

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

**RELAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE COM A FISIOGRAFIA E
A HIDROGEOLOGIA EM RIO EFLUENTE: RIO GRAVATAÍ/RS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Pablo Andrés Munive Ledesma

Orientador: Prof. Dr. André Luiz Lopes da Silveira

Porto Alegre, maio de 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

**RELAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE COM A FISIOGRAFIA E
A HIDROGEOLOGIA EM RIO EFLUENTE: RIO GRAVATAÍ/RS**

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

Pablo Andrés Munive Ledesma

Orientador: Prof. Dr. André Luiz Lopes da Silveira

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Pedro Antônio Roehe Reginato	IPH/UFRGS
Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan	IPH/UFRGS
Dr. José Luiz Flores Machado	CPRM

Porto Alegre, maio de 2016

Dedico esse trabalho aos meus pais e a minha família, constante apoio em minha vida. Ao Brasil e ao Equador.

AGRADECIMENTOS

A Deus primeiramente, por ter me permitido essa grande oportunidade na minha vida.

À minha família, aos meus pais, às minhas irmãs, cunhados e a minhas avós por contar com seu apoio em tudo momento ao estar longe da minha casa, do meu País Equador.

Ao Brasil por ter me recebido durante o estudo do Mestrado.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul UFRGS pelo privilégio de ter sido seu aluno.

Ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental e ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) pela grande oportunidade de realizar o curso de mestrado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), à Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN), à Secretaria de Obras Públicas, ao Departamento de Recursos Hídricos (DRH) da Secretaria do Meio Ambiente (SEMA) e à Hidrogeo pela disponibilização da informação dos poços, parte essencial para a pesquisa.

Ao professor Dr. André Silveira, por sua importante ajuda como orientador da presente pesquisa.

Aos professores Pedro Reginato, Joel Goldenfum, Fernando Fan, Alfonso Risso, Masato Kobiyama e outros que de qualquer maneira contribuíram para o desenvolvimento da pesquisa.

Aos colegas do mestrado, Mildred, Giuliana, Juan, Fernando, Gabriele, Sly, Franciele, Gean e a todos que de alguma maneira me ajudaram durante a pesquisa.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	JUSTIFICATIVA	2
3	OBJETIVOS	3
3.1	OBJETIVO GERAL	3
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
4	HIPÓTESE	4
5	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
5.1	SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE	6
5.1.1	Método de Barnes	6
5.1.2	Método de Smoothed Mínima	7
5.1.3	Filtros digitais recursivos de Eckhardt	7
5.2	ÍNDICE DE ESCOAMENTO DE BASE	9
5.3	CURVA DE RECESSÃO	9
5.3.1	Método de Maillet ou de Barnes	10
5.3.2	Método de Matching Strip	12
5.3.3	Modelo de Boussinesq	13
5.4	CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS DA BACIA	14
5.4.1	Área de drenagem	14
5.4.2	Comprimento do Rio Principal	14
5.4.3	Densidade de Drenagem	14
5.4.4	Declividade do rio e da bacia	15
5.5	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DOS AQUÍFEROS.....	15
5.5.1	Aquíferos	15
5.5.2	Classificação dos Aquíferos	15
5.6	PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS	19
5.6.1	Condutividade Hidráulica (K)	19
5.6.2	Transmissividade (T)	20
5.6.3	Coeficiente de Armazenamento (S)	21
5.7	MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS	22
5.7.1	Método Direto com Ensaio de bombeamento	22

5.7.2 Métodos Indiretos	23
5.8 CIRCULAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	25
5.9 RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE E AS CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS	26
6 ÁREA DE ESTUDO.....	31
6.1 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRAVATAÍ.....	31
6.2 HIDROGRAFIA	32
6.3 CLIMA	32
6.4 PRECIPITAÇÃO	33
6.5 CARACTERIZAÇÃO HÍDRICA	34
6.5.1 Estações Pluviométricas.....	34
6.5.2 Estações Fluviométricas	35
6.5.3 Disponibilidade de água na bacia.....	39
6.6 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	39
6.7 HIDROGEOLOGIA.....	40
6.7.1 Poços Identificados na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	41
6.7.2 Caracterização dos Poços Identificados.	43
6.7.3 Caracterização Hidrogeológica dos poços selecionados de interesse na pesquisa com informação dos parâmetros hidrogeológicos.	47
6.7.4 Principais Sistemas Aquíferos	52
6.7.5 Circulação da água subterrânea.....	53
6.7.6 Áreas de Recarga.....	54
6.7.7 Reserva hídrica subterrânea.....	54
7 MÉTODOS.....	56
7.1 FLUXOGRAMA	56
7.2 DELIMITAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS	56
7.3 MÉTODO DE SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO DE BASE COM O FILTRO DIGITAL RECURSIVO DE ECKHARDT.....	57
7.4 MÉTODO DE DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE DE RECESSÃO COM O USO DO SOFTWARE RECESS.....	58
7.5 CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS.....	59

7.6	MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS.....	59
7.6.1	Determinação através da informação dos ensaios de bombeamento.....	59
7.6.2	Métodos Indiretos	60
7.7	RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE E AS CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS	61
8	RESULTADOS	62
8.1	SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO DE BASE.....	62
8.2	DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE DE RECESSÃO α E A CURVA DE RECESSÃO MESTRE.....	66
8.3	PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS	72
8.3.1	Determinação através da informação dos ensaios de bombeamento.....	72
8.3.2	Métodos Indiretos	74
8.4	RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE, AS CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRAVATAÍ.....	76
8.4.1	Relações entre o escoamento de base médio, os parâmetros BFI, α, e as características fisiográficas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	77
8.4.2	Relações entre o escoamento de base médio, os parâmetros BFI, α, e as características hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	84
8.4.3	Relações entre as características fisiográficas e as características hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	94
9	CONCLUSÕES	103
10	RECOMENDAÇÕES	106
11	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
	ANEXOS	110

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Hidrograma com o comportamento dos escoamentos.....	5
Figura 2. Hidrograma representativo do método gráfico de Barnes para a separação de escoamento superficial e de base com o α na curva de recessão.....	6
Figura 3. Método gráfico de Barnes para determinação do coeficiente de recessão em hidrogramas.....	11
Figura 4. CRM obtida pelo Método de Matching Strip.....	13
Figura 5. Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com o sistema de pressão de suas águas e com a natureza das camadas que os delimitam no topo e na base	17
Figura 6. Poço captando um aquífero livre, mostrando os parâmetros hidráulicos envolvidos.....	18
Figura 7. Poço no centro de uma ilha circular em aquífero livre ilustrando as condições para o regime permanente.....	23
Figura 8. Diferença dos sistemas de contribuições da água no rio.....	26
Figura 9. Localização geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	31
Figura 10. Temperatura máxima, média e mínima mensal (°C) (1961-1990) ...	33
Figura 11. Precipitação média mensal (mm) (1961-1990).....	34
Figura 12. Localização das estações pluviométricas na região da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí	34
Figura 13. Localização das estações fluviométricas na região da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.	35
Figura 14. Equação de ajuste dos dados da estação Passo Grande.....	36
Figura 15. Equação de ajuste dos dados da estação Passo das Canoas Auxiliar.....	36
Figura 16. Equação de ajuste dos dados da estação Passo das Canoas.....	37
Figura 17. Equação de ajuste dos dados da estação Cerâmica Cherubini.	37
Figura 18. Equação de ajuste dos dados da estação Passo Feijó.....	38
Figura 19. Série histórica de vazões (1940-2009) obtida com a curva-chave para a estação fluviométrica Passo das Canoas.	38
Figura 20. Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí	40
Figura 21. Mapa Hidrogeológico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	41
Figura 22. Distribuição dos poços identificados na Bacia Hidrográfica do Gravataí.....	43
Figura 23. Distribuição dos poços selecionados por ter características de um aquífero poroso e livre na Bacia Hidrográfica do Gravataí.....	51
Figura 24. Mapa dos Sistemas Aquíferos do SNIRH.	52
Figura 25. Mapa piezométrico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	54
Figura 26. Fluxograma para a metodologia de pesquisa.....	56
Figura 27. Delimitação das sub-bacias do Gravataí em base aos postos fluviométricos selecionados.	57
Figura 28. Separação do escoamento de base na estação Passo Grande com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)	63
Figura 29. Separação do escoamento de base na estação Passo das Canoas auxiliar com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)	63

Figura 30. Separação do escoamento de base na estação Passo das Canoas com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)	64
Figura 31. Separação do escoamento de base na estação Cerâmica Cherubini com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)	64
Figura 32. Separação do escoamento de base na estação Passo Feijó com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)	65
Figura 33. Índices de recessão com análise anual	67
Figura 34. Curva de recessão mestre com análise anual	67
Figura 35. Índices de recessão com análise no verão	68
Figura 36. Curva de recessão mestre com análise no verão	68
Figura 37. Índices de recessão com análise no inverno	69
Figura 38. Curva de recessão mestre com análise no inverno	69
Figura 39. Relação do coeficiente de armazenamento S (ensaio) e o determinado com o α do RECESS (indireto)	75
Figura 40. Relação do coeficiente de armazenamento S (ensaio) e o determinado com o α do Maillet (indireto)	75
Figura 41. Relação do escoamento de base médio e a área das sub-bacias ...	78
Figura 42. Relação do escoamento de base médio e a densidade de drenagem das sub-bacias	78
Figura 43. Relação do escoamento de base médio e a declividade média do rio principal	79
Figura 44. Relação do BFI e a área das sub-bacias	80
Figura 45. Relação do BFI e a densidade de drenagem das sub-bacias	80
Figura 46. Relação do BFI e a declividade média do rio principal	81
Figura 47. Relação do α e a área das sub-bacias	82
Figura 48. Relação do α e a densidade de drenagem das sub-bacias	82
Figura 49. Relação do α e a declividade média do rio principal	83
Figura 50. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o escoamento de base médio	84
Figura 51. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o escoamento de base médio	85
Figura 52. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o escoamento de base médio	86
Figura 53. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o BFI	86
Figura 54. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o BFI ...	87
Figura 55. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o BFI	87
Figura 56. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o coeficiente de recessão	88
Figura 57. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o coeficiente de recessão	89
Figura 58. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o coeficiente de recessão	90
Figura 59. Relação da transmissividade e o escoamento de base médio	91
Figura 60. Relação da transmissividade e o BFI	91
Figura 61. Relação da transmissividade e o coeficiente de recessão	92
Figura 62. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a área das sub-bacias	94

Figura 63. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a área das sub-bacias	95
Figura 64. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a área das sub-bacias	95
Figura 65. Relação da transmissividade e a área das sub-bacias	96
Figura 66. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a densidade de drenagem das sub-bacias.....	97
Figura 67. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a densidade de drenagem das sub-bacias.....	97
Figura 68. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a densidade de drenagem das sub-bacias.....	98
Figura 69. Relação da transmissividade e a densidade de drenagem das sub-bacias.....	99
Figura 70. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a declividade média do rio principal das sub-bacias.....	99
Figura 71. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a declividade média do rio principal das sub-bacias.....	100
Figura 72. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a declividade média do rio principal das sub-bacias.....	101
Figura 73. Relação da transmissividade e a declividade média do rio principal das sub-bacias	102
Figura 74. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 4300009451 da CPRM	111
Figura 75. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço COR SAP 25 da CORSAN.....	113
Figura 76. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 4519/TQP 1 da SOP	115
Figura 77. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 2257 da HIDROGEO.....	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Estudos realizados com modelos de regressão descrevendo as relações entre o escoamento de base, BFI e α com as características da bacia.....	27
Tabela 2. Estações fluviométricas selecionadas na região de estudo obtidas no Hidroweb.....	35
Tabela 3. Vazão média para as estações fluviométricas avaliadas inseridas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.....	39
Tabela 4. Informação Hidrogeológica dos poços da CPRM e da CORSAN identificados na bacia do Gravataí com parâmetros hidrogeológicos.....	45
Tabela 5. Poços das diferentes fontes que têm informação do ensaio de bombeamento.....	47
Tabela 6. Informação Hidrogeológica e Geológica dos poços selecionados de interesse na pesquisa.....	50
Tabela 7. Características Fisiográficas das sub-bacias do Rio Gravataí.....	59
Tabela 8. Poços selecionados pelas características do aquífero e sua relação com as estações fluviométricas.....	61
Tabela 9. Valores de k e α para as estações fluviométricas com a metodologia do filtro digital recursivo de Eckhardt.....	62
Tabela 10. Resultado da separação do escoamento de base com os filtros digitais recursivos de Eckhardt, BFI e o BFI_{max} por Collischonn e Fan.....	65
Tabela 11. Resultados da obtenção do índice de recessão médio K e o coeficiente de recessão α com o RECESS nas diferentes análises.....	70
Tabela 12. Coeficientes de recessão determinados com os métodos de Maillet e Boussinesq.....	72
Tabela 13. Informação Hidrogeológica dos poços direta da fonte ou que foi calculada que captam um aquífero poroso e livre.....	73
Tabela 14. Coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto com o coeficiente de recessão α	74
Tabela 15. Resumo do escoamento de base médio e os parâmetros BFI e α para determinação das relações.....	76
Tabela 16. Características fisiográficas para determinação das relações.....	76
Tabela 17. Resumo dos parâmetros hidrogeológicos para determinação das relações.....	77
Tabela 18. Número das sub-bacias marcados nos gráficos das relações a seguir.....	77
Tabela 19. Resultados da regressão linear simples entre o escoamento de base médio, BFI e α e as características fisiográficas.....	84
Tabela 20. Resultados da regressão linear simples entre o escoamento de base médio, BFI e α e as características hidrogeológicas.....	93
Tabela 21. Resultados da regressão linear simples entre as características fisiográficas das sub-bacias e as características hidrogeológicas.....	102
Tabela 22. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 4300009451 da CPRM.....	111
Tabela 23. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço COR SAP 25 da CORSAN.....	113
Tabela 24. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 4519/TQP 1 da SOP.....	115
Tabela 25. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 2257 da HIDROGEO.....	117

RESUMO

Esta pesquisa propõe-se a estimar e avaliar relações dos parâmetros de escoamento de base com as características hidrogeológicas em um rio efluente, com estudo de caso no Rio Gravataí, localizado no Estado do Rio Grande do Sul. Este estudo justifica-se pela carência de informação das relações do escoamento de base com características hidrogeológicas no Brasil. Os dados de vazão utilizados foram de Bourscheid (2012) determinados a partir do HidroWeb da Agência Nacional de Águas (ANA). Os parâmetros de escoamento de base (Q_b) que foram avaliados são o índice de escoamento de base (BFI) e o coeficiente de recessão (α). Também foram usadas as características fisiográficas das sub-bacias da bacia do Rio Gravataí como ferramenta de análise para assim determinar as relações com as características hidrogeológicas de transmissividade (T) e coeficiente de armazenamento (S). Para a separação do escoamento de base utilizou-se o método do filtro digital recursivo de Eckhardt (2005). Para o cálculo do BFI_{max} foi usada a metodologia de Collischonn e Fan (2013). Obtiveram-se os seguintes resultados para a série histórica da sub-bacia mais representativa Passo das Canoas, $Q_{med}=26,87m^3/s$; $Q_{b,med}=17,61m^3/s$, $BFI=0,66$; $BFI_{max}=0,68$. Para determinar a curva de recessão mestre e os correspondentes α , utilizou-se o software RECESS (Rutledge, 1998), tendo como resultado $\alpha=0,0285$ dias⁻¹ para a estação Passo das Canoas. As características hidrogeológicas provêm de dados disponíveis de ensaios de bombeamento feitos pela CPRM, CORSAN, SOP, DRH-SEMA e HIDROGEO. As relações entre os parâmetros de escoamento de base e as características fisiográficas e hidrogeológicas foram determinadas com a regressão linear simples com o uso das ferramentas estatísticas correlação de Pearson R, o coeficiente de determinação R^2 , a probabilidade p e a significância ($p<0,05$) e o coeficiente de relação entre as variáveis. As principais relações obtidas foram: $Q_{b,med}$ – área, $R^2=0,87$; BFI – área, $R^2=0,92$; α – S(α RECESS), $R^2=0,78$; α - S (α Maillet), $R^2=0,73$. Para a determinação do coeficiente de armazenamento S, o método indireto através do α de Maillet e RECESS apresentou maiores correlações e mais confiabilidade do que o método com a informação do ensaio de bombeamento. Segundo a hipótese proposta, se teve algumas relações com significância.

Palavras chave: coeficiente de recessão, BFI, RECESS, Maillet, coeficiente de armazenamento, aquífero poroso, aquífero livre.

ABSTRACT

The purpose of this research is to estimate and evaluate the relation of the baseflow parameters and hydrogeological characteristics in an effluent river, with a study in the Gravataí River, state of Rio Grande do Sul. It has been noted that in Brazil there is a few information about the relationship of the baseflow parameters and hydrogeological characteristics. The information of streamflow was collected from Bourscheid (2012) determined from of HidroWeb of National Water Agency (ANA). The parameters of baseflow (Q_b) that were evaluated are the baseflow index (BFI) and the recession coefficient (α). Also it were used the physiographic characteristics of sub-basins of Gravataí River as analysis tool to determine the relationship with hydrogeological characteristics, transmissivity (T) and coefficient of storage (S). The method of digital recursive filter of Eckhardt was used to separate baseflow. To calculate the BFI_{max} it was used the methodology of Collischonn e Fan (2013). The results for of data series more representative sub-basin Passo das Canoas were $Q_{med}=26,87m^3/s$; $Q_{bmed}=17,61m^3/s$, $BFI=0,66$; $BFI_{max}=0,68$. To determinate the master recession curve and your coefficient α it was used the software RECESS (Rutledge, 1998), with $\alpha=0,0285 \text{ days}^{-1}$ as result for the Passo das Canoas sub-basin. The hydrogeological characteristics were obtained with pumping tests performed by CPRM, CORSAN, SOP, DRH-SEMA and HIDROGEO. The relationship of parameters of baseflow and the physiographic and hydrogeological characteristics were analyzed with the simple linear regression using statistical tools of coefficient of Pearson's correlation (R), the coefficient of determination (R^2), probability p and significance ($p<0,05$) and the coefficient of relationship between the variables. The most important relations obtained were: $Q_{bmed} - \text{area}$, $R^2=0,87$; $BFI - \text{area}$, $R^2=0,92$; $\alpha - S(\alpha \text{ RECESS})$, $R^2=0,78$; $\alpha - S(\alpha \text{ Maillet})$, $R^2=0,73$. For the determination of coefficient of storage S, the indirect method using α of Maillet and RECESS showed higher correlations and more reliable than the method with the information of pumping test. According to the established hypothesis, has some relationships with significance.

Keywords: recession coefficient, BFI, RECESS, Maillet, storage coefficient, aquifer porous, aquifer unconfined.

1 INTRODUÇÃO

A compreensão da dinâmica dos Recursos Hídricos é muito importante para o desenvolvimento de qualquer lugar, assim como é fundamental para seu planejamento, previsão e entendimento.

Os recursos hídricos superficiais e subterrâneos constituem um sistema único, com contínua interação e dinâmica. Por isto qualquer modificação em um deles, refletirá a curto ou longo prazo em todo o sistema. Devido a esta interação, é possível investigar processos do recurso hídrico subterrâneo por meio de métodos indiretos a partir de informações disponíveis do recurso hídrico superficial de séries fluviométricas ou por meio de métodos diretos para a caracterização hidrogeológica (TRAINER e WATKINS JR., 1974; USAE, 1999; DEWANDEL ET. AL., 2003; COSTA, 2005 *apud* COSTA E BACELLAR, 2010).

A análise das vazões em uma bacia, ao longo do tempo, permite a obtenção de dados importantes para a caracterização dos aquíferos, do regime do escoamento e do armazenamento subterrâneo, através de seus parâmetros hidrológicos (DEWANDEL *et al.*, 2003; COSTA, 2005; MOURÃO, 2007 *apud* FERREIRA *et al.*, 2010). Conhecendo o volume do escoamento de base total e o coeficiente de recessão, se pode inferir de maneira indireta as características hidrogeológicas de um aquífero, dependendo dos sistemas aquíferos presentes na bacia hidrográfica. É importante ressaltar que este tipo de investigação só é possível em casos de aquíferos não confinados e para rios efluentes.

O conhecimento do escoamento de base tem significativa importância no gerenciamento dos recursos hídricos, pois é possível estimar a reserva renovável, assunto de muito interesse nas épocas de escassez hídrica. É possível estimar o escoamento de base através de relações com as características fisiográficas e hidrogeológicas de uma bacia usando modelos de regressão, como a regressão múltipla linear e/ou a múltipla passo a passo, e assim poder estabelecer uma estimativa da disponibilidade de água subterrânea.

O escoamento de base apresenta variabilidade espacial e temporal devido ao clima, uso da terra, solos, frequência e quantidade de recarga, vegetação, topografia e geologia (STUCKEY, 2006; DELIN *et al.*, 2006 *apud* SANTHI *et al.*, 2008).

2 JUSTIFICATIVA

A deficiência de conhecimento e a escassez de estudos da relação do escoamento de base com parâmetros hidrogeológicos tornam necessária a questão do seu entendimento e da sua relação.

É importante entender os fatores envolvidos em cada um dos recursos hídricos superficial e subterrâneo para compreender a ligação entre eles.

É fundamental o conhecimento do comportamento da vazão de um rio durante períodos de recessão de escoamento pelos problemas na hidrologia, na hidrogeologia e seus reflexos na gestão dos recursos hídricos.

As relações obtidas podem ser usadas para extrapolação e para medir a aplicabilidade em outras bacias.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Investigar relações existentes entre os parâmetros de escoamento de base de um rio efluente com características fisiográficas e hidrogeológicas de uma bacia hidrográfica.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar a separação do escoamento de base por meio de técnicas automatizadas, o Índice de escoamento de base e o coeficiente de recessão das sub-bacias.
- Determinar as características fisiográficas das sub-bacias.
- Analisar a informação hidrogeológica disponível dos ensaios de bombeamento dos poços localizados no aquífero de interesse e determinar as características hidrogeológicas através de diferentes métodos de obtenção.
- Considerar a variabilidade de métodos no cálculo dos parâmetros.
- Estabelecer relações entre os parâmetros dos recursos hídricos superficial e subterrâneo para um melhor entendimento de sua ligação.

4 HIPÓTESE

Existe relação significativa entre o coeficiente de recessão, o índice de escoamento de base e as características fisiográficas e hidrogeológicas na bacia hidrográfica de um rio efluente?

5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A seguir apresenta-se a revisão bibliográfica dos principais temas a serem vistos durante o desenvolvimento da presente pesquisa. Começando com o escoamento de base e os métodos para sua separação, os parâmetros do escoamento de base: Índice de Escoamento de Base BFI e os métodos de determinação do coeficiente de recessão α . Posteriormente a definição das características fisiográficas, depois uma descrição da parte hidrogeológica e por último o tema das relações entre os parâmetros anteriormente citados.

O escoamento total de um rio é o resultante dos seus componentes: escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo. O comportamento dos escoamentos pode-se observar na Figura 1. O escoamento de base (Q_b) de um rio é definido como a porção do escoamento total proveniente do aquífero, ou seja, corresponde à descarga de água subterrânea para o sistema superficial, (CASTANY, 1971; DUNNE, 1980; CHORLEY, 1980; FETTER, 1988; ZECHARIAS & BRUTSAERT, 1988; LACEY e GRAYSON, 1998 *apud* COSTA e BACELLAR, 2010).

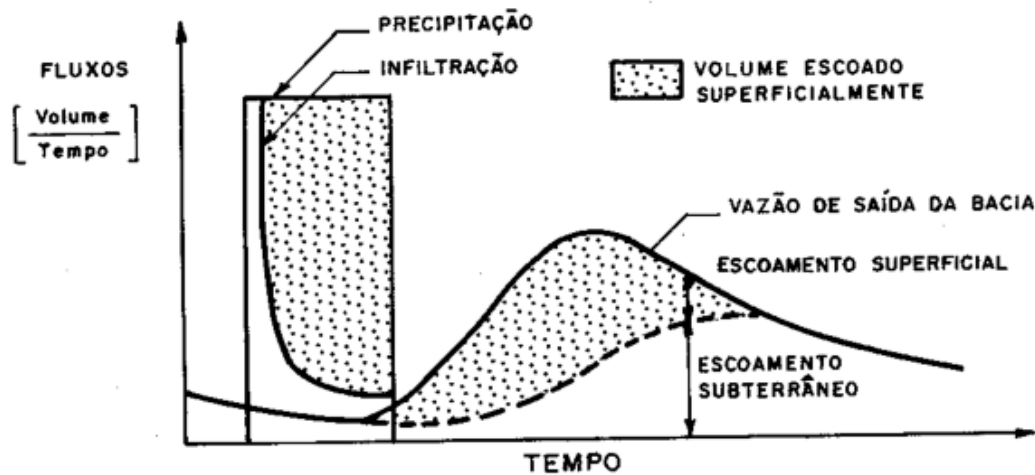


Figura 1. Hidrograma com o comportamento dos escoamentos.
Fonte: TUCCI, 2009

O escoamento de base (Q_b), é portanto, o aporte que mantém a perenidade do rio em períodos de estiagem. Normalmente, durante as estiagens a vazão dos rios é mantida pela descarga de aquíferos.

Durante uma estiagem uma bacia se comporta de forma semelhante a um reservatório linear simples, em que a vazão descarregada é proporcional ao volume armazenado (NATHAN e MCMAHON, 1990).

Para conhecer o escoamento de base é necessária a separação do escoamento direto ou superficial e o escoamento de base, utilizando a análise de vazões em uma bacia ao longo do tempo.

5.1 SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE

Existem vários métodos para a separação do escoamento de base. Um dos mais tradicionais é o de Barnes (1939). Também existem métodos com filtros como o método de Smoothed Mínima e os filtros digitais recursivos como o desenvolvido por Eckhardt (2005). Estes filtros são algoritmos que calculam a separação do escoamento a partir de dados de vazão, sendo facilmente automatizados (COLLISCHONN e FAN, 2013).

5.1.1 Método de Barnes

É baseado na linearidade da recessão num gráfico semi-logarítmico. Trata-se de um procedimento manual, e de alguma forma subjetivo, por ser um método gráfico. Este método também serve para determinar o coeficiente de recessão, que será explicado no item 5.3.1. O método é mostrado na Figura 2.

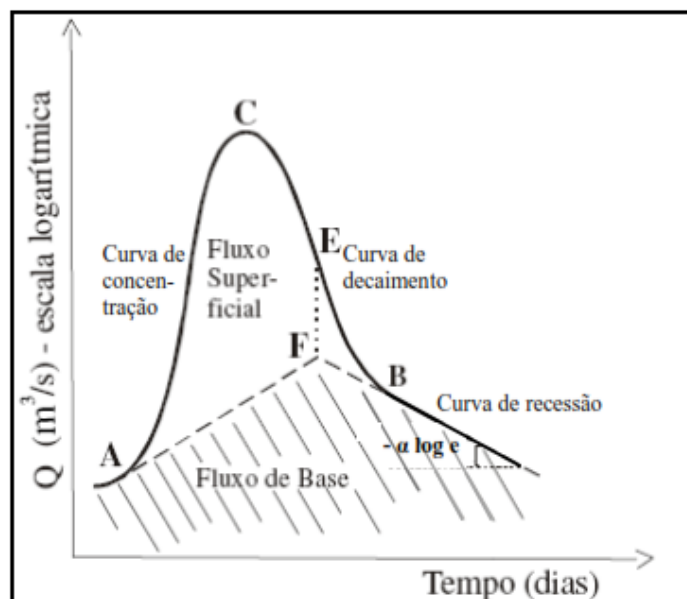


Figura 2. Hidrograma representativo do método gráfico de Barnes para a separação de escoamento superficial e de base com o α na curva de recessão.

Fonte: Modificado de COSTA, 2005 *apud* FERREIRA, 2009

5.1.2 Método de Smoothed Mínima

Este método foi desenvolvido pelo Instituto de Hidrologia (1980) no Reino Unido. Nesse estudo sugere-se que o Índice de escoamento de base pode ser estimado por meio da geologia das bacias (MAZVIMAVI *et al.*, 2004). Com esse método se pode trabalhar com séries hidrológicas extensas e com dados diários de vazão (COSTA e BACELLAR, 2010).

5.1.3 Filtros digitais recursivos de Eckhardt

Igualmente ao método anterior, os filtros digitais recursivos de Eckhardt são uma técnica automatizada de separação de escoamento de base, recomendável no tratamento de séries hidrológicas extensas, que permite tratar grande quantidade de dados com relativa facilidade (NATHAN e MCMAHON, 1990).

Segundo os estudos de Nathan e McMahon (1990) na Austrália, se conclui que o método do filtro recursivo é um método de separação contínua de escoamento de base, estável, reproduzível e objetivo, quando comparado com o método Smoothed Mínima (SANTHI *et al.*, 2008).

No estudo de Eckhardt (2008) foi utilizado o programa BFLOW baseando-se na pesquisa de Arnold *et al.* (1995). Este programa combina duas técnicas, uma para separar o escoamento de base feito com o filtro recursivo de Lyne-Hollick (1979) e a outra para estimar a constante de recessão mediante o método de matching strip (AHIABLAME *et al.*, 2013).

O filtro de Eckhardt é um algoritmo que faz a separação da vazão do rio em duas componentes: escoamento superficial (direto) e escoamento de base (indireto), conforme a equação 1 (ECKHARDT, 2005):

$$y_i = f_i + b_i \quad (1)$$

Onde:

y	=	vazão do rio
f	=	escoamento superficial
b	=	escoamento de base
i	=	intervalo de tempo

Eckhardt (2005) demonstrou que vários filtros poderiam ser representados de forma genérica mediante a equação 2 com a restrição de que o escoamento de base deve ser menor ou igual a vazão total do rio ($b_i \leq y_i$):

$$b_i = A * b_{i-1} + B * y_{i-1} \quad (2)$$

Onde:

- b = escoamento de base
 y = vazão do rio
 A e B = parâmetros de cálculo
 i = intervalo de tempo

Além disso, Eckhardt mostrou que assumindo uma relação linear entre a descarga do aquífero e seu armazenamento (sendo mais razoável para períodos de duração de recessão longa) os parâmetros A e B apresentados na equação 2 podem ser expressos em função da constante de recessão (a) e do parâmetro de Índice de Escoamento de Base máximo (BFI_{max}), introduzido por Eckhardt (COLLISCHONN e FAN, 2013).

O BFI_{max} é um fator que restringe o máximo valor de BFI e é utilizado para o cálculo do algoritmo. Este parâmetro pode ser influenciado pelas características geológicas (COLLISCHONN e FAN, 2013).

Eckhardt (2005) definiu as seguintes equações para a determinação dos parâmetros A e B:

$$A = \left(\frac{1 - BFI_{max}}{1 - a * BFI_{max}} \right) * a \quad (3)$$

$$B = \frac{(1 - a) * BFI_{max}}{1 - a * BFI_{max}} \quad (4)$$

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max}) * a * b_{i-1} + (1 - a) * BFI_{max} * y_i}{1 - a * BFI_{max}} \quad (5)$$

Eckhardt (2005) propõe valores representativos para o BFI_{max} para três diferentes situações hidrológicas e hidrogeológicas que devem ser usados como uma primeira aproximação (COLLISCHONN e FAN, 2013):

$BFI_{max} = 0,80$ para um curso de água perene com aquífero poroso;

$BFI_{max} = 0,50$ para um curso de água efêmero com aquífero poroso;

$BFI_{max} = 0,25$ para um curso de água perene com aquífero fraturado.

Collischonn e Fan (2013) propuseram outro procedimento de estimativa do parâmetro BFI_{max} , tendo como área de estudo a parte central e o sul do Brasil, baseado na relação das vazões Q_{90}/Q_{50} conforme a equação 6 (MATTIUZZI *et al.*, 2016).

$$BFI_{max} = 0.8344 \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0.2146 \quad (6)$$

5.2 ÍNDICE DE ESCOAMENTO DE BASE

O índice de escoamento de base (BFI) representa a proporção do escoamento total derivada do escoamento de base. É considerado um bom indicador das condições geológicas em uma bacia, sendo maior com valores próximos de 1 quanto maior a contribuição do fluxo subterrâneo (INSTITUTE OF HYDROLOGY IN LACEY & GRAYSON, 1998; SMAKHTIN, 2001 *apud* COSTA e BACELLAR, 2010).

5.3 CURVA DE RECESSÃO

A análise da curva de recessão permite a determinação das características da água subterrânea, é um pré-requisito para a separação do escoamento de base do escoamento total e para a estimação do armazenamento e recarga de água subterrânea (WITTENBERG, 1999). O período de recessão é aquele onde não há precipitação, então a vazão do rio diminui e é mantida pelo escoamento de base. Os aquíferos contribuem parcialmente com a vazão dos rios, através das descargas de água subterrânea (MATTIUZZI *et al.*, 2016).

A recessão do escoamento de base corresponde à depleção da água subterrânea ao longo do tempo, indicando a que taxas as reservas do aquífero estão

sendo liberadas para o rio, dando, portanto indícios das condições do aquífero (CASTANY, 1971; CUSTODIO e LLAMAS, 1976; USAE, 1999; SMAKHTIN, 2001 *apud* COSTA e BACELLAR, 2010).

O coeficiente de recessão ou taxa de decaimento ou esgotamento, denominado como α , indica a taxa de produção do escoamento de base e corresponde à inclinação da curva de recessão ($-\alpha \log e$), em gráfico semi-logarítmico, como se mostra na Figura 3. É expresso em dias⁻¹ e é característico de cada bacia que depende principalmente da geologia, tipo de solo e geomorfologia (CASTANY, 1971; USAE, 1999 *apud* FERREIRA, 2009).

Valores previstos de BFI a partir das características da bacia podem ser utilizados para estimar o coeficiente de recessão, que permite a previsão de fluxo de depleção durante a estação seca, como demonstrado no estudo de Mazvimavi *et al.* (2004), onde o BFI é intimamente relacionado com o α com um coeficiente de correlação de 0,81.

Alguns dos principais métodos de determinação do coeficiente de recessão α de forma numérica são: Maillet ou Barnes, Matching Strip e Boussinesq.

5.3.1 Método de Maillet ou de Barnes

Adotando-se uma relação linear entre a vazão e a carga hidráulica, pode-se admitir para grande parte dos aquíferos um modelo exponencial para a recessão (KRESIC, 1997; DEWANDEL *et al.*, 2003 *apud* COSTA e BACELLAR, 2010), como a equação de Maillet (1905):

$$Q_t = Q_1 e^{-\alpha t} \quad (7)$$

Onde:

Q_t = vazão no tempo t (m³/s)

Q_1 = vazão no início da recessão (m³/s)

α = coeficiente de recessão (ou de esgotamento) (dia⁻¹)

t = tempo (dias) desde o início da recessão

A recessão do aquífero se mostra na Figura 3, no trecho a partir do ponto B. Segundo o método de Barnes (1939), que exige séries hidrológicas extensas, pode-

se determinar o coeficiente de recessão α graficamente com a inclinação da curva de recessão na separação do escoamento superficial e subterrâneo. Este método é geralmente o mais utilizado no Brasil e permite calcular a recessão em hidrogramas com vazões médias mensais de longo prazo (Ferreira, 2009).

