de Santa Maria, inserida na Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul, na borda da Bacia Sedimentar do Paraná. Registrou-se a condutividade elétrica, a temperatura e a flutuação do nível da água em três poços de monitoramento, denominados P05, P06 e P07, com profundidades de 31, 20 e 15 metros respectivamente. Foram utilizados transdutores de pressão configurados para realizar leituras de nível freático e de temperatura, com frequência de hora em hora, nos poços 05 e 07. Realizaram-se 24 campanhas de medição, com frequência quinzenal, nos três poços de monitoramento, registrando-se em toda a coluna de água, a condutividade elétrica e a temperatura da água. Obteve-se uma amplitude da variação do nível freático da ordem de 3,05 m para o poço 05 em posição mais elevada, da ordem de 1,55 m para o poço 06 em posição intermediária, enquanto que no poço 07, localizado na planície aluvial, foi de apenas 0,82 m, em rochas sedimentares saturadas o ano todo. Para a condutividade elétrica da água subterrânea, obtiveram-se médias anuais variando de 35,9 a 58,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ nos poços 05 e 06, enquanto que no poço 07 obtiveram-se médias anuais mais elevadas, de até 106,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$. As temperaturas médias da coluna de água nos poços de monitoramento apresentaram uma faixa de variação de 1,0°C, 1,6°C e 2,8°C, correspondentemente aos poços 05, 06 e 07. Com relação à estimativa da recarga direta do aquífero, utilizou-se o método *Water Table Fluctuation*. Estimou-se a recarga de 38,95% no poço 05, e de 18,31% no poço 07, considerando-se a precipitação pluviométrica total anual ocorrida no período, de 1.887 mm. Os resultados estimados de recarga subterrânea foram semelhantes aos encontrados em pesquisas anteriores. Registrou-se a variabilidade tanto da temperatura quanto da condutividade elétrica da água subterrânea, possivelmente relacionada à posição dos poços ocupada na paisagem, bem como às características dos materiais constituintes da matriz dos arenitos, formadores de aquífero livre.

Palavras-chave: água subterrânea; poço raso; recarga, *Water Table Fluctuation*.

ABSTRACT

M. Sc. Dissertation
Postgraduate Program in Environmental Engineering
Federal University of Santa Maria

DIRECT RECHARGE OF GROUNDWATER AND HIS INFLUENCE ON THE TEMPERATURE AND THE ELECTRICAL CONDUCTIVITY, IN WATERSHEDS OF THE RIVER VACACAÍ-MIRIM, RS

AUTHOR: JOSÉ ASTÉRIO ROSA DO CARMO

ADVISOR: JOSÉ LUIZ SILVÉRIO DA SILVA

Place and date of defense: Santa Maria, November, 14th of 2014.

Water is vital to life, essential to the development of humanity in health, social and economic levels, having strategic importance to the productive sectors and thus playing a key role in generating wealth and ecosystem maintenance. The present study aimed to record the variability of electrical conductivity and temperature of groundwater in shallow wells, and estimate direct recharge of the Guarani Aquifer System, in your outcrop zones over a hydrological year, between October 2012 to September 2013. The survey was conducted in two adjacent watersheds of the river Vacacaí-Mirim, in the Santa Maria region, inserted in the Central Depression of Rio Grande do Sul, on the Paraná Sedimentary Basin edge. Was recorded the electrical conductivity, temperature and the fluctuation of water level in three monitoring wells, designated P05, P06 and P07, with depths of 31, 20 and 15 meters respectively. Pressure transducers were configured to perform readings of groundwater level and temperature, often from hour to hour, at 05 and 07 wells. There were 24 measurement campaigns, with fortnightly basis, the three monitoring wells, enrolling in the entire water column, conductivity and water temperature. There was obtained an amplitude variation of the water level in the order of 3.05 m in the well 05, in the highest position, in the order of 1.55 m in the well 06 in an intermediate position, while the well 07, located in alluvial plain, was only 0.82 m in saturated sedimentary rocks all year. For the electrical conductivity of groundwater were obtained yearly averages ranging from 35.9 to 58.8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in wells 05 and 06, while the well 07 yielded higher annual average of up to 106.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The average temperatures of the water column in the monitoring wells showed a range of variation of 1.0 $^{\circ}\text{C}$, 2.8 $^{\circ}\text{C}$ and 1.6 $^{\circ}\text{C}$, correspondingly to the wells 05, 06 and 07. Regarding the estimation of the direct recharge of the aquifer, was used to Water Table Fluctuation method (*WTF*). Was estimated the recharge of 38.95% in the well 05, and 18.31% in 07 well, considering the total annual rainfall in the period of 1.887 mm. The estimated results of groundwater recharge were similar to those found in previous research. We observed the variability in temperature as the electrical conductivity of the groundwater, possibly related to the position occupied in the landscape wells, as well as characteristics of the constituent materials of the sandstones matrix, formers unconfined aquifer.

Keywords: groundwater; recharge; shallow well; *Water Table Fluctuation*

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Distribuição vertical da água no solo	34
FIGURA 2 - Representação esquemática da distribuição vertical da água no solo	35
FIGURA 3 - Processo de formação de rochas sedimentares	45
FIGURA 4 - Condição efluente e influente de rios	45
FIGURA 5 - Determinação de (Δh) para o cálculo da recarga direta.....	52
FIGURA 6 - A Bacia hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim em Santa Maria	55
FIGURA 7 - Imagem orbital da localização geográfica dos poços	57
FIGURA 8 - Imagens dos poços estudados.....	59
FIGURA 9 - Carta geotécnica da região de estudo.	64
FIGURA 10 - Geomorfologia da área de estudo.....	65
FIGURA 11 - Imagens das encostas do rio Vacacaí-Mirim em diferentes estações do ano.	67
FIGURA 12 - Mapa de uso e ocupação do solo nas microbacias Rancho do Amaral e Rincão do Soturno	69
FIGURA 13 - Sondas de monitoramento instaladas junto aos poços objetos do estudo.....	71
FIGURA 14 - <i>Interface</i> do aplicativo fornecido pelo fabricante das sondas de monitoramento.....	72
FIGURA 15 - Freatímetro sonoro modelo TLC.....	73
FIGURA 16 - Pluviógrafo localizado na microbacia Rancho do Amaral.....	74
FIGURA 17 - Representação do método utilizado para o cálculo do N.E., em função dos dados de sonda	76
FIGURA 18 - Módulo de configuração do <i>Levelogger</i> no computador	77
FIGURA 19 - Precipitação mensal acumulada no período de monitoramento na área do estudo	82
FIGURA 20 - Flutuação do nível freático dos poços monitorados por sonda e a precipitação pluviométrica.....	83
FIGURA 21 - Poço 06, medidas de N. E. e a precipitação semanal acumulada.....	84
FIGURA 22 - Variação da Condutividade Elétrica da água subterrânea, em 409 dias de monitoramento.....	87
FIGURA 23 - Poço 07, medidas de nível estático e a CE da água subterrânea	88

FIGURA 24 - Temperaturas da água subterrânea registradas com uso do freatímetro nos poços pesquisados	91
FIGURA 25 - Variabilidade da temperatura e da CE da água subterrânea no poço 07.....	91
FIGURA 26 - Termogramas do poço 05	94
FIGURA 27 - Termogramas do poço 06	95
FIGURA 28 - Termogramas do poço 07.	96
FIGURA 29 - Flutuação do Nível Estático do poço 05, monitorado com o <i>Levellogger</i>	99
FIGURA 30 - Flutuação do Nível Estático do Poço 07, monitorado com o <i>Levellogger</i>	100
FIGURA 31 - Exemplo de extrapolação da curva de recessão de um evento de recarga para o cálculo do nível freático (Dh)	102

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Valores de porosidade, rendimento específico e retenção específica.....	48
TABELA 2 - Características físicas das microbacias estudadas	56
TABELA 3 - Informações sobre os poços objetos da pesquisa	58
TABELA 4 - Diâmetro de partículas de solo e rocha. ABNT/NBR 6502/1995.	59
TABELA 5 - Classificação granulométrica do solo junto aos poços de monitoramento.....	60
TABELA 6 - Distribuição do uso e ocupação do solo nas microbacias estudadas.....	68
TABELA 7 - Datas correspondentes às estações do ano.....	75
TABELA 8 - Exemplo de dados de sonda exportados para o aplicativo <i>Microsoft Excel</i>	77
TABELA 9 - Rendimento específico adotado para os poços estudados, baseado em observações de Johnson (1967)	78
TABELA 10 - Precipitação mensal acumulada no período de monitoramento	81
TABELA 11 - Poço 06, medidas de N. E. e a precipitação acumulada	84
TABELA 12 - Variabilidade do N. E. nos poços monitorados durante o estudo.....	85
TABELA 13 - Condutividade Elétrica média da água subterrânea nos poços monitorados....	86
TABELA 14 - Temperaturas médias da coluna de água nos poços pesquisados.....	90
TABELA 15 - Variações de temperatura da água subterrânea no poço 07 na planície aluvial, e dados de insolação	93
TABELA 16 - Períodos dos eventos selecionados e seus pontos de recessão para a estimativa da recarga	98
TABELA 17 - Valores de rendimento específico de Johnson para areia, silte e argila	101
TABELA 18 - Valores de S_y adotados para a estimativa da recarga nos poços 05 e 07.....	101
TABELA 19 - Valores de variação de nível freático (D_h) calculados em eventos selecionados nos poços 05 e 07	102
TABELA 20 - Resultados da estimativa da recarga direta de água subterrânea no período monitorado	103

LISTA DE EQUAÇÕES

EQUAÇÃO 1 - Porosidade em função do rendimento específico e da retenção específica	47
EQUAÇÃO 2 - Porosidade em função do volume de vazios e o volume total da amostra	48
EQUAÇÃO 3 - Estimativa da recarga direta	51
EQUAÇÃO 4 - Determinação do nível freático medido pelos transdutores de pressão	75
EQUAÇÃO 5 - Cálculo do coeficiente de correlação por postos de Spearman (CCPS)	79

LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE 1 - Modelo de planilha de campo utilizada na pesquisa	123
APÊNDICE 2 - Sequência de passos no aplicativo <i>Microsoft Excel</i> para o cálculo da variação do nível freático (Dh).....	125
APÊNDICE 3 - Exemplo de cálculo do CCPS e sua Prova de Significância	127
APÊNDICE 4 - Tabela P. de Siegel - Valores críticos para o CCPS	131

LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ABAS - Associação Brasileira de Águas Subterrâneas

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas

CCNE/UFMS – Centro de Ciências Naturais e Exatas da Universidade Federal de Santa Maria

ANA – Agência Nacional das Águas

CE - Condutividade elétrica

CETESB - Companhia Ambiental do Estado de São Paulo

CCPS - Coeficiente de Correlação por Postos de Spearman

CONAMA - Conselho Nacional do Meio Ambiente

CNRH - Conselho Nacional de Recursos Hídricos

CTC - Capacidade de troca de cátions

DNOS/CORSAN – Departamento Nacional de Obras e Saneamento/ Companhia Riograndense de Saneamento

ESALQ/USP - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz da Universidade de São Paulo

FUSP - Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo

GHIDROS - Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal de Santa Maria

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LabHidroGeo – Laboratório de Hidrogeologia do Centro de Ciências Naturais e Exatas da Universidade Federal de Santa Maria

MMA - Ministério do Meio Ambiente

N.A. - Nível da água = nível freático

N.E. - Nível estático

N.F. - Nível freático

η - Porosidade

pH - Potencial Hidrogeniônico

PP - Precipitação pluviométrica

PPma - Precipitação pluviométrica mensal acumulada

P.R. - Ponto de recessão

PSAG/PEA - Programa de proteção ambiental do Sistema Aquífero Guarani / Programa Estratégico de Ação

SAD69 - *South American Datum* (sistema geodésico regional para a América do Sul)

SASG - Sistema Aquífero Serra Geral

SEMA/RS – Secretaria Estadual do Meio Ambiente do Rio Grande do Sul.

S_r - Retenção Específica

S_y - Rendimento Específico

STD - Sólidos Totais Dissolvidos

TLC - Equipamento para medir temperatura, nível de água subterrânea e condutividade elétrica da água

UNESCO - Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura

UNISINOS - Universidade do Vale do Rio dos Sinos

$\mu\text{S} \times \text{cm}^{-1}$ - MicroSiemens/centímetro

$\text{W}/\text{m} \cdot ^\circ\text{C}$ - Watts por metro grau centígrado. (unidade de condutividade termal)

ZA/SAG - Zona de Afloramentos do Sistema Aquífero Guarani

$\Delta t \text{ H}_2\text{O}$ - Variação da temperatura da água

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	29
1 OBJETIVOS	31
1.1 Objetivo geral	31
1.2 Objetivos específicos	31
1.3 Hipóteses de trabalho.....	31
2 REVISÃO DA LITERATURA	33
2.1 Recursos hídricos e águas subterrâneas.....	33
2.2 Distribuição da água no solo	34
2.3 Armazenamento de água no solo.....	35
2.4 A precipitação pluviométrica.....	36
2.5 Características físicas da água: a condutividade elétrica e a temperatura	37
2.6 Aquíferos e camadas confinantes	41
2.7 Rochas sedimentares, clásticas ou terrígenas	44
2.8 Os aquíferos e os rios	45
2.9 O Sistema Aquífero Guarani/SAG	46
2.10 Rendimento específico, retenção específica e porosidade.....	47
2.11 A recarga direta de água subterrânea	49
3 MATERIAL E MÉTODOS	55
3.1 Localização e caracterização da área de estudo.....	55
3.2 Localização e caracterização dos poços de monitoramento	57
3.3 Classificação granulométrica das rochas sedimentares na área de estudo	59
3.4 Clima na região do estudo	61
3.5 Classificação geológico/geotécnica das microbacias estudadas.....	61
3.6 Classificação geomorfológica das microbacias	64
3.7 Comportamento hidrológico das unidades geológicas nas microbacias em estudo ..	66
3.8 Usos do solo nas microbacias	67
3.9 Características da cobertura vegetal das microbacias.....	70
3.10 Equipamentos utilizados e suas instalações	70
3.11 Procedimentos adotados, coleta e tratamento dos dados.....	74
3.12 Tratamento estatístico dos dados	79

4 APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	81
4.1 O registro da precipitação pluviométrica	81
4.2 O monitoramento do nível freático do aquífero e a precipitação pluviométrica	82
4.3 O monitoramento da Condutividade Elétrica da água subterrânea.....	85
4.4 Monitoramento da temperatura da água subterrânea	90
4.5 Estimativa da recarga direta da água subterrânea	98
5 CONCLUSÕES	105
6 RECOMENDAÇÕES	107
REFERÊNCIAS	109
APÊNDICES	123

INTRODUÇÃO

Atualmente, o uso dos recursos naturais tem provocado debate e preocupação. Cada vez mais, tem-se falado o quanto depende a qualidade de vida humana da preservação ambiental. Entre os recursos naturais mais comentados encontram-se os recursos hídricos. A água é um recurso natural essencial à vida, à sobrevivência da espécie humana e ao desenvolvimento socioeconômico. Dentre os inúmeros usos, a água é utilizada na irrigação, na dessedentação dos animais e no abastecimento das cidades, sendo que este último uso tem aumentado substancialmente, acompanhando o crescimento populacional.

Com o crescimento demográfico e o desenvolvimento econômico, os usos da água têm se multiplicado e conseqüentemente a sua demanda, embora a quantidade disponível seja limitada. Ainda, o uso indisciplinado do solo e a prática de atividades antrópicas nocivas às águas tem se expandido, gerando a contaminação e o comprometimento da qualidade das mesmas. Assim, a água é reconhecida como um recurso natural finito e vulnerável, e passa a ter um valor estratégico para a humanidade, além de já ser escasso em alguns locais. Dessa forma, devido à degradação de sua qualidade, a água doce líquida que circula em muitas regiões do mundo vem perdendo sua característica especial de recurso renovável, na medida em que os efluentes e/ou os resíduos domésticos e industriais são dispostos no ambiente sem tratamento ou de forma inadequada. Diante desse cenário a água subterrânea vem assumindo uma importância cada vez mais relevante como fonte de abastecimento. Devido a uma série de fatores que restringem a utilização das águas superficiais bem como ao crescente aumento dos custos da sua captação, adução e tratamento, a água subterrânea está sendo reconhecida como alternativa viável aos usuários e tem apresentado uso crescente nos últimos anos (CAPUCCI et al., 2001).

Por sua importância estratégica, para as gerações presentes e futuras, as reservas de água subterrânea necessitam de um cuidado especial, para sua preservação e utilização de forma sustentável.

Dentro deste contexto, a região onde este estudo foi desenvolvido apresenta grande importância local, já que compreende as nascentes do rio Vacacaí-Mirim e áreas de captação de água para a barragem do DNOS/CORSAN, responsável por parte do abastecimento público de água tratada da cidade de Santa Maria. A região faz parte do sistema Aquífero Guarani e está incluída no bioma mata Atlântica, sendo a floresta o principal tipo de cobertura vegetal das áreas montanhosas. Nos últimos anos, o desmatamento tem se intensificado na

região, devido ao avanço da urbanização e ao aumento nas atividades agrícolas, de pecuária e silvicultura. Goldani (2006) analisou o uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do Rio Vacacaí-Mirim entre os anos de 1995 e 2003, demonstrando que neste período houve uma diminuição de 4,28% nas áreas de florestas arbóreas e de 1,3% nas áreas de florestas arbustivas. Neste período houve um aumento de 2,51% nas áreas urbanas, 1,49% nas áreas agrícolas e 0,98% nas áreas de campo nativo. Conforme o autor, graves problemas relativos à poluição dos recursos hídricos também tem sido observados devido à falta de coleta de esgoto, sendo 25% do total produzido, lançado a céu aberto.

Na região, observa-se uma expressiva quantidade de pesquisas científicas, relacionadas com a produção de sedimentos e modelagem hidrológica (BRANCO, 1998; DILL, 2002; BELLINASSO, 2002; PARANHOS, 2003; DIAS, 2003; MARINS, 2004; CASAGRANDE, 2004; BELLÓ, 2004; PEREIRA, 2010, GRUTKA, 2013) e a parâmetros de qualidade da água (OPPA, 2007; BURIN, 2011). Mais recentemente, têm sido realizados estudos relativos à ocupação do solo e zoneamento ambiental (KONRAD, 2005; GOLDANI, 2006; NASCIMENTO, 2012), e à caracterização pedológica (FELTRIN, 2009; MIGUEL, 2010; SAMUEL-ROSA, 2011; FELTRIN, 2013), e interceptação florestal das chuvas (SARI, 2011). No entanto, estudos referentes ao monitoramento de águas subterrâneas na bacia do rio Vacacaí-Mirim são raros, havendo o relato apenas dos trabalhos realizados por (FARIAS, 2011) que analisou a flutuação dos níveis de água subterrânea nas microbacias Rancho do Amaral e Rincão do Soturno, e também estimou a recarga direta na região, utilizando o método *WTF*, e (SILVÉRIO e CARMO, 2013), que monitoraram a condutividade elétrica em poços rasos em zona de afloramentos do Sistema Aquífero Guarani. Este trabalho de pesquisa se propôs em monitorar a variabilidade da condutividade elétrica e da temperatura da água subterrânea em poços rasos, pertencentes à microbacias do rio Vacacaí-Mirim, localizadas próximas ao bioma Mata Atlântica, e realizar uma estimativa da recarga direta do aquífero, comparando os resultados a estudos anteriores, para confirmar a validade de aplicação do método *WTF* na região de estudo.

1 OBJETIVOS

1.1 Objetivo geral

Estimar a recarga subterrânea direta e sua influência sobre a temperatura e a condutividade elétrica durante um ano hidrológico, em microbacias do rio Vacacaí-Mirim.

1.2 Objetivos específicos

- Quantificar a variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica e da temperatura da água subterrânea em microbacias do rio Vacacaí-Mirim.
- Avaliar a aplicabilidade do método *WTF* na região de estudo.
- Estabelecer uma série histórica de dados hidrogeológicos em microbacias do rio Vacacaí-Mirim.

1.3 Hipóteses de trabalho

- Existe variação anual da condutividade elétrica da água em poços rasos.
- Existe variação anual da temperatura da água subterrânea em poços rasos.
- Existe recarga subterrânea em microbacias contíguas do rio Vacacaí-Mirim.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Recursos hídricos e águas subterrâneas

Conceitualmente, água subterrânea é toda a água que ocorre abaixo da superfície da Terra, preenchendo os poros ou vazios intergranulares das rochas sedimentares, ou as fraturas, falhas e fissuras das rochas compactas, e que sendo submetida a duas forças (de adesão e de gravidade) desempenha um papel essencial na manutenção da umidade do solo, do fluxo dos rios, lagos e brejos (BORGHETTI et al., 2004).

A água subterrânea origina-se da chuva que precipita e infiltra no solo. Sendo assim, a quantidade de água a se infiltrar depende da quantidade de chuva, do tipo de litologia, da declividade do terreno, do tipo de cobertura vegetal etc. Conforme Todd (2005), as águas subterrâneas, mencionadas sem nenhuma outra especificação, são aquelas que ocupam todos os vazios de um estrato geológico.

Para Guerra e Guerra (1997), água subterrânea é aquela que se infiltra nos solos e nas rochas, caminhando até o nível hidrostático. Sua utilização cresce ano após ano, apresentando vantagens em relação a água superficial, por não ocupar espaço em superfície; sofrer menor influência nas variações climáticas; ser passível de extração perto do local de uso; ter temperatura constante; ter maior quantidade de reservas; ter melhor qualidade (física, química, biológica), e ter proteção contra agentes poluidores.

Por apresentar vantagens em relação aos usos das águas superficiais, a demanda tem crescido tanto que chega a faltar água para a manutenção de populações em certas áreas com carência de abastecimento de água superficial. Em áreas densamente povoadas, e em regiões onde a atividade agrícola e industrial requer muita água, estimulou-se o desenvolvimento do abastecimento de água subterrânea, o que a torna uma fonte importante de abastecimento em todo o mundo.

A água de aquíferos confinados ou livres pode ser extraída com a perfuração de poços tubulares, que são alternativas pouco onerosas ao abastecimento humano, agropecuário ou industrial. Para tanto, esses poços deverão ser bem projetados, e construídos de acordo com as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), para evitar a contaminação por dejetos domésticos, industriais, fertilizantes, entre outros. Segundo a NBR 12244/92, Poço é definido como “(...) qualquer obra de captação de água subterrânea executada com

sonda, mediante perfuração vertical”. Além disso, esta norma estabelece que o poço deva ter selo sanitário, perfil construtivo adequado e ser executado por técnicos habilitados.

Principalmente em função do ciclo hidrológico, a água que se infiltra no subsolo ajuda a manter a dinâmica das águas superficiais. Ao juntar-se à massa da água subterrânea, a água infiltrada move-se através dos poros da matéria do subsolo, podendo reaparecer na superfície em locais de nível inferior ao que penetrou. A água subterrânea escoar naturalmente em tais lugares em forma de nascentes, que mantêm o fluxo dos cursos em período de estiagem. Neste sentido, ainda segundo Sophocleous (2002), aquíferos e águas superficiais não são componentes isolados do ciclo hidrológico, mas interagem em uma grande variedade de casos, dependendo da fisiografia, geologia, fatores bióticos e da climatologia. Sendo assim, a preservação ou a contaminação de uma parte afeta diretamente a outra. O entendimento básico da interação entre as águas subterrâneas e superficiais é necessário para um correto gerenciamento dos recursos hídricos.

2.2 Distribuição da água no solo

A respeito da distribuição da água no solo e nas formações geológicas, devem ser consideradas duas zonas de acordo com a proporção relativa do espaço poroso ocupado pela água: zona de aeração e zona de saturação ou zona saturada, onde ocorre a superfície freática. (lençol freático ou a superfície piezométrica). As Figuras 1 e 2 ilustram a distribuição vertical da água no solo.

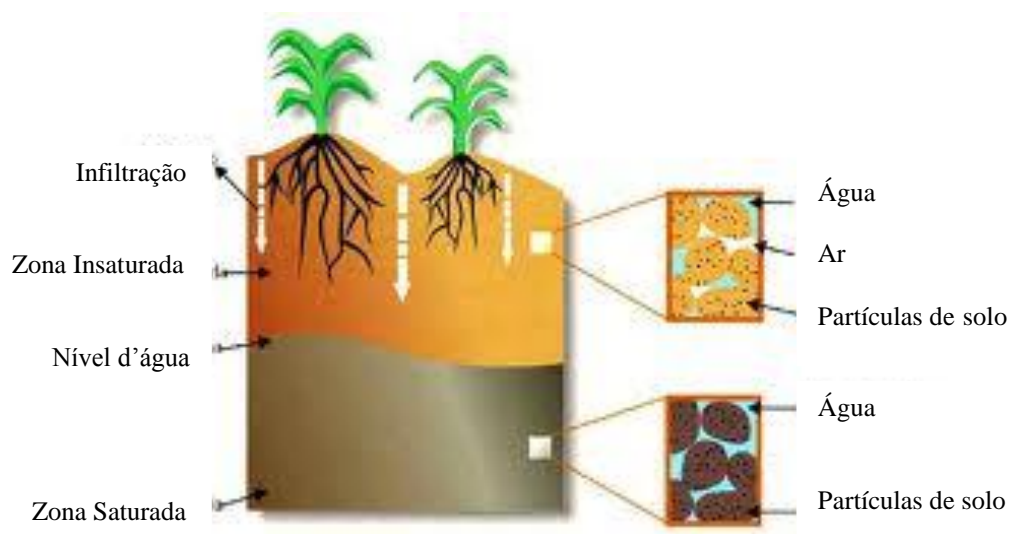


Figura 1 – Distribuição vertical da água no solo. Fonte: www.agriculturasustentavel.com

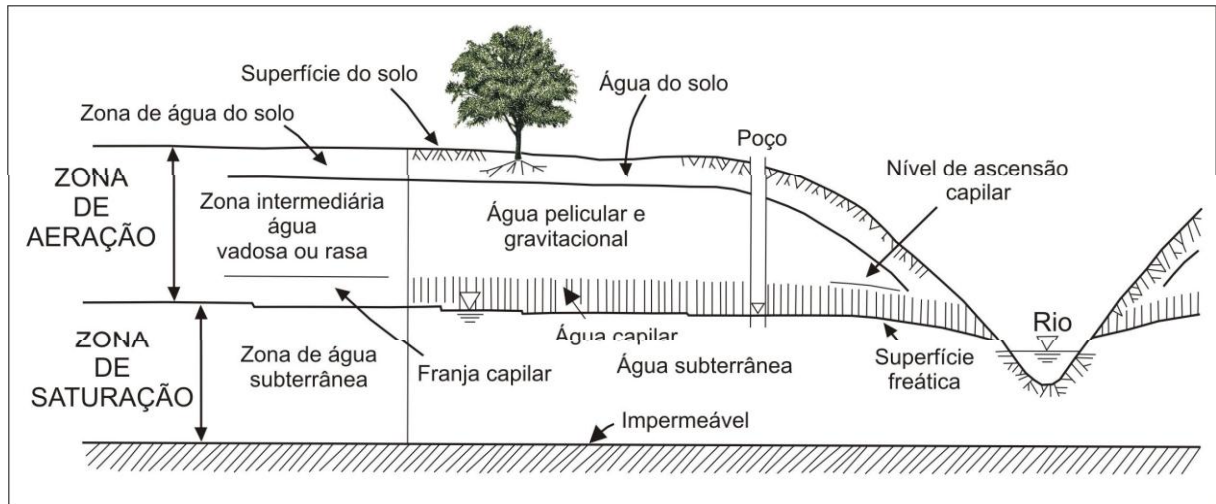


Figura 2 - Representação esquemática da distribuição vertical da água no solo e subsolo. Modificado de Cabral et al., (2001).

A zona de aeração é também chamada de zona insaturada ou zona vadosa. A zona de saturação ou zona saturada tem como seu limite inferior as camadas impermeáveis, formadas por rochas consolidadas, que são as rochas ígneas ou magmáticas.

2.3 Armazenamento de água no solo

O solo é o armazenador e o fornecedor de água e nutrientes para as plantas. Assim, a quantidade de água armazenada no solo (umidade do solo) disponível para as raízes das plantas, constitui-se em um dos principais fatores para o estudo da resposta da vegetação em condições de estresse-hídrico, bem como dos processos de infiltração, drenagem, condutividade hidráulica e irrigação. Se a quantidade de água que entra em um volume de solo num período de tempo for maior que a quantidade que dele sai, haverá reposição hídrica, e se sair mais do que entrar, haverá retirada. O saldo de água no solo é obtido pela variação no armazenamento de água do perfil, podendo a água sair deste sistema pelos processos de drenagem profunda, evapotranspiração e escoamento superficial (MENDES, 2006).

Segundo Pereira et al. (1997), a água das chuvas penetra no solo aumentando o armazenamento, contudo, cada tipo de solo apresenta uma capacidade de armazenamento (Capacidade de Campo) específica. Assim, as propriedades físicas do solo podem afetar significativamente a sua Capacidade de Campo. Solos com textura mais fina, em função da sua maior superfície específica, retêm maior quantidade de água se comparados aos solos de

textura grosseira. Além disso, o conteúdo de água no solo é função do tamanho e do volume dos seus poros, estando a umidade intimamente relacionada à pressão capilar (TUCCI, 1993).

O tipo de cobertura vegetal também propicia diferenças na capacidade de armazenamento de água no solo. Culturas florestais apresentam sistema radicular profundo, alcançando várias dezenas de metros de profundidade, com maior capacidade de armazenamento da água disponível no solo, se comparadas à vegetação de campo ou culturas agrícolas, com sistema radicular raso (CAMARGO, 2005).

2.4 A precipitação pluviométrica

A precipitação é a principal entrada do sistema constituinte de uma bacia hidrográfica, sendo a partir dela obtidas as outras variáveis do sistema, a exemplo do escoamento superficial e da infiltração. Assim, a precipitação pode ser definida como toda a água proveniente da atmosfera que atinge a superfície terrestre, sendo a sua disponibilidade anual em uma região o fator determinante para quantificar a necessidade de irrigação e abastecimento de água (TUCCI, 1993). A precipitação pode apresentar-se sob a forma de chuva, granizo, orvalho, neblina, neve ou geada. No entanto, é comum tratá-la somente sob a forma de chuva, especialmente pela sua maior capacidade de produzir escoamento, contribuindo de forma significativa para a vazão dos rios (TUCCI, 1993; TOMASELLA e ROSSATO, 2002).

A quantidade de chuva pode ser expressa por meio de medidas obtidas em pontos previamente escolhidos, utilizando instrumentos denominados pluviômetros ou pluviógrafos e podem ser especializadas, utilizando-se metodologia adequada para isto. O pluviógrafo registra os dados automaticamente, enquanto que a aferição com uso do pluviômetro requer leituras manuais a intervalos de tempo fixos. De modo geral, as chuvas coletadas e registradas por meio destes equipamentos, sobre a forma de altura de água precipitada em milímetros, pode ser convertida em volume se multiplicada pela área ou vazão de água, desde que se obtenha o tempo em que ocorreu a precipitação (TUCCI, 1993).

A água que atinge o solo tem diferentes destinos. Parte é devolvida à atmosfera através da evaporação, parte infiltra-se no interior do solo, alimentando os lençóis freáticos.

A CPRM (1994) estimou uma precipitação média anual para a área da Folha de Santa Maria, onde está inserida a área do estudo, de cerca de 1.770 mm. Esse valor assemelha-se à uma série histórica entre 1912-2004, registrada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) com cerca de 1.712,4 mm, (HELDWEIN et al., 2009). Esses autores, em suas análises, indicam que o Município de Santa Maria possui um regime pluviométrico isoigro, isto é, os valores normais de chuva são bem distribuídos ao longo do ano. Segundo seus estudos, as médias mensais normais de precipitação pluviométrica oscilam de 120 mm no mês de novembro a 159 mm nos meses de setembro e outubro.

2.5 Características físicas da água: a condutividade elétrica e a temperatura

2.5.1 A condutividade elétrica (CE)

Os primeiros relatos sobre estudos com CE são relacionados à salinidade dos solos, na década de 1970, no “*USDA-ARS Salinity Laboratory*”, em Riverside-CA, EUA (CORWIN e LESCH, 2005). O teor de água e as propriedades físicas e químicas, em especial a salinidade, podem ser citados como fatores de maior influência, sendo que as mudanças de temperatura também influenciam na CE (RHOADES, 1993).

A Condutividade Elétrica é a medida da facilidade de uma água conduzir a corrente elétrica, e está diretamente ligada com o teor de sais dissolvidos sob a forma de íons. A unidade de medida da condutância é o Mho, inverso do Ohm, unidade de resistência elétrica, ou *MicroSiemens por centímetro* ($\mu\text{S} \times \text{cm}^{-1}$). Os valores da condutividade para as águas subterrâneas são referidos ao milionésimo do Mho/cm, ou seja, microMho/cm ($\mu\text{Mho/cm}$ a uma temperatura padrão de 25°C). A condutividade aumenta com a elevação da temperatura, por isso é necessário anotar a temperatura de referência da água amostrada. Mede-se com o condutivímetro portátil no local de amostragem, em geral, com um erro menor que 5%. Nos modernos condutivímetros, os valores da CE já estão corrigidos de acordo com a temperatura (SANTOS, 2001).

A condutividade elétrica da água é determinada pela presença de substâncias dissolvidas que se dissociam em ânions e cátions. Os sais dissolvidos e ionizados presentes na água transformam-na num eletrólito capaz de conduzir a corrente elétrica. Como há uma relação de proporcionalidade entre o teor de sais totais dissolvidos e a condutividade elétrica, pode-se estimar o teor de sais pela medida de condutividade de uma água.

Segundo a Resolução Nº 357/2005 (CONAMA), as águas doces apresentam teor de sais totais igual ou inferior a 500 mg/L; as águas salobras apresentam teor de sais superior a 500 e inferior a 30.000 mg/L; e as águas salinas apresentam teor de sais superior a 30.000 mg/L.

Na maioria das águas subterrâneas naturais, a CE da água multiplicada por um fator que varia entre 0,55 e 0,75 (FEITOSA e MANOEL FILHO, 1997), gera uma boa estimativa dos sólidos totais dissolvidos (SDT) na água.

Silvério da Silva et al., estudando bacias representativas do bioma Pampa no município de Rosário do Sul em 2009, obtiveram a quantidade de STD pela multiplicação da condutividade elétrica, expressa em ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), por uma constante 0,65.

A variabilidade na composição físico-química do solo apresenta diferentes níveis de condutividade elétrica (CE), e isto faz com que esse parâmetro se torne importante também para a agricultura.

Corwin e Lesch (2005) apresentam uma síntese de aplicações onde a condutividade elétrica é utilizada como um indicador no monitoramento de características do solo, como salinidade, textura e estratificação, umidade, densidade, matéria orgânica e derivados, CTC, lixiviação, partição de doses de herbicidas, definição de bordas em classificação de solos, classes de drenagem, recarga de lençol freático, entre outras.

Ribeiro et al. (2005) afirmam que a condutividade elétrica (CE) é a variável mais empregada para se avaliar o nível de salinidade, constituindo um dos principais elementos de classificação da qualidade das águas para irrigação. A determinação da (CE) permite avaliar o perigo que a água oferece, em termos de salinização do solo (Amorim et al., 2010; Medeiros et al., 2003).

Marques et al. (2008) estudando a influência das variações do lençol freático na química da água subterrânea do aquífero Piranema, no município de Seropédica-RJ, concluíram que, com a ascensão do lençol freático em períodos chuvosos, há o aumento da CE, em função de uma maior diluição dos sedimentos do aquífero.

Rodrigues et al. (2009), pesquisando a CE da água subterrânea utilizada para lavoura irrigada em vale aluvial no município da Pesqueira-PE, coletou amostras de água em 67 piezômetros, concluindo que a CE varia em proporção direta com a variação do nível do lençol freático.

Gomes et al. (2010) utilizaram a CE associada a presença de metais pesados, para estimar a contaminação das águas superficiais em áreas antigas de mineração no nordeste de Portugal.

Molin e Rabello (2011) mostraram que a CE responde às variações na textura do solo e nos seus teores de umidade, indicando que ela tem potencial para ser utilizada na obtenção de dados para a caracterização física dos solos como uma solução de baixo custo.

2.5.2 A temperatura da água

A temperatura é uma característica física da água, sendo uma medida de intensidade de calor ou energia térmica em trânsito, pois indica o grau de agitação das moléculas. Ao realizarem-se investigações hidrológicas ou químicas em uma massa d'água qualquer, a análise de fatores físicos também é indispensável, e a temperatura certamente é um parâmetro de maior importância entre essas variáveis, pois além de servir ao cálculo na determinação de algumas variáveis, como a pressão atmosférica, e umidade relativa do ar, a temperatura também interfere, por exemplo, no cálculo da alcalinidade, da salinidade, do pH, dos valores de saturação de oxigênio dissolvido, na toxicidade de elementos ou substâncias. Também em geral, à medida que a temperatura aumenta, de 0 a 30°C, a viscosidade, a tensão superficial, a compressibilidade, o calor específico, a constante de ionização e o calor latente de vaporização diminuem, enquanto que a condutividade térmica e a pressão de vapor aumentam a solubilidade, com a elevação da temperatura.

Os gases na água ou a solubilidade dos gases nos líquidos é inversamente proporcional à temperatura, de modo que, quanto maior a temperatura de um líquido, menor a possibilidade desse líquido reter os gases. A pressão atmosférica e a altitude também interferem na concentração de gases nos líquidos (CETESB, 1988).

O movimento sazonal do calor do Sol, entrando nas camadas mais superficiais da crosta terrestre, pode causar alguma flutuação sazonal nas temperaturas da água em profundidades de 10 a 15 metros. O movimento de calor no interior da Terra faz aumentar a temperatura da água subterrânea conforme a profundidade de ocorrência. Esse aumento, denominado “gradiente geotérmico”, varia cerca de 1,8° C a cada 100 metros em áreas de espessas camadas sedimentares e até 3,6° C a cada 100 metros de profundidade em área de atividade vulcânica, ABAS (2012).

Normalmente ocorre pequena variação da temperatura da água em um meio poroso saturado. Suas variações anuais podem estar relacionadas com as estações climáticas, devido às diferentes durações de horas de sol, ou de inclinação dos raios solares no terreno, no entorno dos poços de monitoramento.

O movimento da água subterrânea causa uma distorção nas isotermas (linhas mostrando igual temperatura). Este efeito é mais notável onde rebaixamentos de água subterrânea induzem a movimento de água de uma corrente ao aquífero. A distorção na temperatura da água subterrânea é mais pronunciada na zona mais permeável do aquífero.

Leinz e Amaral (1987) dizem que a principal causa da variação da temperatura é a inclinação com que os raios solares atingem a Terra. A variação da temperatura produzida pela insolação durante o dia e o resfriamento à noite pode ser bastante grande. Citam que as variações de temperatura são gradativamente menores quanto maior a profundidade do solo. Comparando-se as variações de temperatura do solo com as da atmosfera, verifica-se que ambas não se dão sincronicamente. Há um atraso que vai depender da condutibilidade térmica do solo, assim como, também da cobertura vegetal, que protege o solo da incidência direta dos raios solares. Essa variação diária atinge cerca de 0,15 a 0,20 m de profundidade, podendo excepcionalmente atingir 0,50 m no máximo. Já as variações anuais atingem um valor máximo de 20 m, abaixo do qual a temperatura do meio poroso não é mais afetada pelo clima da região.

Já em Anderson (2005) foi apresentada uma revisão sobre o uso da água subterrânea como traçador, aplicada a uma ampla variedade de arranjos hidrogeológicos. O calor transmitido pela água subterrânea serve como um traçador para identificar a infiltração a partir da água superficial, o fluxo através de fraturas e padrões de fluxo de águas subterrâneas em bacias. Cita exemplos de valores representativos de condutividade termal de materiais porosos granulares ($W/m.^{\circ}C$): sedimentos secos (ex. areia, silte e argila de 0,18 a 0,26); sedimentos saturados (ex. areia, silte e argila de 1,4 a 2,2); arenitos (2 a 4,5) e folhelhos argilosos (1 a 2).

Lee e Hahn (2006) analisaram registros dos perfis de temperatura em cerca de 266 poços de monitoramento rasos e profundos da rede de estações de monitoramento nacional da Coréia do Sul, utilizando sondas dotadas de registradores (Temperatura, Nível da água e Condutividade Elétrica), posicionadas entre 9,9 m até 21,4m. Concluíram que a distribuição espacial na temperatura da água subterrânea é afetada principalmente pela latitude geográfica, pela temperatura do ar e pelas elevações topográficas. Os padrões de distribuição das temperaturas da água subterrânea foi muito similar ao da temperatura do ar. Citando Hahn et

al. (2004), salientaram que embora a latitude e as elevações topográficas exerçam um importante papel na distribuição das temperaturas da água subterrânea, também registraram valores esporádicos não explicados pelos fatores supracitados. Neste caso, condições artificiais incluindo o uso do solo, a vegetação superficial, o bombeamento de água subterrânea, e a geologia da rocha reservatório podem ser potencialmente fontes de anomalias.

2.6 Aquíferos e camadas confinantes

Em Hidrologia da água subterrânea depara-se com certas camadas confinantes na crosta terrestre. Essas camadas são unidades geológicas que restringem o movimento da água subterrânea e/ou que proporcionam sua ocorrência. A seguir descrevem-se estas camadas e o seu comportamento hidrológico (CLEARY, 2007).

Aquíferos - (do Latim *aqua* + *ferre*) que significa “suportar a água”: São unidades rochosas ou constituídas de sedimentos, porosas e permeáveis, que armazenam e transmitem volumes significativos de água subterrânea e são passíveis, se economicamente viável, de serem explorados pela sociedade.

A conceituação fornecida pela Resolução nº15/2001 do CNRH diz que aquífero é o corpo hidrogeológico com capacidade de acumular (reservatório) e transmitir água através de seus poros, fissuras ou espaços resultantes da dissolução e carreamento de materiais rochosos.

Aquicludes- (do Latim *aqua* + *cludere*) que significa “água fechada”: São unidades geológicas que, apesar de saturadas, e com grandes quantidades de água absorvida lentamente, são incapazes de transmitir um volume significativo de água com velocidade suficiente para abastecer poços ou nascentes, por serem rochas relativamente impermeáveis. Formam limites superiores e/ou inferiores de um sistema de fluxo de água subterrânea. Na área do estudo, cita-se como exemplo a formação Santa Maria (Membro Alemoa), Maciel Filho (1990).

Aquitardos- (do Latim *aqua* + *tardus*) que significa “lentidão das águas”: São unidades geológicas que podem armazenar água e transmitir lentamente de um para outro

aquífero, mas não são capazes de transmitir quantidades economicamente viáveis para fontes e poços de exploração (CLEARY, 2007).

Aquifugos- (do Latim *aqua* + *fugere*) que significa “fugir da água”: São unidades geológicas que não apresentam poros interconectados e não absorvem e nem transmitem água.

A utilização do termo aquífero e aquítarde para expressar a comparação da capacidade de produção de água de unidades rochosas, diz que a unidade com mais produção de água corresponde ao aquífero, e a menos produtiva ao aquítarde. Exemplificando os conceitos, numa sequência de estratos intercalados de arenitos e siltitos, os arenitos são mais permeáveis do que os siltitos e correspondem ao aquífero, enquanto os siltitos, que são menos permeáveis, correspondem ao aquítarde. Em outra sequência, formada de siltitos e argilitos, os siltitos podem representar o aquífero e os argilitos, os aquítardes. Portanto, o aquítarde corresponde à camada ou unidade geológica relativamente menos permeável numa determinada sequência estratigráfica sedimentar. Bons aquíferos são os materiais com média e alta condutividade hidráulica, como sedimentos inconsolidados (por exemplo, cascalhos e areias), as rochas sedimentares (por exemplo, os arenitos, os conglomerados e alguns calcários), além de rochas vulcânicas, plutônicas e metamórficas com alto grau de fraturamento (TEIXEIRA et al., 2000).

De acordo com ABAS (2012), os aquíferos, conforme sua porosidade, são classificados em:

- Porosos granulares ou intergranulares;
- Fissurais ou de fraturas;
- Cársticos ou de condutos;

Aquíferos porosos ocorrem em rochas sedimentares clásticas ou terrígenas com porosidade primária. Os arenitos, de modo geral, são excelentes aquíferos deste tipo. A produtividade em água dos arenitos diminui com o seu grau de cimentação, isto é, poros não conectados devidos à precipitação de cimentos (sílica, ferro, fosfato, calcita). Silvério da Silva et al. (2014).

Aquíferos de fraturas formam-se em consequência de deformações tectônicas, nas quais ocorrem processos de dobramento e/ou falhamento gerando sistemas de fraturas, normalmente seladas, devido à profundidade de soterramento. Sofrem depois aberturas milimétricas, que permitem a entrada e fluxo de água. O fluxo de água somente se instala

quando as fraturas que compõem o sistema estão conectadas. As fraturas não tectônicas, do tipo disjunção colunar em rochas vulcânicas, como nos derrames de basaltos, podem ser gerados durante as etapas de resfriamento e contração do magma, possibilitando que estas rochas tornem-se posteriormente importantes aquíferos e/ou condutos de recarga, (LEINZ e LEONARDOS, 1977).

Os aquíferos, conforme a pressão da água, são classificados em:

- Livres - aquíferos que se localizam mais próximos à superfície. Como no caso do aquífero Pantanal (MMA, 2007). Aquíferos livres são aqueles cujo topo é demarcado pelo nível freático, estando em contato com a atmosfera, sob a mesma pressão do ar. Normalmente ocorrem a profundidades de alguns metros a poucas dezenas de metros da superfície do terreno, associados ao regolito, sedimentos de cobertura ou rochas (TEIXEIRA et al., 2000). Regolito é um termo utilizado pelos geólogos para designar o solo de maneira geral. É o conjunto dos materiais superficiais originados do intemperismo das rochas. Essas foram submetidas ao intemperismo químico e físico e/ou biológico.

- Confinados - presença de uma camada de menor permeabilidade (confinante) que submete as águas a uma pressão superior à atmosférica. Nos aquíferos confinados os poços tubulares profundos podem apresentar artesianismo surgente, isto é, a água jorra do poço sem necessidade de equipamento de bombeamento. Aquíferos confinados ocorrem quando um estrato permeável (aquífero) está confinado entre duas unidades pouco permeáveis (aquitardes) ou impermeáveis. Representam situações mais profundas, a dezenas, várias centenas ou até milhares de metros de profundidade, onde a água está sob ação da pressão não somente atmosférica, mas também de toda a coluna de água localizada no estrato permeável (TEIXEIRA et al., 2000).

- Suspensos - É um tipo especial de aquífero. Ocorrem quando a água infiltrada encontra uma barreira, com dimensão restrita na zona não saturada, acumulando-se e ficando ali armazenada temporariamente. Em épocas sem chuva, quando não há recarga, estes aquíferos suspensos podem se esgotar (IRITANI; EZAKI, 2008).

2.7 Rochas sedimentares, clásticas ou terrígenas

As rochas sedimentares são as rochas formadas através do acúmulo de detritos, que podem ser orgânicos ou gerados por outras rochas. Classificam-se em:

Detríticas - são as rochas formadas a partir de fragmentos de outras rochas. Alguns exemplos são o arenito, o argilito, e o folhelho.

Químicas - são formadas a partir de transformações de certos materiais em contato com a água ou outro tipo de substância. Alguns exemplos são o sal gema, as estalactites e as estalagmites.

Orgânicas - são rochas formadas por meio da acumulação e soterramento de matéria orgânica. Alguns exemplos são o calcário, formado através dos resíduos de conchas e corais, e o carvão mineral, formado a partir dos resíduos de vegetais.

As rochas sedimentares (conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos, pelitos, folhelhos, sedimentos calcários, lentes, entre outras) são formadas por fragmentos de rochas pré-existentes (clastos), desagregados pela erosão, transportados e acumulados em locais propícios à deposição (vales e/ou depressões no relevo). São as rochas que compõem as bacias sedimentares, formando os aquíferos mais produtivos. São mais jovens do que as rochas ígneas e metamórficas cristalinas. As rochas sedimentares constituem aproximadamente 5% da crosta terrestre e tem muita importância econômica, pois grande parte da riqueza mineral do planeta (petróleo, gás natural, alumínio, ferro, chumbo), está contida nelas (TEIXEIRA et al., 2000). A figura xx ilustra os principais processos de formação das rochas sedimentares.

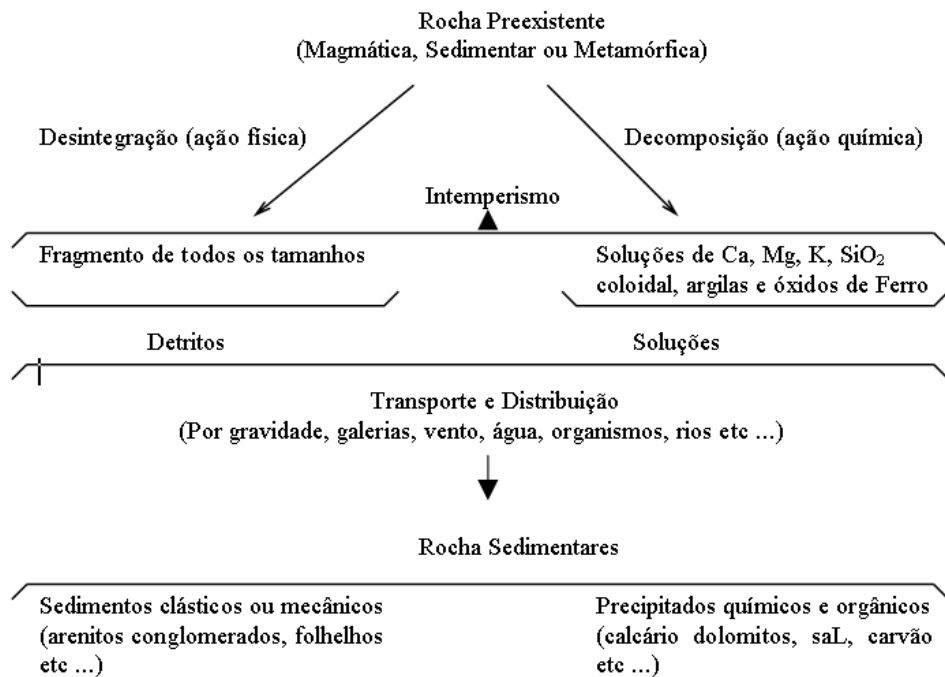


Figura 3 – Processo de formação de rochas sedimentares.

Fonte: www.ufjf.br/nugeo/files/2009/11/Geologia-Cap5.pdf

2.8 Os aquíferos e os rios

Os aquíferos estão intimamente ligados com os rios. Os rios cuja vazão aumenta para jusante são chamados de rios efluentes, sendo alimentados pela água subterrânea. Os rios influentes têm a vazão menor à jusante, como consequência de recarga da água subterrânea. Neste caso a água do rio infiltra-se para o nível freático e o rio poderá secar. Isto acontece no Poço 05. A Figura 4 (A e B) ilustra essas condições dos cursos de água, considerando que as águas superficiais subterrâneas e meteóricas são partes integrantes e indissociáveis no ciclo hidrológico. Esta condição de interdependência das águas consta no Artigo 2º da Resolução nº15/2001 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos.

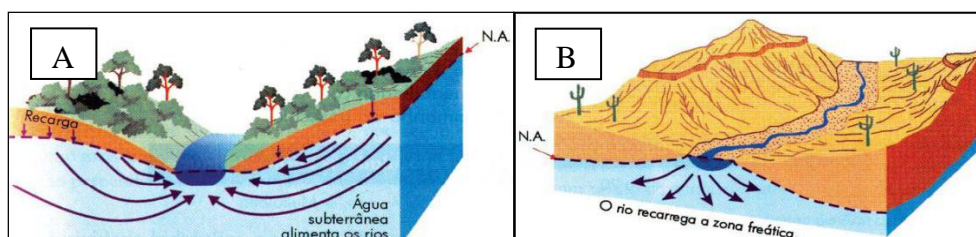


Figura 4 - (A) Rio efluente; (B) Rio influente. Teixeira et al. (2000).

Segundo a CPRM (1994), o regime de descarga na região de Santa Maria está estreitamente relacionado com o regime pluviométrico. No rio Vacacaí-Mirim, a descarga média anual atinge valores próximos a $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Durante o período de estiagem esse rio reduz drasticamente a sua vazão, em decorrência do déficit hídrico, e de recalques para irrigação. No rio Vacacaí-Mirim, o mês de menor descarga líquida é março, com $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$ em média.

2.9 O Sistema Aquífero Guarani (SAG)

O SAG (Sistema Aquífero Guarani) é um sistema complexo e heterogêneo, em que os fluxos regionais e locais de águas subterrâneas são controlados por estruturas geotectônicas (arcos, falhas e diques), por condicionantes sedimentares (geometria, granulometria, grau de diagênese), e por condicionantes geomorfológicas (altimetria, declividade e formas do relevo) (PSAG 2009). Ele é explorado sob condições confinadas e livres. O SAG é um dos maiores mananciais de água doce subterrânea do mundo, estendendo-se desde a Bacia Sedimentar do Paraná (Brasil, Paraguai e Uruguai) até a Bacia do Chaco-Paraná (Argentina) (WENDLAND, 2006). Está localizado no Centro Leste da América do Sul, entre os paralelos 16° e 32° de latitude Sul e 47° e 60° de longitude Oeste, e possui uma área total englobada de $1.087.879,15 \text{ km}^2$.

Na Argentina há a presença do SAG não aflorante (confinado), nas províncias de: Misiones, Entre Rios, Corrientes, Chaco, Formosa e Santiago del Estero (ABAS, 2012). No Brasil a sua área de recarga é de 89.936 km^2 (ANA, 2005). A espessura total do aquífero varia de valores superiores a 800 metros até a ausência completa de espessura em áreas internas da bacia. As variações na espessura são atribuídas ao controle estrutural durante a deposição e ao controle erosional do ambiente desértico (WENDLAND, 2006).

De acordo com Farias (2011) e Silvério da Silva e Farias (2012), na área do estudo ocorrem afloramentos de arenitos constituindo a zona de afloramentos (ZA) do SAG (PSAG/PEA/2009).

2.10 Rendimento Específico, Retenção Específica e Porosidade

Heath (1983) diz que rendimento específico (S_y) é a água sob armazenamento em subsuperfície, e que irá drenar sob influência da gravidade. É a quantidade de água que se torna disponível para uso humano. Segundo Gomes (2008), existem dois métodos experimentais para a determinação do rendimento específico: o método de saturação e drenagem, e o método de tensão da água no solo (Funil de *Haines*).

O rendimento específico é um parâmetro usado na obtenção das estimativas da recarga subterrânea, principalmente nos métodos que utilizam flutuações do nível d'água. Contudo, os valores relatados para o rendimento específico na literatura são bastante variáveis, assim como os métodos para a sua obtenção. Outras vezes, acontece a substituição do parâmetro *rendimento específico* por algum outro (porosidade efetiva, coeficiente de armazenamento).

Um dos aspectos mais importantes a ser avaliado em um meio poroso ou cristalino é a porosidade, que afeta os parâmetros hidrodinâmicos do meio. A retenção específica é a parte da água retida como uma fina película sobre as superfícies e/ou em diminutas aberturas. As forças físicas (coesão e adesão), que controlam a retenção específica são aquelas que também atuam na espessura e no conteúdo da umidade da franja capilar. É a quantidade de água que fica retida no material após a drenagem pela gravidade.

Menegásse-Velásquez (1996), estudando o aquífero freático das sub-bacias Sumaré e Pompéia, em São Paulo, substituiu o valor do rendimento específico pelo valor da porosidade efetiva.

O valor da porosidade, em função do rendimento específico e da retenção específica é expresso pela equação:

$$\eta = S_y + S_r \quad (\text{Equação 1; HEATH, 1983})$$

Em que:

η = Porosidade ; S_y = Rendimento Específico ; S_r = Retenção Específica

Ainda Heath (1983), cita valores de porosidade, rendimento específico e retenção específica para diferentes tipos de materiais geológicos, Tabela 1.

Tabela 1 - Valores de porosidade, rendimento específico e retenção específica, Heath (1983).

Material	Porosidade (%)	Rendimento específico (%)	Retenção específica (%)
Solo	55	40	15
Argila	50	2	48
Areia	25	22	3
Cascalho	20	19	1
Carbonato	20	18	2
Arenito (semiconsolidado)	11	6	5
Granito	0,1	0,09	0,01
Basalto	11	8	3

A porosidade é uma propriedade física definida pela relação entre o volume de vazios e o volume total da amostra de um de certo material (solo ou rocha). Ao multiplicar-se a porosidade determinada pela Equação 2 por 100, o resultado será a porosidade expressa em percentagem, (HEATH, 1983).

$$\eta = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_v}{V_t} \quad (\text{Equação 2})$$

Em que:

- η = é a porosidade como uma fração decimal;
- V_t = é o volume total de amostra de solo ou rocha;
- V_s = é o volume de partículas na amostra;
- V_v = é o volume de abertura (vazios);

Salienta-se que existem dois tipos fundamentais de porosidade nos materiais terrestres: primária e secundária. A porosidade primária é gerada juntamente com o sedimento ou rocha, sendo caracterizada nas rochas sedimentares pelos espaços entre os grãos (porosidade intergranular), ou planos de estratificação. Nos materiais sedimentares o tamanho e a forma das partículas, o seu grau de seleção e a presença de cimentação, influenciam a porosidade. Já a porosidade secundária, advém de processos geológicos que afetam o meio poroso ou cristalinos (vesículas ou amígdalas), em rochas vulcânicas como basaltos, por exemplo, na

formação Serra Geral. Também a dissolução de cimentos calcários em arenitos é uma porosidade secundária, formada pela ação do potencial hidrogeniônico (pH) do meio ou da solução do solo.