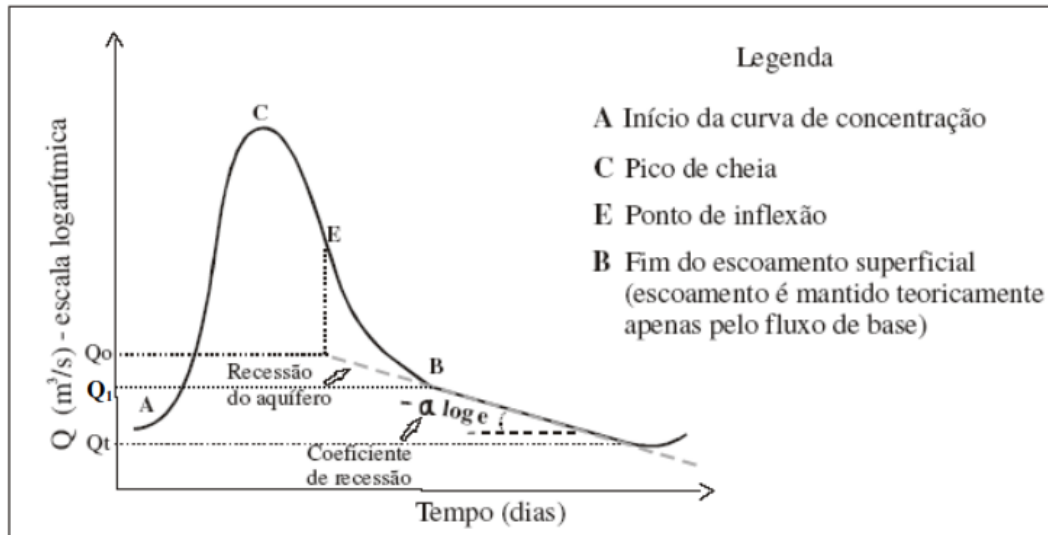


Figura 3. Método gráfico de Barnes para determinação do coeficiente de recessão em hidrogramas. Fonte: Modificado de CUSTODIO e LLAMAS, 1976 figura tomada de FERREIRA, 2009

Partindo da equação de Maillet (7), se obtém a seguinte equação (8) para a determinação do coeficiente de recessão pelo método de Barnes:

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_t}{0,4343 t} \quad (8)$$

Usando a equação exponencial de Maillet (7), segundo os fundamentos de Rorabaugh (1960) pode-se determinar o coeficiente de recessão segundo a fórmula (9), conhecendo os parâmetros hidrogeológicos de condutividade hidráulica ou a transmissividade e o rendimento específico (que é o coeficiente de armazenamento nos aquíferos livres) (Custodio e Llamas, 1976; Dewandel *et al.*, 2003, *apud* COSTA e BACELLAR, 2010):

$$\alpha = \frac{\pi^2 K b}{4 S_y L^2} \quad (9)$$

Onde:

K = condutividade hidráulica (m/s ou m/dia)

b = espessura saturada média (m)

- Sy = rendimento específico ou porosidade efetiva
- L = distância da drenagem ao divisor de águas subterrâneas (m). Na prática, assume-se que este divisor coincide com o divisor de águas superficiais.

5.3.2 Método de Matching Strip

Método no qual se ajustam todas as pequenas curvas de recessão de diferentes eventos numa curva representativa, denominada curva de recessão mestra (SNYDER 1939, *apud* COSTA e BACELLAR, 2010). Em gráficos em escala semi-logarítmica de vazão diária versus tempo são destacados os períodos de recessão, identificados pelos trechos retilíneos. Depois cada segmento de recessão é movimentado até estabelecer uma curva mestre (CRM) que seja comum a todos os segmentos, como pode-se observar na Figura 4. Posteriormente o coeficiente de recessão é determinado pela inclinação da CRM usando a equação de Barnes (8), por isto neste método também se admite um modelo exponencial para a recessão (NATHAN e MCMAHON, 1990; Tallaksen, 1995 *apud* COSTA e BACELLAR, 2010).

Um dos programas que usa o método de Matching Strip é o software RECESS (RUTLEDGE, 1998) onde se obtém a curva CRM (como indicado na Figura 4) e o coeficiente de recessão.

Com a CRM se pode determinar o coeficiente de recessão para séries hidrológicas curtas e até descontínuas. O coeficiente de recessão determinado a partir da CRM, teoricamente, representa de forma mais fiel as condições da bacia, pois indica um nível básico para onde todos os pequenos estágios de recessão convergem (COSTA e BACELLAR, 2010).

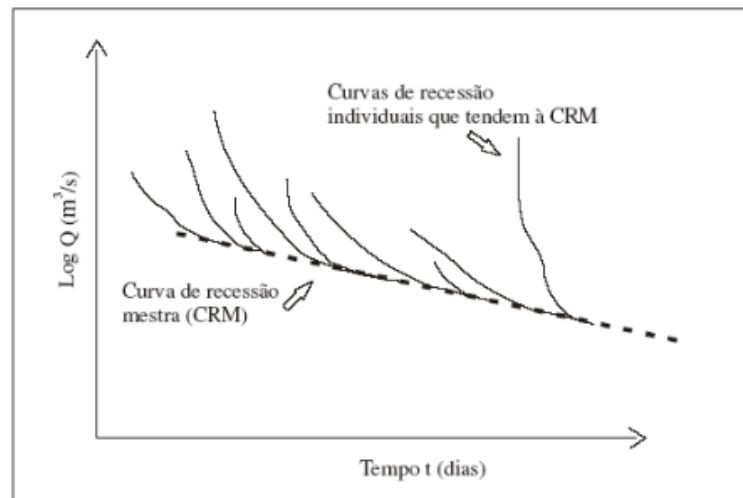


Figura 4. CRM obtida pelo Método de Matching Strip.

Fonte: modificado de NATHAN e MCMAHON, 1990 figura tomada de FERREIRA, 2009

5.3.3 Modelo de Boussinesq

Boussinesq (1903) considera o aquífero com uma camada impermeável horizontal e ao contrário dos métodos de Maillet e Matching Strip, que adotam uma relação exponencial para a recessão, este adota uma relação quadrática para a restituição de água subterrânea. Este modelo permite calcular a recessão em hidrogramas com vazões médias mensais de longo prazo, igual ao proposto por Maillet (FERREIRA, 2009).

A forma quadrática de Boussinesq ajusta a recessão inteira, enquanto que a forma exponencial de Maillet se aplica para a última parte da curva de recessão (DEWANDEL *et al.*, 2003).

A equação para a determinação do coeficiente de recessão é a seguinte:

$$\alpha = \frac{\sqrt{Q_1} - \sqrt{Q_t}}{t \cdot \sqrt{Q_t}} \quad (10)$$

Também se pode determinar o coeficiente de recessão conhecendo os parâmetros hidrogeológicos de condutividade hidráulica e o coeficiente de armazenamento, segundo a seguinte equação:

$$\alpha = \frac{1,115Kh}{SL^2} \quad (11)$$

Onde:

K = condutividade hidráulica (m/s ou m/dia)

h = carga hidráulica (m);

S = coeficiente de armazenamento

L = distância da drenagem ao divisor de águas subterrâneas (m). Na prática, assume-se que este divisor coincide com o divisor de águas superficiais.

5.4 CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS DA BACIA

5.4.1 Área de drenagem

A área é um dado fundamental para definir a potencialidade hídrica de uma bacia (km²). A área de uma bacia hidrográfica é estimada a partir da delimitação dos divisores da bacia em um mapa topográfico (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013; TUCCI, 2009). A área de drenagem tem relação significativa com o escoamento de base e também com o BFI.

5.4.2 Comprimento do Rio Principal

É a extensão do maior e principal curso de água da bacia hidrográfica (m ou km) partindo do exutório. É uma característica importante da bacia hidrográfica porque relaciona o tempo de viagem da água ao longo de todo o sistema (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). O comprimento do rio principal serve para determinar a sua declividade média.

5.4.3 Densidade de Drenagem

Horton (1932) definiu densidade de drenagem como a razão entre o comprimento total dos cursos de água e a área da bacia hidrográfica (km/Km²). É um índice importante, pois reflete a influência da geologia, da topografia, do solo e da vegetação da bacia hidrográfica, e está relacionado com o tempo gasto para a saída do escoamento superficial da bacia (DE PAULA LIMA, 1996).

A densidade de drenagem é inversamente relacionada com a permeabilidade de um aquífero e, portanto espera-se que influencie os escoamentos de bases (Zecharias & Brutsaert, 1988 *apud* MAZVIMAVI *et al.*, 2004).

5.4.4 Declividade do rio e da bacia

A declividade do rio pode ser determinada com o cálculo da declividade média, dividindo-se o desnível entre a nascente e a foz pela extensão total do curso d'água principal (m/m ou m/km) (TUCCI, 2009).

A declividade de uma bacia hidrográfica (m/m ou %) tem relação importante com processos hidrológicos como a infiltração, o escoamento superficial e, a umidade do solo, etc. Também é um dos fatores principais que regulam o tempo de duração do escoamento superficial e de concentração da precipitação nos leitos dos cursos d'água (DE PAULA LIMA, 1996).

Segundo a Lei de Darcy, o movimento das águas subsuperficiais depende da existência de um gradiente hidráulico e é esperado que a declividade da bacia possa influenciar os escoamentos de base (MAZVIMAVI *et al.*, 2004).

5.5 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DOS AQUÍFEROS

5.5.1 Aquíferos

Aquífero é uma formação geológica que contém água e permite que quantidades significativas se movimentem no seu interior em condições naturais (FEITOSA e FILHO, 2000).

Um sistema aquífero é um conjunto de unidades aquíferas contínuas e ligadas hidraulicamente. Os sistemas aquíferos podem ser análogos aos grupos de rochas (ANA, 2013).

5.5.2 Classificação dos Aquíferos

A litologia do aquífero, ou seja, a sua constituição geológica (porosidade/permeabilidade intergranular ou de fraturas) é que irá determinar a velocidade da água em seu meio, a qualidade da água e a sua qualidade como

reservatório. Essa litologia é decorrente da sua origem geológica, que pode ser fluvial, lacustre, eólica, glacial e aluvial (rochas sedimentares), vulcânica (rochas fraturadas) e metamórfica (rochas calcárias), determinando os diferentes tipos de aquíferos (BOSCARDIN *et al.*, 2004).

5.5.2.1 Classificação dos Aquíferos com relação à Porosidade

5.5.2.1.1 Aquíferos Porosos

Formado por rochas sedimentares consolidadas, sedimentos inconsolidados ou solos arenosos, onde a circulação da água se faz nos poros formados entre os grãos de areia, silte e argila de granulometria variada. Constituem os mais importantes aquíferos, pelo grande volume de água que armazenam, e por sua ocorrência em grandes áreas. Estes aquíferos ocorrem nas bacias sedimentares e em todas as várzeas onde se acumularam sedimentos arenosos. Uma particularidade desse tipo de aquífero é sua porosidade quase sempre homogeneamente distribuída, permitindo que a água flua para qualquer direção, em função tão somente dos diferenciais de pressão hidrostática ali existente (BOSCARDIN *et al.*, 2004).

5.5.2.1.2 Aquíferos Fraturados

Formado por rochas ígneas, metamórficas ou cristalinas, duras e maciças, onde a circulação da água se faz nas fraturas, fendas e falhas, abertas devido ao movimento tectônico. A capacidade destas rochas em acumular água está relacionada à quantidade de fraturas, suas aberturas e intercomunicação, permitindo a infiltração e fluxo da água (BOSCARDIN *et al.*, 2004).

5.5.2.1.3 Aquíferos Cársticos

Formado em rochas calcárias ou carbonáticas, onde a circulação da água se faz nas fraturas e outras discontinuidades que resultaram da dissolução do carbonato pela água. Essas aberturas podem atingir grandes dimensões, criando

verdadeiros rios subterrâneos. São aquíferos heterogêneos, descontínuos, com águas duras e fluxo em canais (BOSCARDIN *et al.*, 2004).

5.5.2.2 Classificação dos Aquíferos com relação à pressão

Segundo a relação de pressão nas superfícies limítrofes superior ou topo e inferior ou base, a água pode estar submetida a pressões iguais ou superiores à atmosférica (Figura 5). No primeiro caso, os aquíferos são ditos freáticos ou livres e o nível d'água é denominado nível freático. No segundo caso, são chamados de confinados ou artesianos e o nível d'água é denominado nível piezométrico (FEITOSA e FILHO, 2000).

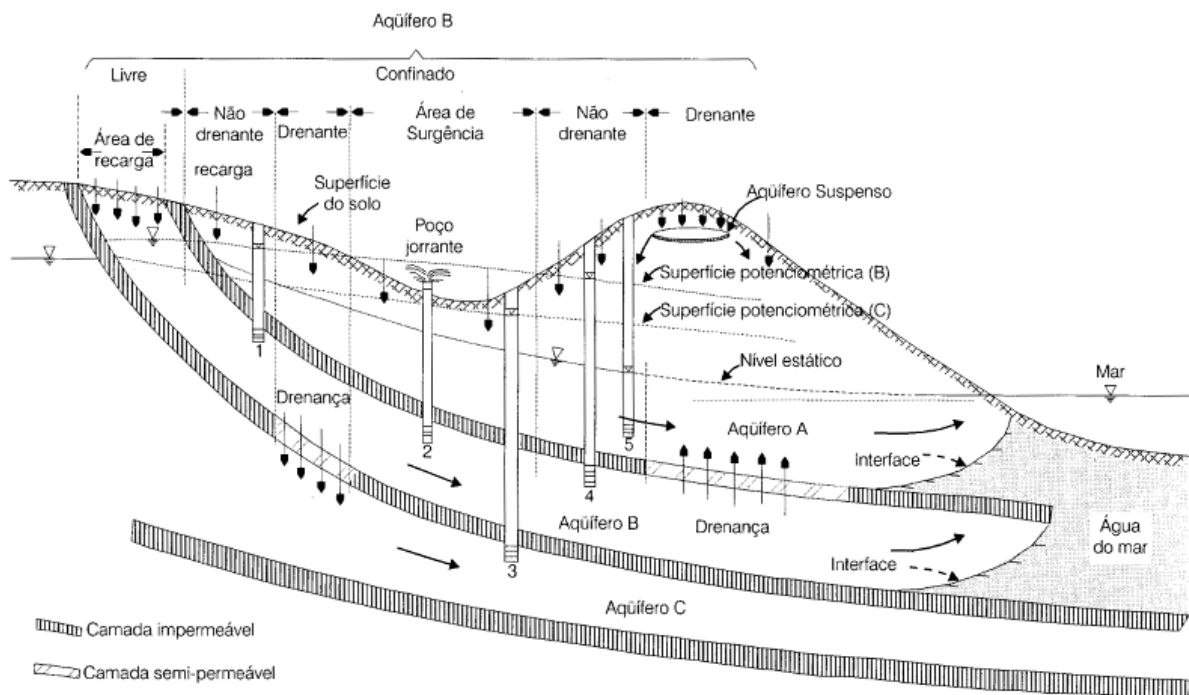


Figura 5. Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com o sistema de pressão de suas águas e com a natureza das camadas que os delimitam no topo e na base
Fonte: modificado de BEAR & VERRUIJT, 1987, figura tomada de FEITOSA e FILHO, 2000

5.5.2.2.1 Aquífero livre, não confinado ou freático

Formação geológica permeável e parcialmente saturada de água. É aquele cujo limite superior é uma superfície freática, na qual todos os pontos se encontram a pressão atmosférica e no limite inferior tem uma camada impermeável. São os aquíferos mais comuns e mais explorados. Na Figura 5 o aquífero A é um aquífero livre. Se pode entender que um poço perfurado num aquífero livre a água o estará

preenchendo até o nível freático, conhecido também como nível estático (poço 5 da Figura 5). Em aquíferos freáticos o nível da água varia segundo a quantidade de chuva (FEITOSA e FILHO, 2000; BOSCARDIN *et al.*, 2004).

Um poço neste aquífero se conhece como poço freático e tem uma vazão relativamente pequena para seu uso de consumo humano ou uso doméstico. Na Figura 6 apresenta-se um poço bombeado num aquífero livre com seus parâmetros hidráulicos.

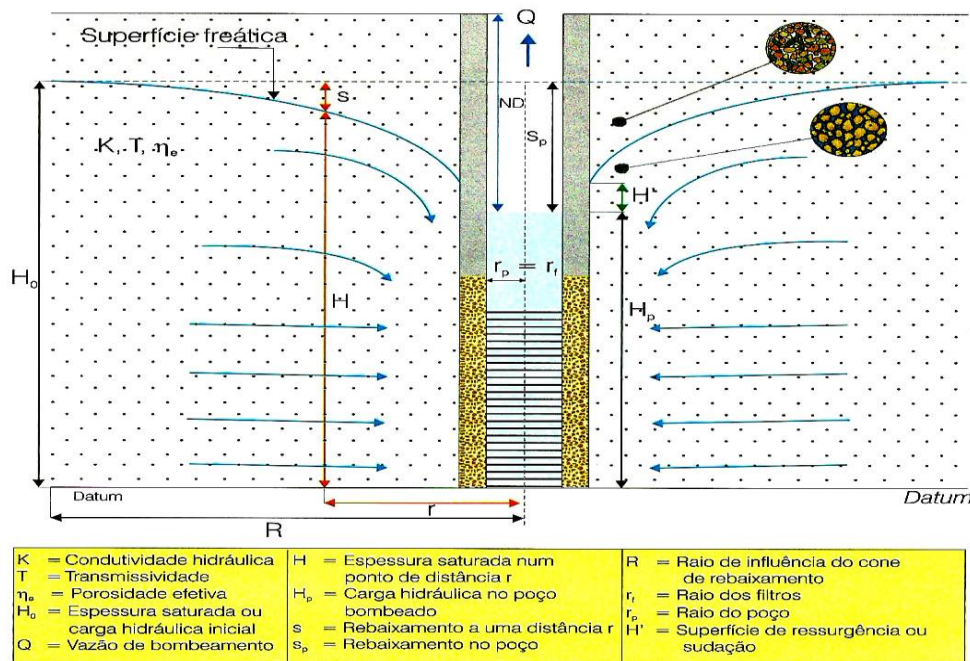


Figura 6. Poço captando um aquífero livre, mostrando os parâmetros hidráulicos envolvidos.

Fonte: FEITOSA e FILHO, 2000

5.5.2.2 Aquífero Confinado ou Artesiano

É um aquífero no qual a pressão da água no topo é maior do que a pressão atmosférica. É limitado entre duas camadas impermeáveis ou semipermeáveis. Nestes aquíferos, a água provém, geralmente, de infiltrações distantes, ocorridas em regiões de cotas mais elevadas (FEITOSA e FILHO, 2000; BOSCARDIN *et al.*, 2004). Na Figura 5 o aquífero B é um aquífero confinado. Um poço neste aquífero se conhece como poço artesiano.

5.5.2.2.3 Aquífero Semi-confinado

Um aquífero semi-confinado é limitado na base, no topo ou em ambos por uma camada semipermeável, o aquífero pode perder ou receber água através dela, como pode-se observar na Figura 5 (BOSCARDIN *et al.*, 2004).

5.6 PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS

A seleção de medidas quantitativas que refletem as características hidrogeológicas de uma bacia é problemática. As propriedades hidrogeológicas ou hidrodinâmicas são altamente variáveis no espaço e podem refletir essa heterogeneidade na bacia, pois numa bacia, em geral há vários aquíferos. O coeficiente de armazenamento e a transmissividade são propriedades hidrogeológicas que afetam o escoamento de base. Seus dados encontram-se geralmente disponíveis em poços que foram perfurados, porém a disponibilidade parcial dos parâmetros hidrogeológicos não é plenamente representativa das condições dentro de uma bacia e nem das variações espaciais nas propriedades hidrogeológicas. Estes parâmetros dependem muito da geologia, e das proporções da bacia sob diferentes litologias, que podem afetar o escoamento de base (MAZVIMAVI *et al.*, 2004).

5.6.1 Condutividade Hidráulica (K)

É a taxa de transporte de um fluido por um meio poroso. Depende das características do meio (porosidade, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas) e das propriedades do fluido (viscosidade e densidade). É expressa em m/s ou m/dia e pode ser determinada através de fórmulas empíricas, métodos de laboratório ou ensaios de campo (FEITOSA e FILHO, 1997 *apud* FERREIRA, 2009).

$$K = \frac{k\gamma}{\mu} \quad (12)$$

Onde:

K = condutividade hidráulica (m/dia) (L/T)

k = permeabilidade intrínseca (cm²)

- μ = viscosidade dinâmica do fluido (g/cm*s)
 γ = peso específico, $\gamma = \rho g$, ρ é a densidade da água (g/cm³) e g é a aceleração da gravidade (m/s²).

A permeabilidade intrínseca (k) é função do tipo do material poroso, sua granulometria e sua disposição estrutural, é expressa em cm² ou em Darcy (FEITOSA e FILHO, 2000).

5.6.2 Transmissividade (T)

É a taxa de escoamento de água através de uma faixa vertical do aquífero, com largura unitária, submetida a um gradiente hidráulico unitário. Esse parâmetro é tradicionalmente obtido por métodos diretos por ensaios de bombeamento, que são raramente feitos pela dificuldade operacional e seu alto custo de execução (FEITOSA e FILHO, 1997; CUSTODIO e LLAMAS, 1976 *apud* FERREIRA *et al.*, 2010).

A transmissividade de um aquífero é definida como a condutividade hidráulica vezes a espessura do aquífero (FEITOSA e FILHO, 2000).

$$T = Kb \tag{13}$$

Onde:

- T = transmissividade (m²/dia) (L²/T)
 K = condutividade hidráulica (m/dia)
 b = espessura saturada do aquífero (m)

A transmissividade e a condutividade hidráulica são dois parâmetros que definem a capacidade de transmitir água nos aquíferos (VILLÓN, 2011). Conhecendo a transmissividade mediante ensaio de bombeamento pode-se determinar o coeficiente de armazenamento.

5.6.3 Coeficiente de Armazenamento (S)

Volume de água que sai ou que entra no aquífero por unidade de área superficial do aquífero por variação unitária da carga hidráulica, sendo adimensional (FEITOSA e FILHO, 1997 *apud* FERREIRA, 2009).

5.6.3.1 Aquíferos Livres

O coeficiente de armazenamento nos aquíferos livres tem valores entre 0,02 até cerca de 0,3. A drenagem nestes aquíferos se dá através dos poros, onde a origem predominante da água é a drenagem gravitacional, através do declínio que ocorre na superfície freática. Neste tipo de meio, o volume derivado da compressão do aquífero é insignificante. Sendo assim, o coeficiente de armazenamento (S) em aquíferos livres é igual ao rendimento específico (Sy) ou à porosidade efetiva do meio (Pe) (FEITOSA e FILHO, 2000; TUCCI 1997, *apud* FERREIRA 2009).

5.6.3.2 Aquíferos Confinados

O coeficiente de armazenamento nos aquíferos confinados tem valores entre 10^{-5} a 10^{-3} . Os poros nestes aquíferos não são esvaziados e existe um alívio da pressão, onde o mecanismo de liberação de água é devido à variação do volume do poro pela compressibilidade do aquífero (estrutura rochosa) e pela compressibilidade da água (FEITOSA e FILHO, 2000).

5.6.3.3 Armazenamento específico (Se)

O coeficiente de armazenamento pode ser calculado mediante o armazenamento específico (Se) (m^{-1}), o qual é o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica (FEITOSA e FILHO, 2000).

$$\text{para aquíferos livres:} \quad S = b * Se + Pe \cong Pe \quad (14)$$

$$\text{para aquíferos confinados:} \quad S = b * Se \quad (15)$$

sendo b a espessura do aquífero e Pe a porosidade efetiva.

5.6.3.4 Rendimento específico (S_y) ou Porosidade efetiva (Pe)

A porosidade efetiva Pe , de um material granular é a percentagem de sua água de saturação que se libera pela ação da gravidade:

$$Pe = \frac{V_d}{V_t} * 100\% \quad (16)$$

Onde:

V_d = volume da água drenado livremente da amostra saturada

V_t = volume da amostra

Pe mede a porcentagem do volume de um solo disponível para o armazenamento temporário da água (FEITOSA e FILHO, 2000).

5.7 MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS

5.7.1 Método Direto com Ensaio de bombeamento

Os parâmetros hidrogeológicos de transmissividade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica podem ser conhecidos através do método direto com a realização de um ensaio de bombeamento (teste de Aquífero).

Para realizar o ensaio precisa-se de: sistemas de bombeamento, medição do nível da água, medição de vazão (constante), e monitoramento de rebaixamento e recuperação (FEITOSA e FILHO, 2000).

Considerando o fluxo para poços em meio homogêneo, existem alguns métodos de interpretação do teste de aquífero dependendo das condições físicas deste (se é confinado não drenante, confinado drenante ou livre) e da evolução do rebaixamento (se tem regime de fluxo permanente ou transitório) (FEITOSA e FILHO, 2000).

Geralmente os métodos mais usados nos ensaios de bombeamento, independentemente das condições físicas do aquífero e do tipo de regime de fluxo, são Theis e Jacob, os quais deveriam ser utilizados apenas no caso de um aquífero confinado não drenante com regime de fluxo transiente.

Para a determinação dos parâmetros hidrogeológicos para poços em meio homogêneo, num aquífero livre com regime de fluxo permanente (estacionário), se utiliza o Método de Dupuit & Forchheimer (Figura 7), com dois poços, um de bombeamento e outro de monitoramento. O método considera um fluxo perfeitamente horizontal, o gradiente é definido pela inclinação da superfície freática e a velocidade de fluxo é constante (FEITOSA e FILHO, 2000).

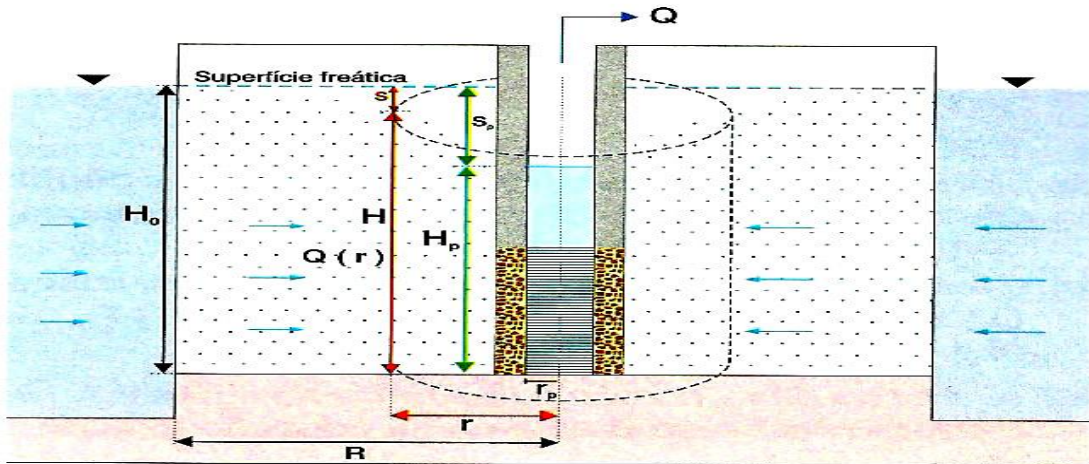


Figura 7. Poço no centro de uma ilha circular em aquífero livre ilustrando as condições para o regime permanente.

Fonte: CUSTODIO e LLAMAS, 1976, figura tomada de FEITOSA e FILHO, 2000

5.7.2 Métodos Indiretos

Na ausência de informação dos parâmetros hidrogeológicos, obtidos pelo método direto por ensaio de bombeamento, como se mencionou anteriormente devido a que são raramente feitos, pela dificuldade operacional e alto custo de execução, os parâmetros hidrogeológicos se podem determinar indiretamente por meio do coeficiente de recessão através dos métodos de Maillet e Boussinesq.

5.7.2.1 Método de Maillet

Maillet (1905) considera um rio efluente com um aquífero poroso, livre, homogêneo e isotrópico com espessura b . A Fórmula de Maillet é uma equação exponencial largamente utilizada para a análise da curva de recessão, por se ajustar bem às recessões e por sua simplicidade no cálculo matemático (Custodio e Llamas, 1976; Dewandel *et al.*, 2003 *apud* FERREIRA, 2009).

É possível determinar o coeficiente de armazenamento pelo método de Maillet a partir do coeficiente de recessão conforme a equação (9) e conhecendo a condutividade hidráulica ou a transmissividade, com a seguinte equação:

$$S = \frac{\pi^2 K b}{4\alpha L^2} \quad (17)$$

Onde:

- S = coeficiente de armazenamento
- K = condutividade hidráulica (m/s ou m/dia)
- b = espessura saturada média ou profundidade do aquífero (m)
- α = coeficiente de recessão (dia⁻¹)
- L = distância da drenagem ao divisor de águas subterrâneas (m). Na prática, assume-se que este divisor coincide com o divisor de águas superficiais.

A distância da drenagem ao divisor de águas subterrâneas L pode ser determinada usando a densidade de drenagem calculada dentro das características fisiográficas, segundo a seguinte relação $L = 1/(2D)$ (Chow *et al.*, 1988).

5.7.2.2 Modelo de Boussinesq

O modelo de Boussinesq (1903) também serve para determinar indiretamente os parâmetros hidrogeológicos do aquífero, proporcionando boas estimativas.

Dewandel *et al.* (2003) compararam os métodos de Boussinesq e Maillet e constataram que o método da equação quadrática de Boussinesq apresenta melhores resultados que o método exponencial de Maillet, já que é uma solução analítica exata da equação geral do fluxo e só assim pode fornecer dados quantitativos das características do aquífero. Boussinesq considera um aquífero poroso, livre, homogêneo, isotrópico e sem capilaridade (FERREIRA, 2009; DEWANDEL *et al.*, 2003).

Quando no aquífero majoritariamente tem um fluxo vertical, a curva de recessão se aproxima mais ao modelo exponencial da equação 8 (aquíferos muito

profundos) e quando tem um fluxo horizontal o modelo quadrático da equação 10 é dominante (FERREIRA, 2009).

É possível determinar o coeficiente de armazenamento pelo método de Boussinesq a partir do coeficiente de recessão conforme a equação (11) e conhecendo a condutividade hidráulica, com a seguinte equação:

$$S = \frac{1,115Kh}{\alpha L^2} \quad (18)$$

Onde:

- S = coeficiente de armazenamento
- K = condutividade hidráulica (m/s ou m/dia)
- h = carga hidráulica (m);
- α = coeficiente de recessão (dia⁻¹)
- L = distância da drenagem ao divisor de águas subterrâneas (m). Na prática, assume-se que este divisor coincide com o divisor de águas superficiais.

5.7.2.3 Método da Porosidade Efetiva

Existe um método indireto que serve para determinar o coeficiente de armazenamento para aquíferos livres, calculando o rendimento específico (Sy) ou Porosidade efetiva (Pe) de uma amostra do solo tentando aproximar-se ao nível freático para ter uma melhor estimativa do coeficiente de armazenamento no aquífero livre. Como obteve-se por exemplo no trabalho da UFRGS (2002) nas unidades geológicas da bacia do Gravataí variando a porosidade efetiva de 20 a 30%.

5.8 CIRCULAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

O movimento da água subterrânea num aquífero pode-se dar tanto no sentido vertical descendente quanto lateralmente. O movimento horizontal é, em geral, muito lento, e depende do gradiente hidráulico e das características do aquífero. A declividade do lençol freático determina a direção do fluxo da água subterrânea, a

qual pode variar dependendo da quantidade de recarga e de descarga do aquífero (ASCE, 1957 *apud* DE PAULA LIMA, 2008).

O lençol freático geralmente emerge no canal de um curso d'água. Nestas condições, quando o curso d'água é alimentado pela água subterrânea, o rio é chamado efluente. Por outro lado, pode ocorrer que o rio perca água para o aquífero, então recebe o nome de influente (GILLULY *et al.*, 1968 *apud* DE PAULA LIMA, 2008) (Figura 8).

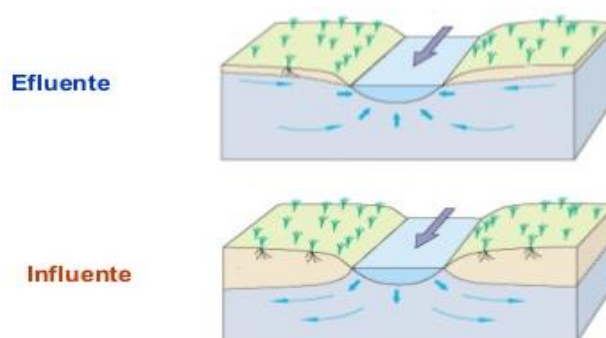


Figura 8. Diferença dos sistemas de contribuições da água no rio.
Fonte: modificado de FEITOSA e FILHO, 2000

5.9 RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE E AS CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS

As relações entre o escoamento de base e as características fisiográficas e hidrogeológicas de uma bacia podem ser obtidas através de equações de regressão. As técnicas de regressão mais comuns mencionadas na literatura incluem a regressão múltipla linear e a regressão múltipla passo a passo ou “stepwise”. Também se tem feito algumas pesquisas sobre estimação de escoamento de base com uso extensivo de análise estatística para relacionar empiricamente o escoamento de base com as características da bacia (Lacey e Grayson, 1998; Neff *et al.*, 2005; Longobardi e Villani, 2008 *apud* AHIABLAME *et al.*, 2013). A relação empírica pode ser feita a través do coeficiente de correlação de Pearson R, o coeficiente de determinação R^2 e por um teste de significância. Na Tabela 1 apresenta-se um resumo dos autores Ahiablame *et al.* (2013) e Beck *et al.* (2013), de estudos feitos com relações de características climáticas, topográficas, e geológicas com os parâmetros de escoamento de base BFI, o α e também com o

escoamento de base propriamente dito. A seguir se descrevem alguns destes estudos.

Mazvimavi *et al.* (2004) tiveram como objetivo pesquisar a viabilidade de prever o escoamento de base com as características de uma bacia. Eles estabeleceram no Zimbabwe a relação do BFI com as características da bacia usando a regressão múltipla linear e redes artificiais neurais. As melhores características para prever o BFI neste estudo, usando o método de regressão múltipla, foram a precipitação anual média ($R=0,71$), a densidade de drenagem ($R=0,29$) e a declividade ($R=0,76$). Enquanto que com as redes artificiais neurais foram a declividade, a evapotranspiração potencial e a densidade de drenagem. O tipo de litologia não teve relação com o BFI nesta pesquisa.