Por outro lado, a permeabilidade consiste na propriedade dos aquíferos de permitir o fluxo livre das águas. Um material é permeável quando seus poros tenham aberturas capazes de permitir o fluxo da água e que estes poros estejam conectados entre si, para que o fluxo se processe. A permeabilidade pode ser avaliada através do cálculo da capacidade específica de campo, através de ensaios de bombeamento (rebaixamento x tempo), com duração de 24 horas. (DINIZ e MICHALUATE, 2006).

2.11 A recarga direta de água subterrânea

Para o uso sustentável da água subterrânea é importante identificar as áreas de recarga dos aquíferos. Em regiões de muita chuva, toda a área de uma bacia hidrográfica é potencialmente uma área de recarga, sendo que os pontos principais são os locais de maior capacidade de infiltração e os afloramentos de camadas mais permeáveis, como os arenitos (CABRAL et al., 2001). A água das chuvas entra nos sistemas de água subterrânea através das áreas de recarga e move-se através delas em função dos gradientes hidráulicos (decorrente da variação de declividade do terreno), e das condutividades hidráulicas para as áreas de descarga. A velocidade de movimento da água subterrânea das áreas de recarga para as de descarga depende das condutividades hidráulicas dos aquíferos e das camadas confinantes, (se a água move-se em sentido descendente a outros aquíferos), e dos gradientes hidráulicos horizontais e/ou verticais.

A descarga natural dos sistemas de água subterrânea influi não só no fluxo de fontes, (nascentes, cacimbas, minas, olhos d'água), na percolação da água e canais fluviais ou terras alagadas, mas também na evaporação da parte superior da franja capilar.

Uma das mais significantes diferenças entre áreas de recarga e descarga é quanto à sua extensão, pois a área ocupada pelas regiões de descarga é invariavelmente menor do que a área ocupada pelas regiões de recarga. Esta diferença de tamanho mostra, como se poderia esperar, que áreas de descarga fossem mais “eficientes” do que as de recarga. A recarga envolve movimento de água na zona não saturada (aerada ou vadosa) na direção vertical, enquanto que a descarga envolve movimento na porção saturada, muito do qual na direção

horizontal, isto é, na direção da maior condutividade hidráulica do meio poroso ou da solução do solo (HEATH, 1983).

A conservação das áreas de recarga é essencial para garantir a reposição da água e a recuperação dos níveis dos lençóis subterrâneos, como também para evitar a percolação de contaminantes que venham a degradar a qualidade da água dos aquíferos. Por exemplo, “na escolha do local para instalação do destino final dos resíduos sólidos de uma cidade, deve ser feita uma verificação, se a área não é uma área de recarga dos aquíferos” (CABRAL et al., 2001).

Estimativas de flutuação do nível da água subterrânea em poços de monitoramento têm sido executadas por diversos autores, especialmente na ZA do SAG. Wendland et al. (2007), Gomes (2008), Wendland e Rabelo (2009), Lucas et al. (2012) realizaram essas estimativas no Ribeirão da Onça, no município de São Carlos, no Estado de São Paulo. Os autores pesquisaram os afloramentos de terrenos que formam aquíferos livres, com diversos tipos de cultivos agrícolas, incluindo eucaliptos.

Paiva (2006) diz que a principal fonte de recarga direta é a chuva, que pode penetrar o solo diretamente e percolar para a zona de águas subterrânea. A recarga de aquíferos também pode ocorrer pela infiltração de rios, canais e lagos, e por fenômenos induzidos por atividades humanas, como irrigação e urbanização. Uma parcela de águas juvenis pode ter origem vulcânica em zonas hidrotermais.

Dambrós (2013) em seu estudo sobre Recarga e flutuação do nível da água subterrânea em sub-bacias com floresta e campo nativo, concluiu que houve relação entre a flutuação do nível freático e a precipitação pluviométrica.

Há muitos métodos disponíveis para quantificar a recarga, assim como há diferentes fontes e processos de recarga. Cada método tem suas próprias limitações em termos de aplicabilidade e confiança. Por isso, um estudo de quantificação da recarga subterrânea deve prever a seleção do método apropriado de acordo com as escalas de tempo e espaço requeridas (SCANLON et al., 2002).

A escolha de um método apropriado para uma determinada área envolve uma complexa caracterização temporal e espacial. O resultado é que, enquanto um método pode ser aplicado em estudos específicos, outro pode ser mais bem aplicado em estudos regionais. Um método representa um curto intervalo temporal, por exemplo, de evento de recarga diário/mensal/anual, enquanto outro pode representar um intervalo temporal maior, variando de décadas a milhares de anos (BEEKMAN, 1996).

Os métodos mais utilizados para a estimativa da recarga são o Método do Balanço de Massa de Cloreto, o Método da Precipitação Cumulativa, o Método de Flutuação da Superfície Piezométrica (*WTF*), a Modelação Subterrânea, o Método EARTH, e o Método do Volume Saturado (GOMES, 2008).

A técnica mais amplamente usada para a estimativa da recarga direta é o Método *WTF* (*Water Table Fluctuation*), (MAZIERO, 2005). O Método da flutuação da superfície livre (*WTF*) para estimativa de recarga de águas subterrâneas tem sido aplicado desde 1920 (MEINZER, 1923; MEINZER e STEARNS, 1929), e desde então vem sendo utilizado em numerosos estudos (HEALY e COOK, 2002). Este método só é aplicável aos aquíferos livres (freáticos ou gravitacionais), e requer o conhecimento do rendimento específico da formação penetrada (Tabela 1), e das variações nos níveis d'água ao longo do tempo. A atratividade do método *WTF* reside na sua simplicidade e facilidade de uso. Não são feitas suposições sobre os mecanismos pelos quais a água passa pela zona não saturada, portanto a presença de fluxo preferencial na zona não saturada (aerada ou vadosa), em nada restringe sua aplicação. A recarga direta é estimada através da Equação 3, de acordo com Healy e Cook (2002).

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{Equação 3})$$

Em que:

(S_y) é o rendimento específico do meio poroso;

(Δh) é a variação do nível freático;

(Δt) é o tempo de avaliação.

Healy e Cook (2002) definiram que todas as elevações do nível d'água determinam uma estimativa da recarga total, sendo que (Δh) é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente é o traço que a hidrógrafa do poço de monitoramento teria seguido na ausência de elevação do nível d'água (Figura 5). Essa extrapolação é subjetiva e tenta acomodar a defasagem entre o início da precipitação e o conseqüente início da variação de nível, resultante do processo natural de escoamento através da zona não saturada. Para uma estimativa da recarga direta, (Δh) é a diferença em altura entre dois instantes distintos. A Figura 5 ilustra a extrapolação da curva de recessão do nível d'água para estimativas da recarga total. (HEALY e COOK, 2002).

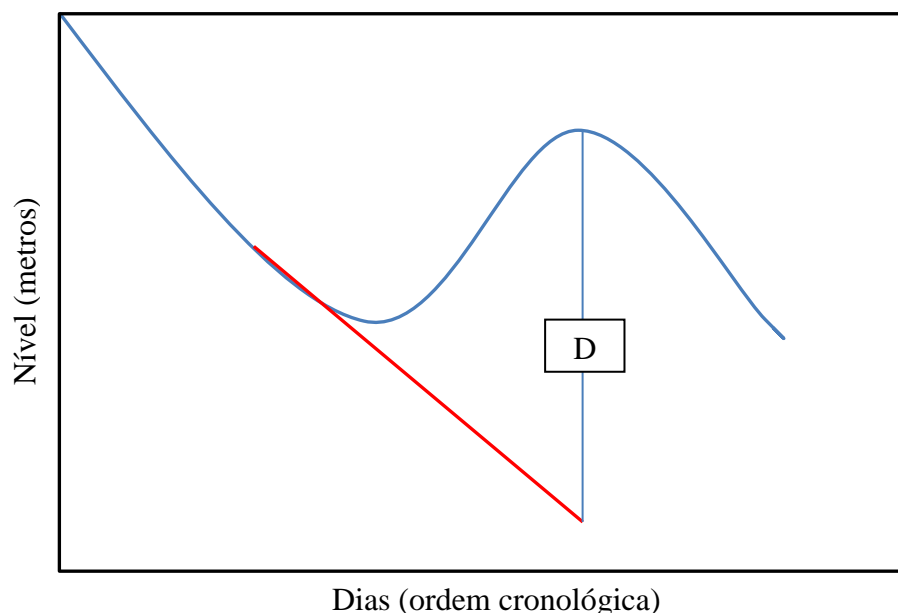


Figura 5 - Determinação de (Δh) (dh), para a estimativa da recarga direta, a partir da precipitação pluviométrica. Adaptado de Healy e Cook (2002).

No Brasil o método *WTF* foi utilizado por Barreto (2006) em arenitos na zona de afloramentos (*ZA/SAG*), localizados na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça no Estado de São Paulo. Neste caso o autor considerou os rendimentos específicos do meio poroso sedimentar entre 10 e 13%. Outros trabalhos foram realizados por Wendland et al. (2007) utilizando-se o método *WTF*, também na (*ZA/SAG*). Estudos com a utilização do método *WTF* continuaram com Barreto et al. (2006), e Lucas e Wendland (2012), confirmando sua confiabilidade.

No Estado do Rio Grande do Sul, na *ZA/SAG*, o método *WTF* foi utilizado por Farias (2011), na região da bacia hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim em Santa Maria-RS, Dambrós (2011) na bacia hidrográfica do Rio Santa Maria, no município de Rosário do Sul-RS, e ainda Martelli (2012), na mesma bacia, no município de Cacequi-RS, todos na *ZA* do *SAG*.

Na área do estudo na bacia hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim, Silvério da Silva e Farias (2011) aplicaram esse método, concluindo que existe recarga direta de água subterrânea em *ZA* do *SAG*, em três poços rasos de monitoramento com profundidades variando de 15 a 31 metros, quando estimaram uma recarga de 467 a 833 mm em um período de 376 dias de monitoramento.

O método *WTF* foi utilizado por Fan et al. (2014) para estimar a recarga direta de água subterrânea em um aquífero raso arenoso costeiro, em três de distintas coberturas vegetais no sudoeste da Austrália. (área florestada com pinus, floresta nativa e pastagens).

Em Bangladesh, Adhikary et al. (2013), proporam um método alternativo para o método *WTF*, estimando a recarga de água subterrânea, através de análise estatística, utilizando somente dados históricos de nível freático e de precipitação pluviométrica, em um período de 16 anos, compreendido entre 1992 e 2007, em aquífero não confinado raso.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização e caracterização da área de estudo

A área do estudo localiza-se na Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul, ao norte do Município de Santa Maria, na divisa com o município de Itaára. Está situada no fuso 22 J entre as coordenadas UTM 226764 m E; 230486 m E, e 6721831 m N; 6716281 m N, numa altitude média de cerca de 230 metros acima do nível médio do mar, (FARIAS, 2011), abrangendo as microbacias “Rancho do Amaral” e “Rincão do Soturno”. Estas microbacias são importantes para o município de Santa Maria-RS, pois são as principais fornecedoras de água potável para a barragem do DNOS, que está localizada no rio Vacacaí-Mirim. Essa barragem pertence ao sistema de acumulação e distribuição de uma parcela de água à população santamariense. Na Figura 6 é apresentado um mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim.

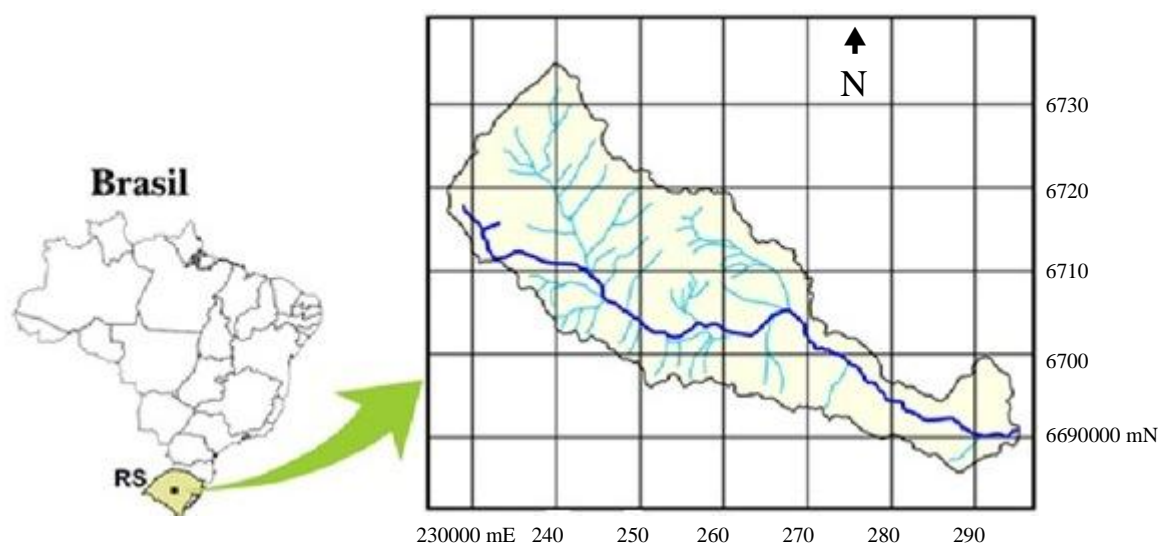


Figura 6 – A Bacia Hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim em Santa Maria, (G-60, SEMA-RS, 2004), (FARIAS 2011).

A Secretaria de Meio Ambiente do Estado do RS (SEMA) propôs no ano de 2004 uma divisão das Bacias Hidrográficas gaúchas em três regiões hidrográficas distintas: G=Guaíba, U=Uruguai e L=Litoral. Portanto, as microbacias hidrográficas objeto desta pesquisa pertencem à Região Hidrográfica do Guaíba, a qual é formada pelas bacias da porção norte e central do Estado que drenam para o Lago Guaíba.

A microbacias Rancho do Amaral e Rincão do Soturno estão localizadas geograficamente entre as coordenadas UTM 226764 m E; 230486 m E e 6721831 m N; 6716281 m N. A microbacia Rancho do Amaral localiza-se na porção superior desta bacia hidrográfica, dividindo-se entre os municípios de Itaára e Santa Maria, na região central do Estado do Rio Grande do Sul. Possui área de 4,45 km² e seu relevo é acidentado, apresentando fortes ondulações e vales profundos. Possui ainda uma cobertura de mata ciliar nativa remanescente, onde correm os cursos de água constituintes de seu sistema de drenagem (FELTRIN, 2009). A microbacia Rincão do Soturno localiza-se no município de Santa Maria e é limítrofe à microbacia Rancho do Amaral. Sua área é de 11,98 km² em condições semelhantes à microbacia Rancho do Amaral e neste estudo, ambas são consideradas como um corpo único. Informa-se que as nascentes do curso de água principal das duas microbacias estudadas provêm de captações em porção superior, pertencentes ao município de Itaára, onde ocorrem rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na borda da Bacia Sedimentar do Paraná.

Na Tabela 2 apresenta-se as características físicas das microbacias estudadas nesta pesquisa.

Tabela 2 - Características físicas das microbacias estudadas, adaptado de Figueiredo Pereira (2010), Farias (2011).

Características	Rancho do Amaral	Rincão do Soturno
Área (km ²)	4,45	11,98
Perímetro (km)	9,72	16,08
Declividade média (%)	29	21
Altitude média (m)	341,21	316,21
Comprimento do rio principal (km)	2,1	4,18

3.2 Localização e caracterização dos poços de monitoramento

As pesquisas acerca de águas subterrâneas realizadas pelo grupo GHIDROS (Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da UFSM), iniciaram em 2011 nas microbacias “Rancho do Amaral” e “Rincão do Soturno”, quando foram perfurados 3 (três) poços de monitoramento (Figura 7). Neles foram instalados equipamentos automáticos de medição de nível de água e de pressão atmosférica. Os poços apresentam profundidade entre 31 e 15 metros, sendo perfurados de acordo com a ABNT, Norma Técnica NBR 12244/2006.

Portanto na porção superior da captação na zona vadosa, foram cimentados com bentonita. Os tubos plásticos são de diâmetro 50 mm e ranhurados para a entrada de água subterrânea. Foram instalados com pré-filtro de areia grossa granulada, para evitar a entrada de material particulado, como argilas, comumente encontradas na Formação Santa Maria.

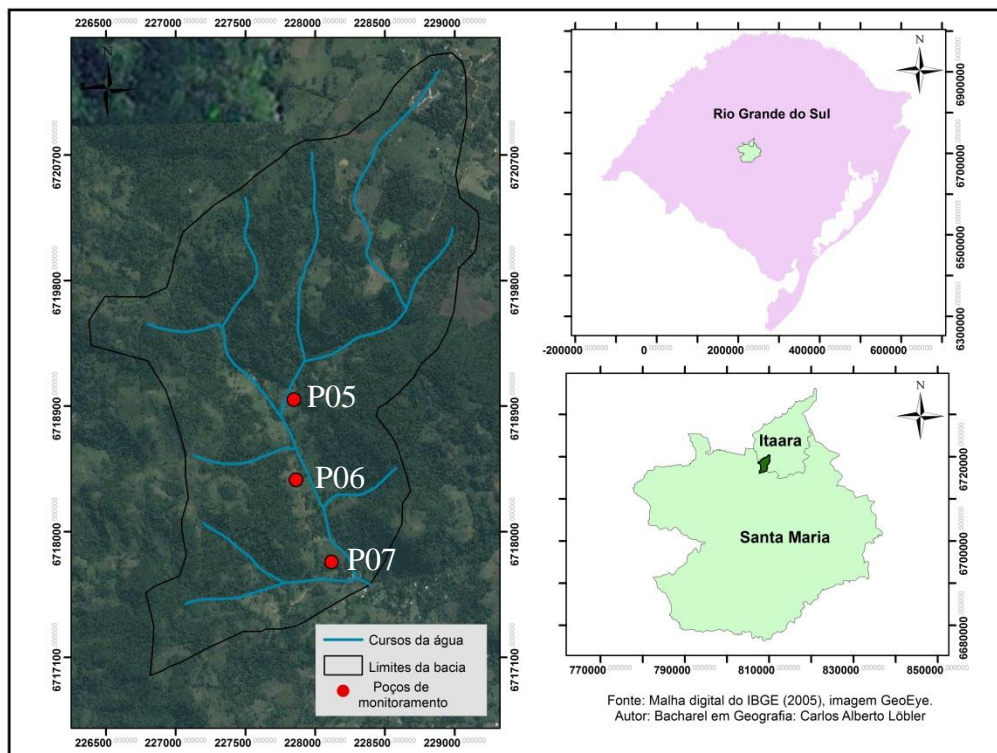


Figura 7 - Imagem orbital da localização geográfica dos poços de monitoramento (P05, P06, P07). Adaptado de *Google Earth*, (2014).

Na Tabela 3 apresentam-se mais informações sobre os poços monitorados. Sua denominação foi definida pela empresa que os perfurou. As coordenadas bem como as cotas altimétricas relativas às “bocas” dos poços de monitoramento foram obtidas com uso de “GPS” Topográfico (FARIAS 2011). Adotou-se como *datum* horizontal o SAD 69 e como *datum* vertical o Porto de Imbituba/SC.

Tabela 3 – Informações sobre os poços objetos da pesquisa.

Nome do poço	Profundidade Total (m)	Cota do terreno (m)	Coordenadas UTM	Data da perfuração	Profundidade da sonda <i>Levellogger</i> (m)
Poço 05	31	231,131	227848,33 mE 6718947,93 mN	17/03/2010	17
Poço 06	20	214,984	227863,88 mE 6718372,91 mN	19/03/2010	Não instalada
Poço 07	15	192,810	228117,93 mE 6717783,80 mN	19/03/2010	10

O poço 05 está localizado na propriedade do Sr. Eriton do Amaral, na posição mais elevada na paisagem, em posição de meia encosta vegetada, e com usos agrícolas do solo. À montante desse poço são realizados diversos cultivos anuais e de subsistência, como milho, aipim e feijão. A área onde está localizado este poço também é utilizada como área experimental de pesquisa, onde se encontram instalados diversos equipamentos de monitoramento ambiental, sob a responsabilidade do Grupo de Pesquisa GHIDROS-UFSM. Nessa área também ocorre a criação de animais não confinados (cavalos e ovelhas), ao mesmo tempo em que a mata ciliar está parcialmente preservada. O poço 06 está localizado na propriedade do Sr. Ronaldo Naidon, em posição intermediária, na paisagem também de meia encosta, ainda com cobertura natural e hortas caseiras. O poço 07 está localizado na propriedade da Sra. Maria Erbene Ustra Leal, na posição mais baixa da paisagem, na planície aluvial, em área de campo de pastagem, onde se cria uma pequena quantidade de gado leiteiro. A distância linear entre o poço 05 e o poço 06 é de 572 metros, e a distância linear entre o poço 06 e o poço 07 é de 643 metros.

Na Figura 8 apresenta-se os três poços de monitoramento, objetos desse estudo.

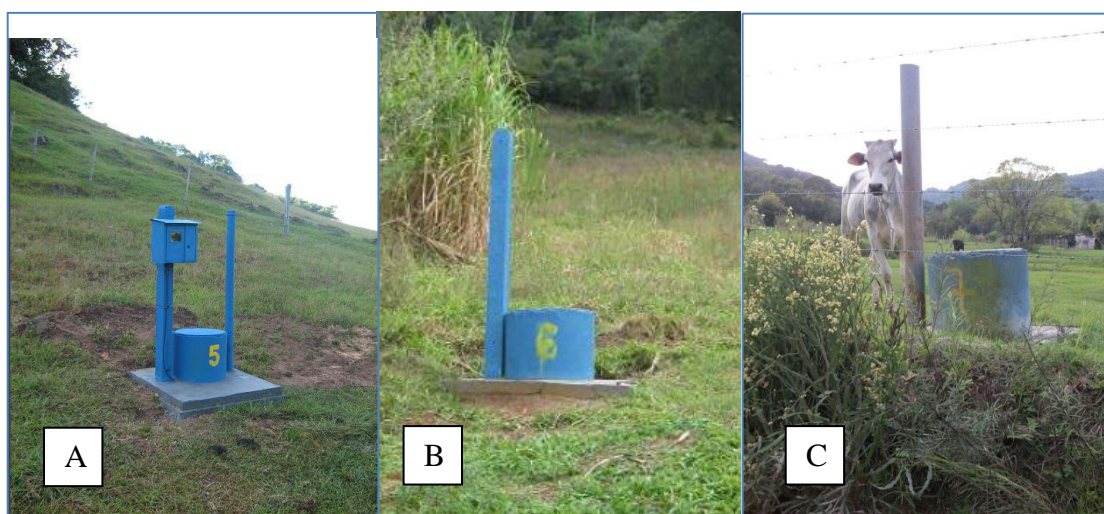


Figura 8 – Imagens dos poços estudados: (A) Poço 05; (B) Poço 06; (C) Poço 07.

3.3 Classificação granulométrica das rochas sedimentares na área de estudo

A Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT) em sua norma técnica NBR 6502 de setembro de 1995 (Rochas e Solos – Terminologia), define o diâmetro dos materiais granulométricos conforme constam na Tabela 4.

Tabela 4 – Diâmetro das partículas de solo e rochas. (ABNT/NBR 6502/1995).

MATERIAL - ROCHAS E SOLOS	DIÂMETRO (mm)	
	Mínimo	Máximo
Bloco de rocha	1.000,00	
Matacão	0,00	1.000,00
Pedra de mão	60,00	200,00
Pedregulho grosso	20,00	60,00
Pedregulho médio	6,00	20,00
Pedregulho fino	2,00	6,00
Areia grossa	0,60	2,00
Areia média	0,20	0,60
Areia fina	0,06	0,20
Silte	0,002	0,06
Argila		0,002

De acordo com Farias (2011), as amostras de calha obtidas na perfuração, foram submetidas a análises no Laboratório de Petrografia e Sedimentologia do CCNE/UFSM, ocasião em que foi determinada a granulometria desses materiais das microbacias estudadas (Tabela 5). Considerando-se os dados obtidos frente à norma brasileira, verificou-se que o solo onde se localizam os poços de monitoramento é predominantemente de constituição arenosa. Sendo assim, apresenta um perfil geológico de reservatório para aquíferos livres, o que a caracteriza como uma região importante para recarga direta de águas subterrâneas, (ZA/SAG). Entretanto, essa característica a torna extremamente vulnerável e susceptível à contaminação. Os resultados dessas análises de granulometria foram utilizados para estimar o rendimento específico do meio poroso e na estimativa da recarga direta, utilizando-se o método *WTF*, de acordo com a proposta de Johnson (1967 *apud* HEALY e COOK (2002)).

Tabela 5 – Classificação granulométrica dos materiais geológicos penetrados, junto aos poços de monitoramento (amostras de calha), (FARIAS, 2011).

FRAÇÃO GRANULOMÉTRICA								
Poço	Profundidade (m)	Areia (%)				Silte (%)	Argila (%)	Total (%)
		Grossa	Média	Fina	Total de areia			
05	0 - 5	0,81	3,81	85,08	89,70	4,50	5,80	100,00
	5 - 20	0,03	11,60	84,12	95,75	1,53	2,72	100,00
	20 - 31	0,06	17,83	75,17	93,06	2,40	4,54	100,00
06	0 - 5	18,90	29,40	42,60	90,90	2,97	6,13	100,00
	5 - 16	16,28	50,55	26,91	93,74	1,82	4,44	100,00
	16 - 20	0,43	19,77	74,41	94,61	1,40	3,99	100,00
07	0 - 10	53,23	32,80	3,50	89,53	3,48	6,99	100,00
	10 - 15	2,96	51,25	30,80	85,01	7,27	7,72	100,00

Fonte: Laboratório de Petrografia e Sedimentologia do CCNE/UFSM.

3.4 Clima na região do estudo

O clima dominante na região de Santa Maria de acordo com o balanço hídrico, registrado pela CPRM (1994) é do tipo Cfa de Köppen, caracterizado como subtropical úmido, com chuvas durante todos os meses do ano. Os meses de maio, junho e setembro são os mais chuvosos, enquanto que os meses de novembro e dezembro são os mais secos. Os aquíferos são alimentados pelas chuvas no intervalo entre abril a setembro (outono-inverno), havendo depleção em um longo período entre outubro a março (primavera-verão), quando os aquíferos complementam a vazão dos cursos de água. Salienta-se ainda que a espessura média dos solos formados de rochas sedimentares clásticas varia entre um a dois metros, alcançando até cinco metros, o que propicia a formação de aquíferos livres.

Hedelwein et al., (2009) apresentam o valor médio de 1.712,4 mm de precipitação anual, a partir de uma série histórica de dados do período 1912-2004, da estação do INMET em Santa Maria. Apresentam como os meses mais chuvosos: setembro (159,8 mm), outubro (159,1 mm), junho (155,4mm), e maio (150,5 mm), enquanto os menos chuvosos, com precipitação pluviométrica mensal os meses de: novembro (120,1mm), agosto (126,8mm) e dezembro (133,7mm).

3.5 Classificação geológico/geotécnica das microbacias estudadas

A coluna estratigráfica regional proposta pela CPRM (2008) engloba as seguintes unidades geológicas, formadoras das unidades hidroestratigráficas:

Grupo São Bento da Era Mesozóica: Formação Botucatu e Formação Serra Geral, Período Jurocretáceo.

Grupo Rosário do Sul da Era Mesozóica: Formação Sanga do Cabral, Formação Santa Maria e Formação Caturrita, pertencentes ao Período Triássico.

Grupo Passa Dois da Era Paleozóica: Formação Pirambóia pertencente ao Período Permiano. De acordo com a carta das unidades geotécnicas Maciel Filho (1990) o substrato rochoso na área em estudo é constituído pelos afloramentos de rochas sedimentares pertencentes à Formação Botucatu, sotopostas pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. A Formação Botucatu é formada por depósitos sedimentares eólicos que, segundo Maciel Filho (1990), está constituída por camadas de arenito eólico pré-basalto e o intertrapeano com espessura expressiva. Esta formação é composta por arenitos

essencialmente quartzosos contendo feldspatos alterados cimentados por sílica predominantemente ou óxido de ferro, com estratificação cruzada de grande porte. São antigas dunas, portanto de origem eólica.