Tabela 1. Estudos realizados com modelos de regressão descrevendo as relações entre o escoamento de base, BFI e α com as características da bacia

Autor	Método de regressão	Localização	Características da bacia	Relação
Gebert <i>et al.</i> (2007)	múltipla linear	Wisconsin, Estados Unidos	Área da bacia, taxa de infiltração, armazenamento de água na rede de drenagem, BFI	Qb
Zhu e Day (2009)	múltipla linear	Pensilvânia, Estados Unidos	Área da bacia, precipitação anual menos evapotranspiração, altitude, precipitação anual	Qb
Neff <i>et al.</i> (2005)	múltipla	Grandes Lagos do Canada e Estados Unidos	camada de rocha, grossa, fina, orgânica, fração de água livre	BFI e Qb
Santhi <i>et al.</i> (2008)	múltipla stepwise	Fronteira dos Estados Unidos	Relevo, porcentagem de areia, precipitação, evapotranspiração potencial	BFI e Qb
Bloomfield <i>et al.</i> (2009)	múltipla stepwise	Reino Unido	Litologia da área urbana	BFI e Qb
Ahiablame <i>et al.</i> (2013)	múltipla linear	Indiana, Estados Unidos	fração de água livre, duas classes de solos de capacidade de infiltração	BFI e Qb
Gustard and Irving (1994)	múltipla linear	Europa	9 classes de solos	BFI
Boorman <i>et al.</i> (1995)	múltipla linear	Reino Unido	29 classes de solos	BFI
Lacey e Grayson (1998)	múltipla linear	Austrália	Área da bacia, altitude, evapotranspiração potencial, floresta, rochas sedimentares, precipitação, comprimento do rio	BFI
Haberlandt <i>et al.</i> (2001)	múltipla stepwise	Alemanha	Declividade, fator de forma, condutividade hidráulica saturada, precipitação anual média	BFI
Mwakalila <i>et al.</i> (2002)	múltipla linear	Tanzânia	índice de umidade, fração da bacia sustentada por geologia permeável	BFI

Tabela 1. (continuação) Estudos realizados com modelos de regressão descrevendo as relações entre o escoamento de base, BFI e α e as características da bacia

Autor	Método de regressão	Localização	Características da bacia	Relação
Mazvimavi <i>et al.</i> (2004)	múltipla linear e redes artificiais neurais	Zimbabwe	Precipitação anual média, declividade, densidade de drenagem, evapotranspiração potencial, área da bacia, cobertura do solo de pastagem e arvores	BFI
Schneider <i>et al.</i> (2007)	múltipla linear	Europa	29 classes de solos	BFI
Longobardi e Villani (2008)	linear simples e múltipla	Itália	Permeabilidade, precipitação, altitude, declividade, floresta	BFI
Van Dijk (2010)	múltipla	Austrália	evapotranspiração potencial	BFI
Beck <i>et al.</i> (2013)	redes artificiais neurais	Global	índice de umidade, precipitação anual média, evapotranspiração potencial, temperatura média anual do ar, profundidade média equivalente da capa de neve, altitude, declividade, fração de água livre, floresta, permeabilidade e tipos de solo	BFI
Demuth and Hagemann (1994)	Power	Alemanha	14 classes hidrogeológicas	α
Post and Jakeman (1996)	múltipla linear	Austrália	declividade e forma da bacia	α
Hughes (1997)	múltipla linear	África do Sul	classes de sazonalidade de chuvas, recarga, índice geológico	α
Brandes <i>et al.</i> (2005)	Power	Pensilvânia, Estados Unidos	densidade de drenagem, condutividade hidráulica, declividade	α
Peña-Arancibia <i>et al.</i> (2010)	múltipla linear	trópicos inteiros	índice de umidade	α
Van Dijk (2010)	múltipla	Austrália	precipitação e índice de umidade	α
Krakauer and Temimi (2011)	múltipla linear	Estados Unidos	comprimento, infiltração, latitude, longitude, comprimento do rio, floresta, precipitação	α
Beck <i>et al.</i> (2013)	redes artificiais neurais	Global	índice de umidade, precipitação anual média, evapotranspiração potencial, temperatura média anual do ar, profundidade média equivalente da capa de neve, altitude, declividade, fração de água livre, floresta, permeabilidade e tipos de solo	α

Fonte: AHIABLAME *et al.*, 2013; BECK *et al.*, 2013

Santhi *et al.* (2008) estabeleceram na fronteira dos Estados Unidos a relação do escoamento de base e o BFI com as características da bacia de relevo, porcentagem de planície e de planalto, permeabilidade do solo em termos de porcentagem de areia e permeabilidade da rocha, evapotranspiração potencial e precipitação, usando a correlação de Pearson e a regressão múltipla stepwise. O

resultado indicou uma alta correlação do relevo ($R=-0,73$) e da porcentagem de areia ($R=0,67$) com o BFI. Com o escoamento de base as variáveis de relevo ($R=0,50$) e chuva efetiva ($R=0,77$) foram as que tiveram a maior correlação de Pearson.

Ahiablame *et al.* (2013) estabeleceram em Indiana, Estados Unidos, a relação do escoamento de base e o BFI com o uso de características físicas e climáticas das bacias usando a regressão múltipla. As características da bacia que influenciaram o escoamento de base foram a área de drenagem ($R=0,91$), porcentagem de área drenada de água subsuperficial ($R=0,02$), precipitação ($R=0,18$) e o BFI ($R=0,54$). As variáveis que melhor predizem o BFI em Indiana são a água superficial na bacia (como uso do solo) ($R=0,69$) e porcentagem do tipo de solos hidrológicos na bacia de estudo ($R=0,65$). Solos com diferentes capacidades de infiltração vão influenciar o escoamento de base (Lacey e Grayson, 1998 *apud* AHIABLAME *et al.*, 2013).

Beck *et al.* (2013) estudaram os padrões do BFI e do α em 3394 bacias ao redor do mundo, partindo de 18 características climáticas e fisiográficas para estimar os parâmetros de escoamento de base usando redes artificiais neurais como modelo de regressão. As relações mais importantes foram com as seguintes características: evaporação potencial anual média, profundidade média equivalente da capa de neve e abundância de corpos de água na superfície. Se obteve uma estimativa das características com um coeficiente de determinação R^2 de 0,82 para o BFI e de 0,72 para o α .

O escoamento de base é naturalmente influenciado pela variedade das características da bacia segundo alguns estudos Mazvimavi *et al.* (2004), Stuckey (2006), Delin *et al.* (2007), Gebert *et al.* (2007), Santhi *et al.* (2008), Bloomfield *et al.* (2009), Zhu and Day (2009) (AHIABLAME *et al.*, 2013).

A relação de escoamento de base com as características geológicas da bacia é indicada por vários autores Bingham (1986), Rutledge e Mesko (1996), Lacey e Grayson (1998), Neff *et al.* (2005) (SANTHI *et al.*, 2008).

Segundo o estudo de Ferreira *et al.* (2010) determinou-se que o escoamento de base é muito influenciado pela geomorfologia, pois, quanto mais suave é a declividade média da bacia, maior a produção de água subterrânea, expressa por coeficientes de recessão baixos.

O escoamento de base está geralmente ligado à descarga de armazenamento de água subterrânea e a permeabilidade do solo (ECKHARD, 2008; SANTHI, 2008 *apud* AHIABLAME *et al.*, 2013). O aumento de escoamento de base

pode ser afetado pelo armazenamento da água (de drenagem ou armazenamento natural ou ambos).

Com a revisão bibliográfica apresentada pode-se concluir que foi importante conhecer com mais clareza os diferentes temas da água superficial e subterrânea para analisar da melhor maneira a sua ligação, como é o objetivo desta pesquisa.

6 ÁREA DE ESTUDO

6.1 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRAVATAÍ.

A Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí é parte da região hidrográfica do Guaíba. Está localizada na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, entre as coordenadas geográficas de 29°45' a 30°12' de latitude Sul e 50°27' a 51°12' de longitude oeste. A Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí tem uma área de 2.020 km².

Está delimitada a leste e a sul pela Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas, ao norte com a Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos, e a oeste pela bacia do Lago Guaíba. Abrange parte da região Metropolitana de Porto Alegre, incluindo total ou parcialmente os municípios de Porto Alegre, Canoas, Alvorada, Viamão, Cachoeirinha, Gravataí, Glorinha, Taquara e Santo Antônio da Patrulha, como se observa na Figura 9. Estima-se que a população residente na bacia hidrográfica do rio Gravataí seja de 1.255.730 habitantes, considerando população urbana e rural para o ano 2010 (BOURSCHEID, 2012).

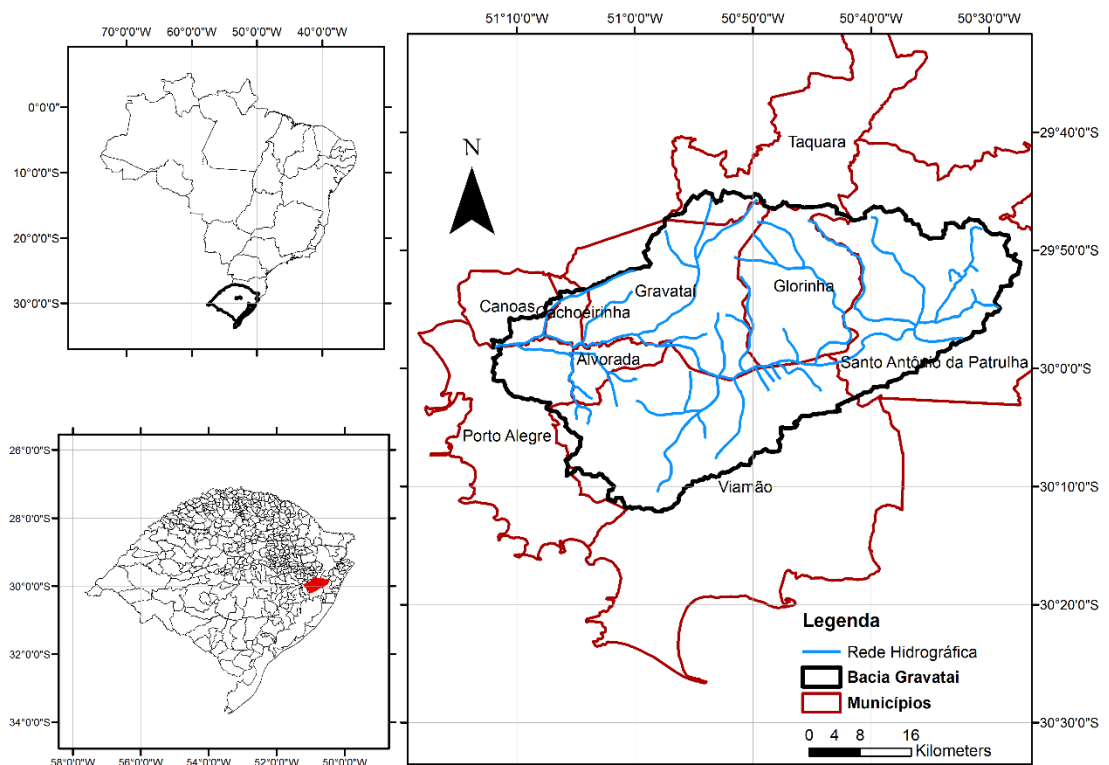


Figura 9. Localização geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí
Fonte: produção própria

6.2 HIDROGRAFIA

O sistema de drenagem da bacia é formado por três compartimentos hidráulicos: nascentes, Banhado Grande e curso inferior (rio Gravataí propriamente dito). O rio Gravataí forma-se no Banhado Grande, percorrendo a bacia no sentido leste para oeste, onde drena as águas dos municípios situado entre a Serra Geral e a Coxilha das Lombas, desaguando no Delta do Jacuí, a partir do qual, forma o lago Guaíba. É um rio de planície, com grande variabilidade na profundidade e largura do leito, de baixa velocidade, sinuoso e com muitos meandros. Atualmente conforme o perfil longitudinal o trecho do arroio Passo dos Negros até o Delta do Jacuí possui 34,5 km (UFRGS, 2002; BOURSCHIED, 2012).

Os principais afluentes do Rio Gravataí são os arroios, não tendo nenhum afluente grande. As terras da bacia são baixas e planas, com desníveis muito suaves. Os ventos do sul que represam as águas do Guaíba e ondas de cheia de seus maiores afluentes (rios Jacuí e Sinos) provocam um escoamento muito lento de suas águas e constantes inversões de fluxo (UFRGS, 2002).

Uma importante contribuição é a Coxilha das Lombas, situada entre o Banhado Grande e o limite sudeste da bacia, é uma zona de recarga do Banhado Grande e por consequência do rio Gravataí (RUBBO, 2004). O Banhado Grande, situado na depressão central da bacia, é um regulador natural do fluxo do rio Gravataí, pois este reservatório natural amortece os picos das cheias provocadas pelas enxurradas de precipitação, acumula a água durante as épocas de enchentes e a libera durante os períodos de escassez hídrica (UFRGS, 2002).

Bourscheid (2012) menciona que a Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí se encontra bastante antropizada e sofre escassez hídrica no verão devido ao uso conflitivo da água para irrigação e abastecimento público, atingindo os municípios no seu entorno.

6.3 CLIMA

Caracteriza-se por um clima subtropical. A temperatura média anual na região é de 19,45°C. A temperatura média do mês mais quente é superior a 22°C (janeiro) e, do mês mais frio é entre 3° e 18°C (junho). A topografia, relativamente suave,

também não favorece a formação de anormalidades microclimáticas de magnitude considerável.

Observa-se claramente a sazonalidade bem marcada da temperatura ao longo do ano, com períodos de inverno e verão bem definidos, o que é característica intrínseca da região sul do Brasil. O período de inverno ocorre de maio a setembro, enquanto que o período de verão de dezembro a março. Este comportamento temporal da série histórica 1961-1990 está apresentado na Figura 10 (BOURSCHEID, 2012).

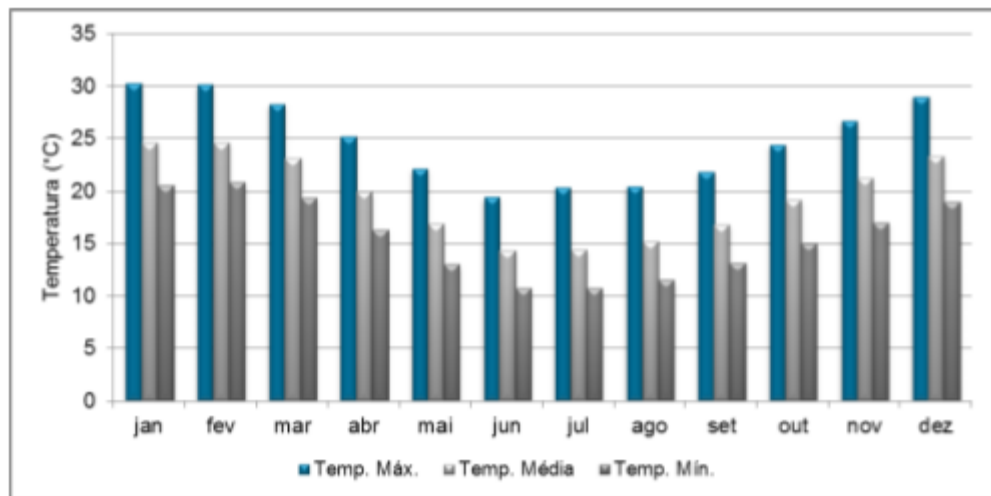


Figura 10. Temperatura máxima, média e mínima mensal (°C) (1961-1990)
Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

6.4 PRECIPITAÇÃO

A Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí se caracteriza por chuvas em todos os meses (médias mensais somam 1347,4 mm/ano). Na média mensal, agosto é o mês mais chuvoso (140 mm), e o mês de menor índice pluviométrico é abril (86 mm). A precipitação média mensal da série histórica 1961-1990 está apresentada na Figura 11. Entretanto, a precipitação média anual para a bacia é de 1488,6 mm (BOURSCHEID, 2012). De maneira geral, existe um padrão suficientemente homogêneo de distribuição espacial das precipitações por regiões na bacia do Rio Gravataí.

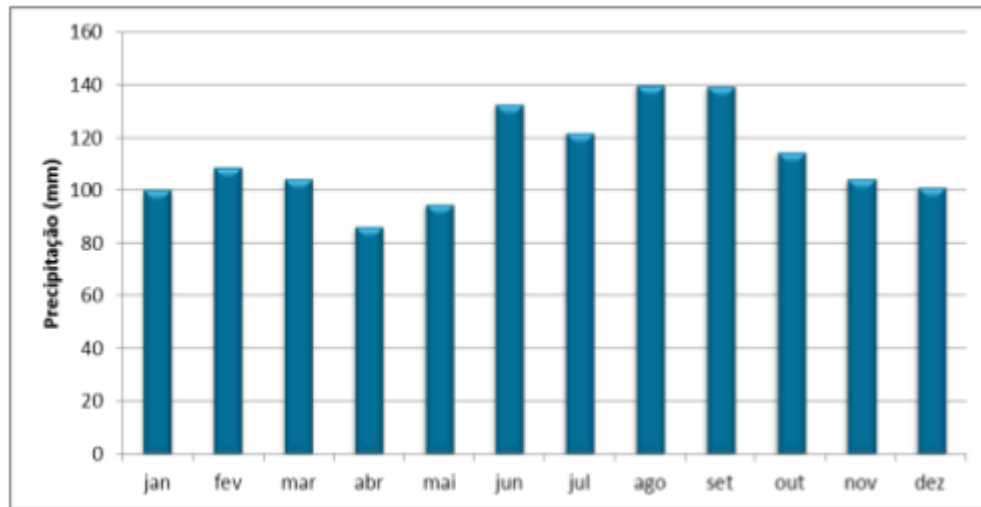


Figura 11. Precipitação média mensal (mm) (1961-1990)
Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

6.5 CARACTERIZAÇÃO HÍDRICA

6.5.1 Estações Pluviométricas

Na Figura 12 são identificadas as estações pluviométricas localizadas na região da bacia.

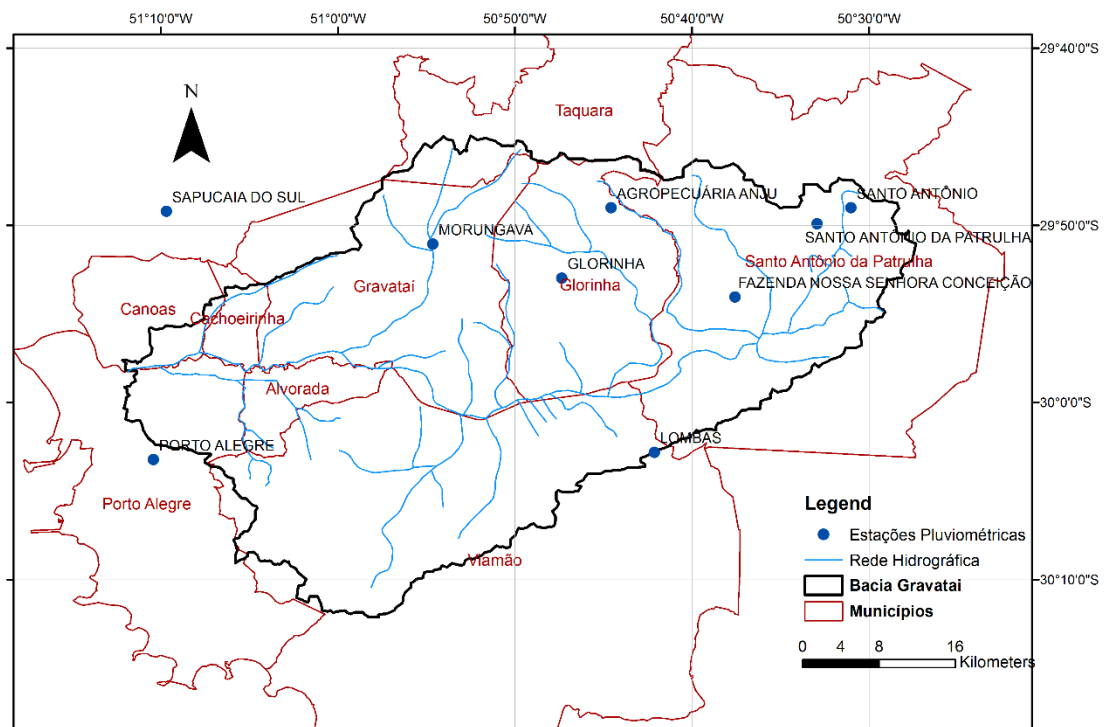


Figura 12. Localização das estações pluviométricas na região da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí

Fonte: produção própria

6.5.2 Estações Fluviométricas

Para análise dos dados hidrológicos de vazão, foram selecionadas as estações fluviométricas localizadas na região da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí. Na Figura 13 são identificadas as estações fluviométricas selecionadas e na Tabela 2 apresenta-se a informação das mesmas.

Para a caracterização das vazões foi utilizada a informação de Bourscheid (2012) que foi determinada a partir dos dados disponíveis na Agência Nacional das Águas (ANA) no Hidroweb.

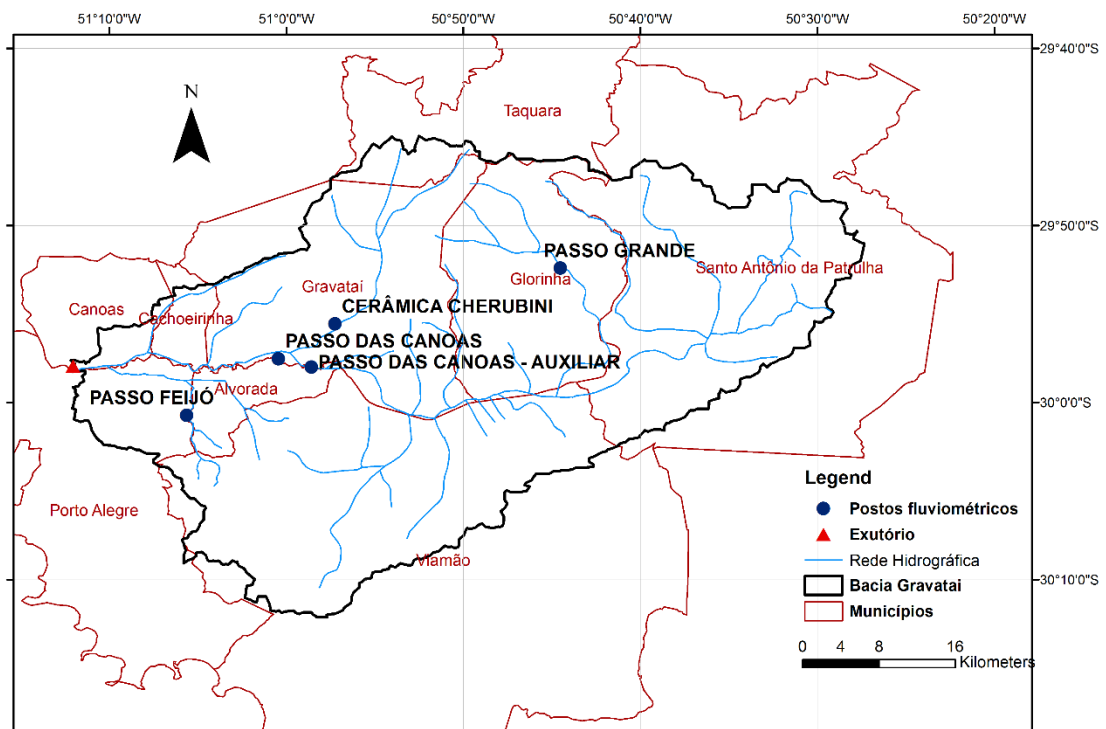


Figura 13. Localização das estações fluviométricas na região da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.
Fonte: produção própria

Tabela 2. Estações fluviométricas selecionadas na região de estudo obtidas no Hidroweb.

Código	Nome	Rio	Município	Responsável / Operadora	Latitude	Longitude	Área de drenagem (km ²)
87398800	Passo Grande	Arroio Passo Grande	Glorinha	ANA/CPRM	-29° 52' 22"	-50° 44' 13"	120,16
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	Rio Gravataí	Gravataí	ANA/CPRM	-29° 57' 52"	-50° 58' 40"	1.651,17
87400000	Passo das Canoas	Rio Gravataí	Gravataí	ANA/CPRM	-29° 57' 24"	-51° 00' 24"	1.656,74
87401600	Cerâmica Cherubini	Arroio Demétrio	Gravataí	ANA/CPRM	-29° 55' 25"	-50° 57' 17"	198,83
87401800	Passo Feijó	Arroio Feijó	Porto Alegre	ANA	-30° 00' 44"	-51° 05' 36"	44,49

Fonte: site <http://hidroweb.ana.gov.br>

Foram selecionadas as estações Passo Grande, Passo das Canoas Auxiliar, Passo das Canoas, Cerâmica Cherubini e Passo Feijó por dispor de registros de níveis com curva-chave. Dessa maneira, as vazões foram geradas considerando as curvas-chaves consolidadas de Bourscheid (2012) e são apresentadas a seguir nas Figuras 14 à 18:

Estação Passo Grande

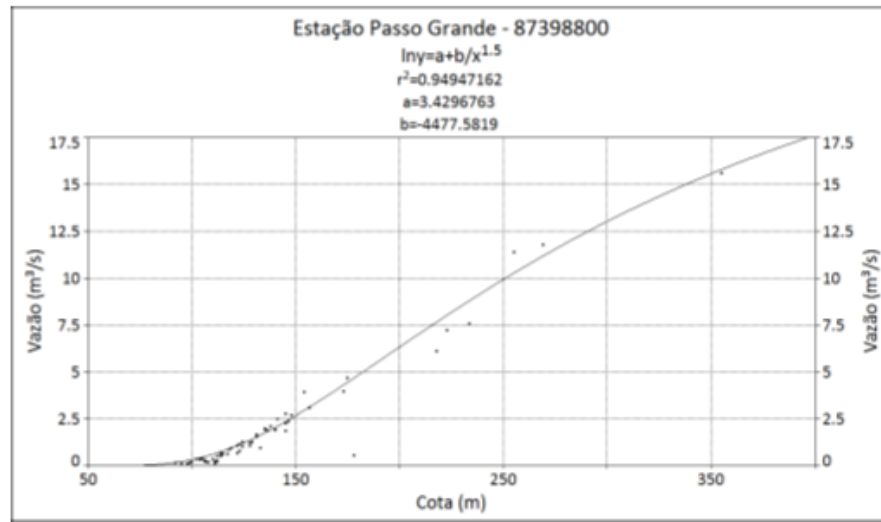


Figura 14. Equação de ajuste dos dados da estação Passo Grande.
 Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

$$Q = e^{3,43 - \frac{4477,5819}{H^{1,5}}} \quad (19)$$

Estação Passo das Canoas Auxiliar

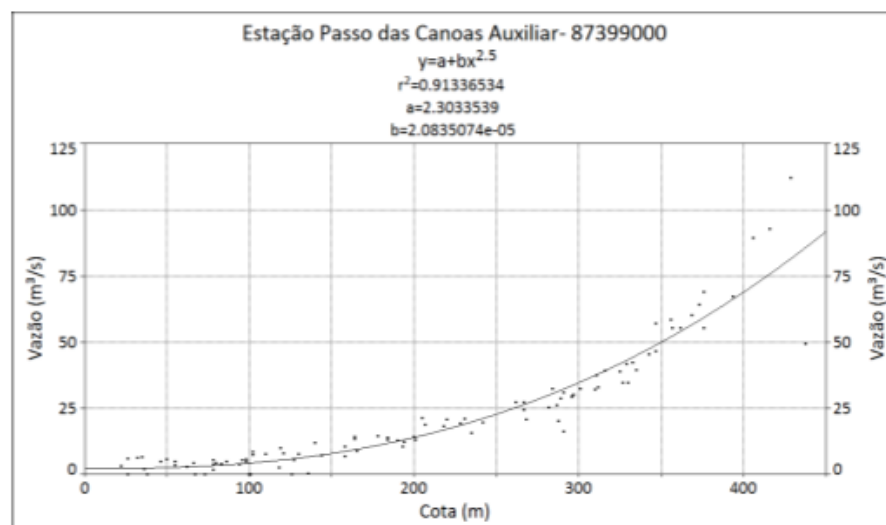


Figura 15. Equação de ajuste dos dados da estação Passo das Canoas Auxiliar.
 Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

$$Q = 2,30 + 2,08 * 10^{-5} H^{2,5} \quad (20)$$

Estação Passo das Canoas

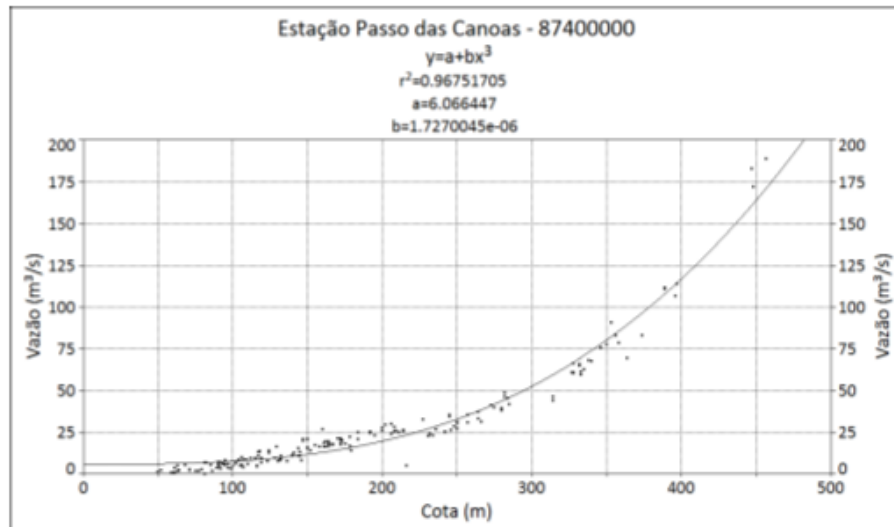


Figura 16. Equação de ajuste dos dados da estação Passo das Canoas.
 Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

$$Q = 6,07 + 1,73 * 10^{-6} H^3 \quad (21)$$

Estação Cerâmica Cherubini

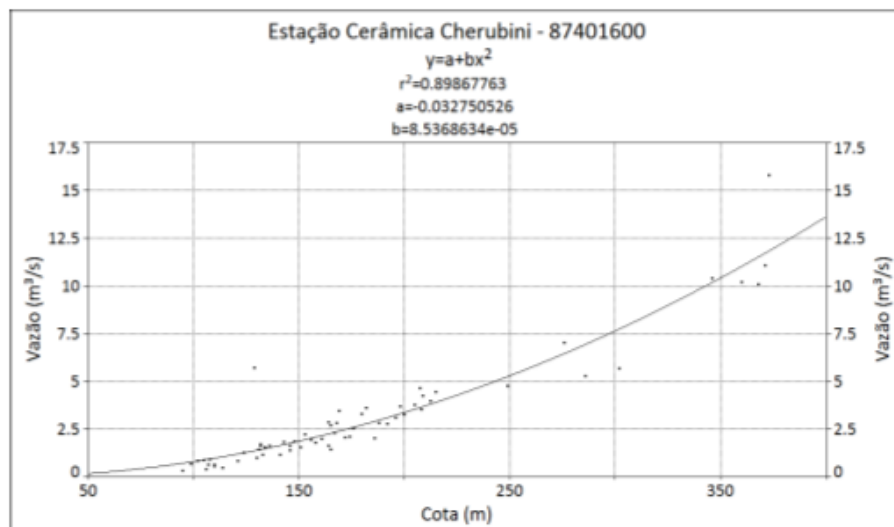


Figura 17. Equação de ajuste dos dados da estação Cerâmica Cherubini.
 Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

$$Q = -0,033 + 8,54 * 10^{-5} H^2 \quad (22)$$

Estação Passo Feijó

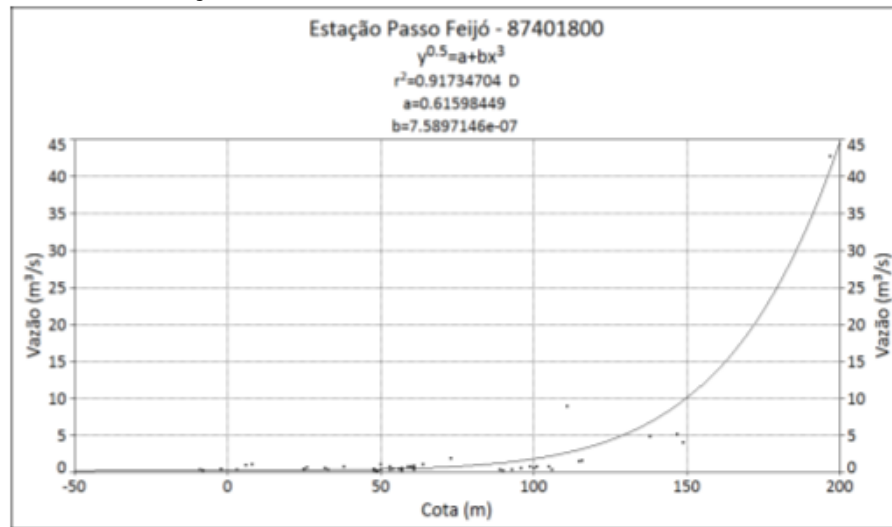


Figura 18. Equação de ajuste dos dados da estação Passo Feijó.
 Fonte: figura tomada de BOURSCHIED, 2012

$$Q = (0,62 + 7,59 * 10^{-7} H^3)^2 \quad (23)$$

Com base no ajuste das curvas-chaves realizadas de Bourscheid (2012), foram obtidas as séries de vazões diárias para todas as estações. Além disso, foi constatada uma ausência de monitoramento em todas as estações entre os anos de 1998 a 2001. A estação Passo das Canoas é a mais representativa para a caracterização fluviométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí, por apresentar a maior extensão de série de dados. As vazões diárias da série histórica 1940-2009 da estação Passo das Canoas são apresentadas na Figura 19.