De acordo com a CPRM (2008) a Formação Botucatu é constituída de arenitos quartzosos finos a grossos, com algumas ocorrências de feldspato alterado, cimentados por sílica ou óxido de ferro com estratificação cruzada de grande porte, e apresentando-se com a cor rosa claro. Foi formado em um paleoambiente continental desértico, com depósitos de dunas eólicas. Portanto são terrenos basicamente areníticos pré-basálticos, porosos e permeáveis.

Conforme a Carta Geotécnica de Santa Maria, de Maciel Filho (1990), os poços 05 e 06 abordados neste estudo, estão localizados em áreas da formação geológica denominada Formação Botucatu, enquanto o poço 07 está localizado na formação Caturrita, Farias (2011) e Silvério da Silva e Farias (2013).

A Formação Botucatu tem um comportamento geotécnico que varia desde rocha dura e muito abrasiva, quando muito silicificada, como em locais próximo ao topo e junto a escarpas, até arenito brando e mesmo areia com pouca coesão, quando alterada. Encontram-se também nessas duas microbacias as unidades geológicas aflorantes da Formação Caturrita, os Basaltos, Diabásio, Riólitos da Formação Serra Geral, e Solos Coluvionares, (MACIEL FILHO, 1990).

A Formação Caturrita está constituída por camadas de arenitos finos a médios, de cor rosa a cinza claro, de composição essencialmente quartzosa e matriz argilosa, contendo em algumas partes considerável teor de feldspato, intercaladas frequentemente por camadas e lentes de siltitos de espessura menor e cor avermelhada. O arenito basal geralmente é mais grosseiro e menos argiloso. A CPRM (2008) considera a Formação Caturrita como sendo constituída por arenito, interdigitados por conglomerado siltito arenoso-argiloso e folhelho, contendo tetrápodes fósseis e troncos de coníferas, de ambiente continental, além de depósitos fluviais e deltas lacustres.

A Formação Serra Geral, por sua vez, é constituída por duas sequências vulcânicas, uma básica e outra ácida (MACIEL FILHO, 1990). A sequência superior é formada por rochas vulcânicas ácidas, enquanto que a inferior caracteriza-se por apresentar rochas vulcânicas básicas (FERREIRA et al., 2009). A sequência inferior tem uma constituição que varia, de fato, de basalto a andesito, Sartori (2008).

A unidade geológica Formação Serra Geral encontra-se no mapa hidrogeológico da CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (1994), subdividida entre os derrames ácidos, compostos por riólitos e riodácitos com disjunção tabular, e os derrames básicos, compostos por basaltos e andesitos toleíticos, que formam aquíferos locais restritos às zonas fraturadas e contatos interderrames.

Na área de estudo, ao sul do município de Itaára, na porção mais elevada, na microbacia Rancho do Amaral, ocorrem derrames da Formação Serra Geral. Ainda podem ser encontrados corpos arenosos interderrames, os quais facilitam a formação de quedas de água abruptas, como as cachoeiras Véu de Noiva e Cascata do Sapo, drenadas pelo rio Vacacaí-Mirim.

Nas porções com menores cotas altimétricas (onde se encontra o poço de monitoramento 07), o substrato rochoso é composto por rochas sedimentares, principalmente arenitos argilosos da Formação Caturrita, que integram a ZA/SAG, situadas em planície aluvial, enquanto os poços 05 e 06 penetram a formação Botucatu, portanto, as três captações penetram a ZA/SAG, (OEA/PEA/2009).

A área do estudo está dividida em quatro classes: Serra Geral superior, Serra Geral inferior, Formação Botucatu e Formação Caturrita. Na Figura 9, extraída de Ferreira et al. (2009), apresenta-se o caráter geotécnico das microbacias estudadas, descritas por Maciel Filho (1990).

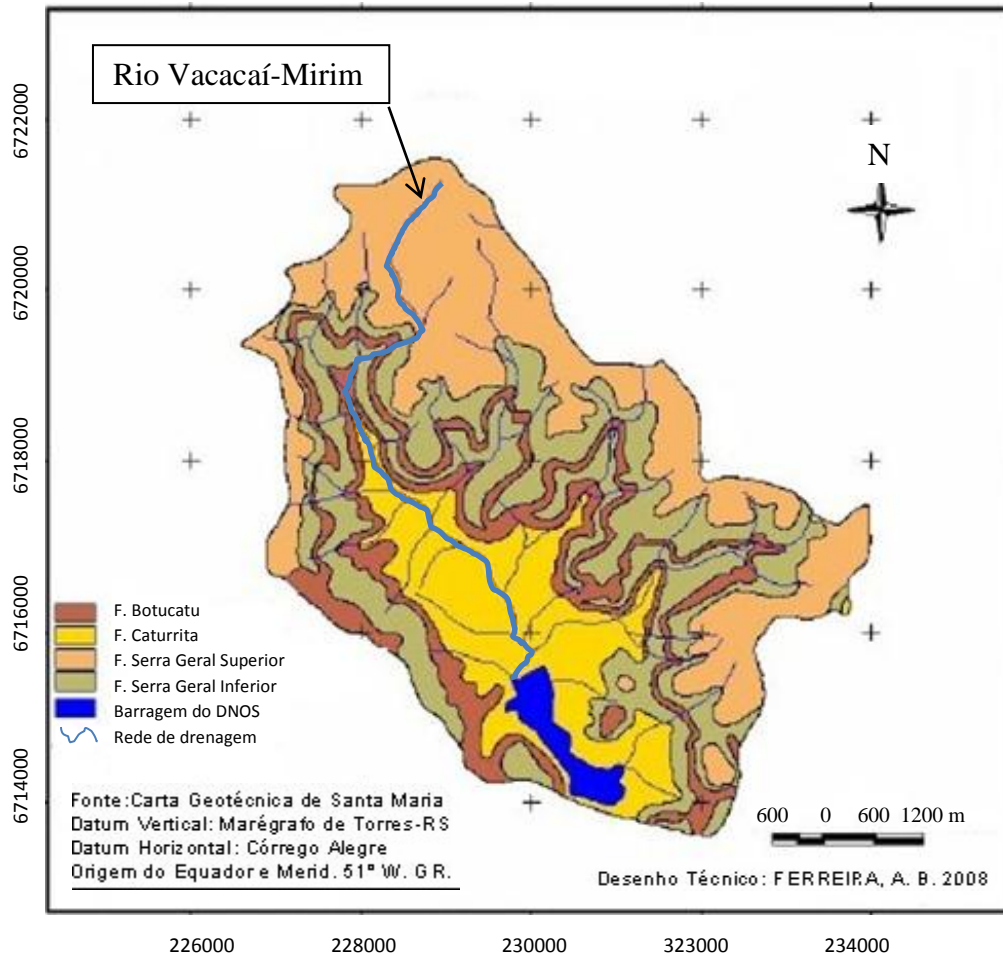


Figura 9 - Carta geotécnica da região de estudo. Coordenadas UTM (m). Adaptado de Ferreira et al., (2009).

3.6 Classificação geomorfológica das microbacias

Em relação à paisagem da área do estudo, considerou-se a classificação do relevo brasileiro proposta por Ross (1990) que estabelece a área situada em zona de transição entre os Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná e a Depressão Central Sulriograndense. Neste trabalho utilizou-se a compartimentação geomorfológica proposta por Ferreira et al., (2009) para a área do estudo, ilustrada na Figura 10.

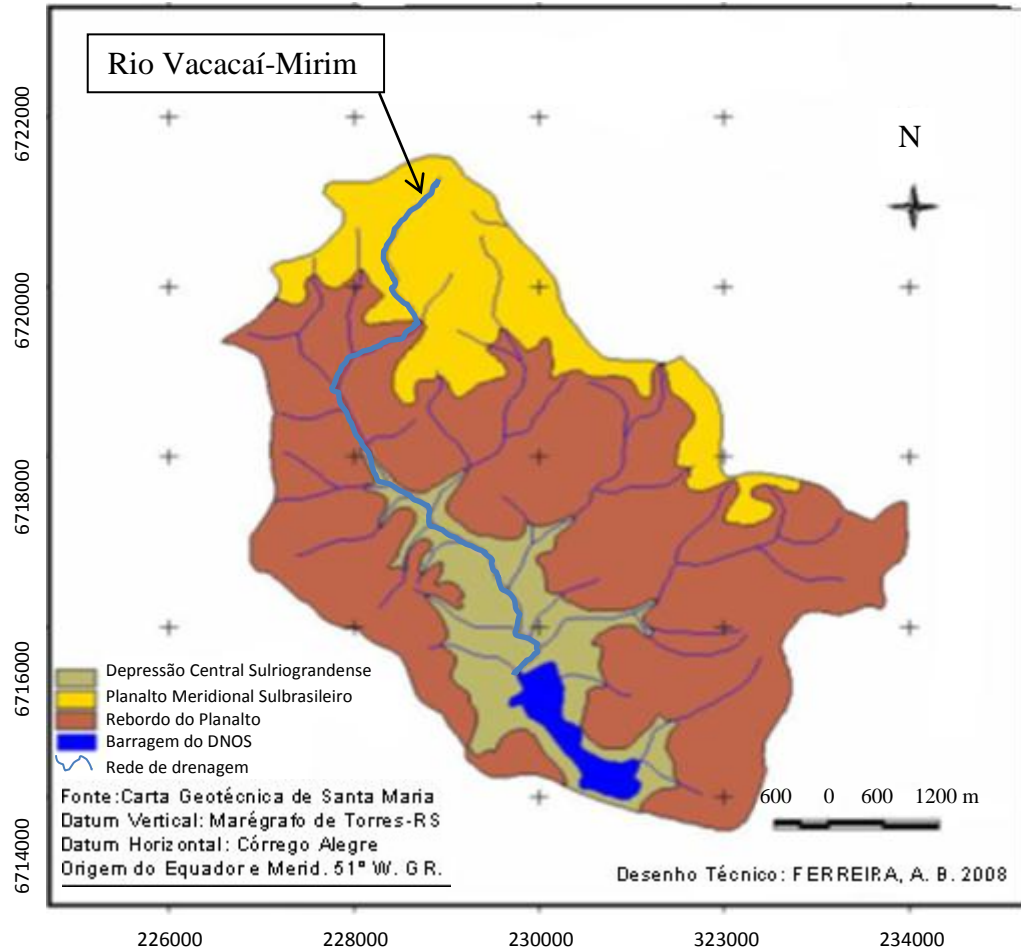


Figura 10 - Geomorfologia da área de estudo. Coordenadas UTM (m).
Adaptado Ferreira et al., (2009).

A área de estudo engloba três compartimentos: a Depressão Central Sulriograndense; o Planalto Meridional Sulbrasileiro; e o Rebordo do Planalto. As cotas altimétricas variam em cerca de 100 m na Depressão Central Sulriograndense, em torno de 200 m no Rebordo do Planalto, e em torno de 300 m no Planalto Meridional Sulbrasileiro.

A Depressão Central Sulriograndense é constituída por pacotes de rochas sedimentares, constituídas por depósitos de cascalhos, areias, siltes e argilas. O Rebordo do Planalto é constituído por transição de rocha sedimentar porosa para rocha vulcânica maciça ou vesículas, e depósitos de tálus. O Planalto Meridional Sulbrasileiro é constituído por derrames de rochas básicas e seus solos, e/ou produtos de alteração, chamados regolitos, (blocos, matacões, areia, silte e argila).

3.7 Comportamento hidrológico das unidades geológicas, nas microbacias em estudo

Segundo Maciel Filho (1990) a Formação Serra Geral, composta por rochas vulcânicas, tem porosidade fissural, onde a água pode translocar-se com relativa facilidade. Porém possui pouca capacidade de armazenamento, que fica limitada ao espaço fraturado entre os blocos de rocha. Esta em si não armazena água. A Formação Serra Geral tem sua condição hidrológica de aquíferos cristalinos fissurais apenas nas zonas fraturadas e de contato interderrames. Nas zonas de diaclasamento sub-horizontal formam-se fontes naturais de água a partir das encostas (SARTORI, 2009). O comportamento hidrológico do Arenito Botucatu, de acordo com Maciel Filho (1990) foi descrito como tendo uma alta permeabilidade, bem como seus solos residuais. A alimentação se processa por infiltração através dos solos na área de exposição desta unidade (ZA/SAG). Há ainda uma recarga indireta por drenância descendente a partir dos basaltos do Sistema Aquífero Serra Geral. A CPRM (1994) estabeleceu que a Formação Botucatu apresenta muito alta a média favorabilidade hidrogeológica. A Formação Botucatu apresenta-se com condição hidrológica bastante permeável, contudo tem sua alimentação e armazenamento de água subterrânea dificultados pelo posicionamento topoestrutural na região de Santa Maria-RS (SARTORI, 2009). A Formação Caturrita, por sua vez, é complexa, ora formando aquíferos, ora formando camadas semipermeáveis e/ou impermeáveis, Maciel Filho (1990). Grande parte dessa formação possui apreciável quantidade de silte e argila expansiva que lhe diminui a permeabilidade. Ainda deve-se citar os depósitos de tálus, formados nas encostas, em terrenos acidentados, que apresentam uma matriz arenosa, contendo materiais de dimensões variadas, desde: matacões, blocos, seixos e grânulos. Apresentam espessuras inferiores a 10 metros e ocupam posições distintas nas encostas ou no leito superior e médio do rio Vacacaí-Mirim, (Figura 11).

Estes depósitos apresentam uma matriz arenosa contendo materiais de dimensões variadas, desde matacões, blocos, seixos e grânulos. Apresentam espessuras inferiores a 10 metros, e ocupam porções distintas nas encostas ou no leito superior e médio do rio Vacacaí-Mirim. Informa-se que existem duas captações por poços tubulares num raio de 500 m próximos aos três poços estudados, podendo haver alguma interferência nos níveis de água subterrânea registrados: uma captação próxima do poço 05, e outra próxima do poço 06.



Figura 11 - (A) Depósitos de tálus em encosta da paisagem, drenados pelo rio. Foto de 25/09/2012. (B) Rio Vacacaí-Mirim, leito seco no mês de janeiro, (FARIAS, 2011).

3.8 Usos do solo nas microbacias

A Tabela 6 apresenta os usos e ocupação dos solos na área de estudo, onde as culturas anuais representam pequenos plantios de milho, feijão, aipim e hortifrutigranjeiros.

Verifica-se que a floresta tem predominância nas duas microbacias, seguido por campo de pastagem, eucaliptos, culturas anuais (milho, aipim, feijão), e pequenos reservatórios de água superficial para dessedentação de animais. Nas duas microbacias em estudo, somando-se as áreas de floresta e campo de pastagem, ter-se-á mais de 87% com predominância desses dois usos, o que caracteriza as mesmas como áreas perturbadas antropicamente.

O campo de pastagem é explorado principalmente por bovinocultura de corte e de leite em pequenas propriedades. Também se constata a criação de ovelhas, cavalos e alguns suínos.

Tabela 6 - Distribuição do uso e ocupação do solo nas microbacias estudadas.
Adaptado de Figueiredo Pereira (2010).

	Rancho do Amaral		Rincão do Soturno	
	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%
Floresta	2,12	47,62	6,56	54,76
Campo de pastagem	1,75	39,38	4,67	38,98
Eucaliptos	0,36	8,15	0,46	3,84
Culturas Anuais	0,16	3,64	0,21	1,74
Pequenos reservatórios	0,05	1,21	0,088	0,73
Total	4,45	100	11,98	100

A Figura 12 apresenta o mapa de uso e ocupação do solo nas microbacias do Rancho do Amaral e Rincão do Soturno.

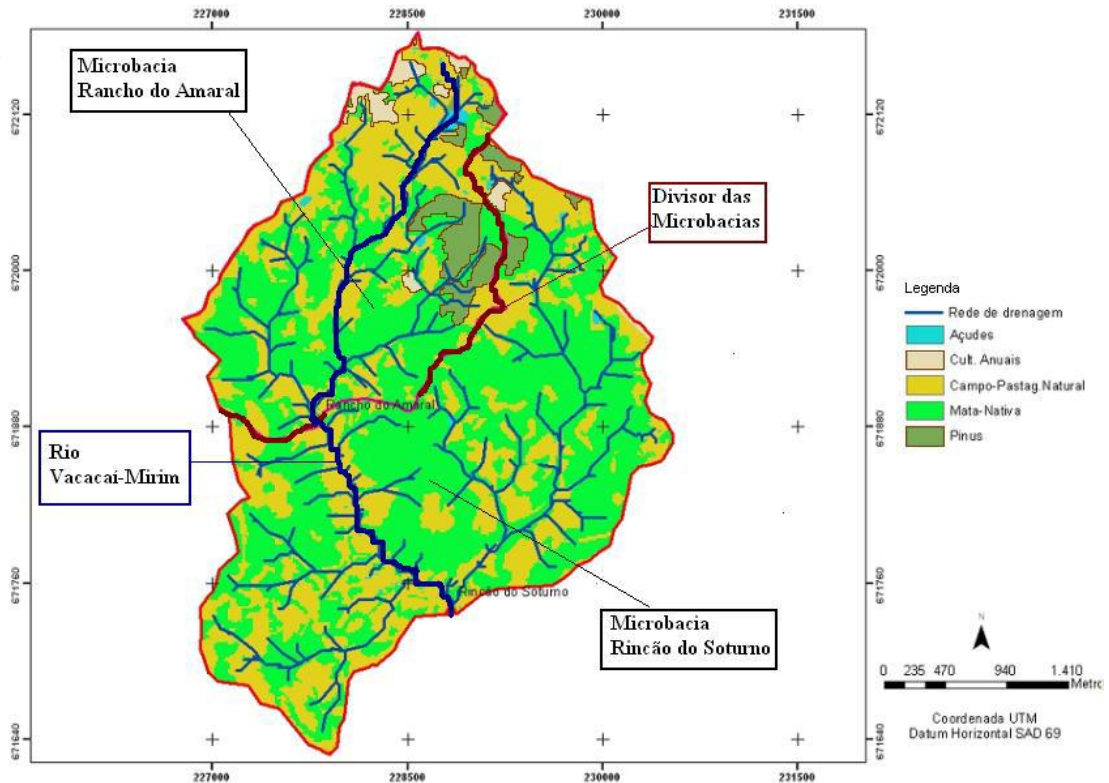


Figura 12 – Mapa de uso e ocupação do solo nas microbacias do Rancho do Amaral e Rincão do Soturno. Adaptado de Figueiredo Pereira (2010).

O Topo e o Rebordo do Planalto Meridional Brasileiro determinam formas diferenciadas de usos e ocupação dos solos, por serem topograficamente diferentes. No Topo do Planalto Meridional Brasileiro, onde localiza-se o município de Itaára, as propriedades rurais são maiores, os solos são mais profundos, predominando a produção de milho, soja, forragens e o pastoreio. Já no Rebordo do Planalto, no município de Santa Maria, são exploradas as culturas típicas de pequenas propriedades rurais e de subsistência, as quais se adaptam aos locais de relevos íngremes, localmente pedregosos (depósito de tálus), como hortifrutigranjeiros, feijão e milho, entre outros (MARION, 2007), devido a transição dos solos oriundos de basaltos para os arenitos (DALMOLIN et al., 2009).

3.9 Características da cobertura vegetal das microbacias

A microbacia Rancho do Amaral está localizada em uma área de campo de pastagem, onde predomina a gramínea conhecida como Grama-Forquilha (*Paspalum notatum*), a qual se apresenta em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e com altura uniforme em torno de 0,08 a 0,10 m (FELTRIN, 2009). Além de proteger o solo da erosão, serve de alimento aos animais.

Verifica-se também na área do estudo a ocorrência de mata remanescente, nativa e característica do Bioma Mata Atlântica. Ocorrem também pastagens implantadas, onde outrora foi ocupada com a mata. Encontram-se áreas cultivadas principalmente com culturas anuais, milho, e de subsistência. Constata-se também o cultivo de plantas exóticas como o “*Eucalyptus sp e Pinus sp*”.

As microbacias Rancho do Amaral e Rincão do Soturno, em virtude de sua localização (transição entre o Planalto, o Rebordo e a Depressão Central), vêm sendo ocupadas em sua maior parte pela floresta sub-caducifólia subtropical, a qual é constituída por dois estratos arbóreos distintos. O estrato emergente apresenta árvores leguminosas caducifólias, dentre as quais se destacam a Grápia (*Apuleia leiocarpae*), o Angico Vermelho (*Anadenanthera Colubrina*) (FIGUEIREDO PEREIRA, 2010). Ainda ocorrem a Timbaúva (*Enterolobium contortisiliquum*), o Cedro (*Cedrela fissilis*) e o Açoita cavalo (*Luehea divaricata*) (MARCHIORI, 2009). As margens dos cursos de água são protegidas por arbustos e arvoretas comumente conhecidos como Sarandis: Sarandi-mole (*Cephalantus glabratus*), Sarandi-vermelho (*Phyllanthus sellowianus*) e Sarandi mata-olho (*pouteria salicifolia*), e os Amarilhos (*Terminalia australis*) e Branquilhos (*Sebastiania schottiana*) (MARCHIORI, 2009). Os campos estão em transição entre os campos grossos do Planalto e os campos finos da fronteira Uruguai/Argentina. Em locais úmidos predomina o capim-caninha (*Andropogon lateralis*), e nos locais secos a Barba de Bode (*Aristida jubata*), ocorrendo também a Grama-Forquilha (*Paspalum notatum*) (MARCHIORI, 2009).

3.10 Equipamentos registradores utilizados e suas instalações

Para realização deste trabalho foram instaladas sondas registradoras automáticas de nível da água nos poços 05 e 07 (tipo transdutores de pressão), também conhecidas como *Levelogger*, (Figura 13B), e um medidor de pressão atmosférica (*Barologger*), instalado

inicialmente junto ao poço 05, (Figura 13C). As sondas tipo *Levelogger* ficam submersas nos poços, suspensas através de um fino cabo de aço flexível, em profundidade fixa. O poço 05 tem uma profundidade de 31 metros, e a sonda foi instalada em 17 metros. Já o poço 07 tem 15 metros de profundidade, e a sonda foi instalada em 10 metros. Estes equipamentos são fabricados pela empresa canadense *SOLINST*, que também fornece o aplicativo correspondente para o processamento de dados. Os registradores possuem as seguintes características: são unidades seladas de registro e funcionamento contínuo, que possuem uma bateria interna com durabilidade de 10 anos. A sonda *Levelogger* foi projetada para operar abaixo de uma coluna de água, de no máximo, 10 metros. O modelo utilizado nesse estudo também possui um sensor para medir a temperatura da água subterrânea. (Sonda com três pinos, Figura 13D).

Os equipamentos foram configurados para realizar leituras de hora em hora, e para transferir todos os dados armazenados em sua memória de uma só vez, quando conectados a um computador via interface USB, (Figura 13A). De acordo com orientações do fabricante, pode-se utilizar um único equipamento *Barologger* num raio de até 50 km. O poço 06, por não possuir sonda instalada, teve o seu N.E. monitorado através de medições realizadas com freatímetro manual. Figura 15A.

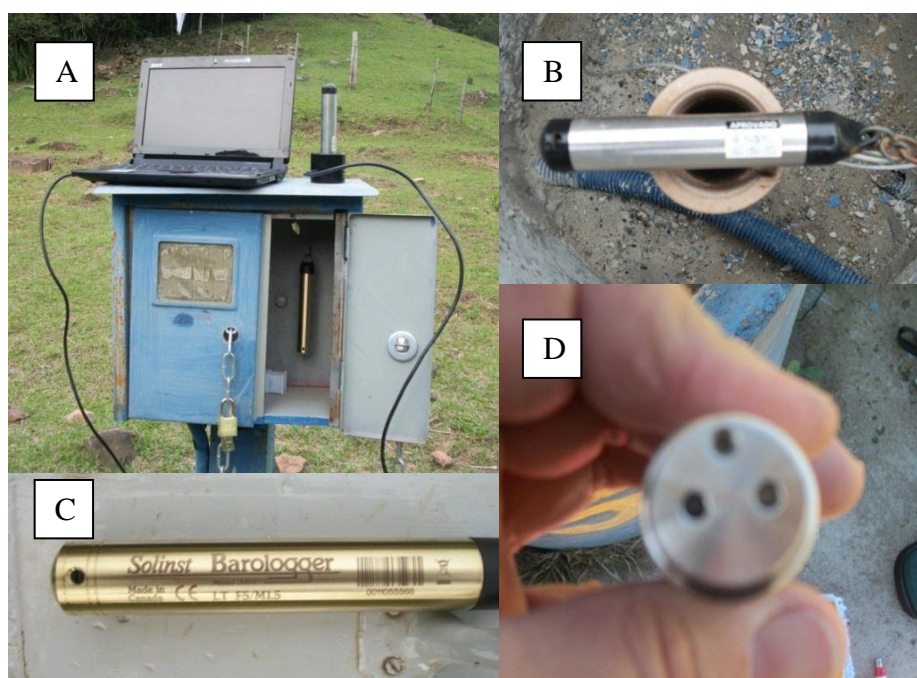


Figura 13 – Detalhes dos registradores automáticos instalados junto aos poços 05 e 07. (A) Transferência de dados; (B) *Levelogger*; (C) *Barologger*; (D) Conexões.

Na Figura 14 apresenta-se a tela de operação do aplicativo utilizado para processar os dados registrados de hora em hora, num período de 12 meses. (um ano hidrológico de duração da pesquisa).

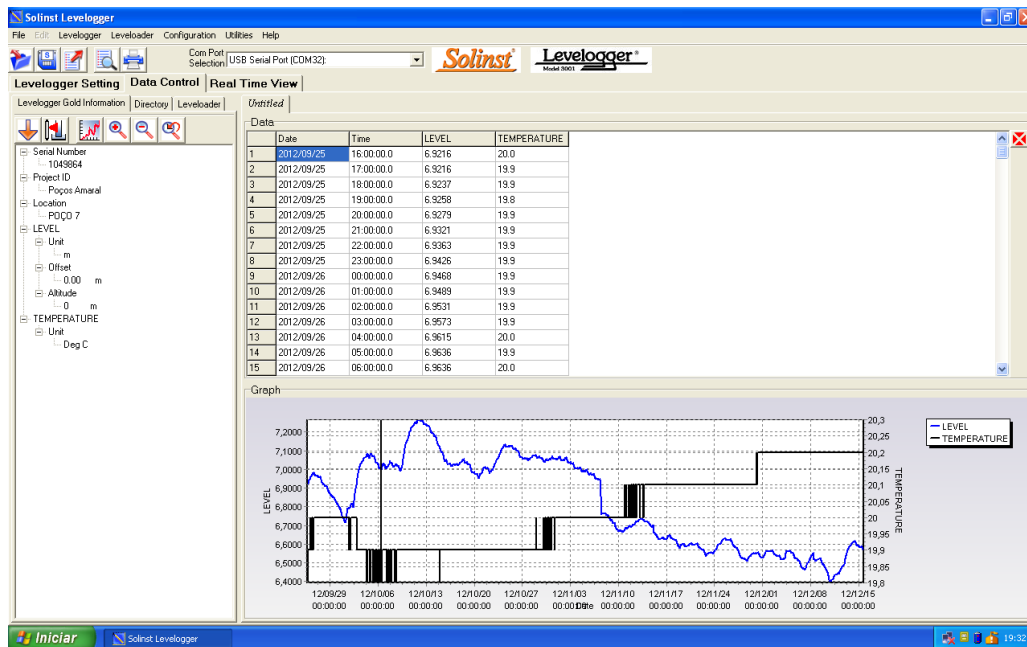


Figura 14 – Interface do aplicativo fornecido pelo fabricante das sondas de monitoramento.

Para a medição da CE e da temperatura, utilizou-se um freatímetro sonoro modelo TLC *Solinst*, que é capaz de medir simultaneamente a temperatura (T), o nível (L), e a condutividade elétrica da água (C). Este equipamento possui uma trena de medição de 100 metros de comprimento, com marcações a cada centímetro, e é alimentado por uma bateria de 9 Volts. Regularmente foram realizadas aferições no freatímetro, com solução padrão de CE conhecida, em comparação com um equipamento manual HANNA HI93000. Todas as medições e registros realizadas a cada 15 dias em média, foram executados pelo autor da pesquisa, com a participação de alunos bolsistas do LabHidroGeo e do grupo de pesquisas GHIDROS-UFSM.

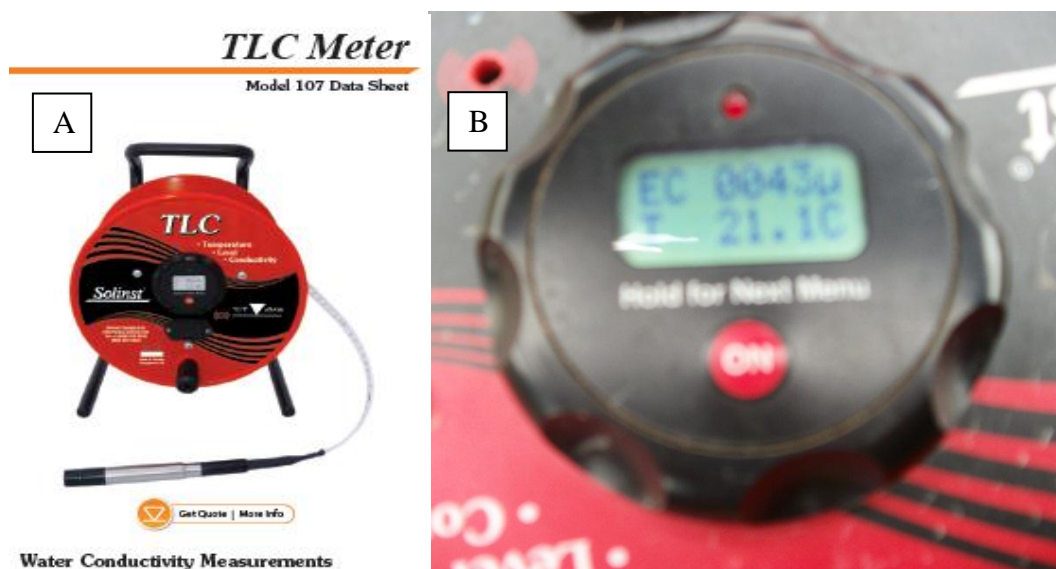


Figura 15 – (A) Freatímetro sonoro modelo TLC; (B) *Display* do TLC, (EC = Electrical Conduivity; T = temperature)

Os dados de precipitação pluviométrica foram registrados por um pluviógrafo de caçamba com dispositivo automático para recarga de bateria, alimentado por energia solar (Figura 16). Este pluviógrafo é de propriedade da UFSM, e está instalado próximo ao poço 05. Está configurado para registrar eventos de precipitação pluviométrica de 5 em 5 minutos, e é operado e mantido em funcionamento pelo grupo de pesquisa GHIDROS-UFSM. Os dados de precipitação são armazenados eletronicamente e processados por *software BDGHidros*, desenvolvido no próprio grupo de pesquisa.



Figura 16 - Pluviógrafo localizado na microbacia Rancho do Amaral, próximo ao poço 05. Estação GHIDROS-UFSM.

3.11 Coleta de dados e procedimentos adotados

As visitas aos poços de monitoramento foram realizadas em média a cada 15 dias, para medição dos parâmetros monitorados com o freatímetro (CE, N. E. e temperatura da água e do ambiente). Foram realizadas 24 (vinte e quatro) campanhas de medições “in situ”, que tiveram seu início no dia 05 de setembro de 2012, para o monitoramento de um ano hidrológico, (período de 12 meses). A visita de número 24 aos poços de monitoramento foi realizada em 18 de outubro de 2013, totalizando 409 dias de monitoramento por freatímetro. A cada medição com freatímetro foram feitas leituras de temperatura e condutividade elétrica da água subterrânea, em toda a coluna de água, de metro em metro, nos três poços monitorados. O modelo de planilha de campo é apresentado no Apêndice 1. A partir da segunda leitura de dados de campo (realizada em 06 de outubro de 2012), iniciaram-se também as medidas da temperatura ambiente no local. Devido à influências de insolação diária, buscou-se realizar as medidas sempre em horários da manhã, iniciando-se no poço 05, depois no poço 06, e por último no poço 07. As estações climáticas foram aqui separadas conforme Tabela 7, considerando que no sul do país as mesmas são bastante variáveis anualmente, e poderiam gerar influências diárias nos parâmetros avaliados.

Tabela 7 - Datas correspondentes às estações climáticas do ano.

Fonte: <http://www.inmet.gov.br>

Estação	Verão	Outono	Inverno	Primavera
Início	21/Dezembro	20/Março	21/Junho	22/Setembro
Final	20/Março	21/Junho	22/Setembro	21/Dezembro

Os dados registrados automaticamente pelas sondas foram exportados para o formato de planilha eletrônica do *Microsoft Excel*. Com base nos dados organizados, foi calculado o nível estático (N.E. - distância da superfície da “boca” do poço até o nível do lençol freático), através da Equação 4. Na Figura 17 ilustra-se o método utilizado para o cálculo. Logo, ao graficar-se os valores calculados de N.E. em função do tempo, obteve-se a flutuação do lençol freático no período monitorado.

$$\text{N.E.} = H_s - (P_{\text{level}} - P_{\text{baro}}) \quad (\text{Equação 4})$$

Em que:

N.E.= Nível Estático ou nível da água em aquífero livre (em metros);

H_s = Profundidade da sonda (em metros);

P_{level} = Leitura automática do *Levellogger*;

P_{baro} = Leitura automática do *Barologger*.

As medições de N.E. com freatímetro manual tem fundamental importância, porque são utilizadas para calibrar os dados registrados automaticamente pelas sondas, na medida em que se corrige na equação 4, eventuais diferenças entre os dados calculados e os dados medidos com freatímetro.

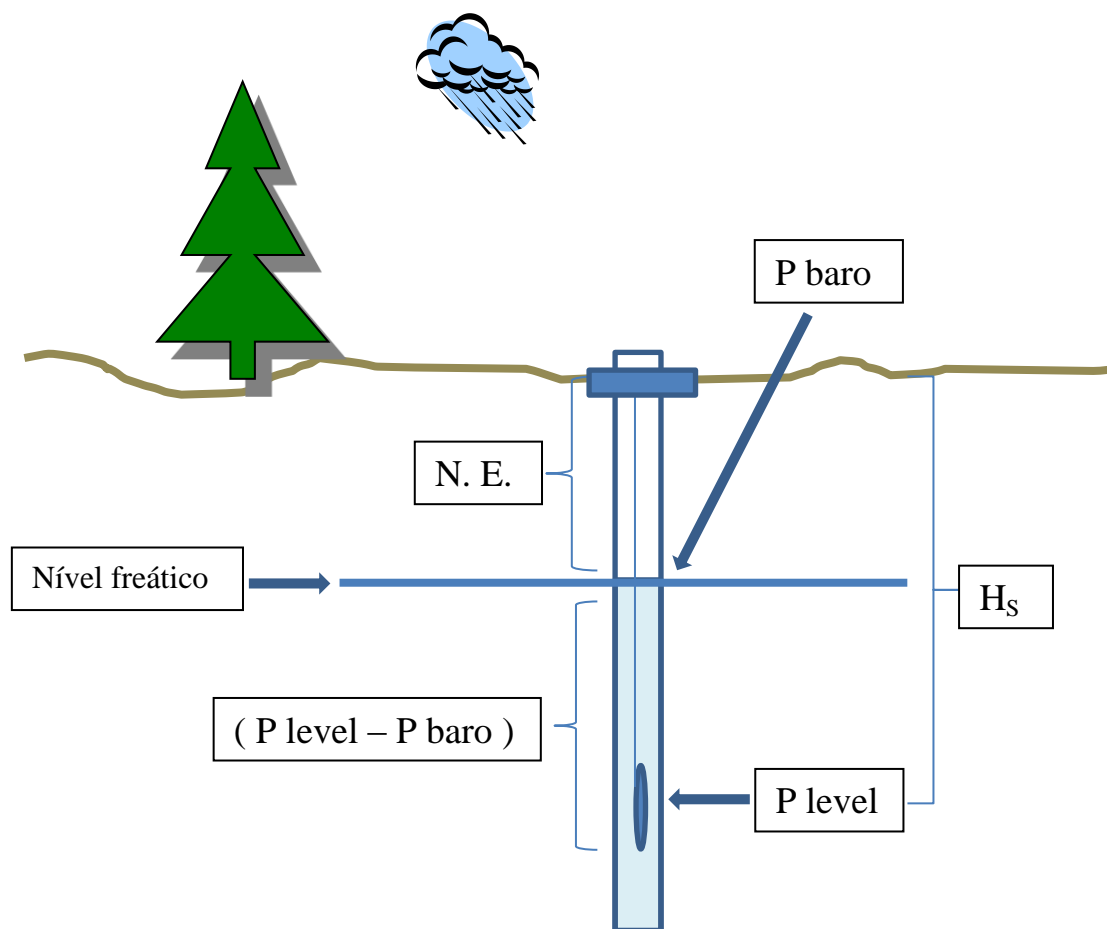


Figura 17 – Representação do método para o cálculo do N.E. (m), em função dos dados de sonda. Fonte: O autor

No dia 05 de setembro de 2012 foi realizada a primeira campanha de medição nos poços monitorados, com uso do freatímetro TLC. No poço 05 obteve-se uma leitura do nível estático de 12,97 m, às 14 hs. Com os dados de sonda formatados, apresentados na Tabela 8, efetuou-se o cálculo do N.E. conforme a equação 4, com a finalidade de calibração dos equipamentos, e desta maneira verificar a precisão dos dados registrados automaticamente.

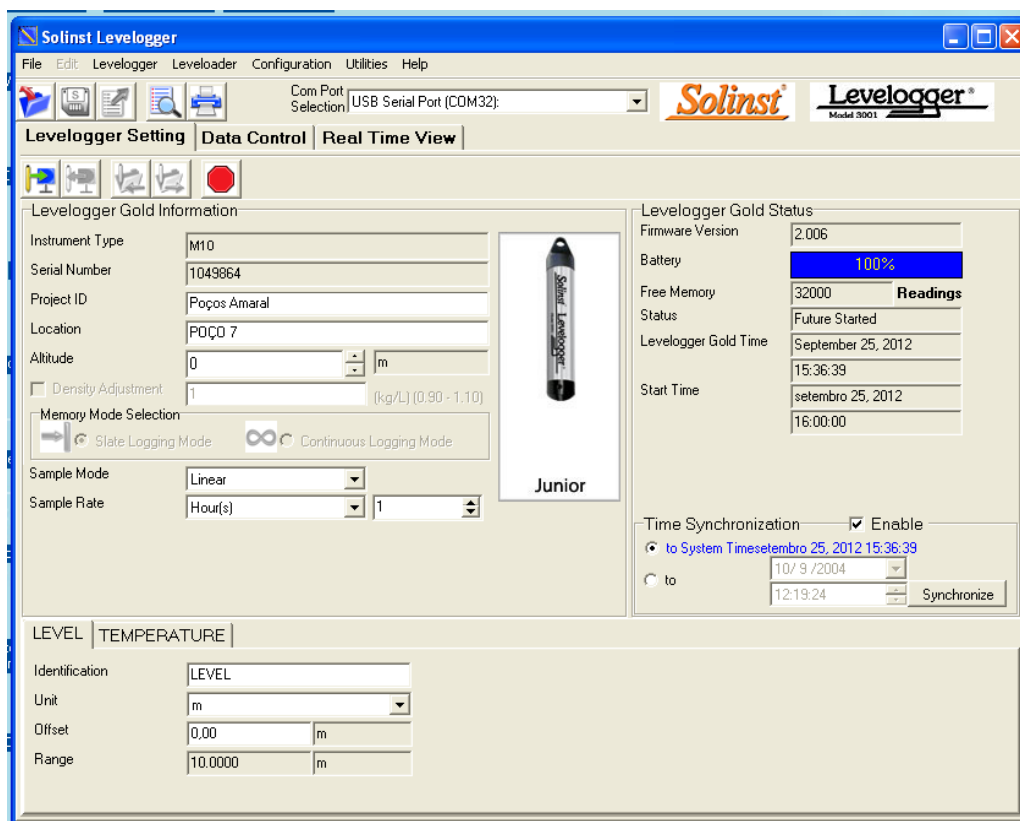


Figura 18 – Módulo de configuração do *Levelogger* no computador.

Tabela 8 – Exemplo de dados de sonda exportados para o aplicativo *Microsoft Excel*.

	Data	Hora do registro	Pressão ¹ (m.c.a.)	Temperatura (°C)
<i>Barologger</i>	09/09/2012	14:00:00	8933	17,8
<i>Levelogger</i> (Poço 05)	09/09/2012	14:00:00	49420	19.8

Após terem sido calculados os valores do nível estático, a partir dos registros automáticos das sondas, durante um ano hidrológico, graficou-se a flutuação do N.E., necessário para a estimativa da recarga direta nos poços 05 e 07, através da utilização do método *WTF*. Na aplicação do método, utilizou-se a extrapolação das curvas de recessão, através da utilização do aplicativo *Microsoft Excel*. Para comparação, foram considerados os

¹ Pressões atmosféricas registradas pelas sondas *Barologger* e *Levelogger* em unidades (metro-coluna de água).

mesmos valores de rendimento específico utilizados por FARIAS (2011), a partir dos parâmetros da camada saturada do solo (rocha sedimentar), junto aos poços monitorados por sonda, conforme a Tabela 9, a fim de discutir e confirmar a aplicabilidade desse método.

Tabela 9 – Rendimento específico adotado para os poços estudados, baseado em observações de Johnson (1967), apud Healy e Cook (2002), adotado por Farias (2011).

POÇO	Fração Granulométrica (Partículas)					Rendimento Específico adotado (S_Y) (%)	Formação Geológica	
	AREIA (%)			SILTE (%)	ARGILA (%)			TOTAL (%)
	Grossa	Média	Fina					
05	0,03	11,60	84,12	1,53	2,72	100,00	0,10	Botucatu
07	59,23	32,80	3,50	3,48	6,99	100,00	0,16	Caturrita
(*)	0,20	0,15	0,10	0,03	0,02			

(*) Índice JOHNSON considerado para (S_Y) em função da granulometria do meio poroso.

Salienta-se que essa variabilidade nos constituintes das formações geológicas penetradas nos poços estudados é devida às variações do meio deposicional sedimentar (Paleoambiente). A Formação Botucatu tem paleoambiente deposicional eólico, e apresenta um baixo conteúdo da fração argila no poço 05. Já no poço 07, que penetra a Formação Caturrita, (Tabela 9), é de paleoambiente aquoso, formada por paleocanais fluviais, CPRM (1994 e 2008). Essas diferenças na quantidade das frações predominantes na matriz (porcentagem de areia, silte e argila), afetam tanto a porosidade (Tabela 1) quanto a permeabilidade, bem como o rendimento específico da captação. Por isso os rendimentos específicos adotados na pesquisa foram diferentes.

Verificou-se também o comportamento da flutuação dos níveis de água subterrânea em resposta aos eventos de precipitação pluviométrica anual, com base nos valores de N.E. registrados por sonda. Por outro lado, para o poço 06, o que não possuía sonda instalada, verificou-se a flutuação dos níveis de água subterrânea, em resposta a precipitação semanal acumulada, com base nos últimos sete dias anteriores ao dia da visita.

3.12 Tratamento estatístico dos dados

Os dados em princípio, foram analisados no campo da estatística descritiva através do uso do aplicativo *Microsoft Excel*, apresentando-se gráficos de valores máximos, mínimos, e de média das variáveis monitoradas (precipitação pluviométrica, nível da água subterrânea, condutividade elétrica e temperatura) da água subterrânea.

Para confirmar a variabilidade dos valores da Condutividade Elétrica nos poços pesquisados, determinada por análise gráfica, também se faz necessário uma análise numérica. Para tanto se optou pela aplicação do Coeficiente de Correlação por Postos de Spearman (r_s), (CCPS), (SIEGEL 1975). Este coeficiente é uma medida de associação que exige que ambas as variáveis se apresentem em uma escala de mensuração pelo menos ordinal, de modo que os objetos ou indivíduos em estudo possam dispor-se por postos em duas séries ordenadas. É um método não paramétrico que essencialmente tudo o que faz é calcular o coeficiente de correlação de Pearson nos postos. O coeficiente é calculado pela Equação 5:

$$r_s = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^N di^2}{N^3 - N} \quad \text{Equação (5)}$$

Em que:

N = Número de indivíduos

di = Diferença entre os escores atribuídos às variáveis X e Y ordenadas em postos,
(conforme o método estatístico do cálculo do CCPS)

Na prova de significância do índice (r_s), busca-se rejeitar uma hipótese inicialmente estabelecida, também conhecida como “hipótese de nulidade” (H_0), com base na Tabela P de valores críticos de Siegel. (A Tabela é apresentada no Apêndice 4).

Assim, analisou-se a correlação dos valores médios de CE entre os poços 05 e 06, e também a correlação dos valores de Condutividade Elétrica entre dois distintos períodos climáticos de um ano hidrológico para o poço 07, buscando-se encontrar efeitos sazonais, com base em medidas realizadas em toda a coluna de água, (CARMO e SILVÉRIO DA SILVA, 2013).

4 APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 O registro da precipitação pluviométrica

Considerando-se os registros pluviométricos durante o período de monitoramento, ocorreu uma precipitação total de 1.887 mm. Esse valor foi superior ao valor médio anual registrado na série histórica de 1912-2004, de Heldwein et al. (2009), que foi de 1.712,4 mm, e também superior ao valor médio registrado pela CPRM (1994) para a Folha topográfica de Santa Maria, que apresenta um valor de 1.769 mm.

Na Tabela 10 e na Figura 19 apresentam-se as precipitações mensais acumuladas ocorridas no período de estudo. Houve precipitação em todo o período avaliado, sem ocorrência de estiagens, o que contribuiu para a infiltração e a recarga subterrânea. Pode-se dizer que houve maior precipitação na primavera (754 mm), seguido do verão (401 mm), outono (370 mm), e menor no inverno (362 mm).

Tabela 10 – Precipitação pluviométrica mensal acumulada no período de monitoramento.

Ano	Mês	P.P.m.a. (mm)	Estação climática
2012	Outubro	331	Primavera
	Novembro	65	Primavera
	Dezembro	358	Primavera
2013	Janeiro	62	Verão
	Fevereiro	144	Verão
	Março	195	Verão
	Abril	187	Outono
	Maio	99	Outono
	Junho	84	Outono
	Julho	132	Inverno
	Agosto	190	Inverno
	Setembro	40	Inverno
Máxima		358	
Mínima		40	
Total		1.887 mm	

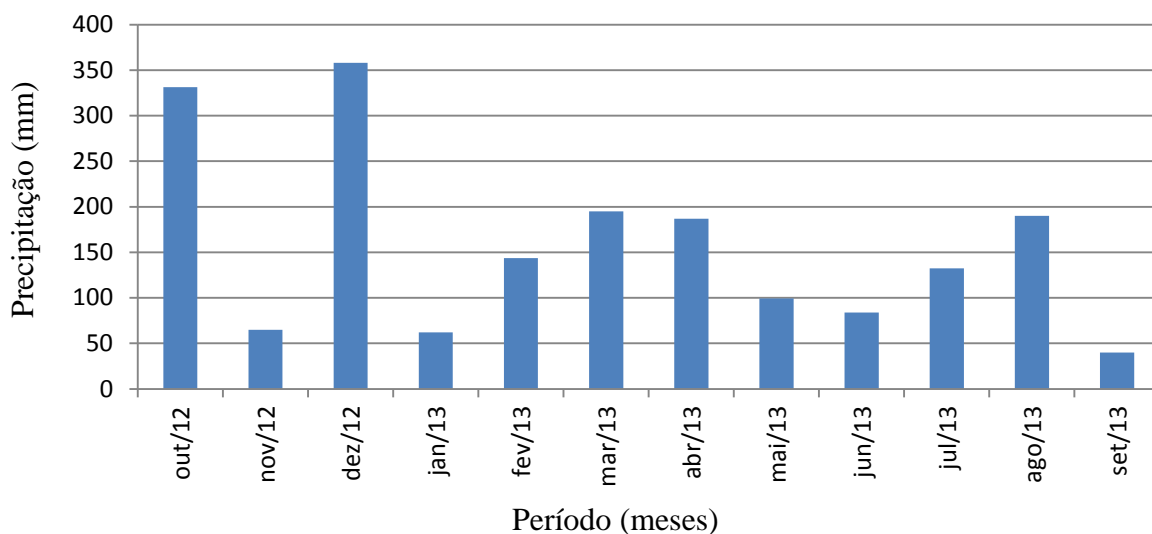


Figura 19 - Precipitação pluviométrica mensal acumulada no período de monitoramento na área do estudo (P.P.m.a.). Fonte: GHIDROS-UFSM.

4.2 Monitoramento do nível freático do aquífero

Na Figura 20 apresenta-se a flutuação do nível freático dos poços 05 e 07 com a precipitação pluviométrica ocorrida no período de monitoramento. As curvas do gráfico foram construídas a partir de médias diárias de nível estático, registradas por sonda, e de dados diários de precipitação pluviométrica.

O poço 05, de maior profundidade, localizado em altitude maior na paisagem, na zona de transição entre os arenitos da Formação Caturrita e a Formação Serra Geral, apresentou uma variação maior de nível estático em resposta a eventos de precipitação, enquanto o poço 07, que está localizado em local de menor altitude do terreno, e possui menor profundidade, apresentou pouca variação do nível freático. Destaca-se também que o poço 07 está localizado em planície aluvial de campo nativo, e próximo a ele ocorrem afloramentos, onde a água subterrânea verte continuamente no leito da estrada, recebendo contribuições laterais de outras encostas, mantendo-se saturado em quase todo o período avaliado.

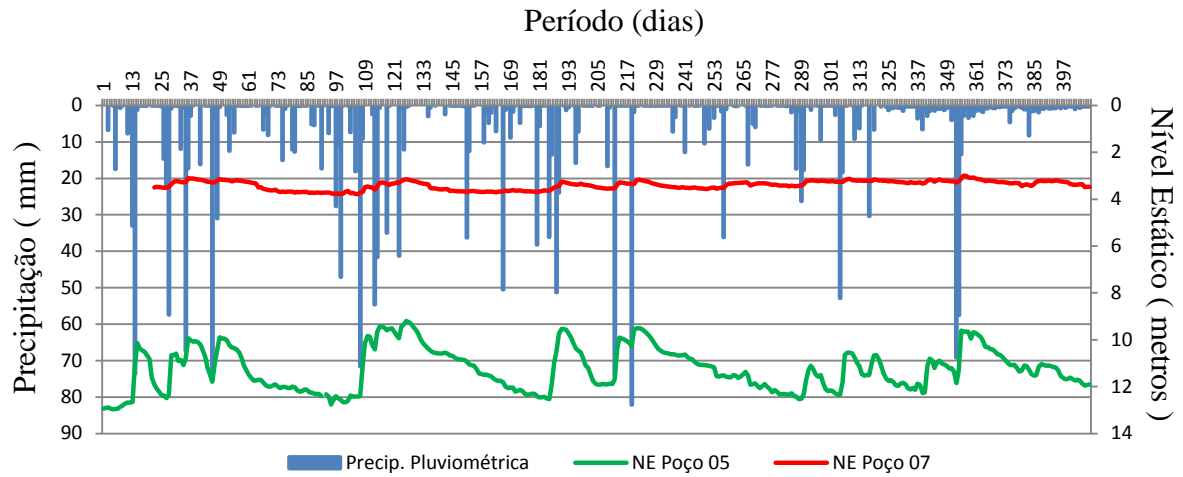


Figura 20 – Flutuação do nível freático dos poços monitorados por sonda e a precipitação pluviométrica.

Na Tabela 11 apresentam-se os valores das 24 medições de N. E. realizadas com o freatímetro manual no poço 06, em comparação à precipitação pluviométrica acumulada, ocorrida nos últimos sete dias que antecederam as medições. Os dados dessa tabela estão representados na Figura 21.

Tabela 11 – Poço 06, medidas de N. E e a precipitação semanal acumulada.

Poço 06 - Precipitação pluviométrica semanal acumulada (*)			
Nº Visita	Data	Precipitação (mm)	N.E. (m)
1	05/09/12	0,4	6,93
2	05/10/12	96,2	6,03
3	25/10/12	109,8	5,75
4	13/11/12	17,4	6,30
5	08/12/12	25,3	6,75
6	03/01/13	35,8	6,82
7	19/01/13	3,6	6,17
8	06/02/13	49,5	6,58
9	20/02/13	68,0	6,63
10	07/03/13	44,3	6,67
11	21/03/13	25,0	5,95
12	09/04/13	74,4	6,00
13	25/04/13	0,4	6,40
14	07/05/13	13,2	6,43
15	23/05/13	39,0	6,28
16	11/06/13	0,5	6,35
17	28/06/13	11,0	6,03
18	10/07/13	74,0	5,70
19	31/07/13	4,5	5,90
20	15/08/13	16,4	5,72
21	30/08/13	149,8	5,38
22	16/09/13	8,4	5,94
23	02/10/13	7,2	5,81
24	18/10/13	3,5	6,20

(*) – Precipitação acumulada em relação aos últimos sete dias antes de cada visita.

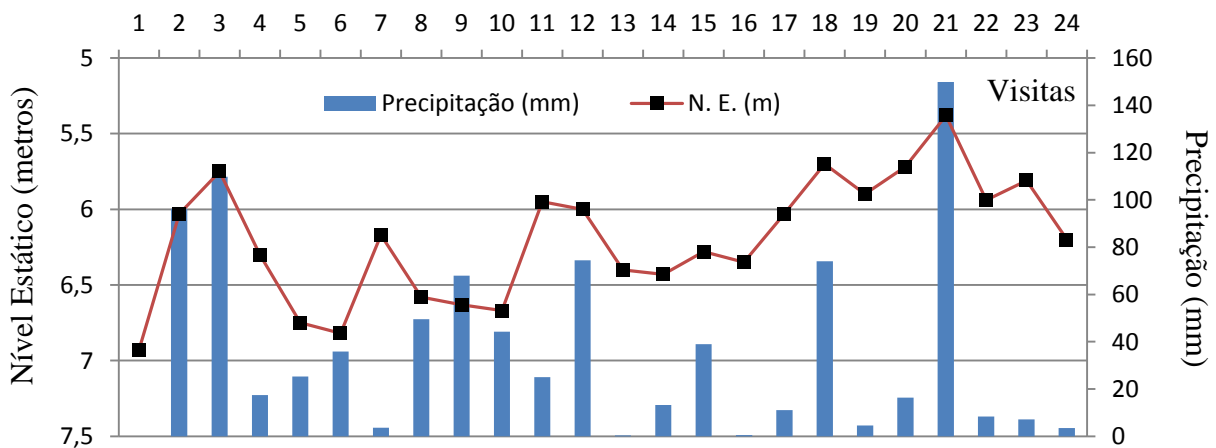


Figura 21 – Poço 06, medidas de Nível Estático e a precipitação semanal acumulada.

Na Tabela 12 apresenta-se a variabilidade do N. E. nos três poços monitorados. As diferenças de variabilidade do N. E. entre os três poços podem estar relacionadas a três fatores principais: profundidade do poço, cota altimétrica do terreno e as características geológicas do substrato no local onde o poço está localizado. Esses fatores alteram a relação de porosidade e permeabilidade da camada insaturada do solo (terreno arenoso ou areno-argiloso). Destaca-se a pequena variação de nível no poço 07 no período, o qual está localizado em local de menor altitude na paisagem, na ZA/SAG.

Tabela 12 – Variabilidade do N. E. (m) nos poços monitorados durante um ano hidrológico.

	Profundidade	Variação do Nível Estático (metros)		
		Mínimo	Máximo	Variação (m)
Poço 05	31 m	9,13	12,18	3,05
Poço 06	20 m	5,38	6,93	1,55
Poço 07	15 m	2,98	3,80	0,82

4.3 Monitoramento da Condutividade Elétrica da água subterrânea

4.3.1 Análise gráfica e numérica da variabilidade da CE nos poços pesquisados

Na Tabela 13 apresenta-se a variabilidade da condutividade elétrica média da água subterrânea nos poços monitorados, com base nas medições realizadas em toda a coluna de água. Observa-se que houve variabilidade anual nos três poços, apresentando valores distintos em relação às estações climáticas do ano. O comportamento foi semelhante entre os poços 05 e 06, e bem distinto no poço 07, na planície aluvial.

Tabela 13 - Condutividade Elétrica média da água subterrânea nos poços monitorados.