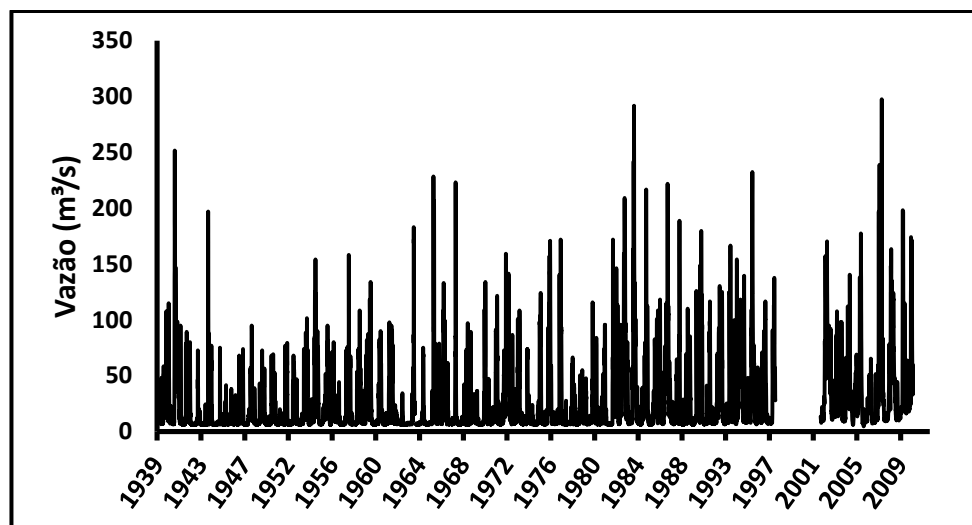


Figura 19. Série histórica de vazões (1940-2009) obtida com a curva-chave para a estação fluviométrica Passo das Canoas.
 Fonte: Bourscheid (2012)

Na Tabela 3 se apresenta a vazão média (m³/s) das estações fluviométricas selecionadas, ressaltando que tem períodos de dados distintos pela disponibilidade de informação.

Tabela 3. Vazão média para as estações fluviométricas avaliadas inseridas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.

Estação fluviométrica	Vazão média (m³/s)
87398800 - Passo Grande	2,07
87399000 - Passo das Canoas Auxiliar	15,97
87400000 - Passo das Canoas	26,87
87401600 - Cerâmica Cherubini	3,21
87401800 - Passo Feijó	0,97

6.5.3 Disponibilidade de água na bacia

No rio Gravataí observa-se períodos bem característicos durante o ano hidrológico, ou seja, entre os meses de julho e setembro ocorrem as maiores disponibilidades de água e entre os meses de dezembro e fevereiro é observada escassez hídrica.

A disponibilidade de água na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí durante o verão é extremamente limitada, na sua quantidade, como consequência das precipitações moderadas, altas taxas de evaporação, elevada demanda de água para irrigação do arroz e aumento da demanda para abastecimento doméstico e industrial (UFRGS, 2002).

6.6 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A Geologia da bacia é representada por diferentes litologias como os granitos da idade Pré-Cambriana, as rochas sedimentares Permo-Carboníferas, as rochas basálticas Mesozóicas e os depósitos lagunares Cenozóicos (COMITÊ DE GERENCIAMENTO DA BACIA DO GRAVATAÍ, 1990 *apud* BOURSCHEID, 2012).

A Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí apresenta-se bastante complexa do ponto de vista geológico. Esta complexidade, determinada pela interdependência das litologias e estruturas rígidas da área, reflete-se no comportamento hidrogeológico. Na bacia encontram-se formações geológicas de diferentes idades e

composição litológicas, concentrando-se a sudoeste formações antigas, do pré-cambriano ao permiano e a leste as formações recentes, onde se assenta o Banhado Grande (BOURSCHEID, 2012).

A bacia apresenta uma grande diversidade geomorfológica, abrangendo terrenos da planície costeira interna, do embasamento cristalino e das bordas do planalto basáltico (BOURSCHEID, 2012).

Na Figura 20 apresenta-se o Mapa Geológico da Bacia do Rio Gravataí da CPRM (WILDNER, *et al.*, 2008).

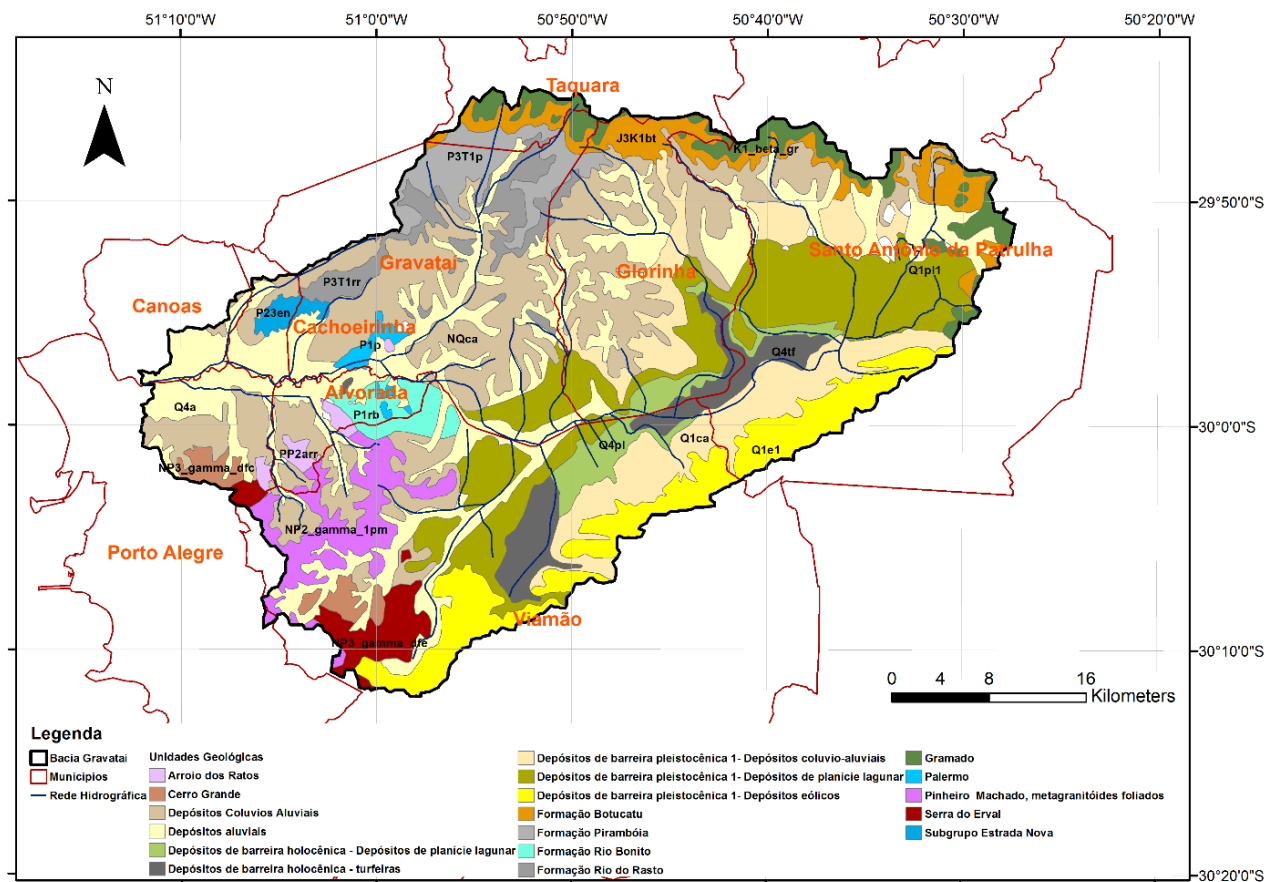


Figura 20. Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí
Fonte: WILDNER, *et al.*, 2008, Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, CPRM

6.7 HIDROGEOLOGIA

Nesta bacia ocorrem rochas fraturadas e sedimentares, o que determina que diferentes critérios devam ser utilizados na identificação e caracterização dos sistemas aquíferos. Nos aquíferos fraturados a circulação se dá através de fraturas, enquanto que nos aquíferos sedimentares, pelos poros intergranulares. Deve ser

salientado que, algumas formações sedimentares muito litificadas podem possuir uma contribuição significativa de entradas d'água através de um sistema de fraturas.

Os sistemas aquíferos presentes na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí incluem grande parte das formações existentes no estado, de modo que pertencem a um grande número de províncias hidrogeológicas como estabelecido por Hausman (1995) no estudo de Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul/RS (BOURSCHEID, 2012).

Conforme o Mapa Hidrogeológico da CPRM (2005) observa-se na Figura 21 os sistemas aquíferos presentes na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí. A caracterização hidrogeológica dos sistemas aquíferos que contém poços de interesse na pesquisa apresentam-se na seção 6.7.3.

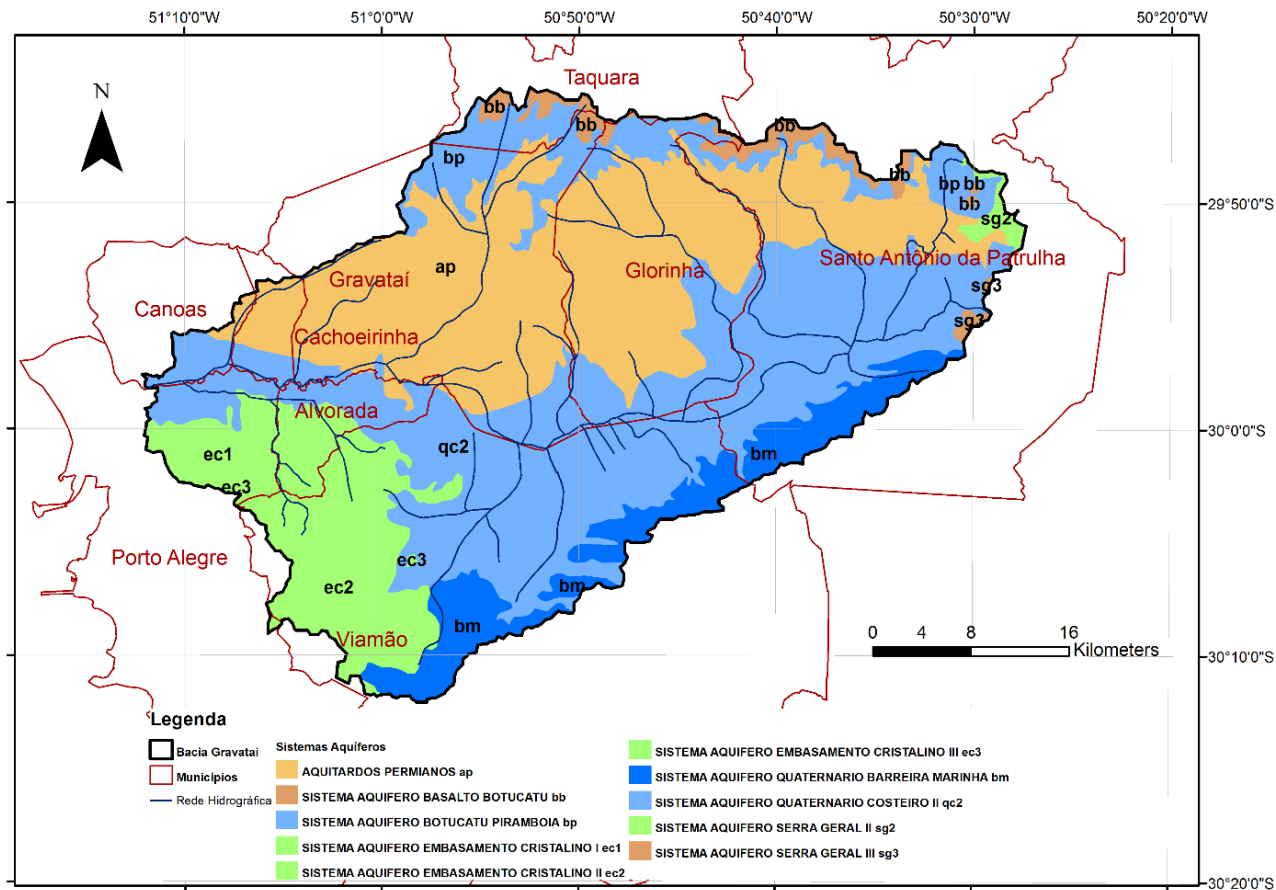


Figura 21. Mapa Hidrogeológico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí
Fonte: MACHADO e FREITAS, 2005, Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul, CPRM

6.7.1 Poços Identificados na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.

O inventário de poços realizado com os dados do SIAGAS da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM Serviço Geológico do Brasil) identificou 303

poços dentro da bacia hidrográfica do Gravataí, dos quais 12 têm informação apenas de transmissividade. Além dessa fonte, com a Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN) se identificou 16 poços dentro da bacia, dos quais se dispõe de informação de 9 poços dos parâmetros hidrogeológicos de transmissividade e coeficiente de armazenamento.

Adicionalmente procurou-se dados na Secretaria de Obras Públicas (SOP), os registros de poços da Secretaria são só no interior do estado do Rio Grande do Sul. A SOP possui informação de ensaios de bombeamento de poços em 6 dos 9 municípios da bacia do Gravataí, e ao final da revisão se determinaram só 7 poços dentro da bacia.

Também foi procurada informação de ensaios de bombeamento no Departamento de Recursos Hídricos (DRH) da Secretaria do Meio Ambiente (SEMA) do Estado do Rio Grande do Sul, dentro dos processos deferidos de usuários de águas subterrâneas para regularização e outorga, se identificaram 78 poços dentro da bacia do Gravataí.

No setor privado, procurou-se informação de ensaios de bombeamento na empresa perfuradora de poços Hidrogeo que atua no ramo dos poços tubulares em todo o Brasil. Nesta fonte se analisaram 10 poços dentro da bacia do Gravataí.

A distribuição dos poços identificados com as cinco fontes da Bacia Hidrográfica do Gravataí apresenta-se na Figura 22.

Cabe mencionar que no momento de procurar a informação dos poços, alguns destes, fornecidos de uma fonte de informação também existiam em outra fonte, e também tiveram diferenças nas informações hidrogeológicas. Também aconteceu com alguns poços que a informação do Sistema Aquífero ou Formação à que pertencem não estava certa.

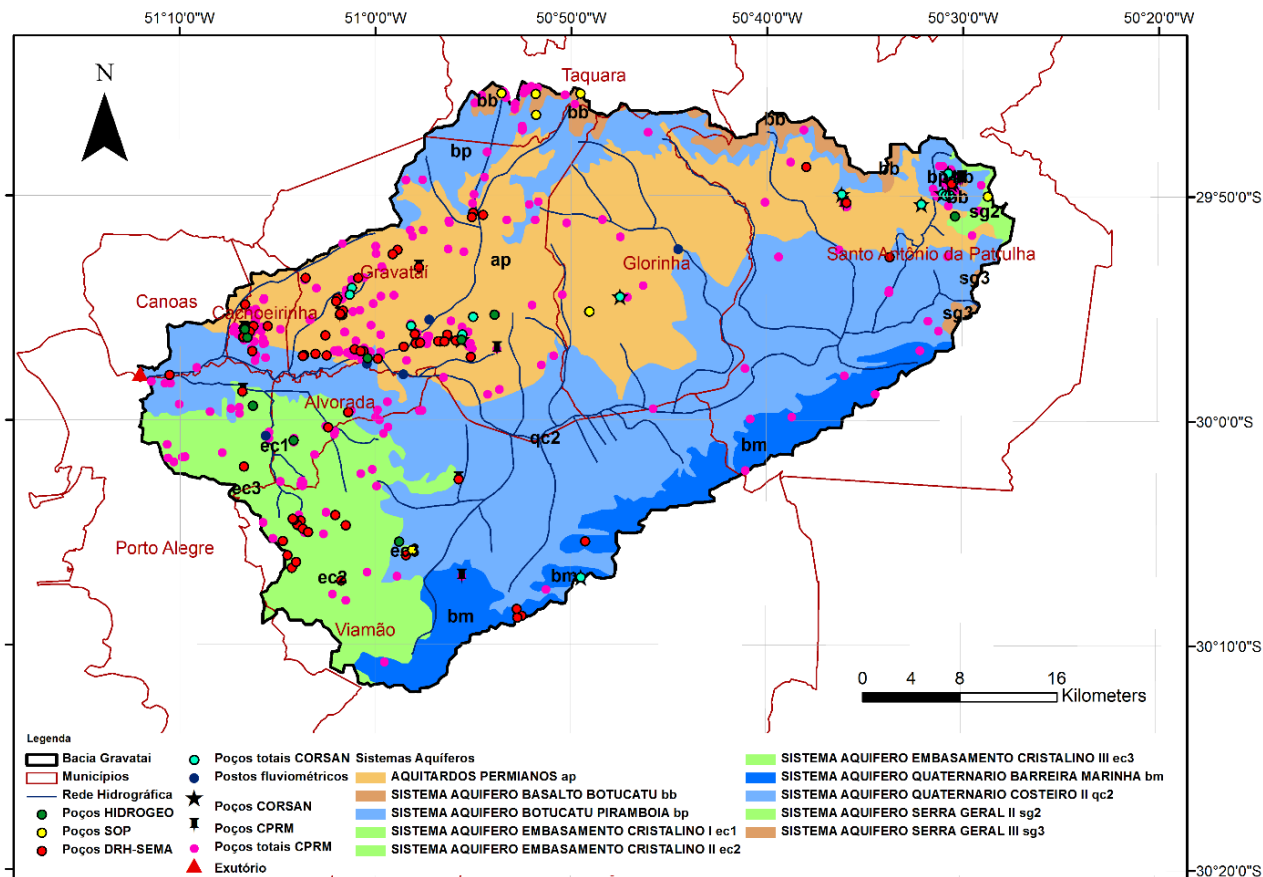


Figura 22. Distribuição dos poços identificados na Bacia Hidrográfica do Gravataí.
Fonte: produção própria

6.7.2 Caracterização dos Poços Identificados.

Os poços de objetivo do presente estudo são limitados aos que captam aquíferos porosos e livres, devido a que nesses aquíferos se pode aplicar a metodologia de determinação dos parâmetros hidrogeológicos obtidos por meio do método indireto de Maillet. Porém, como será concluído ao terminar essa seção, tornou-se complicado determinar e encontrar poços de interesse para a pesquisa que captem aquíferos porosos e livres dentro dos sistemas aquíferos da bacia do Gravataí.

Os 12 poços da CPRM (obtida do SIAGAS) que têm informação de transmissividade se encontram localizados nos municípios de Cachoeirinha, Gravataí, Porto Alegre, Santo Antônio da Patrulha e Viamão. Destes poços, 2 têm as características de um aquífero poroso e livre de interesse para a pesquisa, o ponto 4300016785 em Porto Alegre e o ponto 4300000801 em Viamão. Posteriormente, com a informação dos ensaios de bombeamento de poços do SIAGAS se identificou

o poço 4300009451 em Cachoerinha com características de um aquífero poroso e livre, o qual não possui informação dos parâmetros hidrogeológicos, mas com a informação do ensaio de bombeamento disponível, será possível calculá-los.

Os 9 poços da CORSAN que têm informação de transmissividade e coeficiente de armazenamento se encontram localizados nos municípios de Glorinha, Gravataí, Santo Antônio da Patrulha e Viamão. Destes poços, apenas um tem as características de um aquífero poroso e livre de interesse para a pesquisa, o ponto COR SAP 01 em Santo Antônio da Patrulha. Posteriormente, com a informação dos ensaios de bombeamento dos poços da CORSAN se identificou o poço COR SAP 25 em Santo Antônio da Patrulha com características de um aquífero poroso e livre, o qual não possui informação dos parâmetros hidrogeológicos, mas com a informação do ensaio de bombeamento disponível, será possível calculá-los.

A informação dos poços da CPRM (obtida do SIAGAS) e da CORSAN, que tem informação direta da própria fonte dos parâmetros hidrogeológicos, são apresentados na Tabela 4, ressaltando os que têm características de poroso e livre. A transmissividade informada na fonte original da Ficha Técnica Completa do Poço da CPRM está expressa em m^2/s , que transformada em m^2/dia resulta em valores altos para alguns poços. O mesmo acontece com alguns poços da CORSAN, onde a transmissividade informada na fonte original está expressa em m^2/h , que transformada em m^2/dia resulta em valores altos.

Cabe salientar que todos os ensaios de bombeamento realizados nos poços da CPRM para a determinação dos parâmetros hidrogeológicos da Tabela 4 foram calculados com o método de Jacob ou de Theis. Os ensaios de bombeamento realizados nos poços da CORSAN normalmente são realizados em poço único, determinando os parâmetros hidrogeológicos com o método de Theis, Cooper-Jacob ou o método de Recuperação (Recovery). Esses métodos são usados no caso de um aquífero confinado não drenante com regime transiente, porém costuma-se também utilizar ou adaptar ao caso de aquíferos livres, como é da presente pesquisa, devido a que o método apropriado para os aquíferos livres de Dupuit & Forchheimer (para poços com regime permanente) tem a dificuldade de operação de requerer pelo menos dois poços de observação.

Tabela 4. Informação Hidrogeológica dos poços da CPRM e da CORSAN identificados na bacia do Gravataí com parâmetros hidrogeológicos

Fonte	Poço	Município	Formação / Sistema Aquífero (fonte original)	Aquífero Porosidade	Aquífero Pressão	Profundidade total (m)	Método	T (m ² /dia)	S	K (m/h)
CPRM (SIAGAS)	4300009448	Cachoeirinha	Formação Rio Bonito	fraturado	livre	160	Jacob	4,84		
	4300009449	Cachoeirinha	Formação Rio Bonito e Complexo granito-gnaissico	fraturado	confinado	196	Theis	0,69		
	4300000555	Gravataí	Sub-grupo estrada nova Formação Irati Formação Palermo Formação Rio Bonito	fraturado	confinado	106		0,78		
	4300009592	Gravataí	Formação Rio do Rasto	poroso	confinado	160	Jacob	1,12		
	4300009593	Gravataí	Formação Rio do Rasto	poroso	confinado	170	Jacob	1,21		
	4300017433	Gravataí	Formação rosário do sul	poroso	confinado	306	Theis	259,20		
	4300016785	Porto alegre	Aluviões	poroso	livre	40		94867,20		
	4300002973	Santo Antônio da patrulha	Formação serra geral	fraturado	confinado	68	Jacob	20563,20		
	4300021169	Santo Antônio da patrulha	Formação serra geral e Formação Botucatu	poroso	confinado	159		19,44		
	4300021170	Santo Antônio da patrulha	Formação serra geral e Formação Botucatu	poroso	confinado	170	Theis	5,27		
	4300000801	Viamão	Quaternário	poroso	livre	85,2		80,61		
4300017376	Viamão	Quaternário e Complexo granito-gnaissico	fraturado	semi confinado	60	Theis	0,35			

Tabela 4. (continuação) Informação Hidrogeológica dos poços da CPRM e CORSAN identificados na bacia do Gravataí com parâmetros hidrogeológicos

Fonte	Poço	Município	Formação / Sistema Aquifero (fonte original)	Aquífero Porosidade	Aquífero Pressão	Profundidade total (m)	Método	T (m ² /dia)	S	K (m/h)
CORSAN	COR GLO 02	Glorinha	Aquitardos permianos	poroso	confinado	210	Theis	0,68	4,70E-04	1,60E-04
	COR GRV GMC 04	Gravataí	Aquitardos permianos	fraturado	confinado	102	Theis	4,54	2,19E-03	5,47E-03
	COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	poroso	livre	70	Theis	8,95	0,0130	0,0062
	COR SAP 11	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	fraturado	confinado	97	Theis	55,2	2,43E-05	3,44E-02
	COR SAP 12	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	fraturado	confinado	100	Theis	134,88	7,82E-06	1,00E-01
	COR SAP 15	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	poroso	confinado	144	Theis	19,99	6,67E-05	8,25E-03
	COR SAP 33	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	poroso	confinado	110	Theis	4,18	4,10E-01	8,69E-02
	COR SAP VIP 03	Santo Antônio da Patrulha	SGII / Botucatu	poroso	confinado	186	Theis	1,26	1,06E-03	1,13E-03
	COR VIM AGC 01	Viamão		poroso	confinado		Cooper-Jacob	60,24	1,45E-04	

Com as outras fontes SOP, DRH-SEMA e Hidrogeo se selecionaram os poços presentes num aquífero poroso e livre que não dispõem de informação direta da própria fonte dos parâmetros hidrogeológicos, mas que têm informação do ensaio de bombeamento para poder determiná-los. Esses poços são apresentados na Tabela 5 e incluem os dois poços da CPRM e da CORSAN com informação do ensaio de bombeamento identificados posteriormente.

Dos 7 poços da SOP, segundo o Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul, somente o poço 4591-TQP1 em Taquara tem as características de um aquífero poroso e livre de interesse para a pesquisa.

Dos 78 poços do DRH-SEMA, se analisaram 44 poços dentro dos processos deferidos, conseguindo somente o poço 96730500033 em Gravataí com as características de poroso e semi-confinado.

Dos 10 poços analisados da Hidrogeo, o poço 2254 em Alvorada tem as características de poroso e livre.

Tabela 5. Poços das diferentes fontes que têm informação do ensaio de bombeamento

Fonte	Poço	Município	Formação / Sistema Aquífero (fonte original)	Aquífero Porosidade	Aquífero Pressão	Profundidade total (m)
CPRM	4300009451	Cachoeirinha	Formação Irati	poroso	livre	79
CORSAN	COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha	SGII / G	poroso	livre	163,3
SOP	4591-TQP1	Taquara		poroso	livre	204
DRH-SEMA	96730500033	Gravataí	Sedimentar - Rosário do Sul e Rio do Rasto	poroso	semi-confinado	80
HIDROGEO	2257	Alvorada	Escudo	poroso	livre	150

6.7.3 Caracterização Hidrogeológica dos poços selecionados de interesse na pesquisa com informação dos parâmetros hidrogeológicos.

A seguir se descreve a caracterização Hidrogeológica segundo a porosidade e a potencialidade para ocorrência de águas subterrâneas usando o Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000 da CPRM (MACHADO e FREITAS, 2005) e o Relatório do Projeto do Mapa dos sistemas aquíferos que apresentam os poços selecionados com informação dos parâmetros hidrogeológicos das cinco fontes de informação que são de interesse para a pesquisa pertencendo a

um aquífero poroso e livre. Se inclui também a informação da formação ou unidade geológica segundo o Mapa Geológico da CPRM do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000 da CPRM (WILDNER, *et al.*, 2008) e o sistema aquífero segundo o Mapa dos Sistemas Aquíferos escala 1:1.000.000 (ANA, 2013) do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) da Agência Nacional de Águas (ANA).

6.7.3.1 Aquíferos limitados de baixa possibilidade para água subterrânea em rochas com porosidade intergranular ou por fraturas

Aquíferos Permianos (ap). Localizam-se circundando o embasamento cristalino, até Taquara no leste. Tratam-se de siltitos argilosos, argilitos cinza-escuros, folhelhos pirobetuminosos e pequenas camadas de margas e arenitos finos.

Normalmente os poços que captam somente essas litologias apresentam vazões muito baixas ou estão secos. As capacidades específicas são geralmente inferiores a 0,1 m³/h/m.

O poço 4300009451 de Cachoerinha da CPRM se encontra nesse sistema aquífero de Aquíferos Permianos, na formação geológica Depósitos colúvio-aluviais segundo o Mapa Geológico da CPRM e no Sistema Aquífero Passa Dois que é poroso, segundo o Mapa do SNIRH.

O poço 96730500033 do DRH-SEMA também se encontra no mesmo Sistema Aquífero de Aquíferos Permianos na formação geológica Depósitos aluviais e no mesmo sistema aquífero do Mapa do SNIRH.

A maioria dos poços identificados na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí se encontram no Sistema Aquífero Aquíferos Permianos segundo o mapa Hidrogeológico da CPRM como pode-se observar na Figura 22.

6.7.3.2 Aquíferos com média a baixa possibilidade para águas subterrâneas em rochas com porosidade por fraturas

Sistema Aquífero Embasamento Cristalino I (ec1). Ocorre na porção nordeste do escudo sul-rio-grandense em Porto Alegre. É constituído por granitoides

muito fraturados e alterados. As capacidades específicas geralmente são inferiores a 0,5 m³/h/m.

O poço 4300016785 de Porto Alegre da CPRM se encontra nesse sistema aquífero de Embasamento Cristalino I, na formação geológica Depósitos colúvio-aluviais segundo o mapa geológico da CPRM e no Sistema Aquífero Fraturado Centro-Sul segundo o mapa do SNIRH. Mesmo localizado o poço no mapa em um Sistema Aquífero Fraturado, segundo o perfil litológico demonstra que o poço no ponto se encontra num aquífero poroso e livre.

O poço 2257 de Alvorada da HIDROGEO também se encontra neste Sistema Aquífero Embasamento Cristalino I, na formação geológica Arroio dos Ratos e no mesmo sistema aquífero do Mapa do SNIRH.

6.7.3.3 Aquíferos com alta a média possibilidade para águas subterrâneas em rochas e sedimentos com porosidade intergranular.

Sistema Aquífero Quaternário Barreira Marinha (bm). Localiza-se em uma estreita faixa até Santo Antônio da Patrulha ao leste. Constitui-se de areias inconsolidadas, de granulometria fina a média, vermelho-claro a esbranquiçadas, com pouca matriz argilosa. As capacidades específicas são altas, ultrapassando a 4 m³/h/m. Poços bem construídos podem produzir vazões entre 60 e 100 m³/h.

Esse sistema aquífero é o mais produtivo e importante da Região Metropolitana de Porto Alegre.

O poço 4300000801 de Viamão da CPRM se encontra nesse sistema aquífero Quaternário Barreira Marinha, na formação geológica Depósitos de barreira pleistocênica 1 - Depósitos eólicos segundo o mapa geológico da CPRM e no Sistema Aquífero Litorâneo Sul que é poroso, segundo o mapa do SNIRH.

6.7.3.4 Aquíferos com média a baixa possibilidade para águas subterrâneas em rochas e sedimentos com porosidade intergranular.

Sistema Aquífero Botucatu/Piramboia (bp). Este sistema localiza-se de Taquara até o Santo Antônio da Patrulha, na Região Metropolitana de Porto Alegre. Constitui-se de arenitos médios, róseos, endurecidos em afloramentos e com condições topo estruturais em geral desfavoráveis para armazenamento de águas.

Os arenitos finos a muito finos e avermelhados são muito argilosos. As capacidades específicas raramente excedem a 0,5 m³/h/m.

O poço COR SAP 01 de Santo Antônio da Patrulha da CORSAN se encontra nesse sistema aquífero Botucatu/Piramboia, na formação geológica Botucatu segundo o mapa geológico da CPRM e no Sistema Aquífero Guarani que é poroso, segundo o mapa do SNIRH. O poço COR SAP 25 da CORSAN de Santo Antônio da Patrulha também se encontra no mesmo Sistema Aquífero, formação geológica e sistema aquífero segundo o mapa do SNIRH.

No Sistema Aquífero Botucatu/Piramboia segundo o mapa Hidrogeológico da CPRM tem vários poços identificados perto da área urbana no município de Santo Antônio da Patrulha como pode-se observar na Figura 22.

O poço 4591-TQP1 de Taquara da SOP também se encontra neste Sistema Aquífero Botucatu/Piramboia e na mesma formação geológica Botucatu segundo o mapa geológico da CPRM e no mesmo sistema aquífero do Mapa do SNIRH.

Na Figura 23 apresentam-se a distribuição dos poços selecionados por ter características de um aquífero poroso e livre.

Na Tabela 6 apresenta-se a informação dos poços selecionados com a sua localização segundo os Mapas Hidrogeológico, Geológico e o Mapa do SNIRH.

Tabela 6. Informação Hidrogeológica e Geológica dos poços selecionados de interesse na pesquisa

Fonte	Poço	Município	Sistema Aquífero (mapa Hidrogeológico CPRM)	Formação Geológica (mapa Geológico CPRM)	Sistema Aquífero (mapa SNIRH)
CPRM	4300009451	Cachoeirinha	Aquitardos permianos	Depósitos colúvio-aluviais	Passa Dois
	4300016785	Porto alegre	Embasamento Cristalino I	Depósitos colúvio-aluviais	Faturado Centro-Sul
	4300000801	Viamão	Quaternário Barreira Marinha	Depósitos de barreira pleistocênica 1- Depósitos eólicos	Litorâneo Sul
CORSAN	COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha	Botucatu Piramboia	Formação Botucatu	Guarani
	COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha	Botucatu Piramboia	Formação Botucatu	Guarani
SOP	4591-TQP1	Taquara	Botucatu Piramboia	Formação Botucatu	Guarani
DRH-SEMA	96730500033	Gravataí	Aquitardos permianos	Depósitos aluviais	Passa Dois
HIDROGEO	2257	Alvorada	Embasamento Cristalino I	Arroio dos Ratos	Faturado Centro-Sul

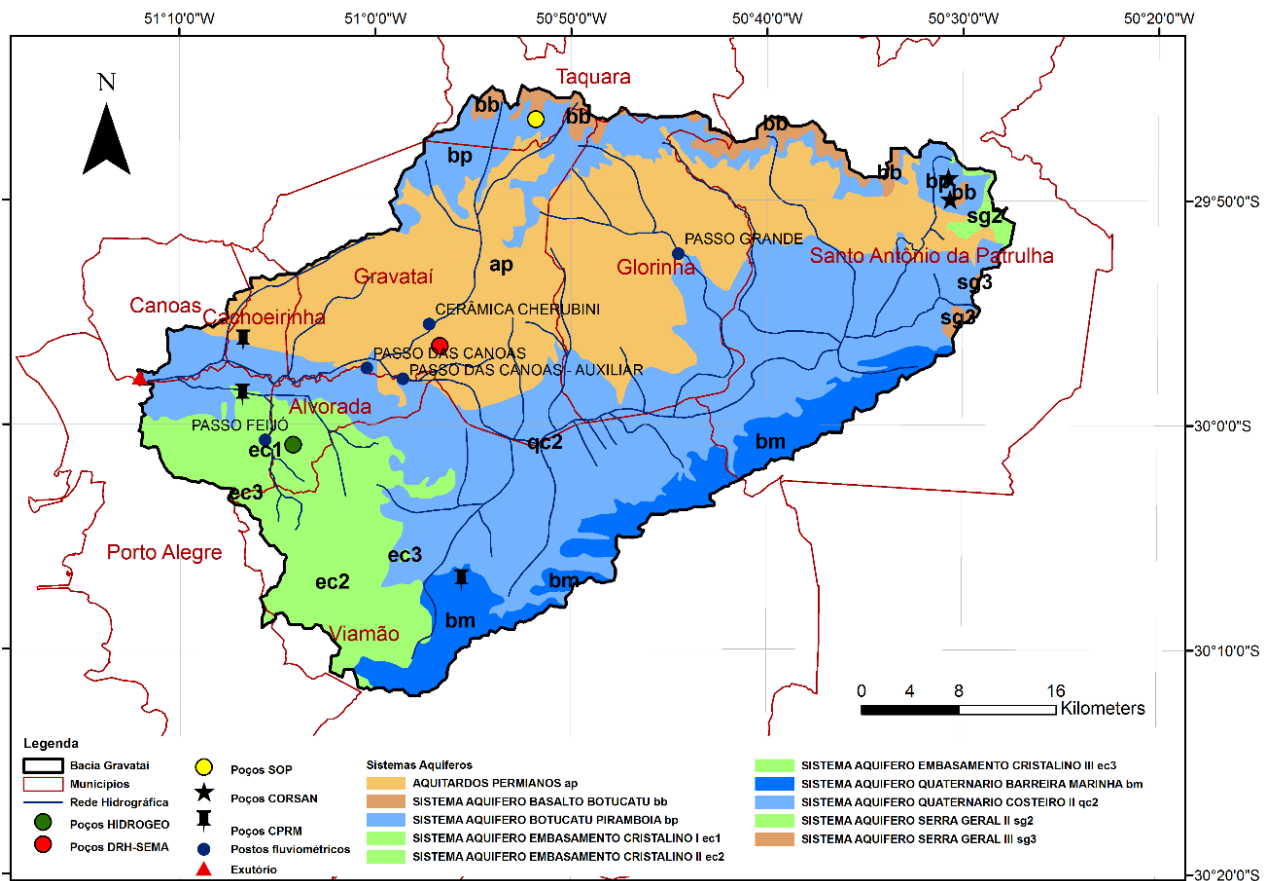


Figura 23. Distribuição dos poços selecionados por ter características de um aquífero poroso e livre na Bacia Hidrográfica do Gravataí.
Fonte: produção própria

Na Figura 24 observa-se o Mapa dos Sistemas Aquíferos escala 1:1.000.000 (ANA, 2013) do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) da Agência Nacional de Águas (ANA).