Visitas	Data	CE média ($\mu\text{S}/\text{cm}$)			Estação
		Poço 05	Poço 06	Poço 07	
1	05/09/2012	49,7	58,4	312,30	Inverno
2	05/10/2012	37,2	50,3	300,80	Primavera
3	25/10/2012	37,9	56,7	296,30	
4	13/11/2012	45,5	53,0	304,40	
5	08/12/2012	58,8	58,5	340,00	
6	03/01/2013	39,3	52,8	274,20	Verão
7	19/01/2013	40,8	54,2	295,50	
8	06/02/2013	41,4	51,6	315,30	
9	20/02/2013	47,8	49,2	334,00	
10	07/03/2013	52,5	50,2	366,50	
11	21/03/2013	41,2	49,3	278,50	Outono
12	09/04/2013	35,9	50,2	260,00	
13	25/04/2013	42,1	52,9	284,40	
14	07/05/2013	43,7	51,8	310,20	
15	23/05/2013	49,7	54,9	345,10	
16	11/06/2013	58,3	55,1	323,10	
17	28/06/2013	45,7	53,3	302,80	Inverno
18	10/07/2013	43,0	56,3	328,30	
19	31/07/2013	52,2	54,5	309,80	
20	15/08/2013	42,8	51,2	304,00	
21	30/08/2013	42,4	50,9	293,30	
22	16/09/2013	46,2	55,2	291,20	
23	02/10/2013	47,0	53,6	292,10	Primavera
24	18/10/2013	56,4	57,1	336,10	
Média Mínima		35,9	49,2	260,0	
Média Máxima		58,8	58,5	366,5	
Variação ($\mu\text{S}/\text{cm}$)		22,9	9,3	106,5	

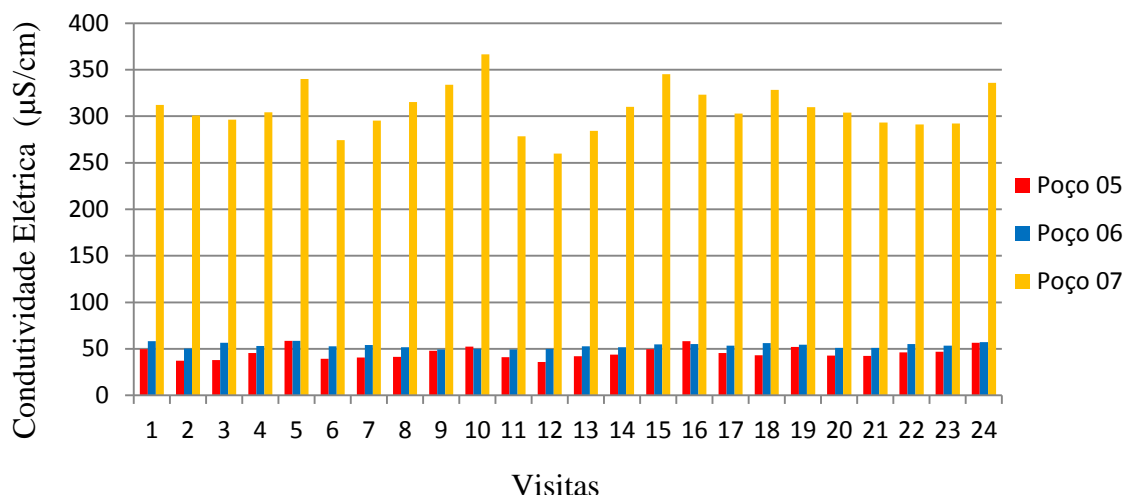


Figura 22 - Variação da Condutividade Elétrica da água subterrânea, em 409 dias de monitoramento.

Molin e Rabello (2011), executando um experimento de campo em uma área pertencente ao Campus da ESALQ/USP, em Piracicaba-SP mostraram que o teor de argila é fator determinante na capacidade do solo de conduzir a corrente elétrica. Neste estudo isto se verificou com os valores de CE medidos no poço 07, provavelmente porque o mesmo encontra-se em terreno mais argiloso (6,99% a 7,72% de argila na matriz perfurada) (Tabela 5), em zona de afloramentos na planície aluvial.

Para confirmar a análise gráfica, também se faz necessário uma análise numérica da variabilidade nos valores de CE. Para os poços 05 e 06, segundo a metodologia adotada, estabeleceu-se como hipótese de nulidade H_0 :

“Não houveram variações semelhantes entre os valores médios de CE entre o poço 05 e o poço 06 durante um ano hidrológico”.

O Coeficiente de Correlação de Spearman calculado (r_s) foi de 0,453. Segundo os valores críticos da Tabela P de Siegel (Apêndice 4), pode-se rejeitar a hipótese de nulidade H_0 , ao nível de significância de 5%. Portanto nesse caso, confirma-se matematicamente que os poços 05 e 06, situados em cotas altimétricas mais elevadas, apresentaram variabilidade semelhante durante um ano hidrológico, em relação às concentrações de CE da água, registrada em toda a coluna.

Em virtude do poço 07 ter apresentado valores bem mais elevados de CE que os demais, e também uma faixa de variabilidade maior nesse parâmetro, optou-se por aplicar o CCPS, comparando-se os valores de CE, medidos em toda a coluna de água, entre uma medição de inverno, em comparação com uma medição no verão, buscando-se verificar os

efeitos sazonais. Para tanto, foram selecionadas as medições realizadas nas visitas 10 e 22, respectivamente realizadas em 07/03/2013, (data em que ocorreu a CE média máxima do verão) e 16/09/2013, (data em que ocorreu a CE média mínima do inverno).

Nesse caso o CCPS calculado (r_s) foi de 0,629.

Para aplicar a prova de significância, definiu-se como hipótese de nulidade H_0 como: “Não há variabilidade significativa na CE da água subterrânea, no poço 07 no verão e no inverno”.

Rejeitou-se essa hipótese de nulidade com base nos valores críticos da Tabela P de Siegel, ao nível de significância de 5%, o que confirma a existência de variabilidade nas concentrações da CE entre o verão e o inverno, no poço 07, durante o ano hidrológico monitorado.

4.3.2 Influências da flutuação do nível freático na CE da água do poço 07

A Figura 23 apresenta os valores médios da Condutividade Elétrica da água subterrânea e do Nível Estático medidos em campo com o uso do freatímetro TLC.

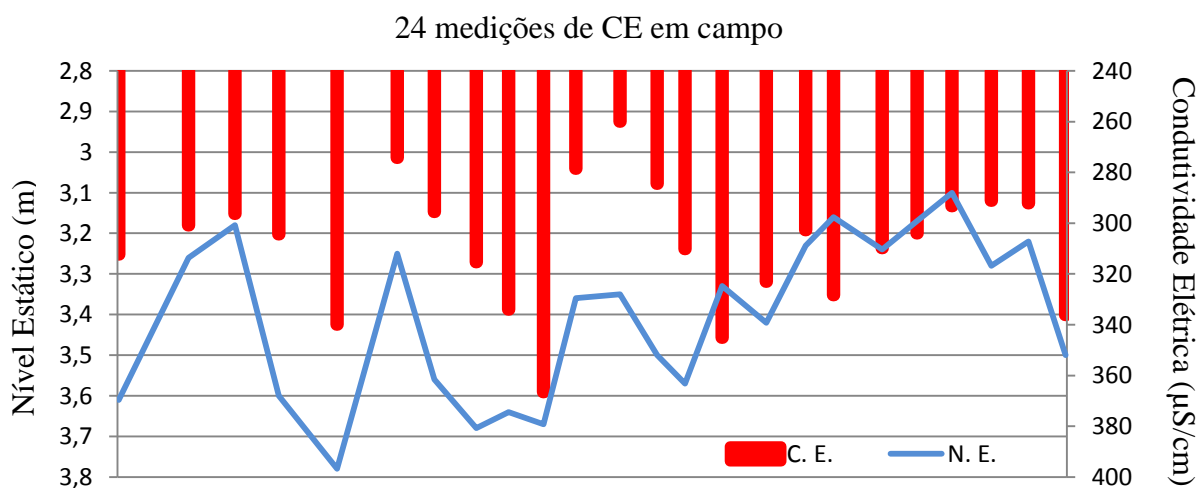


Figura 23 – Poço 07, medidas de nível estático e a CE média da água subterrânea.

Marques et al. (2008) no município de Seropédica-RJ, estudando a influência das variações do lençol freático na química da água subterrânea, verificaram que, com a ascensão do nível do lençol freático, houve um aumento da condutividade elétrica registrada, concluindo que uma das causas desse fenômeno era devido à contaminação do lençol freático por fossas sépticas.

Neste estudo esse fenômeno não acontece, porque no poço 07, conforme a Figura 23, os valores de condutividade tendem a diminuir com a elevação do nível freático.

Acredita-se que esse comportamento dos valores de CE se deve a uma maior concentração relativa de sais minerais na água em períodos de estiagem (dissolução de minerais e/ou nutrientes), e pelo fato do poço 07 estar localizado em área de campo nativo (Tabela 6), não havendo, portanto, fontes pontuais de contaminação nas proximidades desse poço de monitoramento.

No trabalho de Rodrigues et al. (2009), no agreste do estado de Pernambuco, os autores concluíram que a CE variou de acordo com a flutuação do nível do lençol freático, ou seja, elevando-se os valores da condutividade elétrica nos períodos em que os piezômetros estavam mais cheios, fato esse que ocorre devido ao experimento estar em área de irrigação. Devido à ocorrência de precipitação pluviométrica também ocorre como resultado, a lavagem dos sais minerais do solo, os quais elevam o valor da CE. Nas microbacias Rancho do Amaral e Rincão do Soturno esse fenômeno também pode ocorrer eventualmente, em virtude de uma provável perda de nutrientes do solo, originada pelo carreamento de substâncias geradas pelo uso do solo a montante das estações de monitoramento.

4.4 Monitoramento da temperatura da água subterrânea.

Na Tabela 14 apresenta-se as temperaturas médias da coluna de água, nos três poços pesquisados, obtidas com o uso do freatímetro manual, num total de 409 dias de monitoramento, de 05/09/2012 a 18/10/2013.

Tabela 14 – Temperaturas médias da coluna de água nos poços pesquisados.

Nº Visita	Data	Temp. da água subterrânea (°C)			Estações do ano
		Poço 05	Poço 06	Poço 07	
1	05/09/12	20,5	20,7	20,8	Inverno
2	05/10/12	20,9	20,5	20,7	Primavera
3	25/10/12	20,5	20,4	20,7	
4	13/11/12	21,0	21,9	22,5	
5	08/12/12	20,7	20,6	21,5	
6	03/01/13	20,4	20,5	22,0	Verão
7	19/01/13	21,2	22,2	22,9	
8	06/02/13	21,3	21,7	22,5	
9	20/02/13	21,4	21,4	22,2	
10	07/03/13	21,3	21,5	22,6	
11	21/03/13	21,3	21,5	22,4	Outono
12	09/04/13	21,2	21,2	22,0	
13	25/04/13	21,0	21,2	22,8	
14	07/05/13	21,0	21,0	22,5	
15	23/05/13	21,2	21,0	22,3	
16	11/06/13	21,2	21,0	22,1	
17	28/06/13	21,3	21,4	22,1	Inverno
18	10/07/13	21,2	21,2	21,5	
19	31/07/13	21,4	21,4	21,3	
20	15/08/13	21,3	21,3	21,1	
21	30/08/13	21,4	20,9	20,7	
22	16/09/13	21,2	20,9	20,6	
23	02/10/13	20,7	20,3	20,1	Primavera
24	18/10/13	21,0	21,6	21,6	
Valor máximo		21,4	21,9	22,9	
Valor mínimo		20,4	20,3	20,1	
Faixa de variação		1,0	1,6	2,8	

Na Figura 24 apresenta-se a variação da temperatura média da água subterrânea nos poços pesquisados, em 24 campanhas de medição, no período de 05 de setembro de 2012 a 18 de outubro de 2013, totalizando 409 dias de monitoramento por sonda.

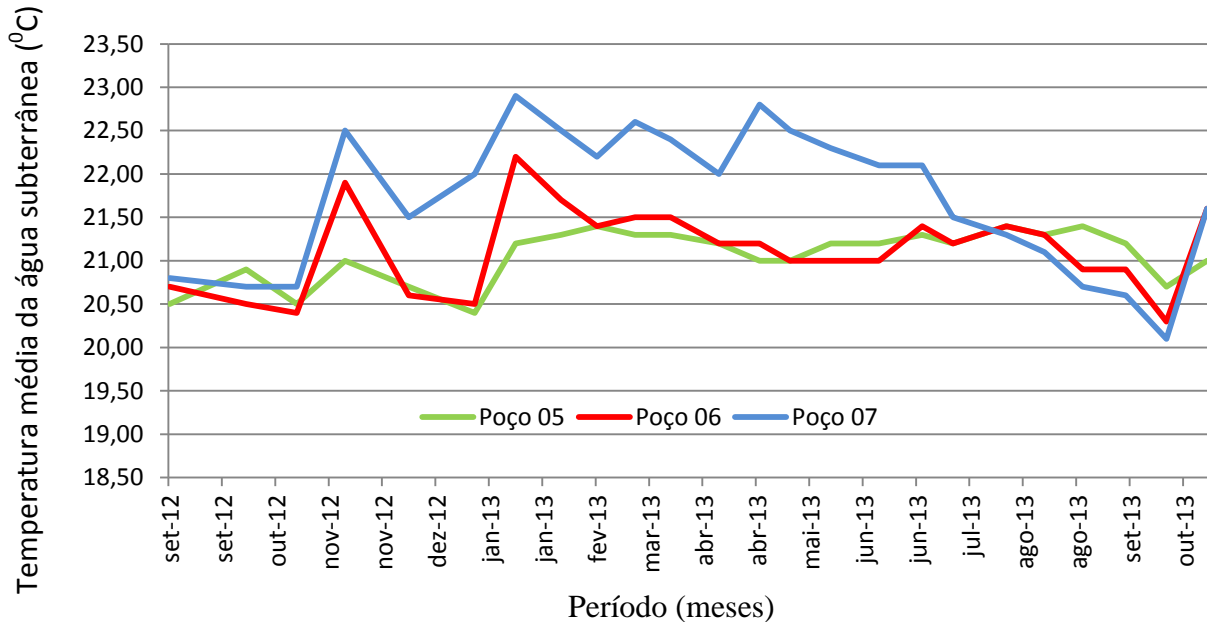


Figura 24 - Temperaturas da água subterrânea registradas com uso do freatímetro nos poços pesquisados.

Notou-se haver variação anual da temperatura da água subterrânea em toda a coluna avaliada, sendo a maior variabilidade registrada no poço 07, de 2,8 °C. (poço mais raso).

Em virtude do poço 07 ter apresentado médias de temperatura maiores que os demais poços, e ao mesmo tempo apresentar uma variabilidade maior, analisou-se para esse poço, a relação da temperatura com a CE. Na Figura 25 apresenta-se essa relação.

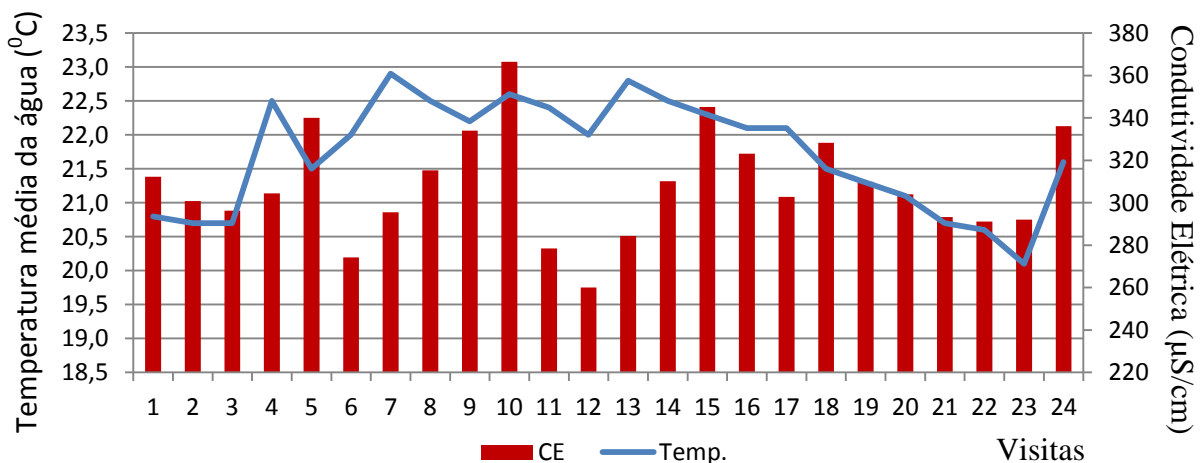


Figura 25 – Variabilidade da temperatura e da CE da água subterrânea no poço 07.

Para analisar uma possível correlação entre a temperatura da água e a CE da água do poço 07, calculou-se para esse caso o CCPS desses parâmetros.

Calculado $r_s=0,171$, submeteu-se o coeficiente ao teste de significância segundo os valores críticos da Tabela P de Spiegel, confirmando-se nesse caso que não existe a correlação, ao nível de significância de 1%, ou seja, pode-se aceitar essa premissa com 99% de probabilidade de acerto. Detalhes do cálculo do coeficiente (r_s) e sua prova de significância são apresentados no Apêndice 3.

4.4.1 Temperatura da água subterrânea em função da profundidade

Barbosa (2005), monitorando a temperatura da água subterrânea em 14 poços rasos do Aquífero Piranema, com até 15 metros de profundidade, em um bairro residencial no município de Seropédica-RJ, concluiu que a temperatura da água subterrânea não apresentou grandes variações durante o ano hidrológico. A autora constatou que ocorreu uma variação média de 1,7 °C entre as estações de verão e inverno, e indicou como possível causa desse fato a profundidade e a exposição do poço à radiação solar, ou pela interferência de contaminantes que podem alterar a tendência constatada em alguns poços.

Neste estudo, no poço 07, a temperatura da água subterrânea apresentou uma variação anual de 2,0 °C nos dados registrados pela sonda *Levellogger*, e 2,8 °C nos dados registrados com uso do freatímetro TLC. (Tabela 15). Como essa variação foi semelhante aos resultados obtidos por Barbosa (2005), acredita-se que a principal causa desse fato pode estar relacionada com a profundidade do poço 07 (15m), tal como nas pesquisas realizadas pela referida autora, no aquífero livre Piranema, em planície aluvial. A Tabela 15 apresenta esses dados, incluindo a insolação diária no período. (HEDELWEIN et al., 2009).

Para avaliar a variabilidade da temperatura da coluna da água nos três poços pesquisados, foram analisados os perfis de temperatura em função da profundidade do poço. Esses perfis de temperatura são apresentados em termogramas, nas Figuras 26 a 28 em sequência, onde observa-se a variabilidade da temperatura da água, como resultado das estações climáticas. Os termogramas foram construídos a partir de medições realizadas com o uso do freatímetro, uma vez que a sonda submersa registra a média diária somente na profundidade em que está posicionada.

Tabela 15 – Variações de temperatura da água subterrânea no poço 07, e dados de insolação.

Nº Visita	Data	Temp. Sonda (°C) (*)	Estação do Ano	Insolação hs.dia ⁻¹ (**)	Temp. TLC (°C) (***)
1	05/09/2012	-	Inverno	5,45	20,8
2	05/10/2012	19,9	Primavera	6,42	20,7
3	25/10/2012	19,9		6,42	20,7
4	13/11/2012	20,1		7,69	22,5
5	08/12/2012	20,2		8,37	21,5
6	03/01/2013	20,6	Verão	8,05	22,0
7	19/01/2013	20,9		8,05	22,9
8	06/02/2013	20,7		7,34	22,5
9	20/02/2013	20,8		7,34	22,2
10	07/03/2013	21,0		6,77	22,6
11	21/03/2013	21,3		6,77	22,4
12	09/04/2013	21,4	Outono	5,96	22,0
13	25/04/2013	21,4		5,96	22,8
14	07/05/2013	21,4		5,32	22,5
15	23/05/2013	21,4		5,32	22,3
16	11/06/2013	21,2		4,38	22,1
17	28/06/2013	20,8	Inverno	4,38	22,1
18	10/07/2013	20,4		4,74	21,5
19	31/07/2013	20,0		4,74	21,3
20	15/08/2013	19,7		5,06	21,1
21	30/08/2013	19,4		5,06	20,7
22	16/09/2013	19,4		5,45	20,6
23	02/10/2013	19,5	Primavera	6,42	20,1
24	18/10/2013	19,6		6,42	21,6
Temp. máxima		21,4			22,9
Temp. mínima		19,4			20,1
Variação (°C)		2,0			2,8

(*) Média diária da temperatura da água subterrânea, obtida por sonda *Levellogger*, na profundidade de 10 m.

(**) Valores médios normais de insolação diária (hs.dia⁻¹), Heldwein et al., (2009).

(***) Temperatura média da coluna da água, obtida a partir de medições realizadas com uso do freatímetro.

Temperatura (°C) ⇨

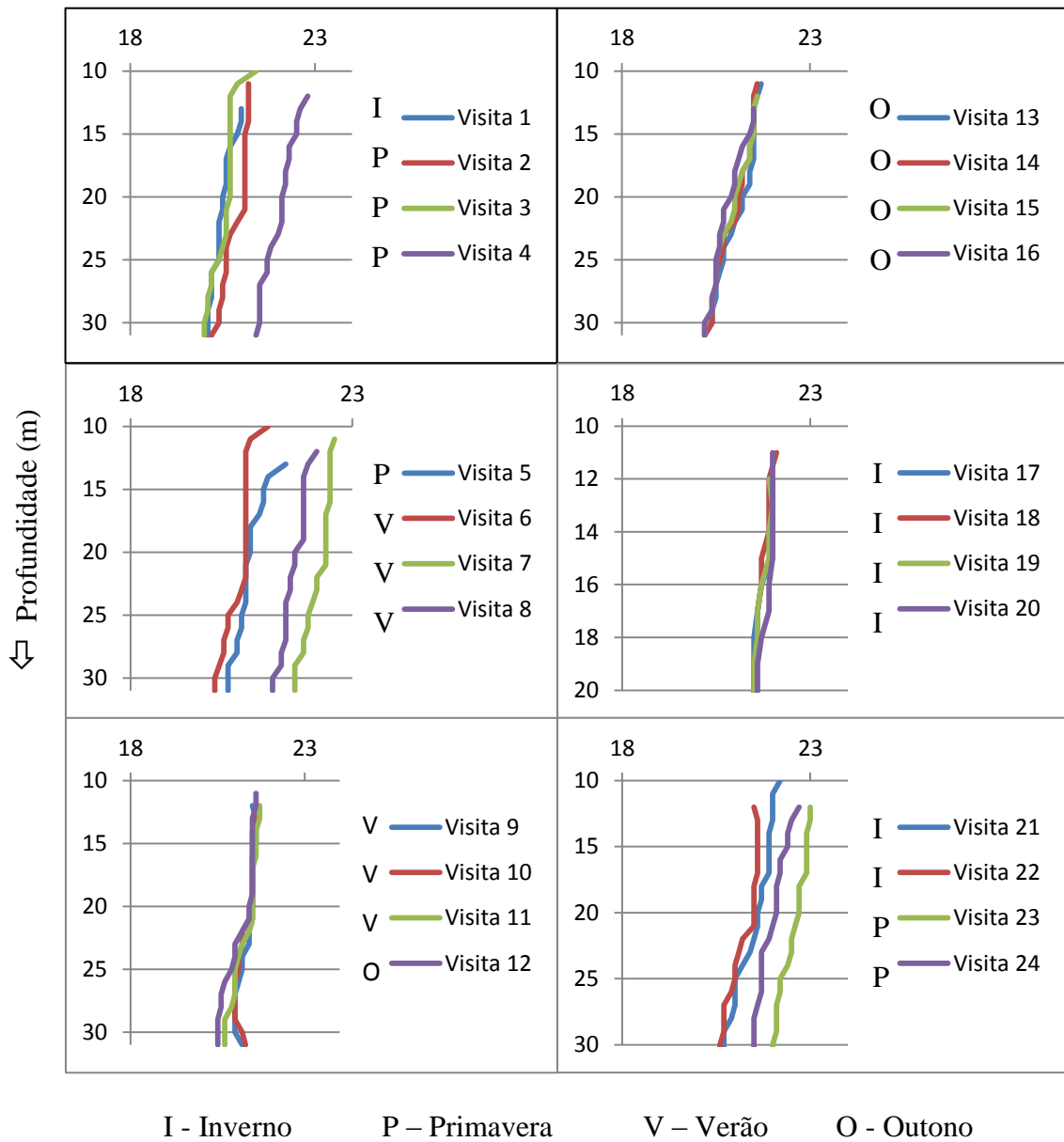


Figura 26 – Termogramas do poço 05 x estação climática da visita.

Temperatura (°C) ⇨

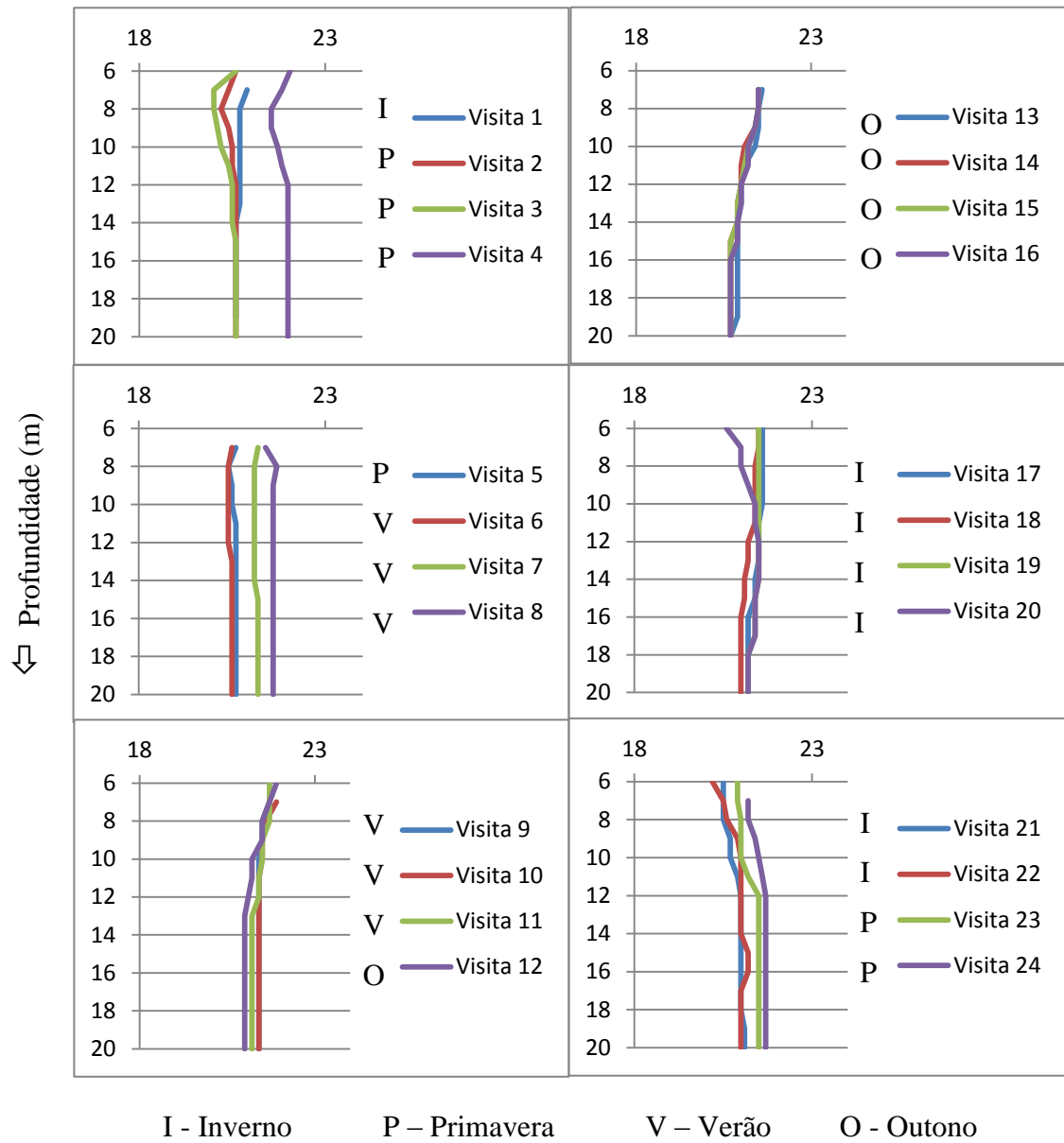


Figura 27 – Termogramas do poço 06 x estação climática da visita.