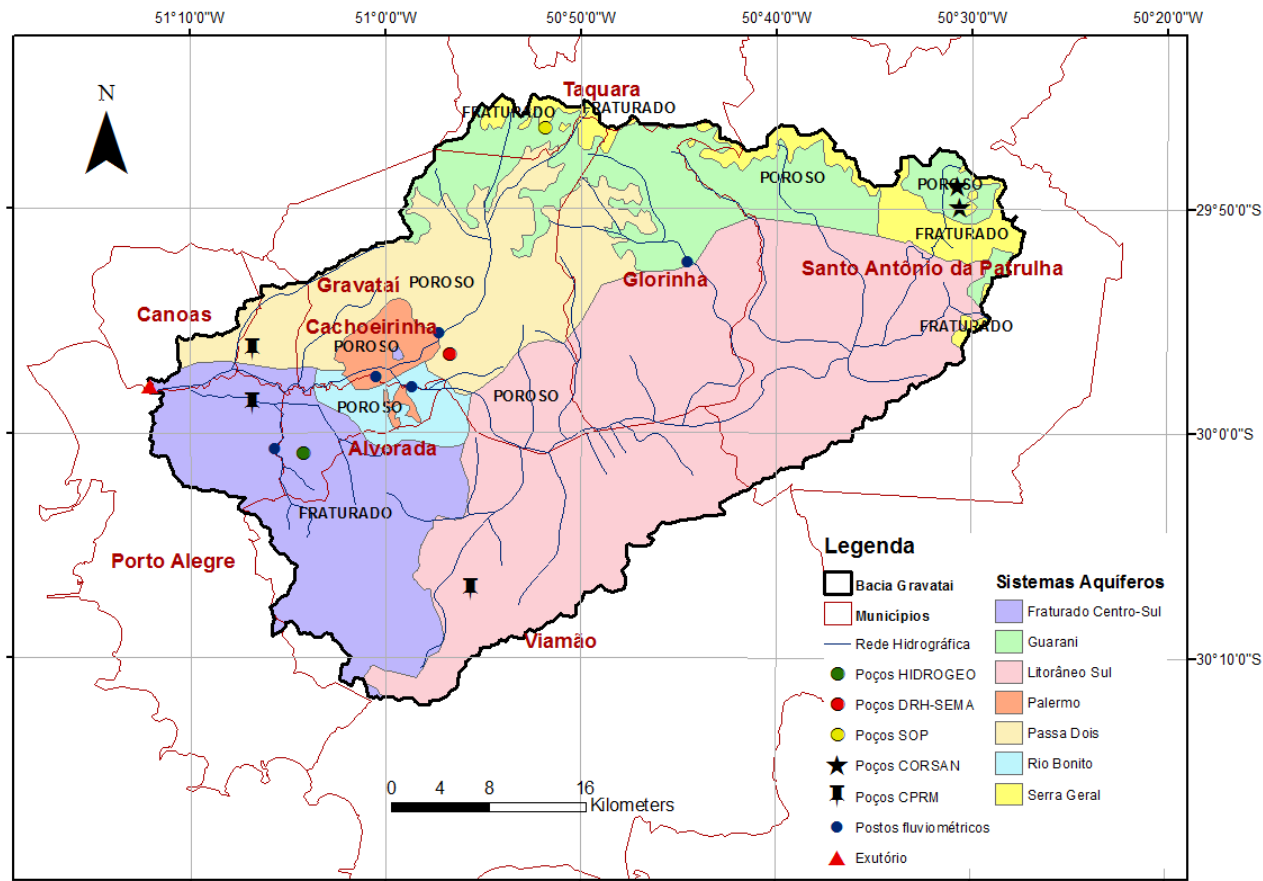


Figura 24. Mapa dos Sistemas Aquíferos do SNIRH.
Fonte: ANA, 2013

6.7.4 Principais Sistemas Aquíferos

6.7.4.1 Aquífero Guarani

No limite norte da bacia, da cidade de Santo Antônio da Patrulha em direção ao município de Gravataí, os arenitos da Formação Botucatu pertencentes ao Aquífero Guarani na porção superior são recobertos ao norte por uma pequena ocorrência de rochas basálticas da Formação Serra Geral, como pode-se observar nas Figuras 20 e 24.

O aquífero Guarani é constituído por arenitos originados de deposição eólica em um ambiente desértico, cuja característica principal é a presença de espessos pacotes arenosos com estratificação cruzada de grande amplitude.

A espessura média deste Aquífero, dentro da bacia, é da ordem de 90 metros (BOURSCHEID, 2012).

6.7.4.2 Aquífero Serra Geral

A circulação no basalto se dá através do regolito e na rocha basáltica propriamente dita. O regolito do basalto é argiloso com baixa condutividade hidráulica. A presença do freático é comprovada através da existência de nascentes que têm sua existência ligada às estações do ano, podendo secar na época de escassez hídrica.

A circulação através do basalto é condicionada pelas fraturas existentes e ao gradiente topográfico regional. A recarga através das fraturas pode se dar a maiores profundidades gerando alguma pressão que irá provocar o artesianismo em alguns poços.

Dentro da bacia os arenitos do aquífero Guarani que estão sotopostos dos basaltos da Formação Serra Geral, existem áreas em que a pressão do Aquífero Guarani determine a presença de água ascendente pelos basaltos (BOURSCHEID, 2012).

6.7.5 Circulação da água subterrânea

No trabalho realizado pelo IPH/CPRM (UFRGS, 2002) foi desenvolvido um modelo de fluxo subterrâneo, sob o regime de fluxo permanente, que caracteriza muito bem o comportamento das águas subterrâneas na bacia. Como simplificação, o modelo considerou as águas subterrâneas pertencendo a um sistema de aquífero não confinado, o domínio vertical foi estabelecido discretizando-se uma camada aquífera superficial com 20 metros de espessura e com cotas altimétricas inferiores a 80 metros, resultando uma área de 1600 km². Como resultado obteve-se o mapa piezométrico da Figura 25, neste mapa é possível observar que o rio Gravataí e seus afluentes têm comportamento efluente devido a que às descargas subterrâneas ocorrem junto à calha do rio Gravataí, aos tributários principais e na região do Banhado Grande. Observa-se também que as maiores cargas hidráulicas estão na região de Santo Antônio da Patrulha, onde está localizada a nascente do rio Gravataí, no limite norte da bacia onde ocorrem as rochas basálticas da formação Serra Geral, e no limite sudoeste, na região de Viamão e Porto Alegre (UFRGS, 2002).

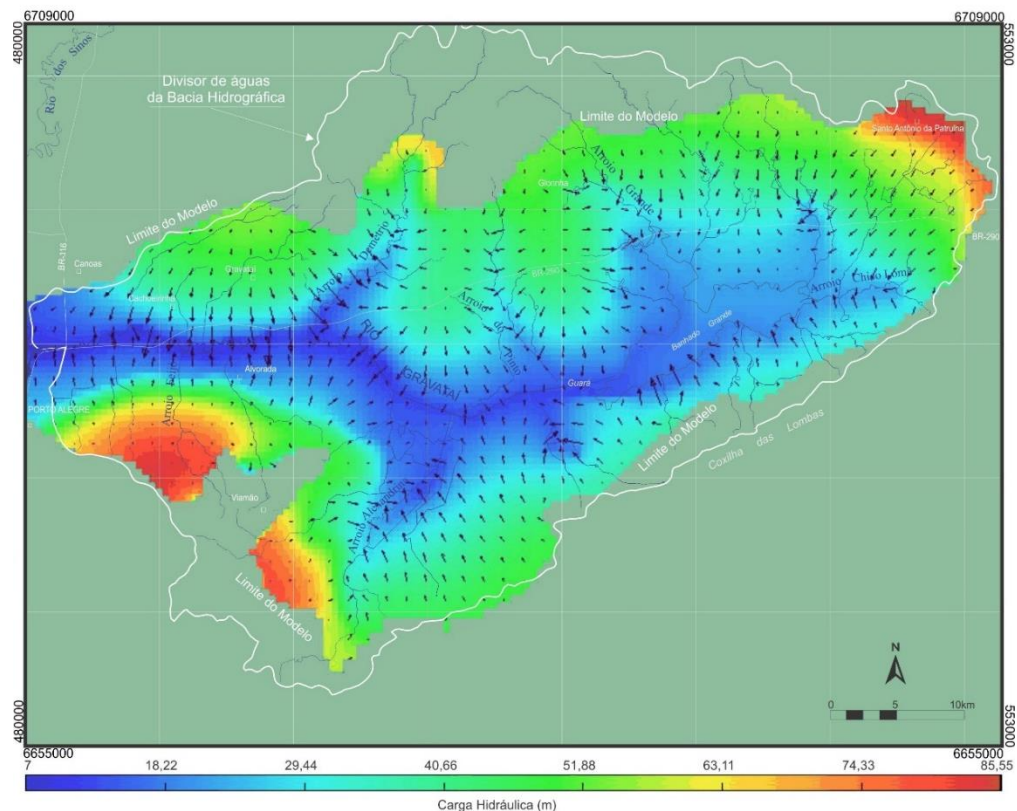


Figura 25. Mapa piezométrico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí
Fonte: figura tomada de BOURSCHEID, 2012

6.7.6 Áreas de Recarga

Na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí se identifica as seguintes áreas de recarga importantes para as águas subterrâneas com uma taxa de recarga de 100 mm/ano (BOURSCHEID, 2012):

- a) A área da Coxilha das Lombas, na margem esquerda do rio Gravataí, onde ocorre o aquífero das Águas Claras, formado por areias. Esta recarga alimenta tanto o aquífero livre em direção ao rio Gravataí quanto o aquífero confinado que ocupa a área do Banhado Grande.
- b) A região de Santo Antônio da Patrulha, onde ocorrem rochas do Grupo São Bento, basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu.

6.7.7 Reserva hídrica subterrânea.

Os rendimentos dos sistemas aquíferos da bacia, devido a sua constituição litológica, não são considerados bons mananciais subterrâneos, com a exceção da

parte do município de Santo Antônio da Patrulha, onde são explorados pela Companhia Riograndense de Saneamento – CORSAN, poços de maior porte para o abastecimento público (UFRGS, 2002).

É importante avaliar as reservas permanentes, as reservas renováveis ou recarga e os volumes exploráveis, ou seja, aqueles que não trazem prejuízos ao aquífero (BOURSCHEID, 2012).

Segundo o estudo da UFRGS (2002), os sistemas aquíferos determinados na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí são responsáveis por uma Reserva Permanente de $15,578 \times 10^9 \text{ m}^3$ calculado com as dimensões do aquífero e parâmetros hidrodinâmicos e uma Recarga de $247,82 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$ calculado mediante balanço hídrico (BOURSCHEID, 2012).

7 MÉTODOS

7.1 FLUXOGRAMA

A seguir na Figura 26 apresenta-se o fluxograma com a metodologia da pesquisa.

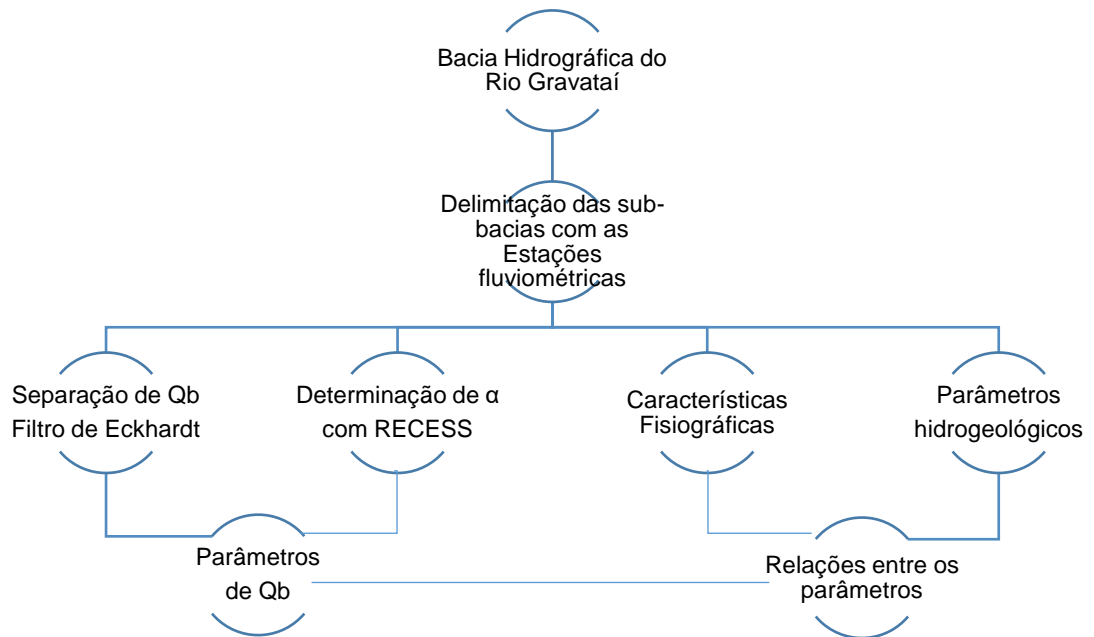


Figura 26. Fluxograma para a metodologia de pesquisa

7.2 DELIMITAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

A Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí foi dividida em sub-bacias com o uso do software ArcGIS, usando como exutório as estações fluviométricas escolhidas na bacia, para depois poder fazer a separação de escoamento de base dos dados das estações, estabelecer as características fisiográficas e posteriormente estabelecer as relações com as características hidrogeológicas. As sub-bacias que foram selecionadas e delimitadas encontram-se na Figura 27.

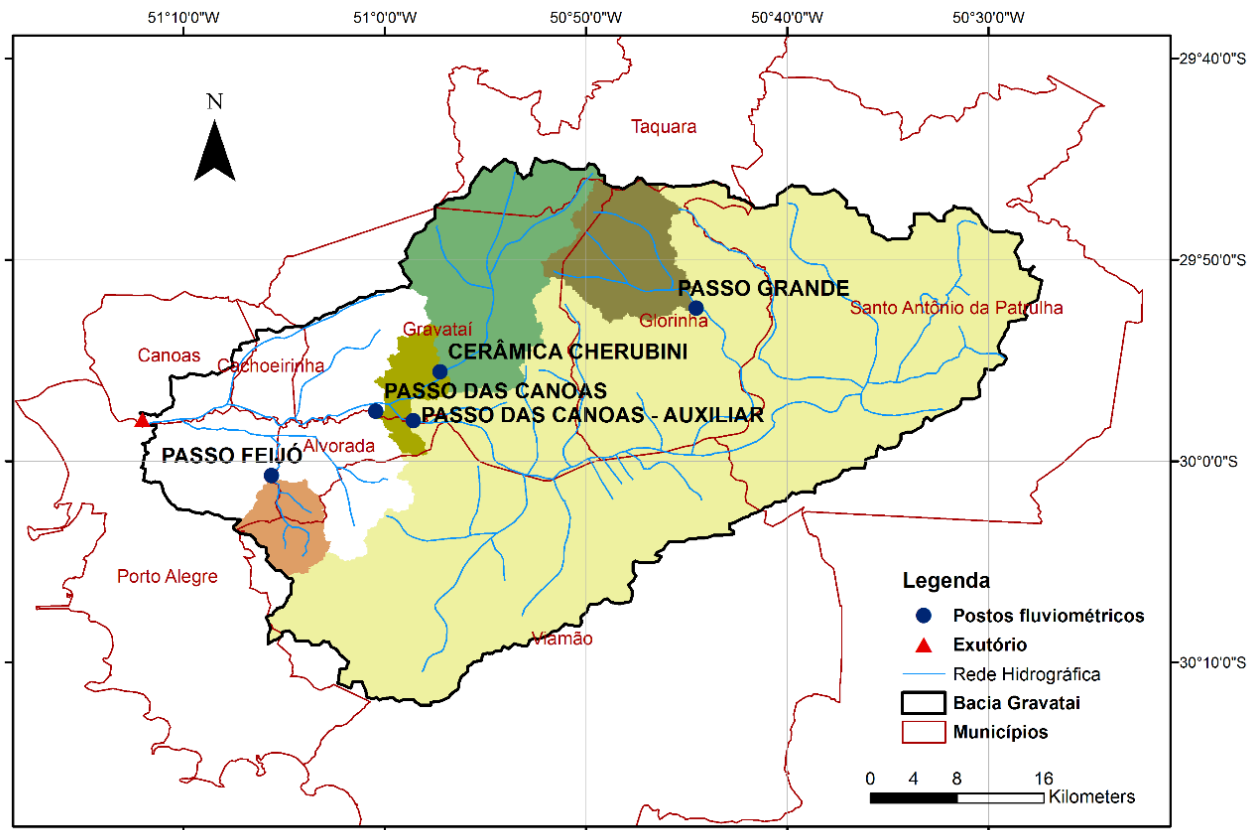


Figura 27. Delimitação das sub-bacias do Gravataí em base aos postos fluviométricos selecionados.
Fonte: produção própria

7.3 MÉTODO DE SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO DE BASE COM O FILTRO DIGITAL RECURSIVO DE ECKHARDT

A metodologia utilizada para a separação do escoamento de base foi o filtro digital recursivo de Eckhardt, como foi empregado nos estudos de Collischonn e Fan (2013), Dora (2013) e Mattiuzi (2016).

Primeiro se determina a constante de recessão (a), para isto deve-se inicialmente analisar o hidrograma do posto fluviométrico em busca de períodos característicos de recessão. Se selecionou o maior período de recessão em toda a série histórica com a ajuda do programa RECESS. O intervalo de tempo do período de recessão e seus respectivos valores de vazão são utilizados no cálculo da constante do período característico k (dia), conforme equação 24. Depois, esse valor de k é utilizado para o cálculo da constante de recessão (a) da equação 25.

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q_{(t+\Delta t)}}{Q_t}\right)} \quad (24)$$

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (25)$$

O inverso da constante do período característico k (dia) resulta no coeficiente de recessão α em dia^{-1} .

Para a separação do escoamento de base com o filtro digital recursivo de Eckhardt se utilizou a equação 5 com a constante de recessão (a) calculada e com o BFI_{max} . O BFI_{max} foi calculado com a equação 6 segundo Collischonn e Fan (2013) devido a área de estudo estar localizada na região sul do Brasil.

7.4 MÉTODO DE DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE DE RECESSÃO COM O USO DO SOFTWARE RECESS

Com o software RECESS (RUTLEDGE, 1998) se pode determinar os períodos de recessão de uma série de dados de vazão e com estes estabelecer uma curva CRM da vazão e o coeficiente de recessão α . Os passos básicos para determinação da CRM são descritos em maior detalhe na guia de uso do programa RECESS por Rutledge (2007). O programa determina a CRM da recessão de vazão quando o fluxo é assumido pela descarga de água subterrânea e quando o perfil da distribuição de água subterrânea é quase estável. O programa seleciona vários períodos de contínua recessão, baseado na linearidade da recessão num gráfico semi-logarítmico da vazão em unidades ft^3/s e o tempo em dias, avalia segmento por segmento para depois determinar a melhor equação ajustada da CRM e o valor do índice de recessão K em unidades de dias. Depois com o inverso do índice de recessão médio K se obtém o coeficiente de recessão α em dia^{-1} .

Com os dados obtidos de vazão através da curva chave das estações fluviométricas, se usou o RECESS para determinar os segmentos de recessão ou número de recessões, avaliando com o ano todo, com o verão e com o inverno de toda a série histórica com determinados períodos de detecção de recessão para cada teste.

Também se determinou o coeficiente de recessão α com os métodos de Maillet e Boussinesq com as equações 8 e 10 com o intuito de comparação entre estes dois métodos e para posteriormente utilizar o coeficiente de recessão α do Método de

Maillet para calcular o coeficiente de armazenamento S (método indireto) como se explica na seção 7.6.2.

7.5 CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS

As características fisiográficas de área de drenagem, comprimento do rio principal, declividade do rio e da bacia e a densidade de drenagem das sub-bacias foram determinadas através de ArcGIS (Maidment, 2002).

Na tabela 7, apresentam-se as características fisiográficas das sub-bacias do Rio Gravataí.

Tabela 7. Características Fisiográficas das sub-bacias do Rio Gravataí

sub-bacia / bacia	Área (Km ²)	Densidade de drenagem (km/km ²)	Comprimento do rio principal (Km)	Declividade média do rio principal (m/Km)	Declividade média da bacia (%)
sub-bacia Passo Grande	102,19	1,32	12,86	6,84	6,77
sub-bacia Passo das Canoas Auxiliar	1418,48	1,26	64,58	1,89	3,83
sub-bacia Passo das Canoas	1655,00	1,26	67,61	1,73	4,55
sub-bacia Cerâmica Cherubini	198,83	1,24	23,91	10,79	9,84
sub-bacia Passo Feijó	43,87	1,42	9,06	6,18	7,16
bacia Gravataí	2017,37	1,24	89,13	1,35	4,42

7.6 MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS.

7.6.1 Determinação através da informação dos ensaios de bombeamento.

Com a baixa disponibilidade de informação de ensaios de bombeamento de poços específica para a pesquisa (em aquífero poroso e livre) da CPRM, CORSAN, SOP, DRH-SEMA, HIDROGEO, os parâmetros hidrogeológicos dos poços se determinaram por meio da Metodologia de Cooper-Jacob (1946), que considera um aquífero confinado não drenante com regime transiente, devido à complexidade da hidráulica dos aquíferos livres e à exigência do método Dupuit & Forchheimer (FEITOSA e FILHO, 2000).

Com a Metodologia de Cooper-Jacob se determinou a transmissividade e o coeficiente de armazenamento segundo as equações 26 e 27.

$$T = \frac{0,183Q}{\Delta s} \quad (26)$$

Onde:

- T = transmissividade (m²/h)
 Q = vazão de bombeamento (m³/s)
 Δs = variação do rebaixamento tomado num ciclo logarítmico (m)

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} \quad (27)$$

Onde:

- S = coeficiente de armazenamento
 T = transmissividade (m²/h)
 t₀ = tempo para rebaixamento nulo (h)
 r = distância do centro do poço bombeado para o ponto onde está sendo medido o rebaixamento s (m)

No caso dos aquíferos livres o coeficiente de armazenamento S é igual ao rendimento específico Sy ou à porosidade efetiva Pe.

7.6.2 Métodos Indiretos

Com o objetivo de comparar o coeficiente de armazenamento S dos poços selecionados com informação direta da fonte ou calculados, se estimou o coeficiente de armazenamento pelo método indireto através do coeficiente de recessão segundo a equação 17 com o Método de Maillet, assumindo-se que os respectivos aquíferos obedecem às condições estabelecidas pelo método. Se aplicou duas vezes a equação 17, uma com o coeficiente de recessão obtido pelo RECESS com a análise anual e outra com o coeficiente de recessão obtido pelo método de Maillet, para posteriormente estabelecer as relações entre esses coeficientes de armazenamento e com o escoamento de base e as características fisiográficas da bacia.

7.7 RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE E AS CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS

Para verificar as relações do escoamento de base e os parâmetros de coeficiente de recessão e o BFI com as características fisiográficas e hidrogeológicas foi feito uma análise de regressão linear simples com Microsoft Excel para uso de ferramentas estatísticas básicas que incluíram a correlação de Pearson R, o coeficiente de determinação R^2 , a probabilidade p e a significância ($p < 0,05$) e o coeficiente de relação entre as variáveis.

Para estabelecer as relações entre o escoamento de base dos dados de vazão das estações fluviométricas e as características hidrogeológicas de uma maneira qualitativa, primeiramente é preciso selecionar os poços da Tabela 6 que poderiam ter uma possível relação com o escoamento de base, valendo-se do mapa hidrogeológico da CPRM da Figura 23, com a localização dos poços selecionados e com toda a drenagem da bacia para ter uma aproximação do movimento da água subterrânea dos aquíferos livres até os cursos do rio, servindo também com esse propósito a Figura 25.

Foram determinados assim, 5 poços com características num aquífero poroso e livre, com relação a 3 estações fluviométricas nas respectivas sub-bacias, como se indica na Tabela 8.

As relações entre o escoamento de base e as características hidrogeológicas, assim como as relações entre as características fisiográficas e as características hidrogeológicas foram determinadas com os parâmetros hidrogeológicos dos 5 poços da Tabela 8.

Tabela 8. Poços selecionados pelas características do aquífero e sua relação com as estações fluviométricas

Código	Nome	Área (Km²)	Poço	Município
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	1418,48	COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha
			COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha
			96730500033	Gravataí
87400000	Passo das Canoas	1655,00	4300009451	Cachoeirinha
87401600	Cerâmica Cherubini	198,83	4591-TQP1	Taquara

8 RESULTADOS

8.1 SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO DE BASE

Para a separação do escoamento de base foi empregado o filtro digital recursivo de Eckhardt da equação 5 com o cálculo de BFI_{max} da equação 6, proposta por Collischonn e Fan (2013) que pode ser estimado segundo o estudo para o sul do Brasil baseado na relação das vazões Q_{90}/Q_{50} , com os dados de vazões gerados a partir da curva chave para cada uma das estações fluviométricas.

Segundo a metodologia do filtro digital recursivo de Eckhardt uma vez aplicadas as equações 24 e 25 para os cálculos da constante do período característico k e a constante de recessão (a) respectivamente, no maior período de recessão de cada estação fluviométrica se obtiveram os seguintes resultados da constante do período característico k e do coeficiente de recessão α , que são apresentados na Tabela 9.

Tabela 9. Valores de k e α para as estações fluviométricas com a metodologia do filtro digital recursivo de Eckhardt.

Código	Nome	Área (Km ²)	Eckhardt	
			k (dia)	α (dia ⁻¹)
87398800	Passo Grande	102	7,0	0,1430
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	1418	16,4	0,0608
87400000	Passo das Canoas	1655	18,4	0,0544
87401600	Cerâmica Cherubini	198	10,0	0,1005
87401800	Passo Feijó	43	7,3	0,1374

Observa-se na Tabela 9 que o coeficiente de recessão α das estações Passo Grande, Cerâmica Cherubini e Passo Feijó tem valores maiores às outras duas estações, devido aos valores baixos de vazão das 3 estações e também por dispor de menor informação de vazão na sua série histórica, como o caso da estação Passo Feijó, que não é recomendável para os filtros digitais recursivos de Eckhardt como dito anteriormente.

Para a estação Passo Grande na série histórica 1992-2009 se identificaram 24 recessões, sendo a maior com 24 dias de recessão na data 16/04/1996, para a análise anual. A Figura 28 mostra a vazão e a separação do escoamento de base com ênfase no maior período de recessão.

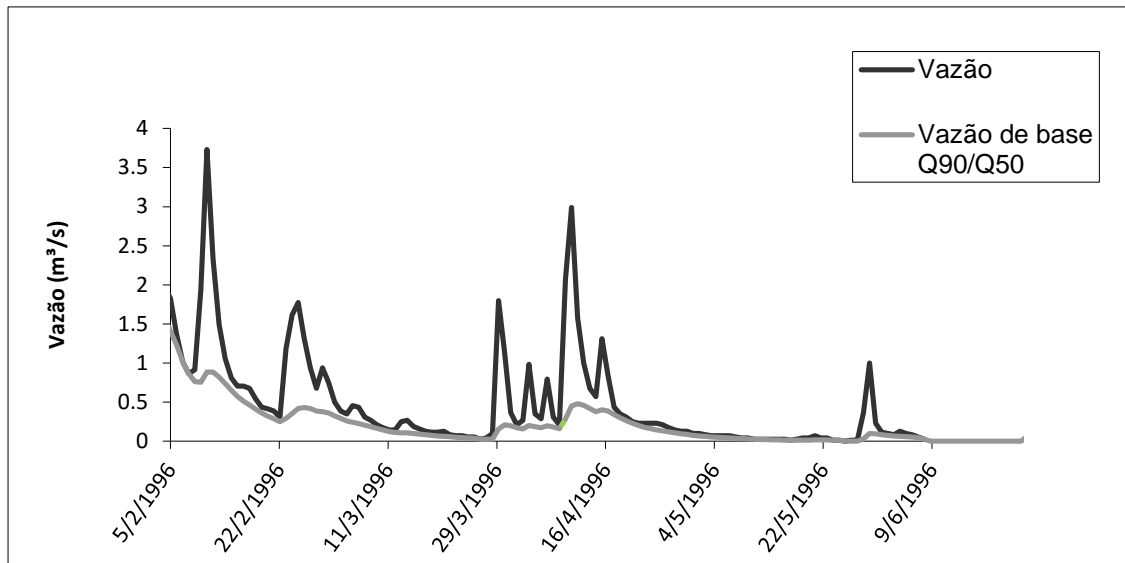


Figura 28. Separação do escoamento de base na estação Passo Grande com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)

Para a estação Passo das Canoas auxiliar na série histórica 1940-2009 se identificaram 12 recessões, sendo a maior com 49 dias de recessão na data 27/06/1990, para a análise anual. A Figura 29 mostra a vazão e a separação do escoamento de base com ênfase no maior período de recessão.

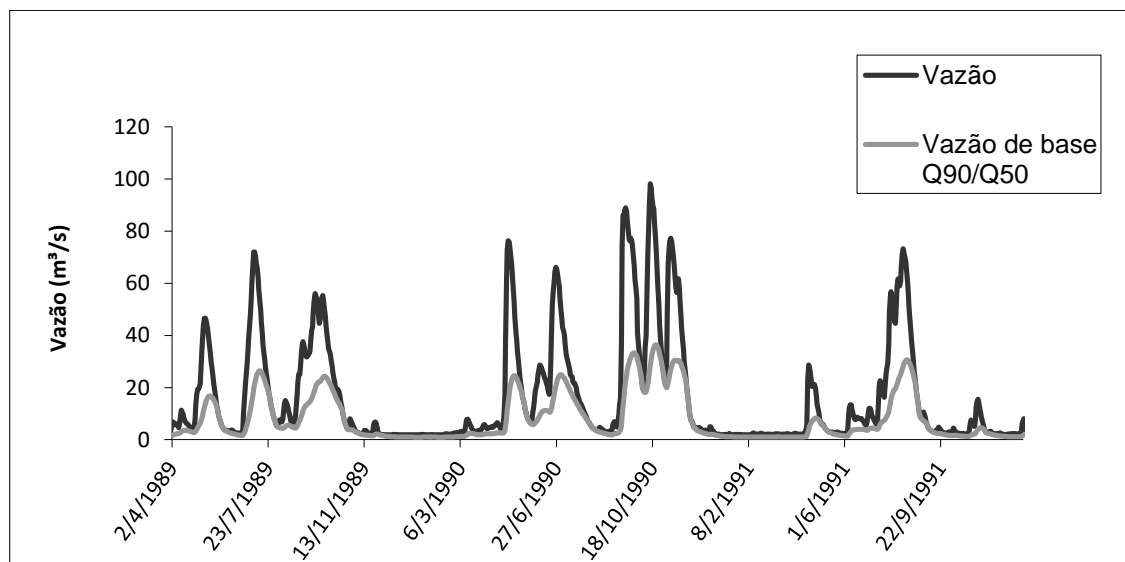


Figura 29. Separação do escoamento de base na estação Passo das Canoas auxiliar com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)

Para a estação Passo das Canoas na série histórica 1940-2009 se identificaram 19 recessões, sendo a maior com 58 dias de recessão na data

12/10/2005, para a análise anual. A Figura 30 mostra a vazão e a separação do escoamento de base com ênfase no maior período de recessão.

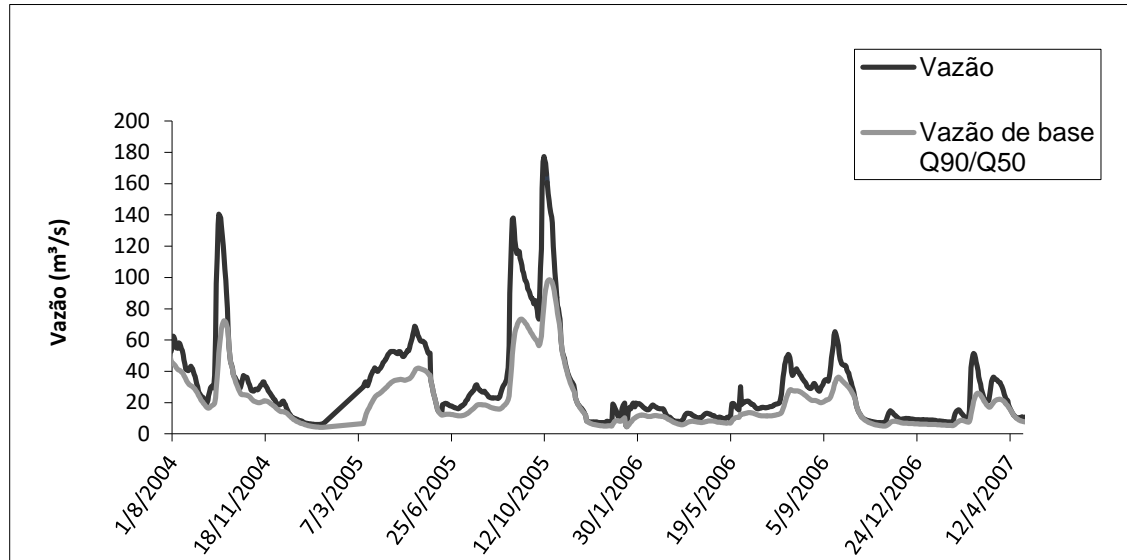


Figura 30. Separação do escoamento de base na estação Passo das Canoas com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)

Para a estação Cerâmica Cherubini na série histórica 1992-2009 se identificaram 23 recessões, sendo a maior com 21 dias de recessão na data 27/09/1992, para a análise anual. A Figura 31 mostra a vazão e a separação do escoamento de base com ênfase no maior período de recessão.

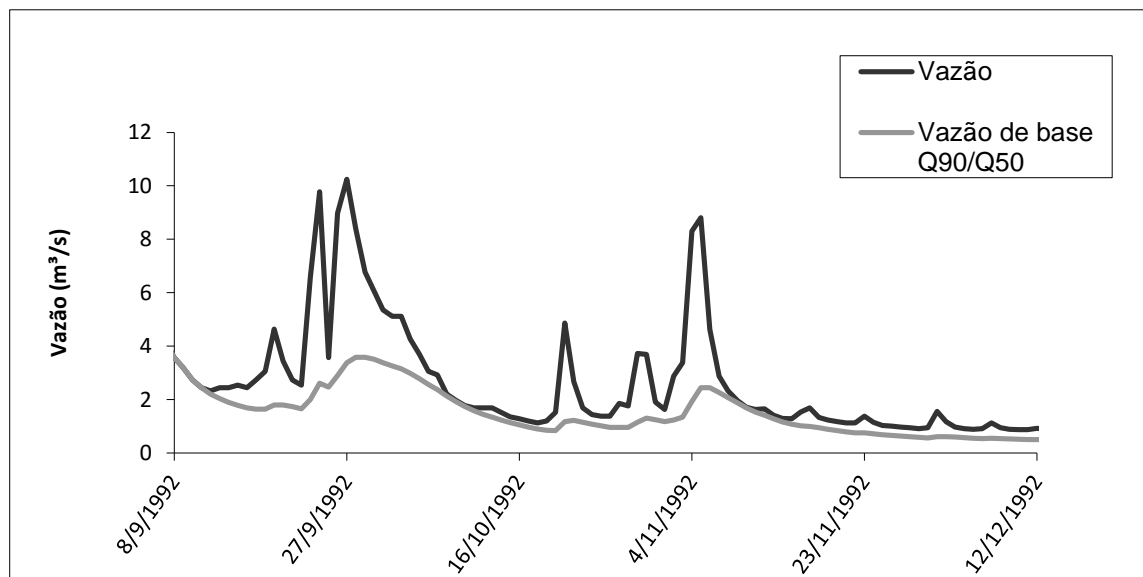


Figura 31. Separação do escoamento de base na estação Cerâmica Cherubini com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)

Para a estação Passo Feijó na série histórica 1992-1997 se identificaram 7 recessões, sendo a maior com 12 dias de recessão na data 09/06/1992, para a análise anual. A Figura 32 mostra a vazão e a separação do escoamento de base com ênfase no maior período de recessão.

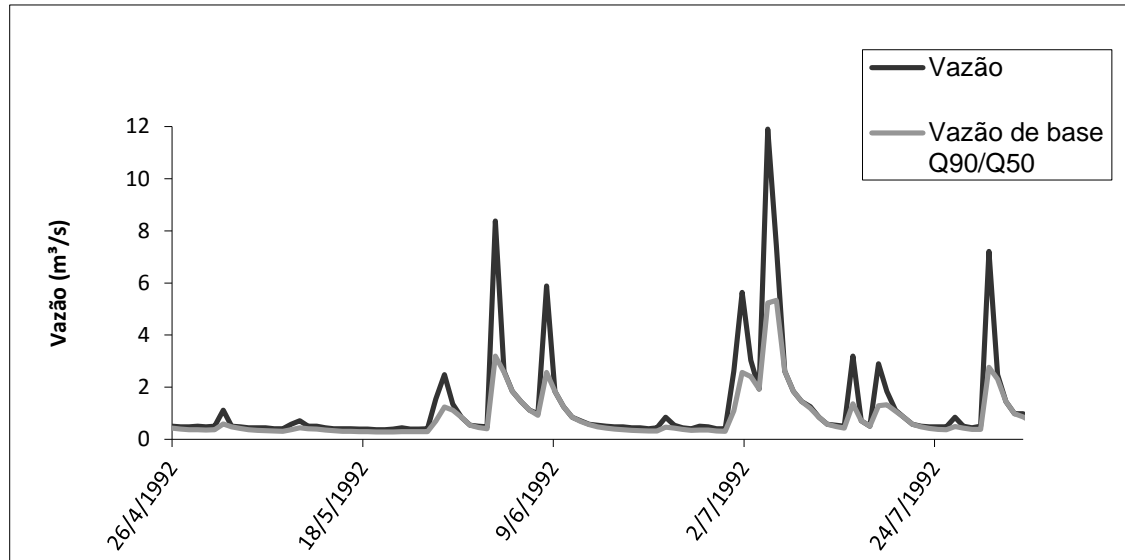


Figura 32. Separação do escoamento de base na estação Passo Feijó com o filtro digital recursivo de Eckhardt (2005) e o BFI_{max} segundo Collischonn e Fan (2013)

Os valores médios de escoamento, escoamento de base, o BFI e o BFI_{max} para as estações, observam-se na Tabela 10.

Tabela 10. Resultado da separação do escoamento de base com os filtros digitais recursivos de Eckhardt, BFI e o BFI_{max} por Collischonn e Fan.

Código	Nome	Área (Km ²)	Separação de Escoamento de base Eckhardt-Collischonn e Fan			
			Série histórica			
			Q_{med} (m ³ /s)	Q_{bmed} (m ³ /s)	BFI	BFI_{max}
87398800	Passo Grande	102	2,07	0,34	0,17	0,38
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	1418	15,97	7,80	0,49	0,51
87400000	Passo das Canoas	1655	26,87	17,61	0,66	0,68
87401600	Cerâmica Cherubini	198	3,21	0,76	0,24	0,53
87401800	Passo Feijó	43	0,97	0,26	0,27	0,73

A ausência de valores de vazão de 1998 a 2001 nas séries históricas em todas as estações, não influenciou nos valores de escoamento de base médio Q_{bmed} , BFI e na separação do escoamento de base.

Pode-se concluir que as estações Passo das Canoas e Passo das Canoas Auxiliar tem um BFI maior devido ao escoamento de base ser maior, por conta da grande área e a vazão das duas sub-bacias, que constituem as principais da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí, com maior disponibilidade de informação de vazão da série histórica nessas estações. Essas duas estações, têm um BFI perto do BFI_{max} , caso que não acontece nas outras 3 estações pela quantidade de informação que elas têm.

8.2 DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE DE RECESSÃO α E A CURVA DE RECESSÃO MESTRE.

Com o objetivo de demonstrar como se obteve os valores dos índices de recessão médio K e a curva de recessão mestre com o programa RECESS, a seguir se apresentam as figuras somente da estação mais representativa Passo das Canoas para a análise anual, verão e inverno.

Depois de usar o RECESS com os dados de vazão para a Estação Passo das Canoas com a série histórica 1940-2009 e com a análise anual, usando um período mínimo de detecção de recessão de 30 dias gerou 19 recessões na série histórica. Na Figura 33 são apresentados os índices de recessão K e a melhor linha de ajuste determinada pelo RECESS e na Figura 34 a curva de recessão mestre das 19 recessões. O resultado do índice de recessão médio K foi de 35,1 dias que resulta um coeficiente de recessão de $0,0285 \text{ dias}^{-1}$.

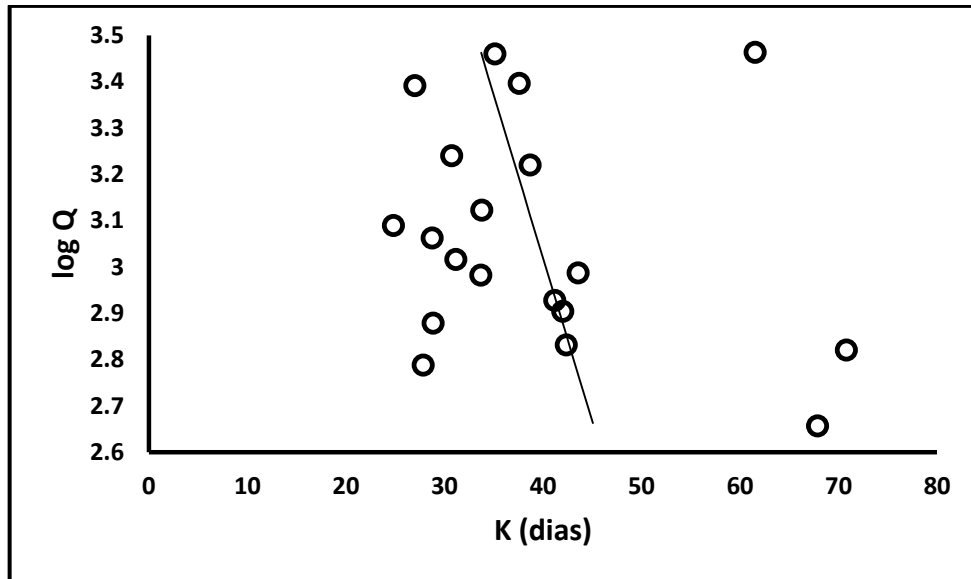


Figura 33. Índices de recessão com análise anual.

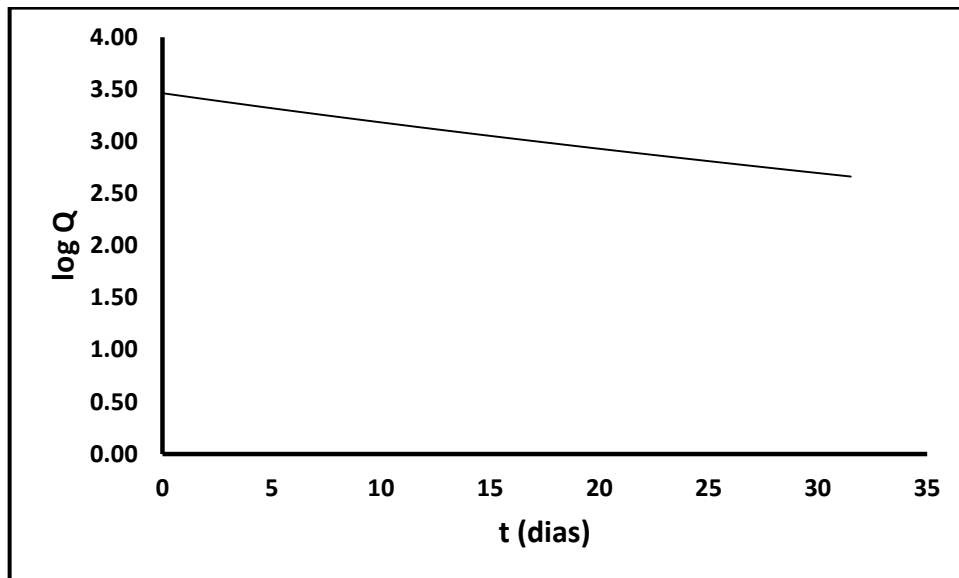


Figura 34. Curva de recessão mestre com análise anual.

Os valores de índice de recessão K maiores da Figura 33 significam que têm um período de detecção de recessão maior a 30 dias, ao contrário dos primeiros valores de índice de recessão K que têm um período de detecção de recessão mais próximos a 30 dias.

Depois de usar o RECESS com os dados de vazão para a Estação Passo das Canoas com a série histórica 1940-2009 e com a análise no verão (dezembro até março), usando um período mínimo de detecção de recessão de 15 dias gerou 25 recessões na série histórica. Na Figura 35 são apresentados os índices de recessão K e a melhor linha de ajuste determinada pelo RECESS e na Figura 36 a curva de

recessão mestre das 25 recessões. O resultado do índice de recessão médio K foi de 32,6 dias que resulta um coeficiente de recessão de $0,0307 \text{ dias}^{-1}$.

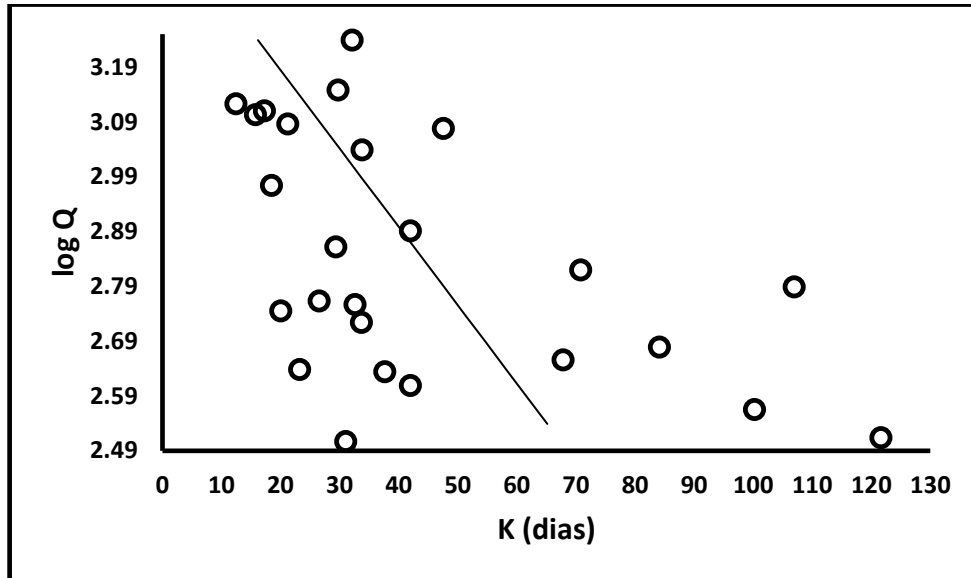


Figura 35. Índices de recessão com análise no verão.

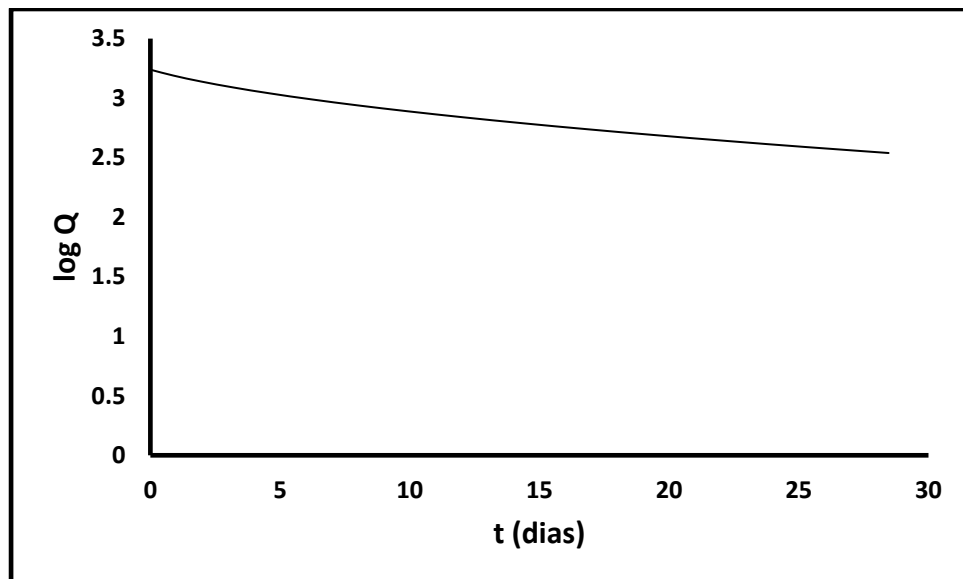


Figura 36. Curva de recessão mestre com análise no verão.

Os valores de índice de recessão K maiores da Figura 35 significam que têm um período de detecção de recessão maior a 15 dias, ao contrário dos primeiros valores de índice de recessão K que têm um período de detecção de recessão mais próximos a 15 dias.

Depois de usar o RECESS com os dados de vazão para a Estação Passo das Canoas com a série histórica 1940-2009 e com a análise no inverno (maio até setembro), usando um período mínimo de detecção de recessão de 25 dias gerou 24 recessões na série histórica. Na Figura 37 são apresentados os índices de recessão K e a melhor linha de ajuste determinada pelo RECESS e na Figura 38 a curva de recessão mestre das 24 recessões. O resultado do índice de recessão médio K foi de 30,3 dias que resulta um coeficiente de recessão de 0,0330 dias⁻¹.

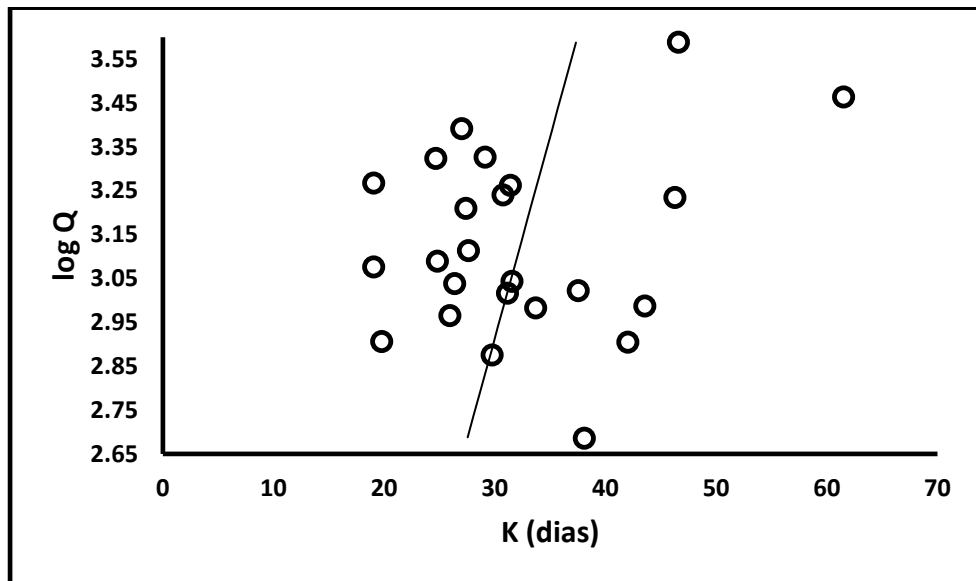


Figura 37. Índices de recessão com análise no inverno.

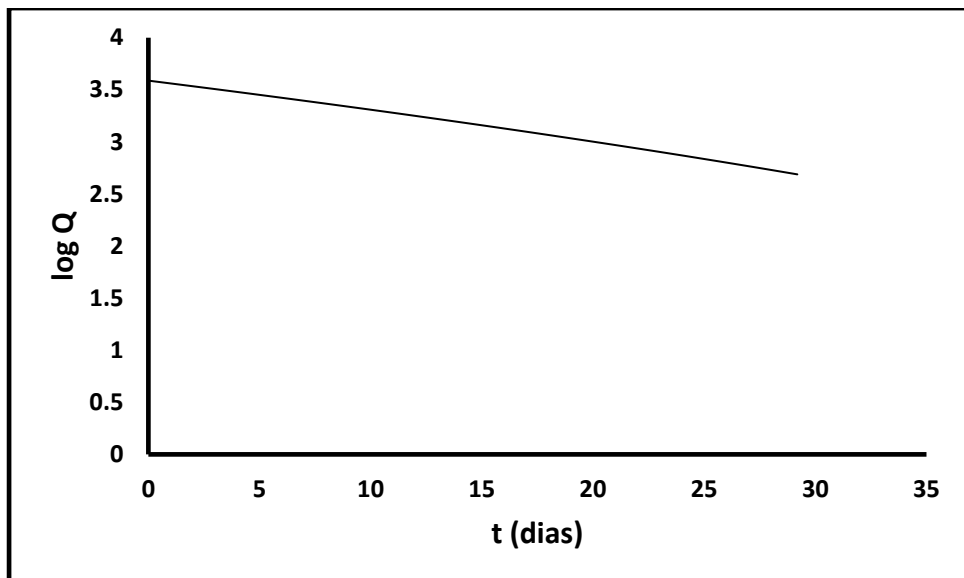


Figura 38. Curva de recessão mestre com análise no inverno

Os valores de índice de recessão K maiores da Figura 37 significam que têm um período de detecção de recessão maior a 25 dias, ao contrário dos primeiros valores de índice de recessão K que têm um período de detecção de recessão mais próximos a 25 dias.

Os resultados das outras estações com as diferentes análises no RECESS apresentam-se na Tabela 9.

Tabela 11. Resultados da obtenção do índice de recessão médio K e o coeficiente de recessão α com o RECESS nas diferentes análises.

	Análise	Área (Km ²)	período de detecção de recessão mínimo (dias)	Nº de recessões	K (dia)	α (dia ⁻¹)
87398800	anual	102	10	24	21,3	0,0469
Passo Grande	verão		10	6	14,5	0,0690
Série: 1992-2009	inverno		10	10	24,4	0,0410
87399000	anual	1418	30	12	25	0,0400
Passo das Canoas Auxiliar	verão		15	16	19,9	0,0503
Série: 1940-2009	inverno		25	27	25,7	0,0389
87400000	anual	1655	30	19	35,1	0,0285
Passo das Canoas	verão		15	25	32,6	0,0307
Série: 1940-2009	inverno		25	24	30,3	0,0330
87401600	anual	198	10	23	24,8	0,0403
Cerâmica Cherubini	verão		10	7	20,9	0,0478
Série: 1992-2009	inverno		10	9	24,8	0,0403
87401800	anual	43	10	7	27,2	0,0368
Passo Feijó	verão		10	2	22,7	0,0441
Série: 1992-1997	inverno		10	3	27,8	0,0360

Pode-se observar que as estações com maior disponibilidade de informação, Passo das Canoas e Passo das Canoas auxiliar, têm um período mínimo de detecção de recessão de 30 dias que é maior às outras três estações com 10 dias; assim como também nessas duas estações se encontraram um maior número de recessões, devido à quantidade de dados e à continuidade dos mesmos. Nas estações Passo das Canoas e Passo das Canoas auxiliar se seleccionou o período mínimo de detecção de recessão de 30 dias para a análise anual como apropriado por gerar um suficiente número de recessões para determinar o índice de recessão médio K e o coeficiente de recessão α , o mesmo acontece para a análise no verão e inverno com 15 e 25 dias respectivamente, para o período mínimo de detecção de

recessão. No caso de escolher um valor maior, simplesmente diminui o número de recessões para análise e no caso contrário, ao escolher um valor menor de período de detecção de recessão, o programa gera mais de 50 recessões, tendo como limite até esse número.

A mesma lógica acontece com as outras estações com menor disponibilidade de informação de vazão, ao selecionar um período maior de detecção de 10 dias diminui o número de recessões para análise e ao selecionar um valor menor de 10, aumenta, além disso não seria recomendável escolher um período mínimo de recessão curto menor a 10 dias.

Com respeito ao período de análise de verão e inverno, percebe-se que no inverno tem-se um maior número de recessões, devido às interrupções das recessões pela recarga das precipitações.

Os resultados do coeficiente de recessão α da estação Passo das Canoas auxiliar e ainda mais notório da estação Passo das Canoas têm o α menor quando comparado com as outras estações, isto significa que têm uma maior produção de água subterrânea, segundo Ferreira (2009), tendo como antecedente o fato de ter o maior escoamento de base (Tabela 10) por ser a sub-bacia mais representativa com a vazão e área maior.

A vantagem de determinar a CRM e o coeficiente de recessão α com o RECESS como já foi dito, é que pode-se rodar o programa nas estações com menor disponibilidade de informação ou com dados descontínuos, como na estação Passo Feijó.

Como se mencionou ao final da seção 7.4 na metodologia para a determinação do coeficiente de recessão α , também se calculou o α com os métodos de Maillet e Boussinesq para efeito de comparação entre estes métodos e para depois através do coeficiente de recessão α do Método de Maillet obter o coeficiente de armazenamento S com o método indireto como mostrado na seguinte seção. Na Tabela 12 apresentam-se os resultados do coeficiente de recessão α determinado pelos métodos de Maillet e Boussinesq segundo as equações 8 e 10. Os resultados do Método de Boussinesq têm valores menores do que o Método de Maillet por adotar uma relação quadrática para a recessão. Dos dois métodos, na presente pesquisa se usou o resultado do coeficiente de recessão α obtido pelo método de Maillet para o cálculo do coeficiente de armazenamento pelo método indireto, por ser

o mais utilizado e por sua simplicidade de cálculo, como se mencionou na revisão bibliográfica.

Tabela 12. Coeficientes de recessão determinados com os métodos de Maillet e Boussinesq

Código	Nome	Área (Km ²)	Maillet	Boussinesq
			α (dia ⁻¹)	α (dia ⁻¹)
87398800	Passo Grande	102	0,0101	0,0089
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	1418	0,0168	0,0126
87400000	Passo das Canoas	1655	0,0134	0,0099
87401600	Cerâmica Cherubini	198	0,0098	0,0061
87401800	Passo Feijó	43	0,0027	0,0068

Na estação Passo Feijó a determinação do coeficiente de recessão com o método de Maillet e Boussinesq foi mais complicada por causa da quantidade e descontinuidade dos dados. Esses métodos não podem ser aplicados quando se dispõe de séries hidrológicas curtas, além de que trabalham com dados de médias mensais de vazão.

8.3 PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS

8.3.1 Determinação através da informação dos ensaios de bombeamento.

Na Tabela 13 apresenta-se a informação dos oito poços selecionados por suas características em um aquífero poroso e livre que tem informação direta da fonte dos parâmetros hidrogeológicos ou que foi calculada. A Tabela dispõe da informação do sistema aquífero que captam os poços, segundo o Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul da CPRM. Os poços marcados com asterisco no método, significa que os parâmetros hidrogeológicos desses poços foram calculados com a informação do ensaio de bombeamento através do Método de Cooper-Jacob. As informações dos ensaios de bombeamento com os cálculos apresentam-se nos ANEXOS.

Tabela 13. Informação Hidrogeológica dos poços direta da fonte ou que foi calculada que captam um aquífero poroso e livre

Fonte	Poço	Município	Sistema Aquífero (mapa Hidrogeológico CPRM)	Profundidade total (m)	Método	T (m ² /dia)	S	K (m/h)
CPRM	4300009451	Cachoeirinha	Aquitardos permianos	79	Cooper-Jacob*	12,25	0,5161	
	4300016785	Porto Alegre	Embasamento Cristalino I	40	-	94867,20		
	4300000801	Viamão	Quaternário Barreira Marinha	85,2	-	80,61		
CORSAN	COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha	Botucatu Piramboia	70	Theis	8,95	0,0130	0,0062
	COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha	Botucatu Piramboia	163,3	Cooper-Jacob*	2,84	1,0264	
SOP	4591-TQP1	Taquara	Botucatu Piramboia	204	Cooper-Jacob*	1,79	0,8707	
DRH-SEMA	96730500033	Gravataí	Aquitardos permianos	80	Cooper-Jacob	0,49	0,0141	
HIDROGEO	2257	Alvorada	Embasamento Cristalino I	150	Cooper-Jacob*	3,99	2,5040	

* parâmetros hidrogeológicos calculados com a informação do ensaio de bombeamento através do Método de Cooper-Jacob.

A transmissividade T dos poços que foi calculado com a informação do ensaio de bombeamento através do Método de Cooper-Jacob segundo a equação 26, tem um resultado mais confiável do que o coeficiente de armazenamento, devido à natureza da medição. Esse é um dos motivos para que nos testes de produção somente a transmissividade seja considerada de interesse.

No caso do coeficiente de armazenamento S dos poços que foi calculado com a informação do ensaio de bombeamento através do Método de Cooper-Jacob segundo a equação 27, precisa-se da distância do centro do poço bombeado para o ponto onde está sendo medido o rebaixamento s, o ideal é com um poço de monitoramento. Porém, para ter uma estimativa do coeficiente de armazenamento nesses poços, a determinação foi feita em poço único, usando-se o r como a distância igual ao raio do poço, obtendo-se resultados não confiáveis, porque o S não tem valor físico, só matemático (os cálculos apresentam-se nos ANEXOS). Essa suposição do raio resulta subjetiva porque tem muita sensibilidade no cálculo, como por exemplo, no caso de assumir um valor de r igual a 1 m, os resultados se aproximam ao coeficiente de armazenamento calculado pelo método indireto com o

coeficiente de recessão α , mesmo assim, esses resultados continuam sem confiabilidade.

8.3.2 Métodos Indiretos

Depois de determinar o coeficiente de armazenamento S pelo método indireto segundo a equação 17, com o coeficiente de recessão α com análise anual do RECESS e com o coeficiente de recessão α através do Método de Maillet (Tabelas 11 e 12 respectivamente) se obtiveram os seguintes resultados da Tabela 14 nos poços selecionados para as relações, segundo a seção 7.7.

Tabela 14. Coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto com o coeficiente de recessão α

Poço	Município	T (m ² /dia) (ensaio)	S (ensaio)	S calculado α (Recess)	S calculado α (Maillet)
COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha	8,95	0,0130	3,52E-03	8,39E-03
COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha	*2,84	*1,0264	1,12E-03	2,66E-03
96730500033	Gravataí	0,49	0,0141	1,92E-04	4,58E-04
4300009451	Cachoeirinha	*12,25	*0,5161	6,72E-03	1,43E-02
4591-TQP1	Taquara	*1,79	*0,8707	6,75E-04	2,79E-03

* parâmetros hidrogeológicos calculados com a informação do ensaio de bombeamento através do Método de Cooper-Jacob.

Pode-se concluir que utilizando o coeficiente de recessão α obtido com a metodologia de Maillet (correlação de Pearson R de -0,12) para calcular o coeficiente de armazenamento S, se obtém valores um pouco maiores ao comparar com o coeficiente de armazenamento S utilizando o coeficiente de recessão α obtido com o RECESS (correlação de Pearson R de -0,14). Isto significa que o coeficiente de armazenamento determinado com o coeficiente de recessão α de Maillet tem valores um pouco mais próximos aos valores do coeficiente de armazenamento determinado com a informação dos ensaios de bombeamento, porém não se obtiveram valores esperados de coeficiente de armazenamento para aquíferos livres, com a ressalva do poço em Cachoeirinha.

Nas figuras 39 e 40 apresentam-se as relações do coeficiente de armazenamento S determinado com a informação dos ensaios de bombeamento e o

determinado pelo método indireto com o coeficiente de recessão α do RECESS e Maillet respectivamente.

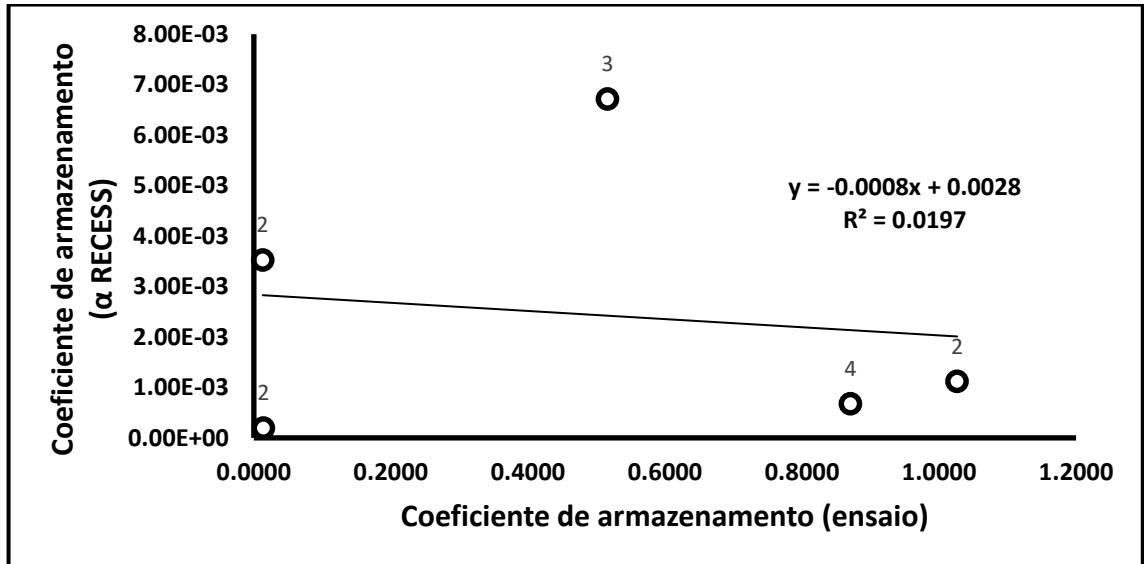


Figura 39. Relação do coeficiente de armazenamento S (ensaio) e o determinado com o α do RECESS (indireto)

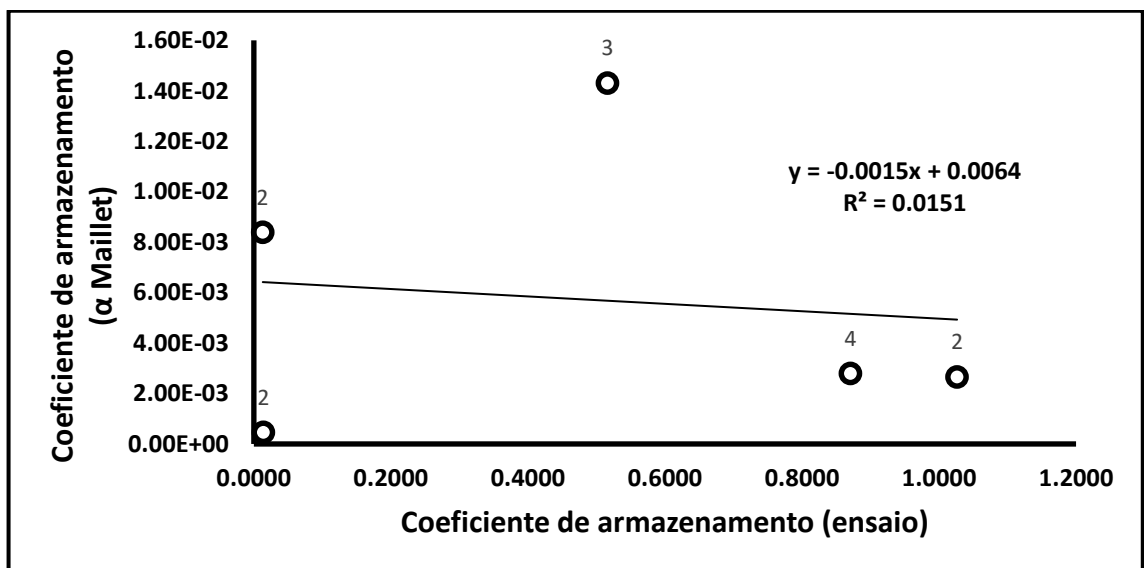


Figura 40. Relação do coeficiente de armazenamento S (ensaio) e o determinado com o α do Maillet (indireto)

8.4 RELAÇÕES ENTRE O ESCOAMENTO DE BASE, AS CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS E HIDROGEOLÓGICAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRAVATAÍ.

A seguir apresenta-se o resumo das tabelas com as quais foram elaboradas as relações entre o escoamento de base, os parâmetros BFI e α , as características fisiográficas e hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí (Tabelas 15, 16 e 17, respectivamente).

Tabela 15. Resumo do escoamento de base médio e os parâmetros BFI e α para determinação das relações.