Temperatura (°C) ⇔

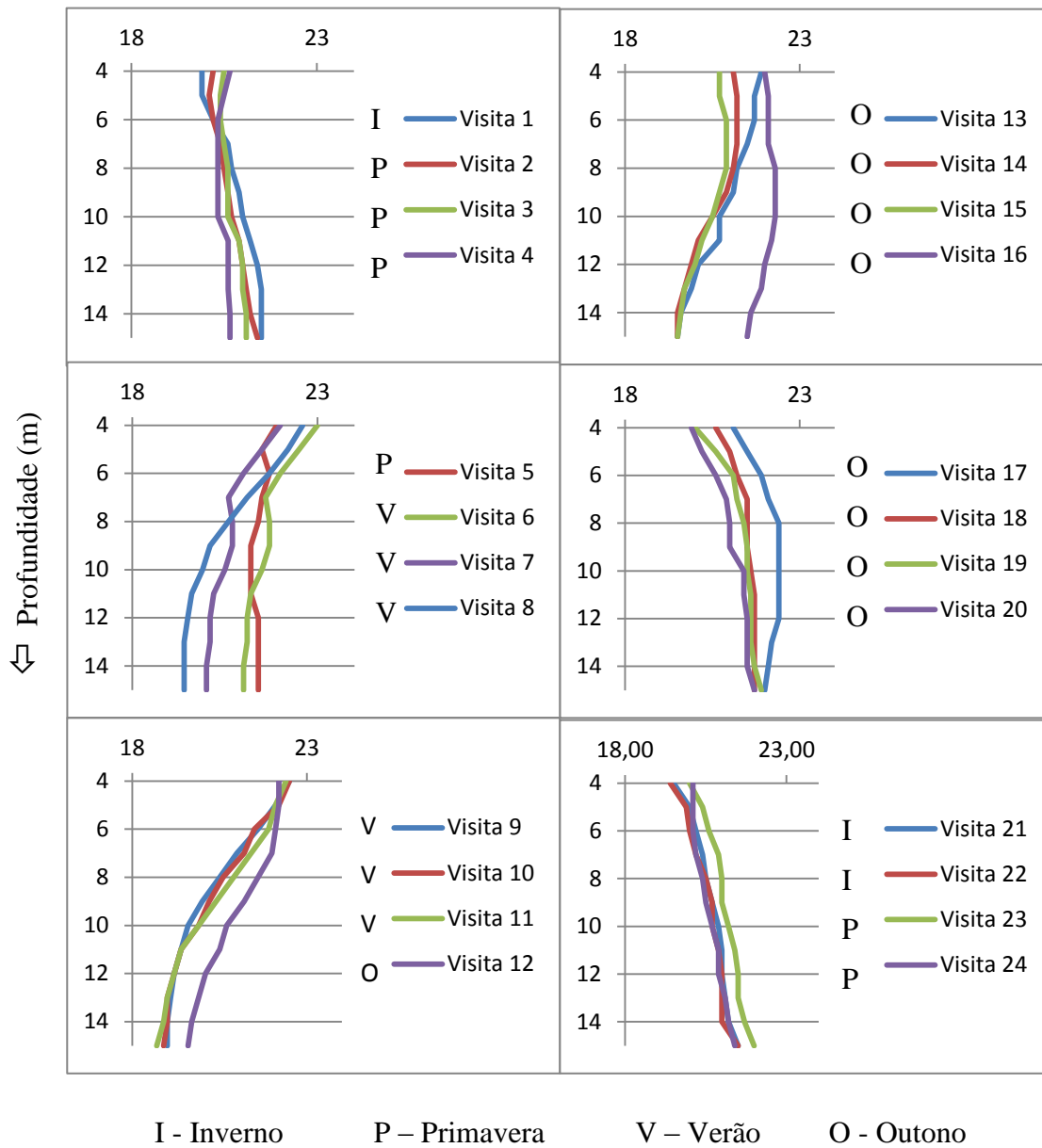


Figura 28 – Termogramas do poço 07 x estação climática da visita.

Lee e Hann (2006) estudando registros de perfis de temperatura em 266 poços de monitoramento rasos e profundos da rede de estações de monitoramento nacional da Coreia do Sul, utilizando sondas dotadas de registradores automáticos (Temperatura, Nível da água e Condutividade Elétrica), posicionadas entre 9,9 m até 21,4 m, indicaram quatro tipos de padrões principais: O tipo Periódico, como sendo o mais importante em poços de monitoramento rasos (aquíferos aluviais); o Plano, o fracamente Periódico e o Irregular. Concluíram que a distribuição espacial na temperatura da água subterrânea foi afetada principalmente pela latitude geográfica, pela temperatura do ar e pelas elevações topográficas. Os padrões de distribuição das temperaturas da água subterrânea foi muito similar ao da temperatura do ar. Hahn et al., (2004), salientam que, embora a latitude e as elevações topográficas exerçam um importante papel na distribuição das temperaturas da água subterrânea, os valores esporádicos podem não ser explicados pelos fatores supracitados. Neste caso, outros fatores, incluindo o uso do solo, a vegetação superficial, o bombeamento de água subterrânea, a geologia da rocha reservatório podem ser potencialmente fontes de anomalias. Além disso, o movimento sazonal do calor do Sol, entrando nas camadas mais superficiais da crosta, pode causar alguma flutuação sazonal nas temperaturas da água em profundidades de 10 a 15 metros. (ABAS, 2012).

O poço 07, em função dos resultados obtidos, tornou-se o principal foco desse trabalho, em função dos valores expressivos e de uma maior variabilidade da CE. No entanto, não se encontrou uma relação direta entre o perfil da temperatura da água subterrânea com outras variáveis estudadas.

4.5 Estimativa da recarga direta da água subterrânea

Nas Figuras 29 e 30 apresenta-se a flutuação do nível do poço 05 e do poço 07, com a devida marcação dos eventos selecionados para a estimativa da recarga segundo o método *WTF*. Destaca-se as seguintes datas:

- 05/09/2012 - Início do monitoramento por sonda do Poço 05. Período de 412 dias. (a data coincide com a primeira medição em campo com o freatímetro TLC).
- 26/09/2012 - Início do monitoramento por sonda do Poço 07. Período de 391 dias. (Nessa data foi instalada e configurada a sonda).
- 18/10/2013 - Final do monitoramento com freatímetro TLC. (Dia da visita nº 24. Período de 409 dias).
- 21/10/2013- Final da coleta de dados. (último dia com dados de sonda até as 24 hs).
- 22/10/2013- Última transferência de dados realizada para computador, as 15 hs).

Na Tabela 16 apresentam-se as datas de início e fim de cada evento chuvoso selecionado nos poços pesquisados, e também o maior nível estático de cada evento, aqui denominado Ponto de Recessão (P.R.), que é o ponto mais baixo da curva a ser extrapolada.

Tabela 16 – Períodos dos eventos selecionados e seus pontos de recessão para a estimativa da recarga.

Eventos	POÇO 05			POÇO 07		
	Início	Fim	P. R. (m)	Início	Fim	P. R. (m)
1	19/09/2012	10/10/2012	12,49	10/10/2012	08/01/2013	3,78
2	10/10/2012	10/10/2012	11,80	08/01/2013	13/03/2013	3,70
3	23/10/2012	08/01/2013	12,76	13/03/2013	13/04/2013	3,54
4	08/01/2013	13/03/2013	12,54	13/04/2013	26/05/2013	3,57
5	13/03/2013	12/04/2013	11,92	26/05/2013	09/07/2013	3,46
6	12/04/2013	08/07/2013	12,52	09/07/2013	09/08/2013	3,33
7	08/07/2013	25/08/2013	12,28	26/08/2013	02/10/2013	3,44

P. R. - Ponto de recessão. Representa o nível freático mínimo do evento considerado para a estimativa da recarga. É o último ponto considerado da curva de recessão a ser extrapolada para aplicação do método *WTF*.

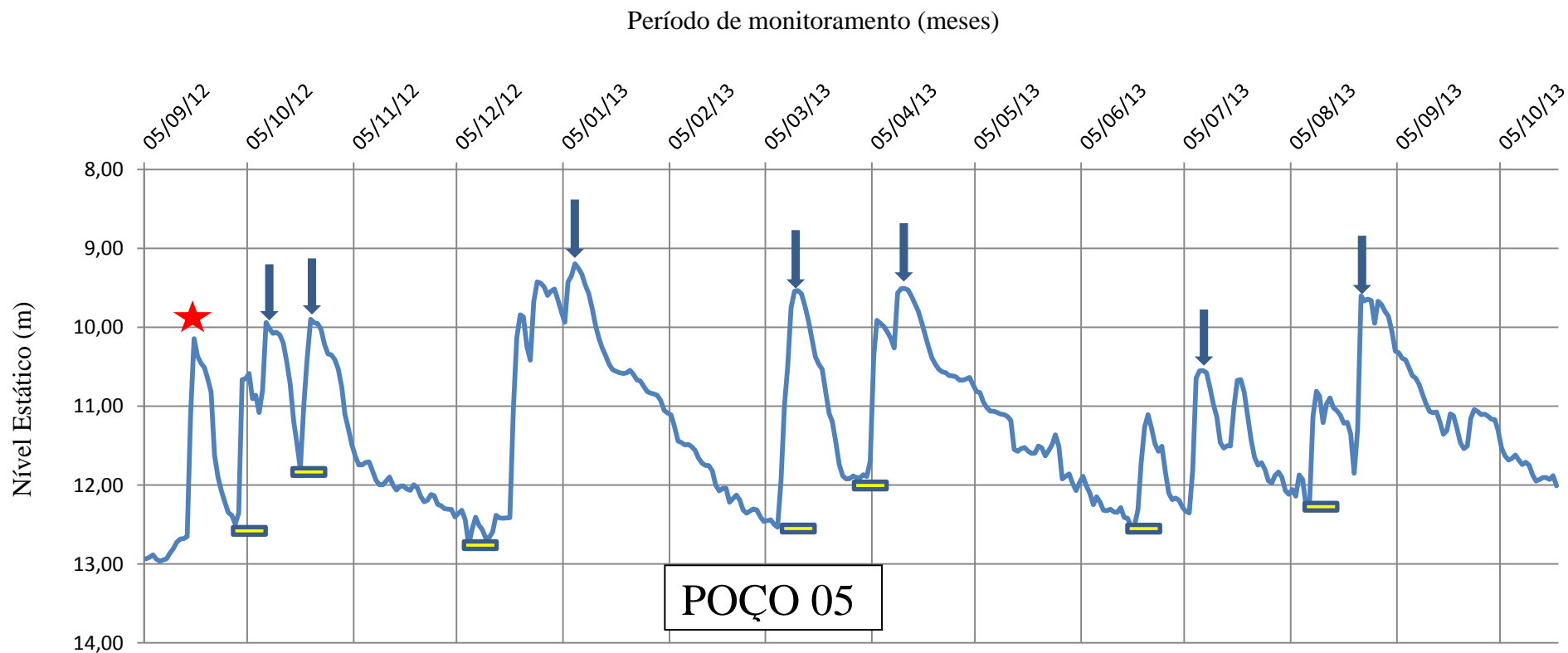





Figura 29 - Flutuação do Nível Estático (N.E.) do poço 05, monitorado com a sonda *Levelogger*. Período de 412 dias, de 05 de setembro de 2012 a 21 de outubro de 2013. Médias diárias.

- 
 Picos de curva considerados para a estimativa da recarga direta pelo método *WTF*.
- 
 (P. R.) - Pontos de recessão para a extrapolação das curvas de recessão em cada evento considerado.
- 
 Início do Evento 1 considerado para a estimativa da recarga pelo método *WTF*, em 19 de setembro de 2012.

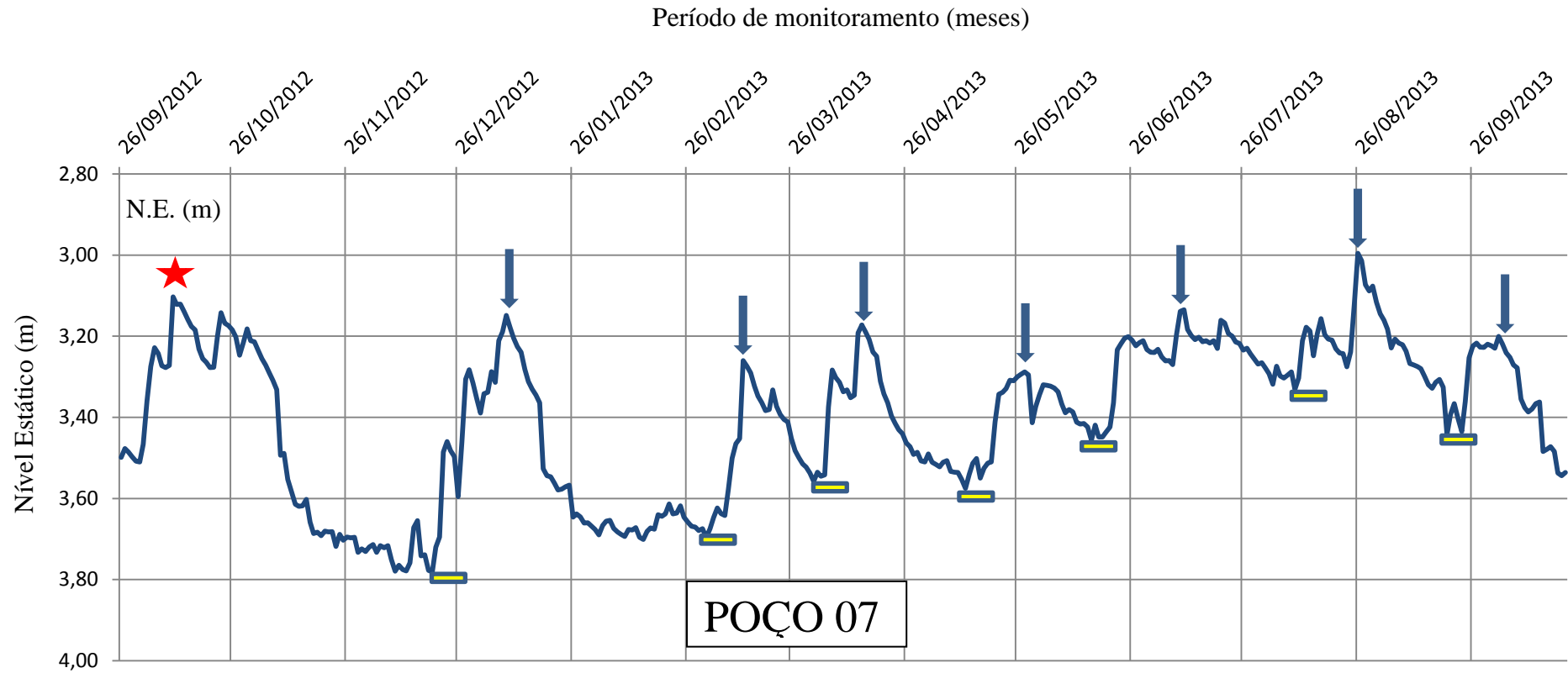





Figura 30 - Flutuação do Nível Estático (N.E.) do Poço 07, monitorado com a sonda *Levelogger*. Período de 391 dias, de 26 de setembro de 2012 a 21 de outubro de 2013. Médias diárias.

-  Picos de curva considerados para a estimativa da recarga direta pelo método *WTF*.
-  (P. R.) - Pontos de recessão para a extrapolação das curvas de recessão em cada evento considerado.
-  Início do Evento 1 considerado para a estimativa da recarga pelo método *WTF*, em 10 de outubro de 2012.

Na Tabela 17 apresentam-se os valores de Rendimento Específico (S_y), indicados pela literatura, em função da granulometria do meio poroso penetrado.

Tabela 17 – Valores de Rendimento Específico de Johnson para Areia, Silte e Argila.

(*)	AREIA			SILTE	ARGILA
	Grossa	Média	Fina		
(S_y)	0,20	0,15	0,10	0,03	0,02

(*) - Fração Granulométrica do meio poroso (Partículas)

(S_y) - Rendimento Específico com base em observações de Johnson (1967)

Na Tabela 18 apresentam-se os rendimentos específicos adotados para os poços 05 e 07 neste estudo, com base na classificação granulométrica dos materiais geológicos penetrados, junto aos poços de monitoramento (amostras de calha), obtidas e utilizadas por Farias (2011), e Farias e Silvério (2013), e de acordo com a proposta de Johnson (1967 apud HEALY e COOK (2002)). As profundidades destacadas na tabela referem-se às zonas de flutuação freática dos poços durante o período de monitoramento realizado, pois são nessas profundidades que se verificam os processos de recarga direta de água subterrânea.

No poço 05 adotou-se $S_y = 0,10$, em virtude de que, na profundidade considerada, a granulometria do meio poroso constitui-se de 84,12 % de areia fina. (Tabela 18).

No poço 07 adotou-se $S_y = 0,16$, em virtude da granulometria estar distribuída em 53,23 % de areia grossa e 32,80 % de areia média.

Tabela 18 – Valores de (S_y) adotados para a estimativa da recarga nos poços 05 e 07.

Poço	Profundidade (m)	AREIA			Total %	(S_y) adotado
		Grossa %	Média %	Fina %		
05	5 - 20	0,03	11,60	84,12	95,75	0,10
07	0 - 10	53,23	32,80	3,50	89,53	0,16

Na Figura 31 apresenta-se um exemplo de extrapolação de curva de recessão, para um evento selecionado. Tal extrapolação é necessária para o cálculo da variação do nível freático (Dh), em todos os eventos selecionados para a estimativa da recarga, quando se utiliza o método *WTF*. Como se observa na Figura 31, o (Dh) é a diferença entre o N. E., (plotado no último dia do evento selecionado, que é o valor máximo do evento), e o ponto mínimo da tendência de extrapolação. Detalhes dessa operação no *Excel* são apresentados no Apêndice 2.

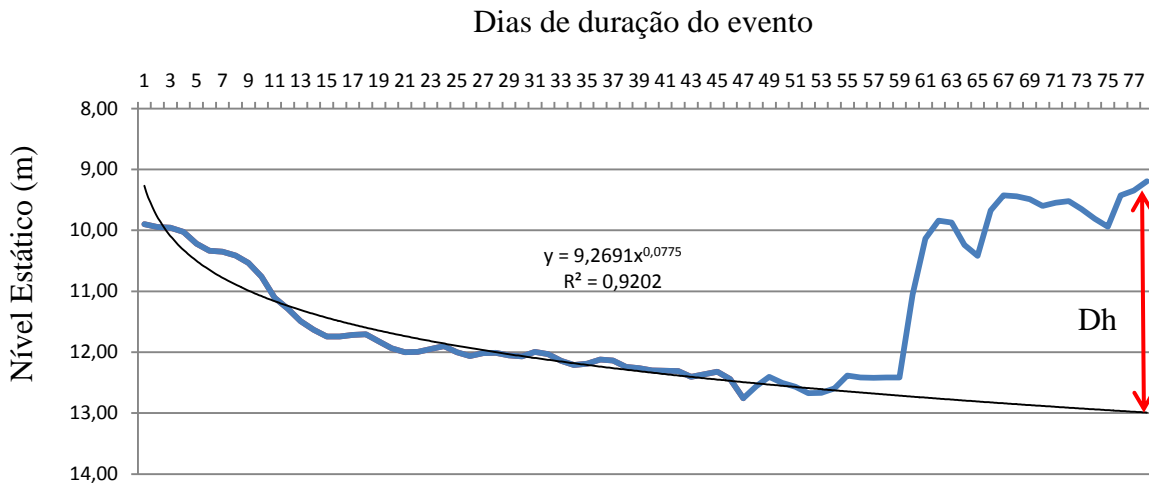


Figura 31 – Exemplo de extrapolação da curva de recessão de um evento de recarga para o cálculo da variação do nível freático, (Dh).

Os valores de variação do nível freático, (Dh), calculados nesta pesquisa são apresentados na Tabela 19.

Tabela 19 - Valores de variação do nível freático (Dh), calculados em eventos selecionados nos poços 05 e 07.

Evento N°	Poço 05 Dh (m)	Poço 07 Dh (m)
1	0,24	0,16
2	0,86	0,59
3	0,80	0,34
4	1,92	0,31
5	1,98	0,30
6	0,69	0,30
7	0,86	0,16
ΣDh	7,35	2,16

Estimativa da recarga do poço 05 em um período de monitoramento de 412 dias, de 05/09/2012 a 21/10/2013:

$$R = S_y * (\sum Dh * 1000) / \text{total de dias}$$

$$R = 0,10 * (7,35 * 1000) / \text{total de dias}$$

$$R = 735 \text{ mm} / 412 \text{ dias}$$

Estimativa da recarga do poço 07 em um período de monitoramento de 391 dias, de 26/09/2012 a 21/10/2013:

$$R = S_y * (\sum Dh * 1000) / \text{total de dias}$$

$$R = 0,16 * (2,16 * 1000) / \text{total de dias}$$

$$R = 345,6 \text{ mm} / 391 \text{ dias}$$

Na Tabela 20 são apresentados os resultados de estimativa de recarga direta de água subterrânea no período monitorado, utilizando-se o método *WTF*, conforme a proposta de Healy e Cook (2002).

Tabela 20 - Resultados da estimativa da recarga direta de água subterrânea no período monitorado.

Precipitação acumulada no período – 1.887 mm			
	Período de monitoramento	Recarga direta estimada pelo método <i>WTF</i>	Taxa de recarga (%)
Poço 05	412 dias	735,0 mm	38,95%
Poço 07	391 dias	345,6 mm	18,31%

Maziero e Wendland (2005), utilizaram o método *WTF* para estimar a recarga direta de um aquífero, em zona central do município de São Carlos-SP, em 12 poços rasos, com profundidade de 4 a 13 m. Os autores estimaram a recarga nesse estudo entre 4,3% e 35,5% da precipitação acumulada anual ocorrida, demonstrando assim a complexidade desse estudo em zona urbana, bem como a confiabilidade do método, em comparação com outros métodos aplicados na mesma pesquisa.

Barreto (2006) monitorou 23 poços rasos, com profundidade em torno de 30 metros, em ZA/SAG, na bacia do Ribeirão da Onça, em São Paulo, compreendida em regiões de arenitos da formação Botucatu, vegetada com várias culturas (pastagens, citros, amendoim, cana-de-acúcar, mata ciliar e eucaliptos). O autor estimou uma recarga anual de 29% da precipitação pluviométrica total ocorrida no ano de 2005.

Fan et al. (2014), utilizando o método *WTF* em um aquífero costeiro da Austrália, com distintas coberturas vegetais. (área florestada com pinus, floresta nativa e pastagens), obtiveram como estimativa da recarga direta anual, valores menores em floresta nativa e floresta plantada, da ordem de 25 a 35%, enquanto que na área com pastagens um valor bem superior, da ordem de 50% .

Adhikary et al. (2013) em Bangladesh, propuseram uma nova metodologia para estimar a recarga direta em aquífero raso não confinado, por meio de processos estatísticos: Utilizando apenas séries temporais com dados de precipitação e nível freático de um período de 16 anos, entre 1992 e 2007, disponíveis em um banco de dados governamental, estimaram uma recarga direta em torno de 74% da média da precipitação anual. Os autores desse trabalho indicam a possibilidade de que outros dados hidrológicos disponíveis possam ser utilizados por essa metodologia, para futuros estudos e pesquisas no campo de gerenciamento de recursos hídricos.

No presente estudo, apesar dos períodos de monitoramento entre os poços 05 e 07 serem de apenas 21 dias de diferença, a recarga ocorrida no poço 05 é expressivamente maior do que a recarga ocorrida no poço 07. Acredita-se que isso ocorreu porque o poço 05 tem uma profundidade maior (31 metros), e também estar localizado em posição mais elevada na paisagem, (sua amplitude de variação do NF ocorreu em torno de 3 metros); ao passo que o poço 07, (com profundidade de 15 metros, apresentou uma amplitude do NF de apenas 0,82 metros), ou seja, o poço 07 satura sua coluna de água mais facilmente, até pelo fato de estar situado em ZA do SAG, bem como estar localizado em uma altitude menor na planície aluvial. (38,3 m de diferença de altitude em relação ao poço 05). Além disso, conforme conclusões de Farias (2011), o poço 05 é efluente ao rio Vacacaí-Mirim, devido a sua proximidade, o que faz com que o NF seja rebaixado mais rapidamente.

Nesses mesmos poços de monitoramento, Farias e Silvério da Silva (2011), estimaram a recarga direta do aquífero em 39,84% e 25,08% da precipitação total ocorrida no período de um ano hidrológico, respectivamente para os poços 05 e 07. Comparando-se esses resultados com os obtidos pelo presente estudo, verifica-se a aplicabilidade e confiabilidade do método *WTF* para as microbacias pesquisadas.

5 CONCLUSÕES

O rio Vacacaí-Mirim, que percorre uma grande parte do município de Santa Maria-RS, é utilizado como fonte de recursos para vários fins: consumo humano, dessedentação de animais, irrigação e lazer. No entanto, pesquisas acerca de suas águas subterrâneas, bem como iniciativas para formação de um banco de dados sobre o tema, ainda são raras. Nesse contexto, o presente estudo teve por objetivos registrar a variabilidade da condutividade elétrica da água subterrânea, bem como estimar a recarga direta do aquífero, a partir de um monitoramento em três poços rasos, construídos com recursos de fomento à pesquisa, em áreas próximas as nascentes do rio, em bioma remanescente de Mata Atlântica.

O poço 07, construído em local de menor altitude, foi aquele que apresentou os maiores valores de condutividade elétrica, bem como uma maior variabilidade em relação aos demais poços, em todo o período monitorado. Essa variabilidade foi verificada por tratamento estatístico não-paramétrico dos dados.

Confirmou-se haver variabilidade da temperatura da água subterrânea nos três poços pesquisados, traçando-se um perfil de variabilidade em toda a coluna de água, bem como por meio de registradores automáticos, posicionados em profundidade fixa, no interior do aquífero. Os resultados obtidos registraram uma maior variabilidade da temperatura no poço 07, localizado na planície aluvial, associada a rochas sedimentares saturadas em água o ano todo, ocorrendo menores flutuações de nível freático. Acredita-se que, devido ao fato desse poço apresentar menor profundidade em comparação aos demais poços pesquisados, possam ocorrer maiores influências da insolação diária e anual, por meio da troca de calor entre a superfície do terreno e a zona saturada onde está o lençol freático.

Com relação à estimativa da recarga direta de água subterrânea, comparou-se os resultados obtidos, aos resultados obtidos por Farias (2011) e Silvério e Farias (2013), nos mesmos poços pesquisados nesse trabalho, buscando-se calibrar essas estimativas. Por meio da extrapolação das curvas de recessão (ajustadas conforme os mesmos modelos matemáticos utilizados nos trabalhos anteriores supracitados), as taxas de recarga obtidas para o período monitorado confirmam a aplicabilidade do método *WTF* na área do estudo, bem como a sua confiabilidade.

Espera-se que essa pesquisa tenha contribuído para um melhor entendimento dos recursos hídricos subterrâneos da bacia hidrográfica do rio Vacacaí-Mirim, por meio do registro de séries históricas de longa duração, bem como seja fonte de informações para futuros acadêmicos.

Assim, acredita-se que, com essa contribuição ao banco de dados hidrológicos do LabHidroGeo/UFSM, o mesmo possa dar um melhor suporte a gestores públicos, buscando-se preservar as condições naturais quali-quantitativas dos recursos subterrâneos, neste trecho da bacia hidrográfica.

6 RECOMENDAÇÕES

Para futuros trabalhos recomenda-se:

- A instalação de um transdutor de pressão junto ao poço 06, visando o registro de séries históricas de longa duração;
- Correlacionar os registros de temperaturas do sensor de pressão atmosférica *Barologger* com os registros de temperatura das sondas submersas *Levelogger*'s;
- Registrar e analisar as temperaturas da água do rio em vários trechos ao longo das microbacias pesquisadas, comparando-as com as temperaturas registradas pelas sondas submersas;
- Comparar os dados de nível estático dos poços de monitoramento com dados limimétricos, registrados por linígrafo instalado no rio Vacacaí-Mirim.
- Adquirir sondas que também monitorem a condutividade elétrica da água subterrânea (sonda de 4 pinos);
- Comparar os valores de CE da água dos poços de monitoramento com a água corrente do rio.
- Perfurar um poço junto ao leito do rio, confrontando a relação “rio x aquífero” (condição rio efluente ou rio influente), em relação ao poço 05;
- Realizar análises físico-químicas da água do poço 07, para identificar possíveis causas das concentrações de CE serem notadamente maiores do que os valores registrados nos demais poços pesquisados;
- Analisar a possibilidade da CE estar relacionada à perda de nutrientes do solo, associada a distintos usos agrícolas dos solos à montante, como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Cl^- , que afetam a concentração de elementos solutos na água.
- Diminuir o intervalo de tempo de coleta de dados nos transdutores de pressão para otimizar a acurácia no processo de estimativa da recarga direta.

REFERÊNCIAS

ADHIKARY, S. K.; CHAKI, T.; RAHMAN, M. M.; GUPTA, A. D. Estimating groundwater recharge into a shallow unconfined Aquifer in Bangladesh. **Journal of Engineering Science**. n. 04, vol.1, p. 11-22. 2013.

AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS – ANA, Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos, Superintendência de Conservação de Água e Solo. **Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil**. Brasília-DF. 2005. 178 p.

AMORIM, J. R. A.; CRUZ, M. A. S.; RESENDE, R. S. Qualidade da água subterrânea para irrigação na bacia hidrográfica do Rio Piauí, em Sergipe. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 14, p. 804-811. 2010.

ANDERSON, M. P. Heat as a Ground Water Tracer. Review Paper Groundwater. **Groundwater**. v. 43, n. 6, p. 951-968, nov-dez. 2005. Disponível em: <http://www.geology.wisc.edu/~andy/GW_Heat%20as%20a%20Tracer.pdf>. Visitado em: 18 set. 2014.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS – ABAS. OLIVEIRA, C. P. **Caderno Técnico ABAS. Nº. 5**. Out. 2012. Disponível em <www.abas.org.br>. Acesso em: 20 ago. 2014.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT. **NBR 12244** – Poço tubular – Construção de poço tubular para captação de água subterrânea. Rio de Janeiro. RJ. 2006. 10 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT. **NBR 6502** – Rochas e Solos. Rio de Janeiro. RJ. 1995. 18 p.