Código	Nome	Recess	Escoamento de base Eckhardt -Collischonn e Fan	
		anual	série histórica	
		α (dia ⁻¹)	Qb _{med} (m ³ /s)	BFI
87398800	Passo Grande	0,0469	0,34	0,17
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	0,0400	7,80	0,49
87400000	Passo das Canoas	0,0285	17,61	0,66
87401600	Cerâmica Cherubini	0,0403	0,76	0,24
87401800	Passo Feijó	0,0368	0,26	0,27

Tabela 16. Características fisiográficas para determinação das relações.

Sub-bacia	Área (Km ²)	Densidade de drenagem (km/km ²)	Declividade média do rio principal (m/Km)
Passo Grande	102,19	1,32	6,84
Passo das Canoas Auxiliar	1418,48	1,26	1,89
Passo das Canoas	1655,00	1,26	1,73
Cerâmica Cherubini	198,83	1,24	10,79
Passo Feijó	43,87	1,42	6,18

Tabela 17. Resumo dos parâmetros hidrogeológicos para determinação das relações.

Código	Nome	Poço	Município	T (m ² /dia) (ensaio)	S (ensaio)	S α (Recess)	S α (Maillet)
87399000	Passo das Canoas Auxiliar	COR SAP 01	Santo Antônio da Patrulha	8,95	0,0130	3,52E-03	8,39E-03
		COR SAP 25	Santo Antônio da Patrulha	2,84	1,0264	1,12E-03	2,66E-03
		96730500033	Gravataí	0,49	0,0141	1,92E-04	4,58E-04
87400000	Passo das Canoas	4300009451	Cachoeirinha	12,25	0,5161	6,72E-03	1,43E-02
87401600	Cerâmica Cherubini	4591-TQP1	Taquara	1,79	0,8707	6,75E-04	2,79E-03

Na Tabela 18 se observa a ordem de cada sub-bacia que tem sido utilizado em todo o trabalho e que são indicados nos gráficos das diferentes relações para uma melhor visualização.

Tabela 18. Número das sub-bacias marcados nos gráficos das relações a seguir.

Número da sub-bacia	Sub-bacia
1	Passo Grande
2	Passo das Canoas Auxiliar
3	Passo das Canoas
4	Cerâmica Cherubini
5	Passo Feijó

8.4.1 Relações entre o escoamento de base médio, os parâmetros BFI, α, e as características fisiográficas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.

8.4.1.1 Relações entre o escoamento de base médio e as características fisiográficas.

O escoamento de base médio e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,93, valor que indica uma relação direta muito clara entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R² de 0,87, determinando-se uma alta correlação. Essa relação tem sido demonstrada como no estudo de AHIABLAME *et al.* (2013) onde obtiveram uma correlação de 0,91.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um valor t de 4,43, correspondendo a um valor p de 0,02, que sendo menor que 0,05 (nível de significância desejado), rejeita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação

entre o escoamento de base médio e a área é significativa. Finalmente, o coeficiente de relação obtido para a área é de 0,0089, o que significa que se aumenta em uma unidade a área (1 Km²), o escoamento de base médio aumentará em 0,0089 m³/s. Na Figura 41 observa-se a relação direta dos parâmetros.

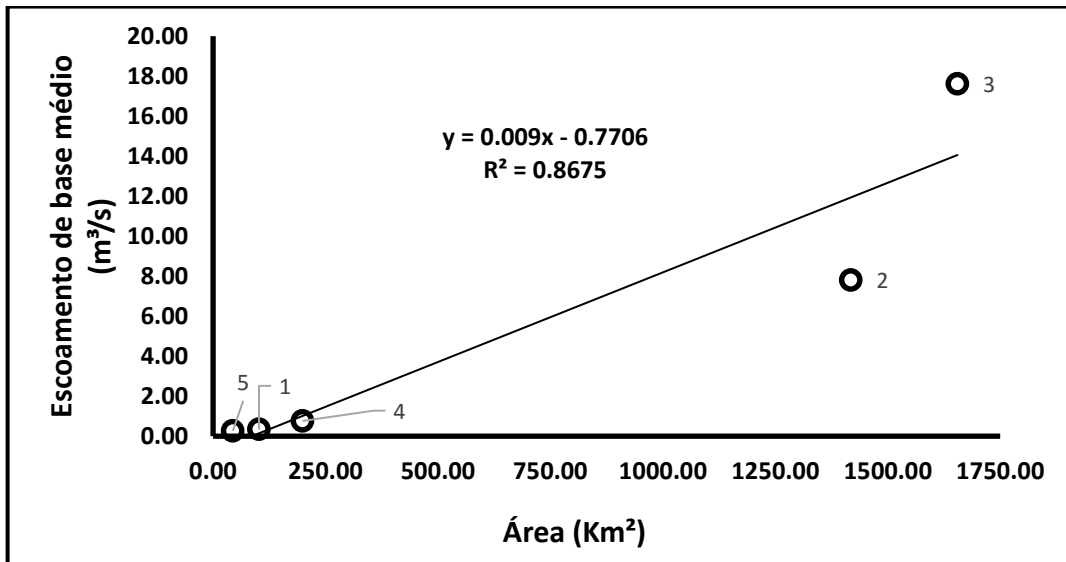


Figura 41. Relação do escoamento de base médio e a área das sub-bacias

O escoamento de base médio e a densidade de drenagem das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,47, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R² de 0,22, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 42 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

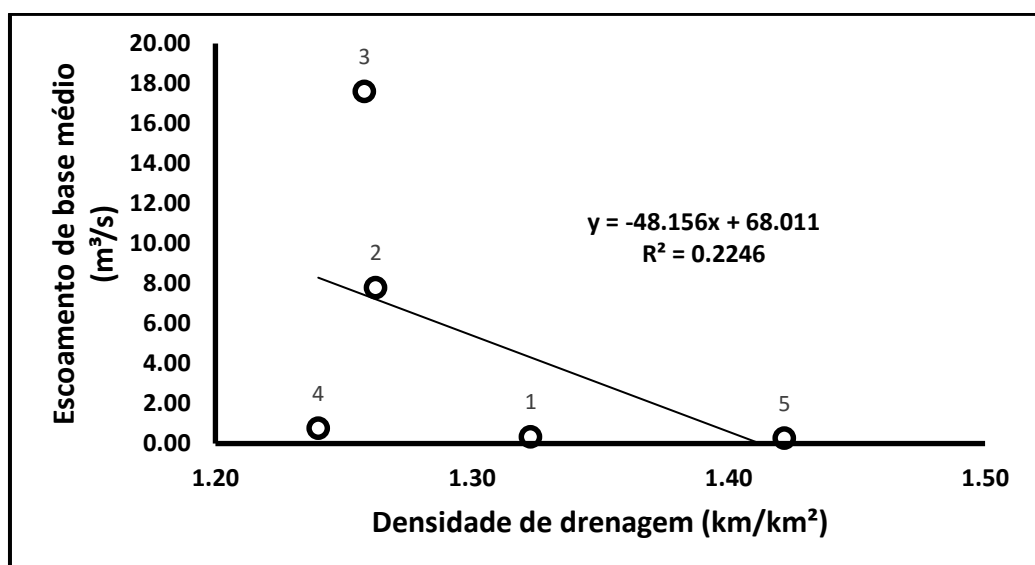


Figura 42. Relação do escoamento de base médio e a densidade de drenagem das sub-bacias

O escoamento de base médio e a declividade média do rio principal das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,78, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,61. Na Figura 43 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

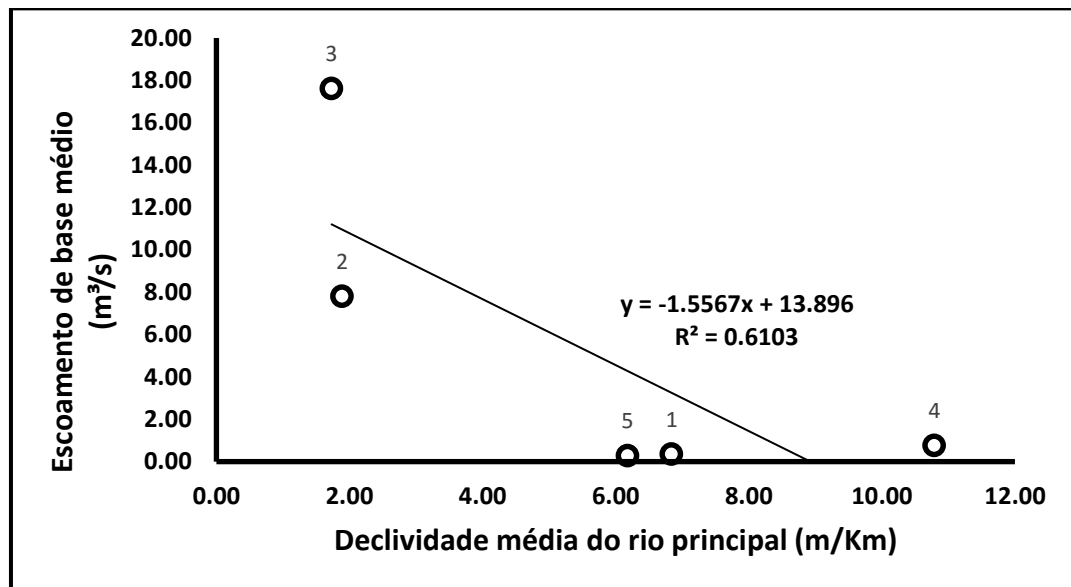


Figura 43. Relação do escoamento de base médio e a declividade média do rio principal

A densidade de drenagem e a declividade média do rio principal tiveram uma relação negativa com o escoamento de base médio nas sub-bacias do rio Gravataí. Segundo a definição destas características se espera que a densidade de drenagem e a declividade média do rio principal influenciem o escoamento de base.

8.4.1.2 Relações entre o BFI e as características fisiográficas.

O BFI e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,96, valor que indica uma relação direta muito clara entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,92, determinando-se uma alta correlação. No estudo de Lacey & Grayson (1998) a área da bacia foi uma característica para prever o BFI (Mazvimavi *et al.*, 2004). O resultado dessa relação contrasta com o estudo de Mazvimavi *et al.* (2004) onde obtiveram uma correlação negativa da área com o BFI.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um teste t de 5,80, correspondendo a um valor p de 0,01, que sendo menor que 0,05 (nível de significância desejado), rejeita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação

entre o BFI e a área é significativa. Finalmente, o coeficiente de relação obtido para a área é de 0,0002, o que significa que se aumenta em uma unidade a área (1 Km²), o escoamento de base médio aumentará em 0,0002 (m³/s). Na Figura 44 observa-se a relação direta obtida entre os parâmetros na presente pesquisa.

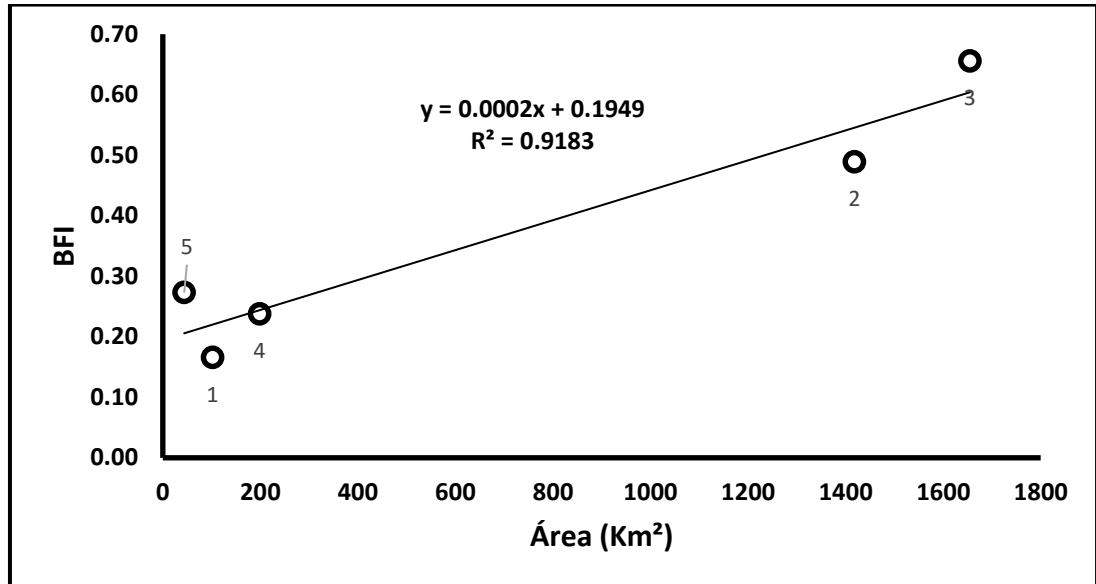


Figura 44. Relação do BFI e a área das sub-bacias

O BFI e a densidade de drenagem das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,41, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R² de 0,17, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 45 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

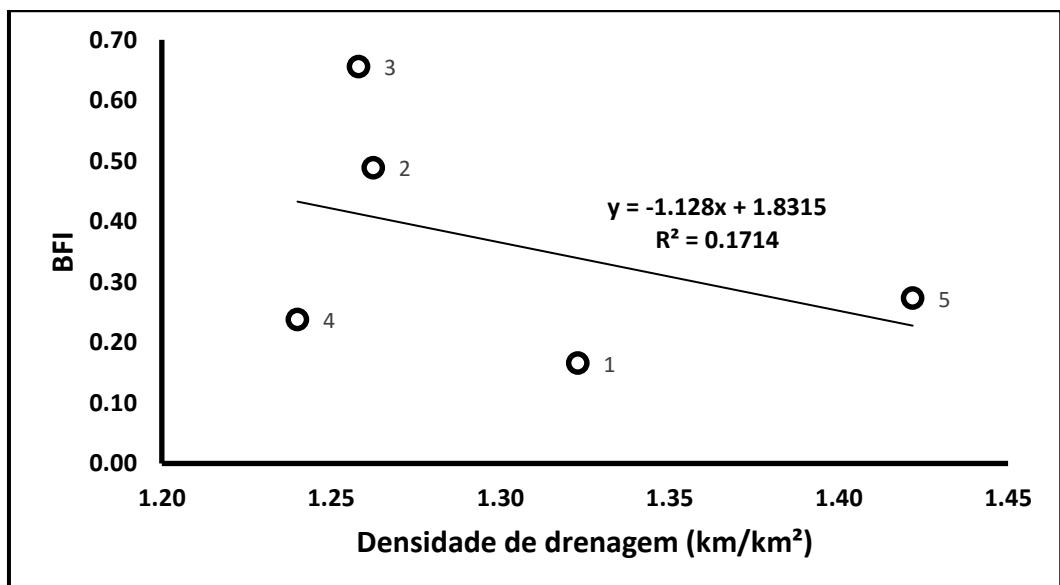


Figura 45. Relação do BFI e a densidade de drenagem das sub-bacias

O BFI e a declividade média do rio principal das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,83, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,69, determinando-se uma alta correlação.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um valor t de -2,57, correspondendo a um valor p de 0,08, próximo a 0,05 (nível de significância desejado), porém aceita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação entre o BFI e a declividade média do rio principal não é significativa. Na Figura 46 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

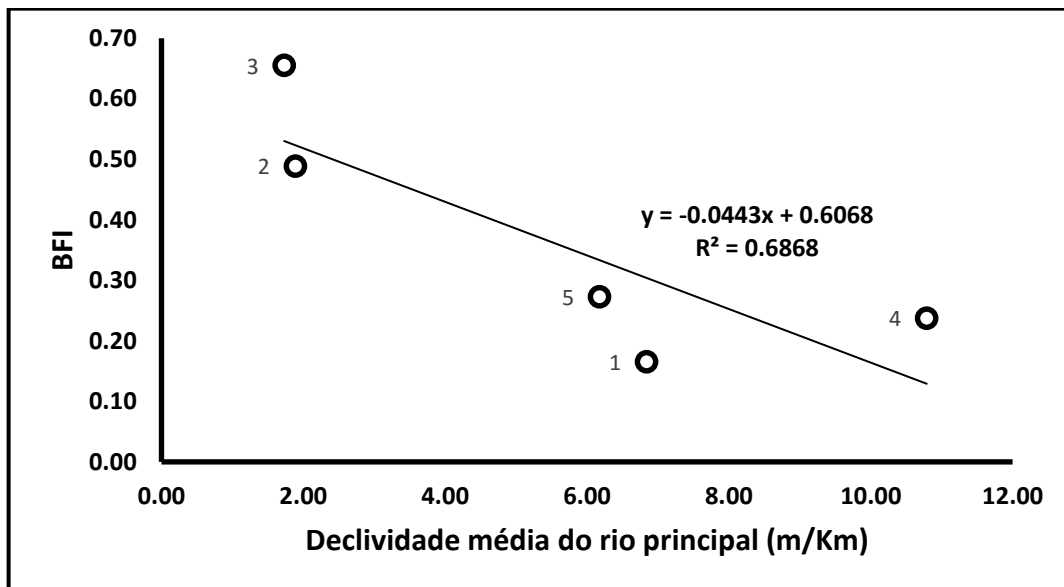


Figura 46. Relação do BFI e a declividade média do rio principal

A densidade de drenagem e a declividade média do rio principal tiveram uma relação negativa com o BFI nas sub-bacias do rio Gravataí, em contraste com o estudo de Mazvimavi *et al.* (2004) onde obtiveram uma correlação positiva e foram características para predizer o BFI.

8.4.1.3 Relações entre o coeficiente de recessão α do RECESS e as características fisiográficas.

O coeficiente de recessão α e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,63, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,40. Na Figura 47 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

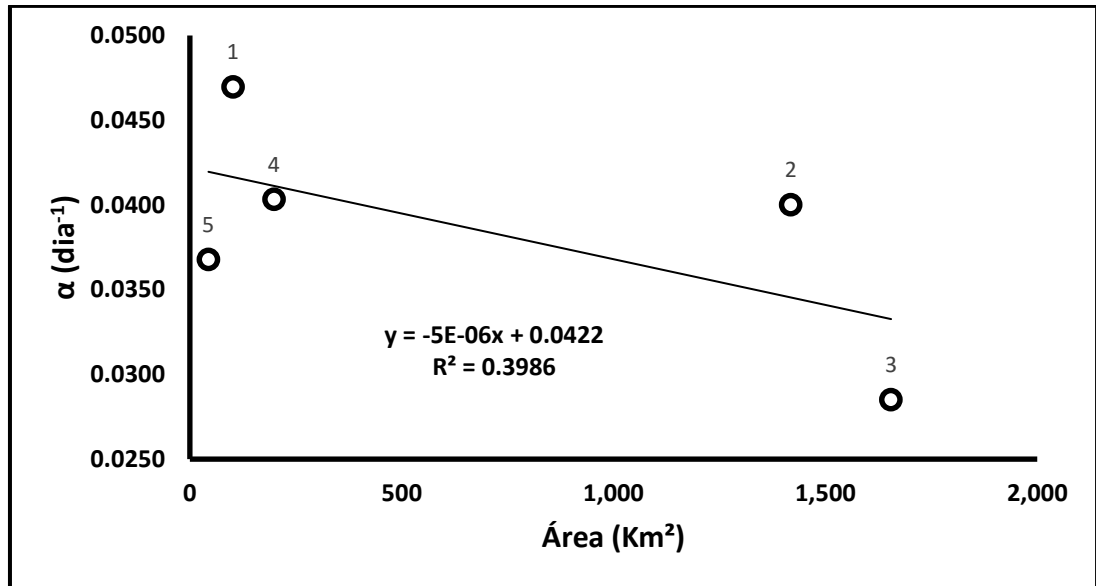


Figura 47. Relação do α e a área das sub-bacias

O coeficiente de recessão α e a densidade de drenagem das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,12, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,01, determinando-se uma correlação muito baixa. Na Figura 48 observa-se a relação direta dos parâmetros.

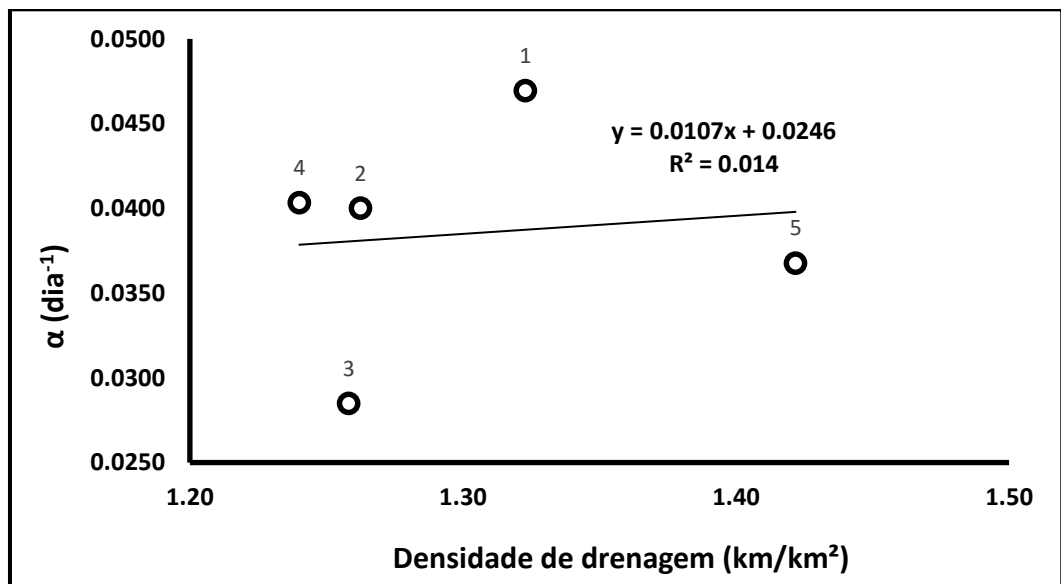


Figura 48. Relação do α e a densidade de drenagem das sub-bacias

O coeficiente de recessão α e a declividade média do rio principal das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,51, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,26,

determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 49 observa-se a relação direta dos parâmetros.

Essa relação concorda com o resultado obtido por Ferreira (2009) onde teve uma correlação positiva entre o coeficiente de recessão nesse caso com o Método de Boussinesq e a declividade da bacia.

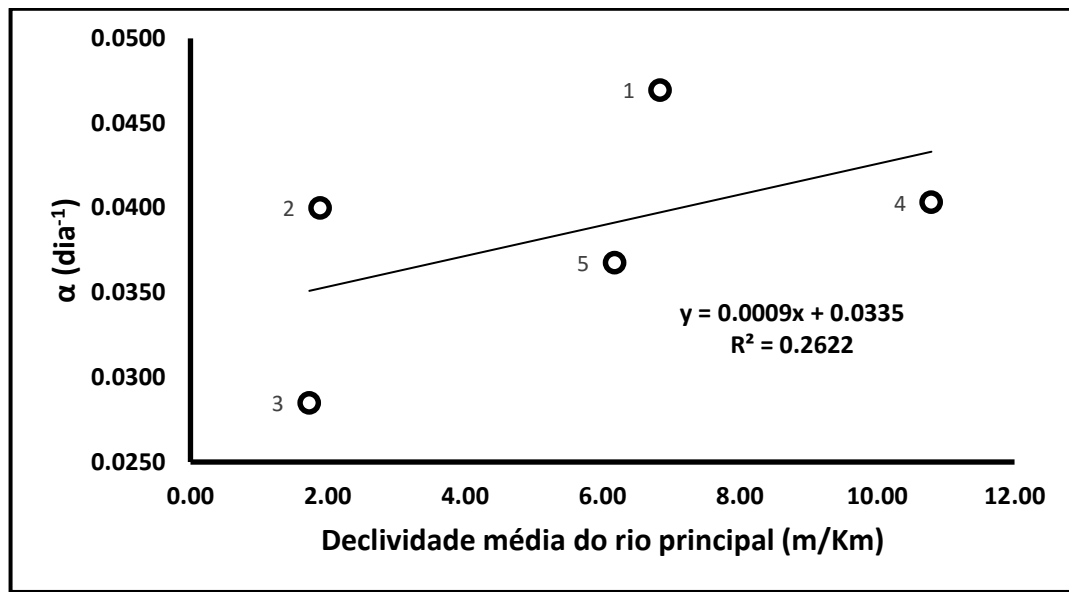


Figura 49. Relação do α e a declividade média do rio principal

Pode-se verificar na Tabela 19 que a área tem uma relação direta alta com o escoamento de base médio e o BFI, esses parâmetros têm as mesmas relações com as características fisiográficas analisadas, devido ao fato de que o escoamento de base faz parte do cálculo do BFI. Por outro lado, o coeficiente de recessão α tem relações opostas ao escoamento de base médio e o BFI com as características fisiográficas, devido ao fato de que o coeficiente de recessão determinado do RECESS, que está sendo analisado nas relações, tem uma relação inversa com o escoamento de base médio (e também com o BFI) R de -0,75, caso que não acontece com o coeficiente de recessão determinado com Maillet e o escoamento de base médio (e também com o BFI), que têm uma relação direta R de 0,5 segundo a equação 8.

Também na Tabela 19 pode-se observar que só o escoamento de base médio e o BFI tem uma relação significativa ($p < 0,05$) com a área. O BFI com a declividade média do rio principal tem uma relação não significativa próxima à significância de 0,05 (0,08) conforme visto anteriormente. As outras relações entre o escoamento de

base médio, o BFI e o coeficiente de recessão com as características fisiográficas não tem uma relação significativa.

Tabela 19. Resultados da regressão linear simples entre o escoamento de base médio, BFI e α e as características fisiográficas.

	Área				Densidade de drenagem				Declividade média do rio principal			
	R	R ²	t	p	R	R ²	t	p	R	R ²	t	p
Qb_{med}	0,93	0,87	4,43	0,02	-0,47	0,22	-0,89	0,43	-0,78	0,61	-2,17	0,11
BFI	0,96	0,92	5,80	0,01	-0,41	0,17	-0,76	0,50	-0,83	0,69	-2,57	0,08
α	-0,63	0,40	-1,41	0,25	0,12	0,01	0,17	0,87	0,51	0,26	1,03	0,37

8.4.2 Relações entre o escoamento de base médio, os parâmetros BFI, α , e as características hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.

8.4.2.1 Relações entre o escoamento de base médio e o coeficiente de armazenamento.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o escoamento de base médio têm uma correlação de Pearson R de -0,21, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R² de 0,05, determinando-se uma correlação muito baixa. Na Figura 50 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

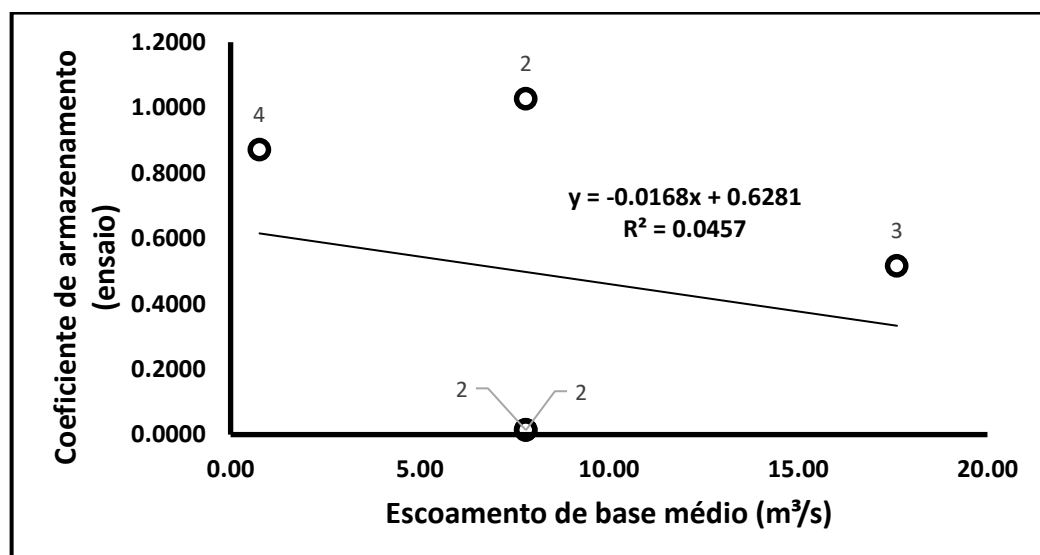


Figura 50. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o escoamento de base médio

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o escoamento de base médio têm uma correlação de Pearson R de 0,84, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,70, determinando-se uma alta correlação.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um valor t de 2,63, correspondendo a um valor p de 0,08, próximo a 0,05 (nível de significância desejado), porém aceita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação entre o coeficiente de armazenamento (ensaio) e o escoamento de base médio não é significativa. Na Figura 51 observa-se a relação direta dos parâmetros.

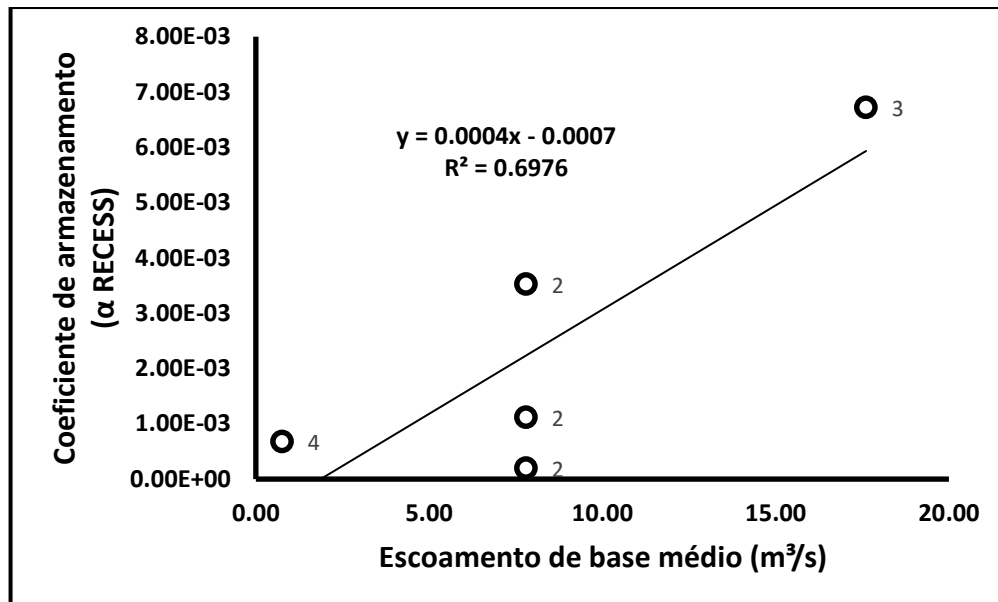


Figura 51. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o escoamento de base médio

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α da metodologia de Maillet (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o escoamento de base médio têm uma correlação de Pearson R de 0,78, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,60. Na Figura 52 observa-se a relação direta dos parâmetros.

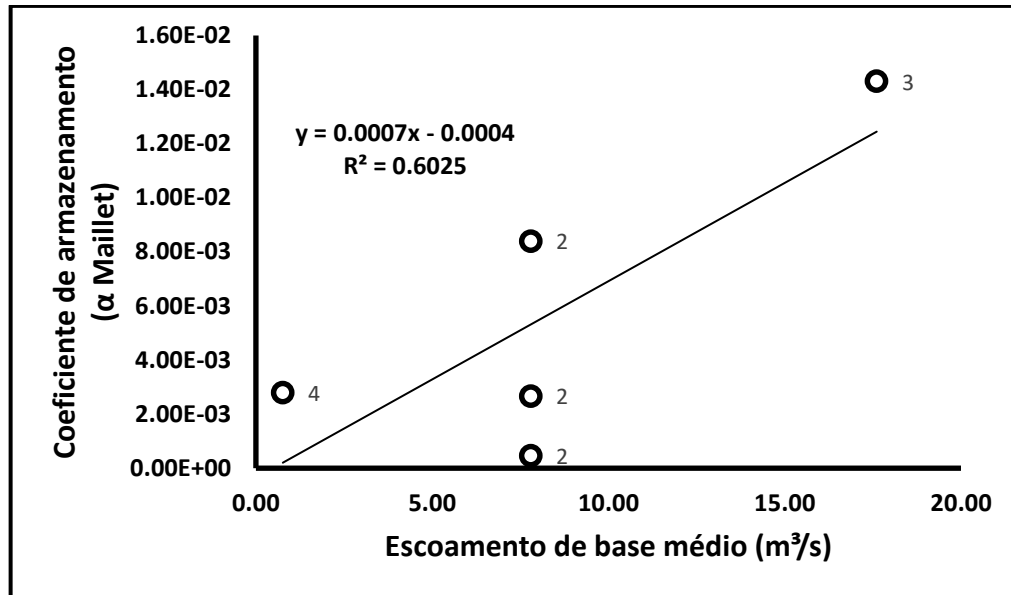


Figura 52. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o escoamento de base médio

8.4.2.2 Relações entre o BFI e o coeficiente de armazenamento.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o BFI têm uma correlação de Pearson R de $-0,32$, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de $0,10$, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 53 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

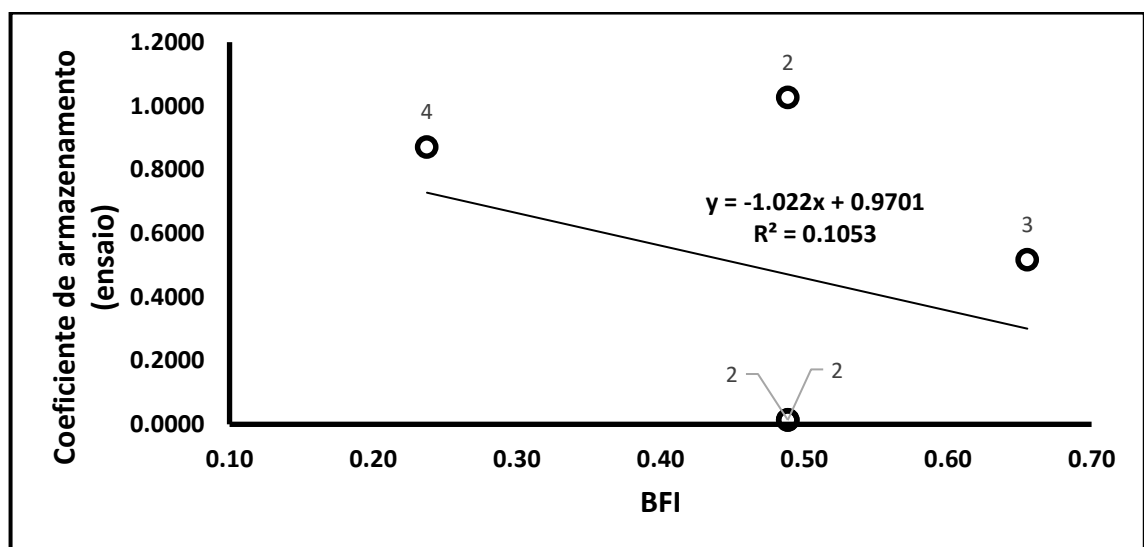


Figura 53. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o BFI

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o BFI têm uma correlação de Pearson R de 0,72, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,52. Na Figura 54 observa-se a relação direta dos parâmetros.