AZOLIN, M. A. D.; MUTTI, L. S. M. **Solos da bacia hidrográfica do Vacacaí-Mirim**. Relatório Técnico. Porto Alegre-RS. 1988. 20 p. (Não publicado).

BARRETO, C. E. A. G. **Balanço hídrico em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa.** 14 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 2006.

BARBOSA, C . F. **Hidrogeoquímica e a contaminação por nitrato em água subterrânea no bairro Piranema, Seropédica – RJ.** Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Estadual de Campinas. 2005.

BAUMHARDT, E. et al. O uso do *Water Table Fluctuation-WTF* como estimativa de recarga direta em microbacias sob diferentes usos do solo. In: XI SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE. **Anais...** Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2012. v. 1, p. 1-17.

BEEKMAN, H. E. Groundwater Recharge Studies in Botswana. Botswana. **Journal of Earth Science.** v. 3, p. 1-17. 1996.

BELLINASSO, T. B. **Monitoramento hidrossedimentométrico e avaliação da produção de sedimentos em eventos chuvosos em uma pequena bacia hidrográfica urbana de encosta, RS.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria, 2002.

BELLÓ, S. L. **Avaliação do impacto da ocupação urbana sobre as características hidrossedimentométricas de uma pequena bacia hidrográfica de encosta.** 161f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2004.

BORGHETTI, N. R. B; BORGHETTI, J. R.; ROSA FILHO, E. F. **Aquífero Guarani. A verdadeira integração dos países do MERCOSUL.** Curitiba. 2004. 214 p.

BRANCO, N. **Avaliação da produção de sedimentos de eventos chuvosos em uma pequena bacia hidrográfica rural de encosta.** 1998, 135f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 1998.

BURIN, R. **Variabilidade da qualidade da água e do estado trófico do reservatório do Vacacaí Mirim**. 120f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2011.

BURIOL, G. A. Balanço Hídrico. In: RIGHES, A. A. (Org.); BURIOL, G. A. (Org.); BOER, N. **Água e educação: princípios e estratégias de uso e conservação**. Centro Universitário Franciscano. Santa Maria-RS. 2009.

BURIOL, G. A. Homogeneidade e estatísticas descritivas dos totais mensais e anuais de chuva de Santa Maria. Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Porto Alegre. v. 11, n. 4. 2006.

CABRAL et al. **Recursos Hídricos Subterrâneos**. In: Paiva, J. B. D. e Paiva, E. M. C. D. (Org.) Hidrologia aplicada a gestão de pequenas Bacias Hidrográficas. Porto Alegre-RS. ABRH. p. 237-277. 2001.

CAMARGO, A. P. A água no solo para a agricultura. **O Agrônomo**, Campinas-SP. v. 57, n.1, p. 1-2. 2005.

CAPUCCI, E. et al. **Poços Tubulares e outras Captações de Águas Subterrâneas: orientação aos usuários**. Rio de Janeiro: SEMADS, 2001.

CARMO, J. A. R e SILVÉRIO DA SILVA, J. L. Monitoramento da condutividade elétrica em poço raso em zona de afloramentos do Sistema Aquífero Guarani, Estado do Rio Grande do Sul. In: XX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. **Anais...**Bento Gonçalves-RS. Associação Brasileira dos Recursos Hídricos. 2013.

CASAGRANDE, L. **Avaliação do parâmetro de propagação de sedimentos do modelo de Williams (1975) na bacia do rio Vacacaí-Mirim, com o auxílio de técnicas de geoprocessamento**. 150f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2004.

COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO (CETESB). **Manual para implementação de um programa de prevenção à poluição**. 4. ed. São Paulo: CETESB, 2008.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. **Mapa hidrogeológico da Folha de Santa Maria, SH.22-V-C-IV**, escala 100.000. Porto Alegre-RS. 1994.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Escala 1:750.000. 2008. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br>>. Acesso em: 19 jun. 2014.

CLEARY, R. W. **Águas Subterrâneas**. Flórida. USA. 2007. 117 p.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE/CONAMA. Resolução n. 357, de 13 de marco de 2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água. Substitui a Resolução CONAMA n° 20 de 18 de junho de 1986. **Diário Oficial da República Federativa do Brasil**, Poder Executivo Brasília, DF. 2005.

CORWIN, D.L.; LESCH, S.M. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. **Computers and Electronics in Agriculture**, Amsterdam. v. 46, p. 11-43. 2005.

CNRH - CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS - Resolução n. 15, de 11 de Janeiro de 2001. Disponível em <www.cnrh-srh.gov.br/delibera/resolucoes/R015.htm>. Acesso em: 20 ago. 2014.

DALMOLIN, R. S. D.; PEDRON, F. A. Solos do município de Santa Maria. **Revista Ciência e Ambiente**. UFSM. Santa Maria-RS. n. 38, p 59-77. 2009.

DAMBRÓS, C.; SILVÉRIO DA SILVA, J. L. Recarga y fluctuación do nível de aguas subterrâneas en subcuencas con Floresta eucaliptos y nativa. In: XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDROGEOLOGIA. Montevideo. **Anais... ALHSUD**, 2012. v. 1. p. 1-5.

DAMBROS, C.; SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; LOBLER, C. A. Aplicação do método *WTF* para determinação de estimativas de recarga de aquífero: comparação entre duas sub-bacias hidrográficas. In: XX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. Bento Gonçalves-RS. **Anais...** Associação Brasileira dos Recursos Hídricos. 2013.

DIAS, J. R. **Aplicação do modelo hidrológico AGNPS2001 utilizando dados observados na Bacia do rio Vacacaí-Mirim.** 120f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2003.

DILL, P. R. J. **Assoreamento do reservatório do rio Vacacaí-Mirim e sua relação com a deterioração da bacia hidrográfica contribuinte.** 108f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2002.

DINIZ, H. N.; MICHALUATE, W. J. Interpretação de testes de vazão em poços tubulares profundos, dimensionamento e especificações de bombas submersas. **Revista Ciências Agrárias.** UNITAU. 2006. Disponível em: <www.agro.unitau.br:8080/dspace>. Acesso em: 18 ago. 2014.

FARIAS, P.V.C. **Flutuação dos níveis de água subterrânea em microbacias hidrográficas do rio Vacacaí-Mirim.** 102 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Universidade Federal de Santa Maria. 2011.

FAN, J. et al. Estimating groundwater recharge and evapotranspiration from water table fluctuations under three vegetation covers in a coastal sandy aquifer of subtropical Australia. **Hydrogeology Journal**, n. 519, 2014.

FEITOSA, A. C. F.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações.** CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza: Editora Gráfica LCR, 389 p. 1997.

FELTRIN, R. M. **Comportamento das variáveis hidrológicas do balanço hídrico do solo em lisímetros de drenagem** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria. 2009.

FELTRIN, R. M. **Processos hidrológicos e balanço hídrico em lisímetros de drenagem em campo e mata nativa.** Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria. 2013.

FERREIRA, A. B., et al. Análise do meio físico da sub-bacia do rio Vacacaí-Mirim. **Revista geográfica acadêmica.** Santa Maria. RS. 2009.

FIGUEIREDO PEREIRA, M. A., **Processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaço-temporal no Bioma Mata Atlântica.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria. 2010.

GOLDANI, J. Z. **Ocupação antrópica e sócio-ambiental na área de captação do DNOS, Santa Maria – RS.** 104f. Dissertação (Mestrado em Geomática) – Universidade Federal de Santa Maria. 2006.

GOMEZ, A. A.; RODRIGUEZ, L. B.; VIVES, L. S. The Guarani Aquifer System: estimation of recharge along the Uruguay- Brazil border. **Hydrogeology Journal**, v.18, n. 1, 2010.

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

GOMES, M. E. P. et al. Geochemistry of waters associated with the old mine workings at Fonte Santa (NE of Portugal). **Journal of Geochemical Exploration**, n. 105, p. 153–165. 2010.

GONÇALVES SILVA et al. Avaliação da condutividade elétrica e Ph da solução do solo em uma área fertirrigada com água residuária de bovinocultura de leite. **Irriga Botucatu**, Edição Especial, p. 250-263. 2012.

GOOGLE EARTH. **Guia do usuário.** Disponível em: <http://earth.google.com/intl/pt-BR/userguide/v4/ug_toc.html>. Acesso em: 17 maio. 2013.

GRUTKA, L. **Estudo das relações entre descargas sólidas e líquidas obtidas por meio de diferentes métodos de medição.** 87 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria, 2013.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico.** Bertrand Brasil. Rio de Janeiro-RJ. 1997.

HAHN, J. S.; LEE, J. Y. Characterization of groundwater temperature obtained from the Korean national groundwater monitoring stations: Implications for heat pumps. **Journal of Hydrogeology.** n. 329, p. 514-526. 2006.

HAHN, J. S. et al. Geothermal Heat Pump, Heating and Cooling Systems. Hamrimwan, Seoul, Korea. 2004.

HAUSMAN, A. **Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul – RS.** Acta Geológica Leopoldensia (Série Mapas, escala 1:50.000). n. 2, p. 1-127. 1995.

HEALY, R. W.; COOK, P. G; SCANLON, B.R. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal.** vol. 10, n. 1, p. 91-109. 2002.

HEATH, R. C., **Hidrologia básica de água subterrânea.** United States Geological Survey Water Supply 2220. Dept. of Natural Resources and Community Development. North Carolina. USA. Tradução para o português por Mario Wrege e Paul Potter, Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – IPH / UFRGS. 173 p. 1983.

HELDWEIN, A. B.; BURIOL, G. A.; STRECK, N. A. O clima de Santa Maria. **Revista Ciência e Ambiente.** UFSM. Santa Maria-RS. n. 38, p 44-58. 2009.

HIRATA, R. et al. Relation between sedimentary framework and hydrogeology in the Guarani Aquifer System in São Paulo State, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences,** vol. 4, n. 31, p. 444-456. 2011.

INMET – **Observações Meteorológicas. Dados da Estação Automática: Santa Maria-RS.** Disponível em <www.inmet.gov.br>. Acesso em: Jun.2014.

IRITANI, M. A., EZAKI, S. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. Instituto Geológico. São Paulo. 2008. 104 p.

IRITANI, M. A., EZAKI, S. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. Instituto geológico. São Paulo. 2008. 104 p.

KONRAD, C. G. **Zoneamento ambiental da microbacia hidrográfica do reservatório do DNOS de Santa Maria-RS**. 98f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria. 2005.

LEE, J. Y.; HANN, J. S. Characterization of groundwater temperature obtained from the Korean national groundwater monitoring stations: Implications for heat pumps. **Journal of Hydrology**. v. 329, p. 514-526. 2006. Disponível em: <www.sciencedirect.com/www.elsevier.com/locate/hydrol>. Acesso em: ago. 2014.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. **Geologia Geral**. São Paulo. Companhia Editora Nacional. 1987.

LEINZ, V.; LEONARDS, O. H. **Glossário geológico**. 2. ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 1977.

LIRA, S. A.; NETO, A. C. Coeficientes de correlação para variáveis ordinais e dicotômicas derivados do coeficiente linear de Pearson. **Revista Ciência e Engenharia**. Uberlândia-MG. v. 15, n. 1/2, p. 45-53. 2006.

LUCAS, M. C.; YOULTON, C.; WENDLAND, E. Influencia de las precipitaciones y del uso del suelo sobre las tasas de recarga en una área de afloramiento del Acuífero Guarani. In: XI CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDROGEOLOGIA, Colombia. **Anais...** 2012.

MACIEL FILHO, C. L. **Carta geotécnica de Santa Maria**. CCNE. UFSM. Santa Maria-RS. 21 p. 1990.

MARCHIORI, J. N. C. A vegetação em Santa Maria. **Revista Ciência e Ambiente**, UFSM. Santa Maria-RS, n. 38, p 93-112. 2009.

MARINS, A. P. **Simulação hidrológica do reservatório do Vacacaí-Mirim, em Santa Maria-RS, utilizando o sistema IPHS1**. 161f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria. 2004.

MARION, F. A. **Levantamento da situação atual dos recursos hídricos subterrâneos em Itaára-RS e sua vulnerabilidade natural**. 48 f. Monografia (Graduação em Geografia) - Universidade Federal de Santa Maria. 2007.

MARQUES, E. D.; TUBBS, D.; SILVA FILHO, E. V. Influência das variações do nível freático na química da água subterrânea, Aquífero Piranema - Bacia Sepetiba, RJ. **Geochimica Brasiliensis**, vol. 22, n. 3, p. 213-228. 2008.

MARTELLI, G. V. **Monitoramento da flutuação dos níveis de água em aquíferos freáticos para avaliação do potencial de recarga em área de afloramentos do Sistema Aquífero Guarani em Cacequi - RS**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria. 2012.

MAZIERO, T. A. **Monitoramento de Água Subterrânea em Área Urbana: Aspectos Quantitativos**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos. São Paulo. 2005.

MEDEIROS et al. Caracterização das águas subterrâneas usadas para irrigação na área produtora de melão da Chapada do Apodi. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 7, p. 469-472. 2003.

MEINZER, O. E. **The occurrence of ground water in the United States, with a discussion of principles**. Dissertation (Degree of doctor of philosophy). Chicago. USA. 1923. 321 p.

MENDES, R. S. **Determinação da evapotranspiração por métodos diretos e indiretos e dos coeficientes de cultura para a soja no Distrito Federal**. 58 f. Dissertação (Mestrado em

Ciências Agrárias) - Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Brasília. 2006. 58f.

MENEGÁSSE-VELÁSQUEZ, L. N. Efeitos da Urbanização sobre o Sistema Hidrológico: Aspectos da Recarga no Aquífero Freático e Escoamento Superficial – Área Piloto: Sub-bacias Sumaré e Pompéia, Município de São Paulo. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo. 1996.

MIGUEL, P. Caracterização pedológica, uso da terra e modelagem da perda de solo em áreas de encosta do rebordo do planalto do RS. 112 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria. 2010.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO. INMET, INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Data e Horário de Início das Estações do Ano. Disponível em:** <<http://www.inmet.gov.br>>. Acesso em: 26 jun. 2014.

MOLIN, J. P.; RABELLO, L. M. Estudos Sobre a Mensuração da Condutividade Elétrica do Solo. **Engenharia Agrícola.** Jaboticabal, v.31, n.1, jan./fev, 2011.

NASCIMENTO, D. B. Área de proteção ambiental do Vacacaí-Mirim-RS: uma proposta para sua delimitação espacial. 91f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria. 2012.

NASCIMENTO, J. N. P. Desenvolvimento e aplicação de modelos de gestão de recursos hídricos em cenários de sobreexploração. Tese. (Doutorado em Ciências de Engenharia) - Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica de Lisboa. 2012.

OPPA, L. F. Utilização de modelo matemático de qualidade da água para análise de alternativas de enquadramento do Rio Vacacaí-Mirim. 130f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria. 2007.

PAIVA, G. P. Estimativa de recarga em uma unidade detrítica de uma microbacia do Rio Piranga (MG). 138f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Viçosa, 2006.

PARANHOS, R. M. **Avaliação de metodologia para a estimativa de produção de sedimentos em uma pequena bacia rural de encosta.** 112f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria. 2004.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração.** Piracicaba. FEALQ. 1997.183 p.

PEREIRA, M. A. F. **Processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaço temporais no Bioma Mata Atlântica.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria. 2010.

PINTO, N. L. et al. **Hidrologia Básica.** Fundação Nacional de Material Escolar. Editora Edgar Blücher. Rio de Janeiro, 279 p. 1976.

PSAG – PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. **Informe Final de Hidrogeologia.** Rio Claro. SP. 2008. 290 p.

PSAG–PROJETO DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI. **Aquífero Guarani – Programa Estratégico de Ação (PEA).** Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani. [S.l.] 2009. 426 p.

RABELO, J. L.; WENDLAND, E. Estimativa de recarga de aquífero por meio de modelo numérico baseado em SIG espacialmente distribuído por estruturas geológicas. In: 45º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Belém-PA. v. 1, p. 1-2. 2010.

RIBEIRO, G. M.; MAIA, C. E; MEDEIROS, J. F. de. Uso da regressão linear para estimativa da relação entre a condutividade elétrica e a composição iônica da água de irrigação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental.** Campina Grande-Pb. v. 9, p. 15-22. 2005.

RHOADES, J. D. Electrical conductivity methods for measuring and mapping soil salinity. *Advances in Agronomy.* San Diego, v.49, p.232-242, 1993.

RODRIGUES, D. F. B. et al., Influência da pluviometria na condutividade elétrica no nível da água subterrânea de um vale aluvial no agreste de Pernambuco. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande-Pb. 2009.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 4, USP-SP. 1990. p. 25-39.

ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2002.

SAMUEL ROSA, A. et al.; Uso da terra no Rebordo do Planalto do Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, v.33, p.161-173, 2011.

SANTOS, I. et al. **Hidrometria Aplicada**. LACTEC. Curitiba-PR. 2008.

SARTORI, P. L. P. Geologia e geomorfologia de Santa Maria. **Revista Ciência e Ambiente**. UFSM. Santa Maria-RS. n. 38, p 19-42. 2009.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**.. n. 10, p. 18-39. 2002.

SARI, V. **Interceptação da chuva em diferentes formações florestais na região de Santa Maria - RS**. 211f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria. 2011.

SIEGEL, S. **Estatística não paramétrica**. Editora McGraw Hill do Brasil, São Paulo, 1981.

SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; CARMO, J. A. R. Monitoramento da Condutividade Elétrica em Poço Raso em Zona de Afloramentos do Sistema Aquífero Guarani, RS. In: XX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HIDRICOS. Bento Gonçalves-RS **Anais...** Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2013.

SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; FARIAS, P. V. C. Estimativa de recarga de água subterrânea em microbacia hidrográfica do rio Vacacai-Mirim, RS. In: XX SIMPOSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HIDRICOS. Bento Gonçalves-RS. **Anais...** Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2013.

SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; DAMBRÓS, C. Recarga y fluctuación do nível de aguas subterráneas en subcuencas con Floresta eucaliptos y nativa. In: XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDROGEOLOGÍA, Cartagena de Índias. **Anais...**Colombia, 2012.

SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; ANHAIA, C. Banco de dados hidrogeológicos. In: 25ª JAI-UFSM. Santa Maria: **Anais...**2010. p. 1-2.

SILVERIO DA SILVA, J. L. et al. Avaliação preliminar da flutuação do nível freático em microbacias representativas. In: XVIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. **Anais...** Campo Grande - MS, 2009, p. 15.

SILVERIO DA SILVA, J. L. et al. Impactos da atividade humana sobre o solo: Aquíferos. **Solos e Ambiente**. Santa Maria. PALLOTTI, p. 145-163, 2004.

SECRETARIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE DO RIO GRANDE DO SUL – SEMA RS. **Regiões hidrográficas do Rio Grande do Sul**. Mapa. Porto Alegre. RS. 1994.

SOPHOCLEOUS, M. A. **Groundwater recharge**. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Kansas, Lawrence, USA. 2004. 41 p.

STE. **Avaliação quali-quantitativa das demandas e disponibilidades de água na bacia hidrográfica do rio Vacacai-Mirim. Cenário Atual**. – Serviços Técnicos de Engenharia. 1998. 220 p.

TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a Terra**. São Paulo-SP. 2000. 549 p.

TODD D. K.; MAYS, L. W. **Groundwater Hydrology**, 3. ed. John Wiley and Sons, New York. 2005. 636 p.

TOMASELLA, J. T. G.; ROSSATO, L. **Tópicos em Meio Ambiente e Ciências Atmosféricas – Balanço Hídrico**. INPE, São José dos Campos, 2005.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH, 1993. 943 p.

TUCCI, C. E. M. **Impactos da variabilidade climática sobre os recursos hídricos do Brasil**. Brasília, ANA, 2002. 70 p.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA. PRPGP. **Estrutura e apresentação de monografias, dissertações e teses: MDT**. 8. ed. Biblioteca Central, Editora da UFSM. Santa Maria. 2012. 72 p.

UNESCO. **Guia Metodológica para la Elaboración del Balance Hídrico de América del Sur**. Montevideo. Uruguay. 1982. 130 p.

UNIVERSIDADE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS. ACTA GEOLÓGICA LEOPOLDENSIA. **As rochas e os sedimentos**. Cap. 2. São Leopoldo-RS. 2003. 33 p.

VIALI, L. **Estatística Não-Paramétrica**. (Material Didático). PUCRS. Porto Alegre-RS. 1999. 72 p.

WENDLAND, E. Guarani Aquifer System - Groundwater for South America. IN: SCIENCE FOR SUSTAINABILITY - THE POTENTIAL FOR GERMAN-BRAZILIAN COOPERATION. São Paulo-SP. Proceedings of the 1st German-Brazilian Conference on Research for Sustainability. Berlin-Alemanha: Federal Ministry of Education and Research (BMBF), 2009. v. 1, p. 33-37.

WENDLAND, E. **Monitoramento hidrológico em zona de afloramento do Aquífero Guarani**. Edital Universal MCT/CNPq 02/2006. São Carlos-SP. 2007. 19 p.

ZEGELIN, S. J.; WHITE, I.; JENKINS, D. R. Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. **Water Resources Research**. v. 25, n. 11, p. 2367-2376. 1989.

APÊNDICE 1 – Modelo de planilha de campo utilizada na pesquisa.

Poço 5		
Profundidade - 31 m		
Cota altimétrica - 231 m		
Data da visita:		
Hora:		
Nível:		
Temp. do ar:		
Prof.	Temp.	CE
1		
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		
12		
13		
14		
15		
16		
(*) 17		
18		
19		
20		
21		
22		
23		
24		
25		
26		
27		
28		
29		
30		
31		

Poço 6		
Profundidade - 20 m		
Cota altimétrica - 215 m		
Data da visita:		
Hora:		
Nível:		
Temp. do ar:		
Prof.	Temp	CE
1		
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		
12		
13		
14		
15		
16		
17		
18		
19		
20		

Poço 7		
Profundidade - 15 m		
Cota altimétrica - 193 m		
Data da visita:		
Hora:		
Nível:		
Temp. do ar:		
Prof.	Temp.	CE
1		
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
(*) 10		
11		
12		
13		
14		
15		

(*) - Profundidade da sonda

Observações:

APÊNDICE 2

Sequência de passos no aplicativo *Microsoft Excel* para o cálculo da variação do nível freático (Dh).

1. A partir da flutuação do nível estático (N. E.) monitorado por sonda, definir os eventos de recarga, em função dos aumentos de nível do lençol freático.
2. Gerar uma planilha para cada evento com valores de N. E. em coluna, com destaque para o N.E. mínimo do evento, aqui chamado de Ponto de Recessão. (P.R.)
3. Inserir um gráfico de linha para representar esses valores de N. E.
4. Copiar os valores de N. E. do evento selecionado para outra coluna, a fim manter os dados, porque a seguir deve-se apagar os valores de subida, a partir do P.R.
5. Com os valores só de descida da curva, adicionar uma linha de tendência.
6. Escrever a equação obtida pela linha de tendência em outra coluna da planilha para fazer a extrapolação. Dessa maneira efetua-se a da diferença no fim do evento, que é o Dh, ou seja, a diferença entre o N.E. plotado e o N.E. calculado pela equação que definiu a linha de tendência.

APÊNDICE 3

Exemplo de cálculo do Coeficiente de correlação por postos de Spearman (CCPS) (r_s), e sua Prova de Significância.

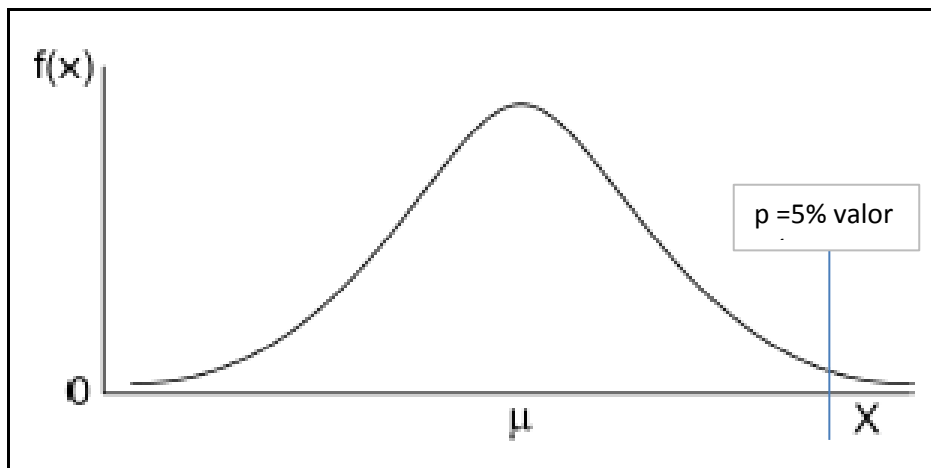
X	Temp.	Temperatura classificada	Postos	Y	CE	CE classificada	Postos	TEMP (X)	CE (Y)	$d_i = (X - Y)$	$d_i^2 = (A - B)^2$
6	20,80	20,10	1	16	312,30	260,00	1	6	16	-10	100
4	20,70	20,60	2	10	300,80	274,20	2	4	10	-6	36
4	20,70	20,70	4	9	296,30	278,50	3	4	9	-5	25
20	22,50	20,70	4	12,5	304,40	284,40	4	20	12,5	7,5	56,25
9,5	21,50	20,70	4	22	340,00	291,20	5	9,5	22	-12,5	156,25
12,5	22,00	20,80	6	2	274,20	292,10	6	12,5	2	10,5	110,25
25	22,90	21,10	7	8	295,50	293,30	7	25	8	17	289
20	22,50	21,30	8	17	315,30	295,50	8	20	17	3	9
16	22,20	21,50	9,5	20	334,00	296,30	9	16	20	-4	16
22	22,60	21,50	9,5	24	366,50	300,80	10	22	24	-2	4
18	22,40	21,60	11	3	278,50	302,80	11	18	3	15	225

X	Temp.	Temperatura classificada	Postos	Y	CE	CE classificada	Postos	TEMP (X)	CE (Y)	$d_i = (X-Y)$	$d_i^2 = (A-B)^2$
12,5	22,00	22,00	12,5	1	260,00	304,00	12,5	12,5	1	11,5	132,25
23	22,80	22,00	12,5	4	284,40	304,40	12,5	23	4	19	361
20	22,50	22,10	14,5	15	310,20	309,80	14	20	15	5	25
17	22,30	22,10	14,5	23	345,10	310,20	15	17	23	-6	36
14,5	22,10	22,20	16	18	323,10	312,30	16	14,5	18	-3,5	12,25
14,5	22,10	22,30	17	11	302,80	315,30	17	14,5	11	3,5	12,25
9,5	21,50	22,40	18	19	328,30	323,10	18	9,5	19	-9,5	90,25
8	21,30	22,50	20	14	309,80	328,30	19	8	14	-6	36
7	21,10	22,50	20	12,5	304,00	334,00	20	7	12,5	-5,5	30,25
4	20,70	22,50	20	7	293,30	336,10	21	4	7	-3	9
2	20,60	22,60	22	5	291,20	340,00	22	2	5	-3	9
1	20,10	22,80	23	6	292,10	345,10	23	1	6	-5	25
11	21,60	22,90	24	21	336,10	366,50	24	11	21	-10	100
										SOMA	1905

$$r_s = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^N di^2}{N^3 - N} = 1 - \frac{6 * (1905)}{13800} =$$

$$1 - 0,8282 = 0,171$$

$$r_s = 0,171$$



Hipótese de Nulidade H_0 :

"Não existe correlação entre a temperatura e a CE da água no poço 07".

Com base nos valores críticos da Tabela P de Spiegel, e tendo em vista o CCPS (r_s) calculado, nesse caso, de 0,171, aceitamos como verdadeira a hipótese de nulidade ao nível de significância de 1%.

Sendo r_s calculado maior que o valor crítico tabelado, a hipótese nula pode ser rejeitada, porque sai fora do intervalo de confiança. Nesse caso acontece o contrário, o valor calculado é menor que o crítico tabelado, portanto, confirma-se H_0 .

APÊNDICE 4

Tabela P. de Siegel - Valores críticos de (r_s) para o CCPS

N	Nível de Significância (Unilateral)	
	0,05	0,01
4	1,000	
5	0,900	1,000
6	0,829	0,943
7	0,714	0,893
8	0,643	0,833
9	0,600	0,783
10	0,564	0,746
12	0,506	0,712
14	0,456	0,645
16	0,425	0,601
18	0,399	0,564
20	0,377	0,534
22	0,359	0,508
24	0,343	0,485
26	0,329	0,465
28	0,317	0,448
30	0,306	0,432