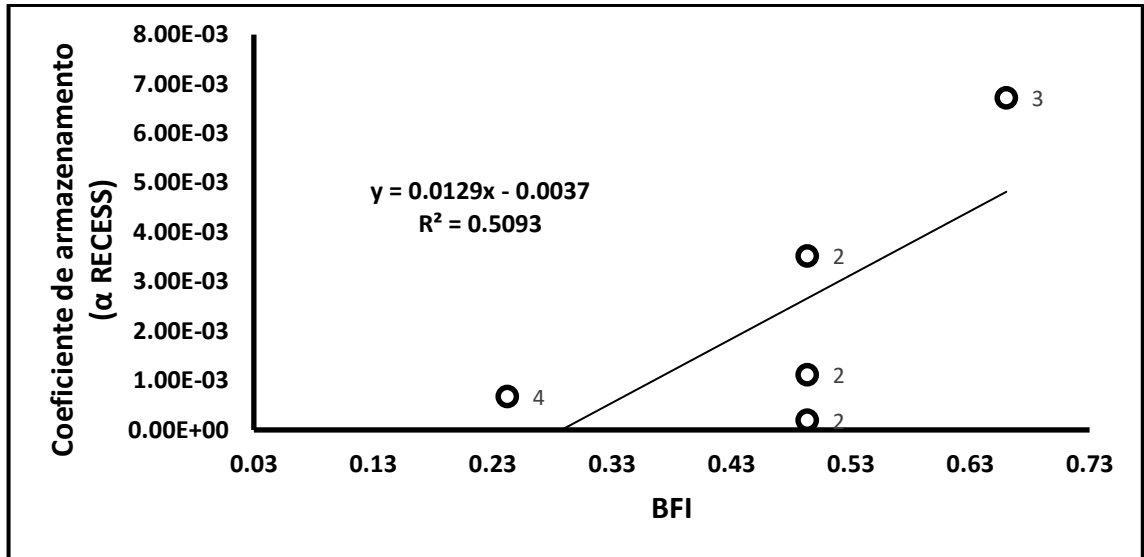


Figura 54. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o BFI

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α da metodologia de Maillet (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o BFI têm uma correlação de Pearson R de 0,65, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,42. Na Figura 55 observa-se a relação direta dos parâmetros.

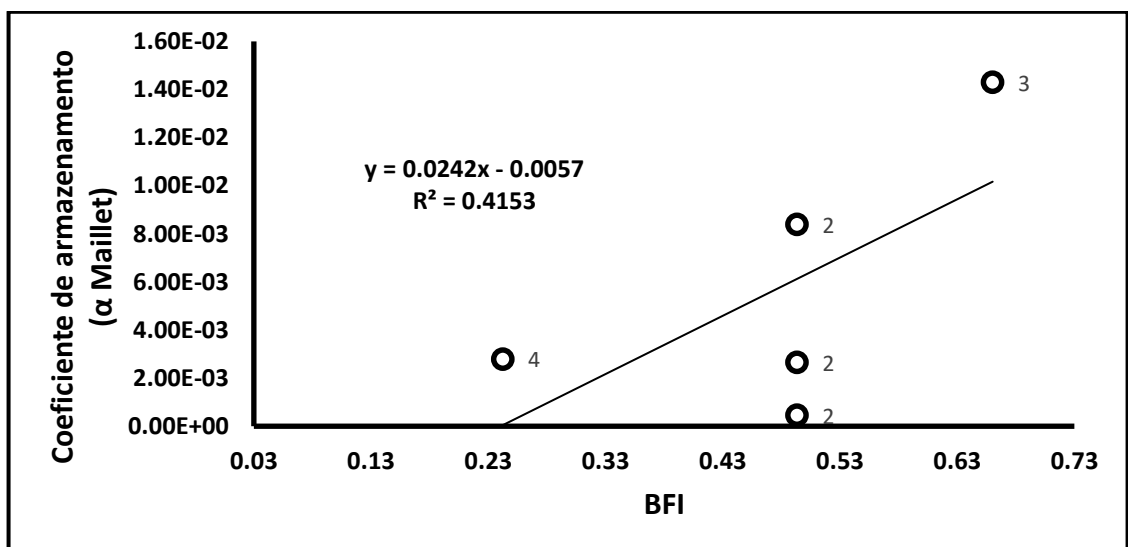


Figura 55. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o BFI

8.4.2.3 Relações entre o coeficiente de recessão α do RECESS e o coeficiente de armazenamento.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o coeficiente de recessão α têm uma correlação de Pearson R de $-0,02$, valor que indica uma relação minimamente inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de $0,0004$, determinando-se uma correlação muito baixa. Na regressão linear simples se obteve um valor p bem alto de $0,97$, aceita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação entre o coeficiente de armazenamento S e o coeficiente de recessão α não é significativa. Na Figura 56 observa-se a relação minimamente inversa dos parâmetros.

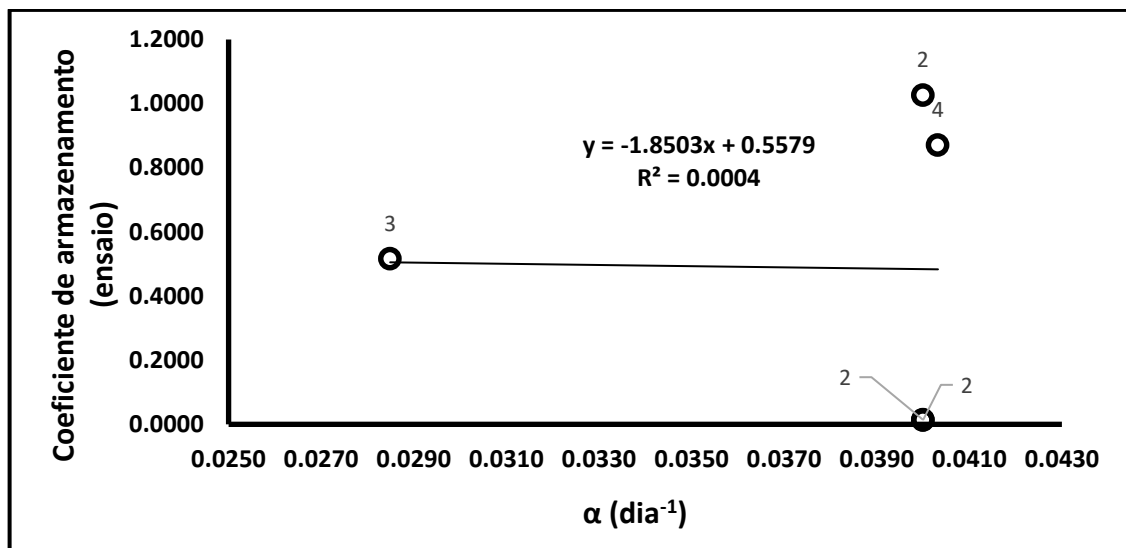


Figura 56. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e o coeficiente de recessão

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o coeficiente de recessão α têm uma correlação de Pearson R de $-0,88$, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de $0,78$, determinando-se uma alta correlação.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um valor t de $-3,29$, correspondendo a um valor p de $0,046$, que sendo menor que $0,05$ (nível de significância desejado), rejeita-se a hipótese nula, determinando-se que a relação entre o coeficiente de armazenamento S e o coeficiente de recessão α é

significativa. Finalmente, o coeficiente de relação obtido para o coeficiente de recessão α é de -0,46, o que significa que se diminui em uma unidade o coeficiente de recessão α (1 dia⁻¹), o coeficiente de armazenamento S aumentará em 0,46. Na Figura 57 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

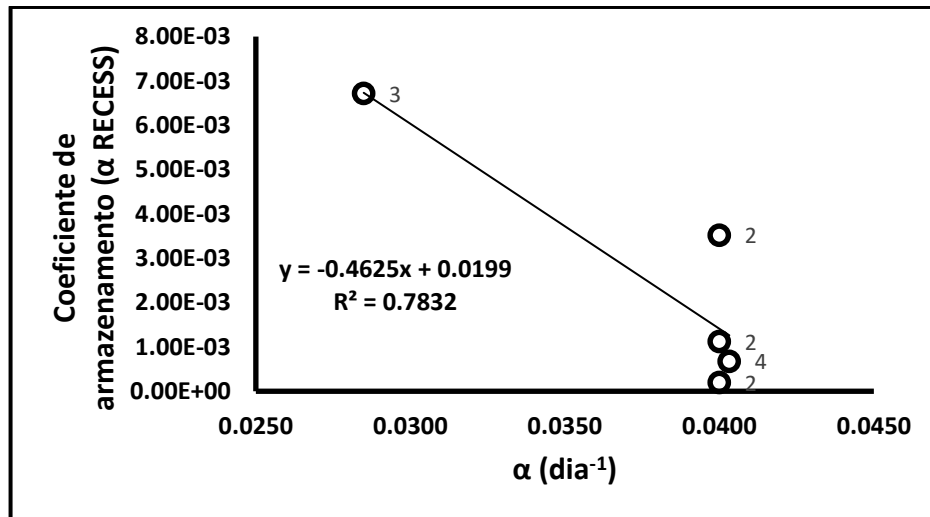


Figura 57. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e o coeficiente de recessão

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do Maillet (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o coeficiente de recessão α têm uma correlação de Pearson R de -0,86, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,73, determinando-se uma alta correlação.

Depois de fazer a regressão linear simples obtém-se um valor t de -2,86, correspondendo a um valor p de 0,06, muito próximo a 0,05 (nível de significância desejado) que nesse caso se deveria aceitar a hipótese nula, porém devido a apresentar um resultado muito próximo e pela alta correlação, vai-se rejeitar a hipótese nula, determinando-se que a relação entre o coeficiente de armazenamento S e o coeficiente de recessão α é significativa. Finalmente, o coeficiente de relação obtido para o coeficiente de recessão α é de -0,93, o que significa que se diminui em uma unidade o coeficiente de recessão α (1 dia⁻¹), o coeficiente de armazenamento S aumentará em 0,93. Na Figura 58 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

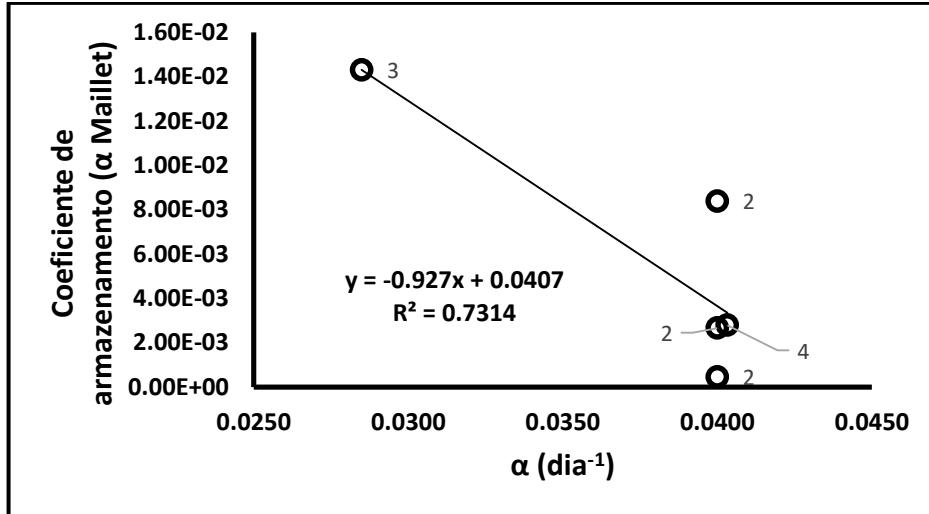


Figura 58. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e o coeficiente de recessão

Com essa relação inversa entre o coeficiente de armazenamento S e o coeficiente de recessão α das Figuras 57 e 58, concorda com o estudo de Dewandel *et al.* (2003) onde a menores valores de α , maior o armazenamento de água subterrânea.

8.4.2.4 Relações entre o escoamento de base médio, BFI, coeficiente de recessão α e a transmissividade

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e o escoamento de base médio têm uma correlação de Pearson R de 0,76, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,58. Na Figura 59 observa-se a relação direta dos parâmetros.

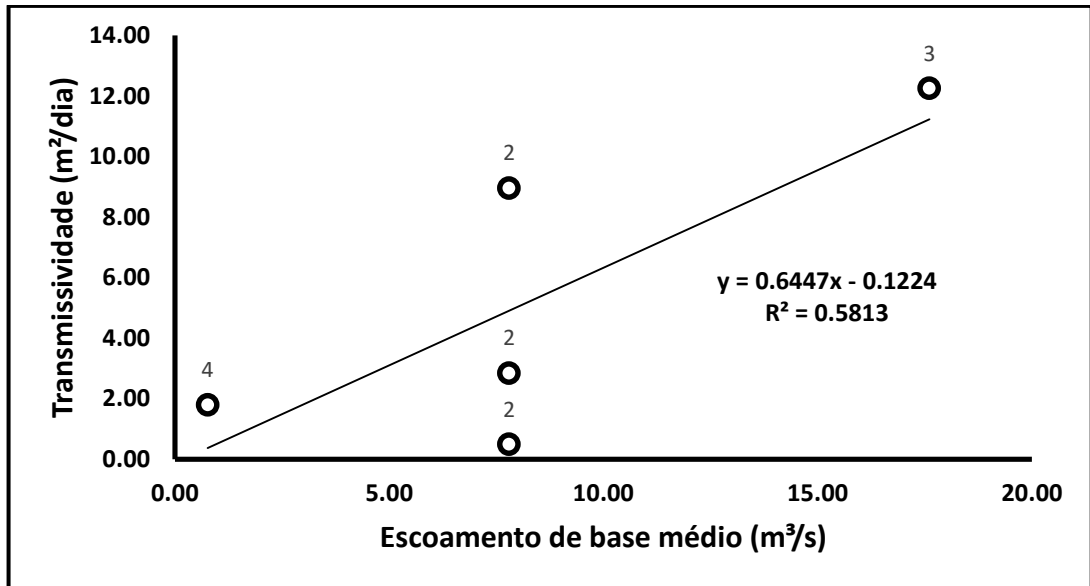


Figura 59. Relação da transmissividade e o escoamento de base médio

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento e o BFI têm uma correlação de Pearson R de 0,67, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,45. Na Figura 60 observa-se a relação direta dos parâmetros.

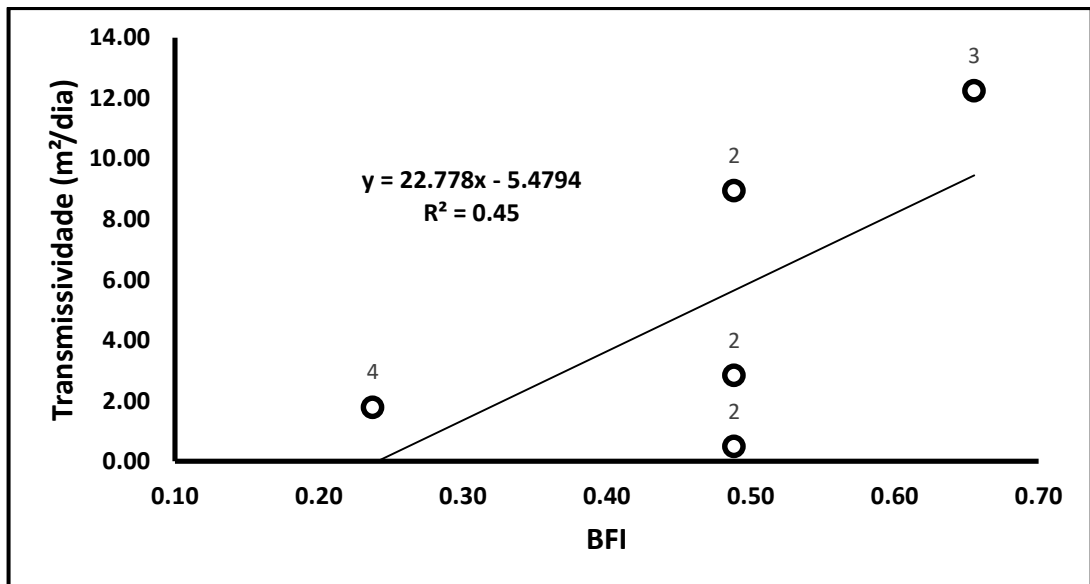


Figura 60. Relação da transmissividade e o BFI

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento e o coeficiente de recessão α do RECESS têm uma correlação de Pearson R de -0,77, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente

de determinação R^2 de 0,60. Na Figura 61 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

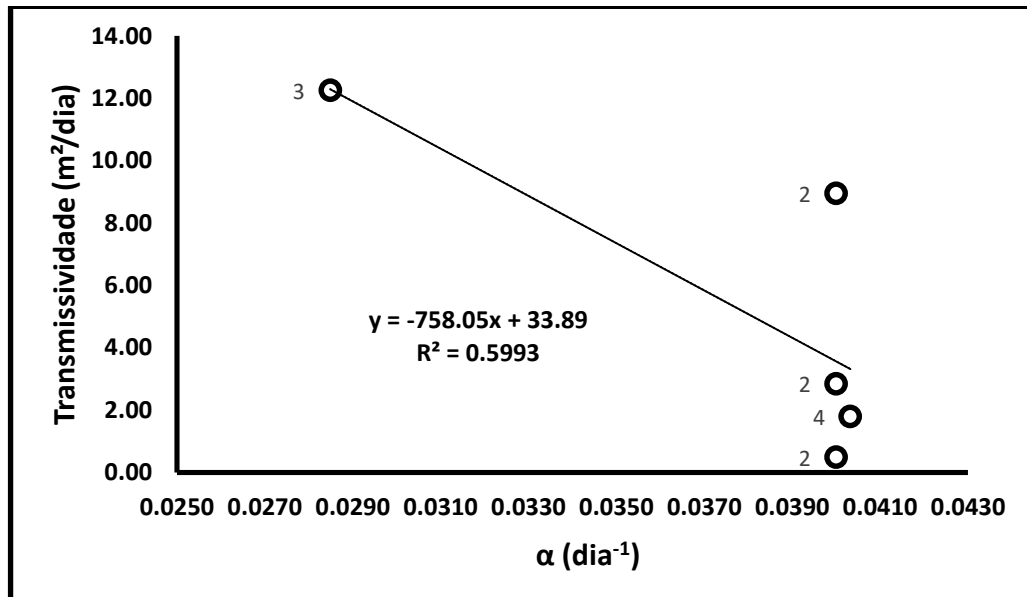


Figura 61. Relação da transmissividade e o coeficiente de recessão

Ferreira *et al.* (2010), obtiveram uma relação inversa entre a transmissividade determinada pelo método indireto da metodologia de Maillet e o coeficiente de recessão α determinado pelo método de Matching Strip.

Dewandel *et al.* (2003) obtiveram uma relação direta entre a transmissividade e o coeficiente de recessão α determinado com a metodologia de Maillet. O contraste do resultado pode-se explicar pelo fato que o coeficiente de recessão α na presente pesquisa foi calculado com o RECESS e também pelos próprios valores de transmissividade de cada área de estudo.

Pode-se verificar na Tabela 20 que as características hidrogeológicas têm as mesmas relações com o escoamento de base médio e o BFI, devido ao fato de que o escoamento de base faz parte do cálculo do BFI. Por outro lado, o coeficiente de recessão α tem relações opostas ao escoamento de base médio e o BFI com as características hidrogeológicas, devido ao fato de que o coeficiente de recessão determinado do RECESS que está sendo analisado nas relações tem uma relação inversa com o escoamento de base médio como foi dito anteriormente. Com exceção da relação do coeficiente de recessão e o coeficiente de armazenamento determinado por ensaio de bombeamento, que tem um valor negativo muito baixo de 0,02, próximo a 0, denotando nesse caso que as variáveis não teriam relação.

Também se observa na Tabela 20 que as relações do escoamento de base médio, o BFI e o coeficiente de armazenamento determinado com ensaio de bombeamento são inversas e com os coeficientes de armazenamento determinados pelo método indireto através dos coeficientes de recessão α do RECESS e Maillet são diretas. Partindo da teoria, tem sentido uma relação inversa entre o escoamento de base e o coeficiente de armazenamento, pelo fundamento que tem o escoamento de base com a descarga de água subterrânea.

Os resultados das relações do coeficiente de armazenamento S obtido pelos métodos indiretos com os parâmetros de escoamento de base mostram que há maior correlação que o S calculado por ensaio de bombeamento.

Igualmente na Tabela 20 pode-se observar que só o coeficiente de recessão α com o coeficiente de armazenamento S pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS tem uma relação significativa ($p < 0,05$). Também foi incluída a relação com o coeficiente de armazenamento S pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do Maillet. O coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS com o escoamento de base médio tem uma relação não significativa próxima à significância de 0,05 (0,08) conforme visto anteriormente. As outras relações entre o escoamento de base médio, o BFI e o coeficiente de recessão com as características hidrogeológicas não tem uma relação significativa.

Tabela 20. Resultados da regressão linear simples entre o escoamento de base médio, BFI e α e as características hidrogeológicas.

	Qb_{med}				BFI				α			
	R	R²	t	P	R	R²	t	p	R	R²	t	p
S (ensaio)	-0,21	0,05	-0,38	0,73	-0,32	0,10	-0,59	0,59	-0,02	0,0004	-0,04	0,97
S (α Recess)	0,84	0,70	2,63	0,08	0,72	0,52	1,80	0,17	-0,88	0,78	-3,29	0,046
S (α Maillet)	0,78	0,60	2,13	0,12	0,65	0,42	1,48	0,23	-0,86	0,73	-2,86	0,06
T (ensaio)	0,76	0,58	2,04	0,13	0,67	0,45	1,59	0,21	-0,77	0,60	-2,12	0,12

8.4.3 Relações entre as características fisiográficas e as características hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí.

8.4.3.1 Relações entre a área e as características hidrogeológicas.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,42, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,18, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 62 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

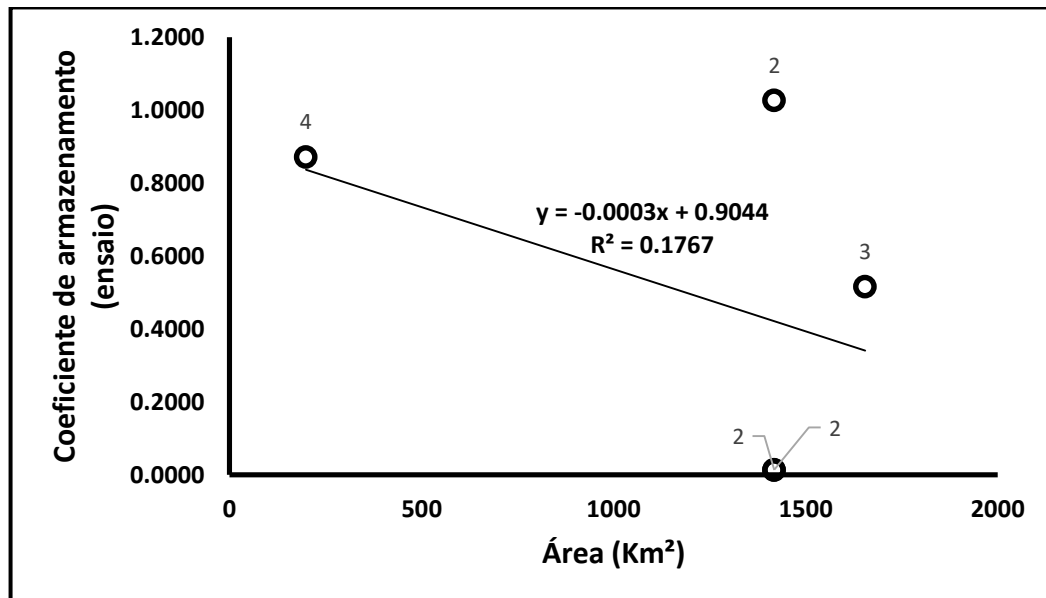


Figura 62. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a área das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,50, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,25, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 63 observa-se a relação direta dos parâmetros.

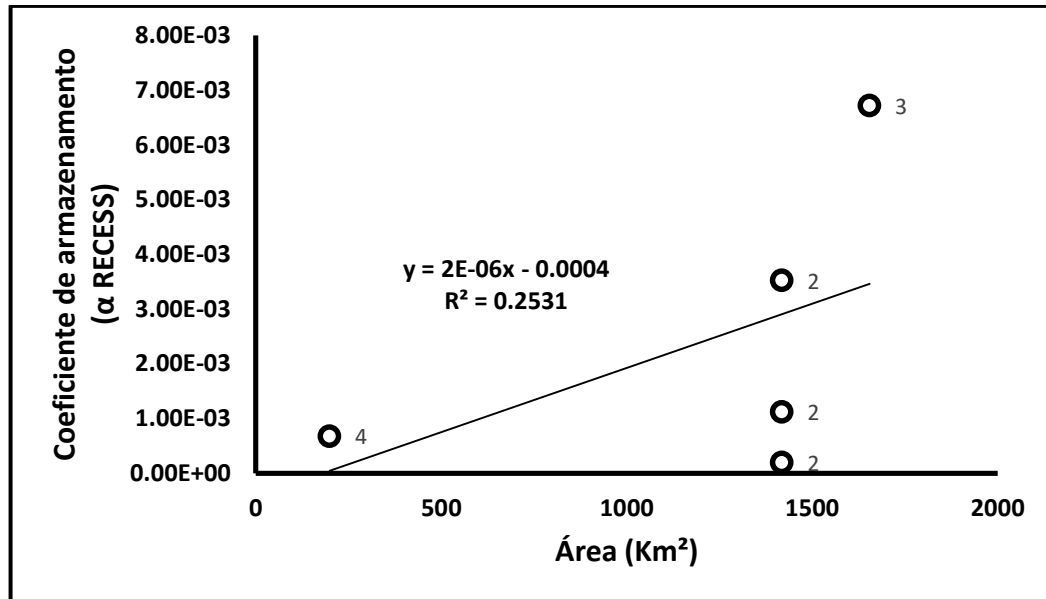


Figura 63. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a área das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do Maillet (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,43, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,18, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 64 observa-se a relação direta dos parâmetros.

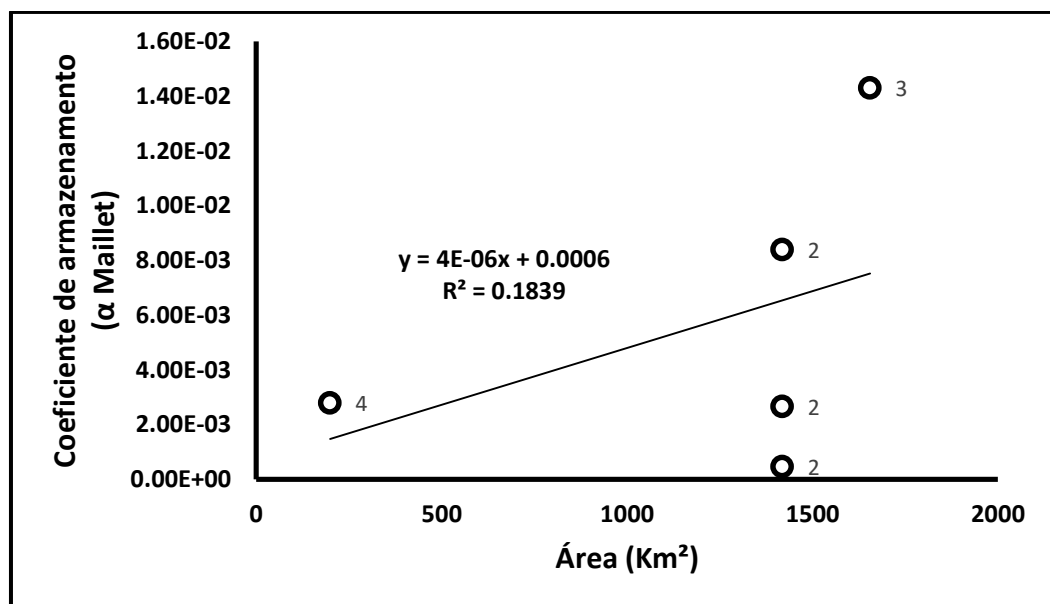


Figura 64. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a área das sub-bacias

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a área das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,50, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,25, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 65 observa-se a relação direta dos parâmetros.

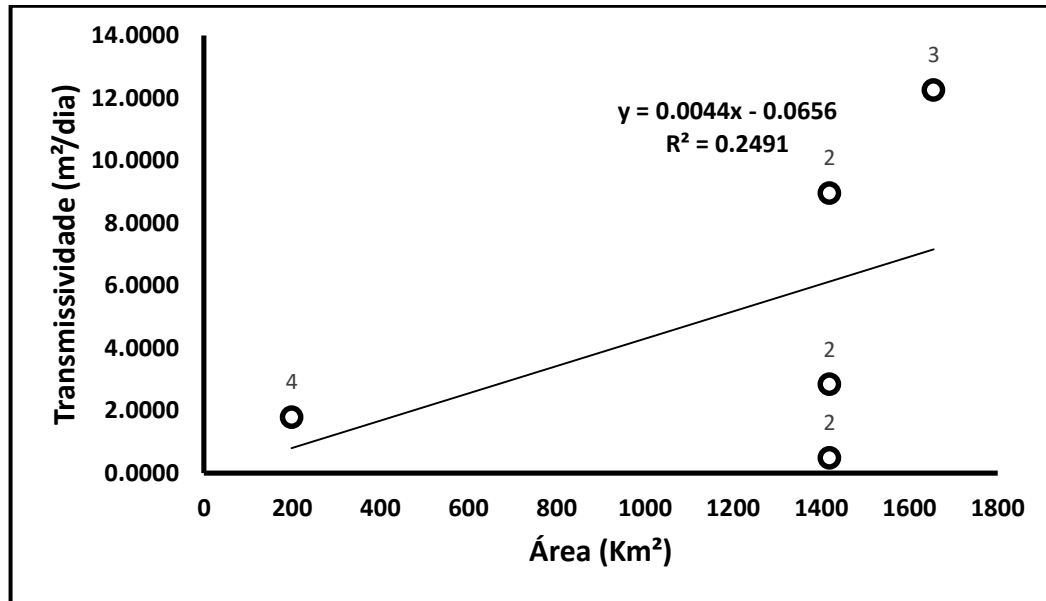


Figura 65. Relação da transmissividade e a área das sub-bacias

8.4.3.2 Relações entre a densidade de drenagem e as características hidrogeológicas.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a densidade de drenagem das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de -0,45, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,21, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 66 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

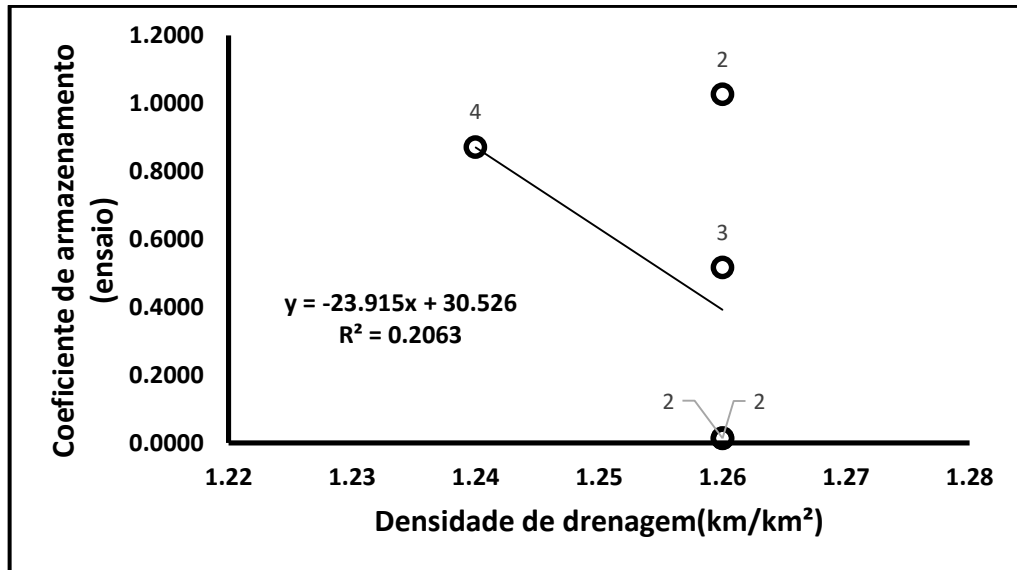


Figura 66. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a densidade de drenagem das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS e a densidade de drenagem das sub-bacias tem uma correlação de Pearson R de 0,36, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,13, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 67 observa-se a relação direta dos parâmetros.

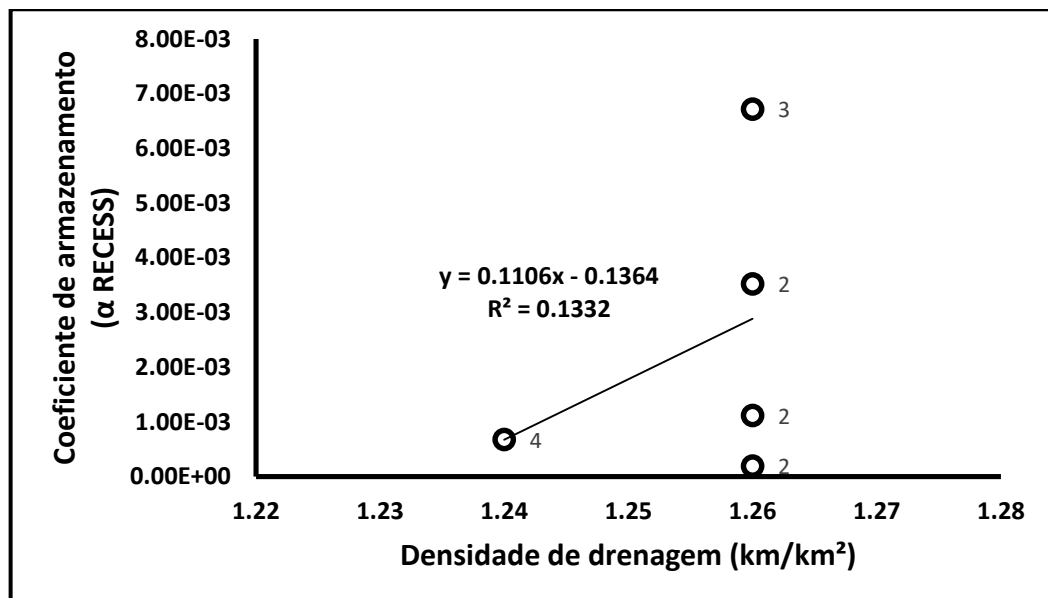


Figura 67. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a densidade de drenagem das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do Maillet e a densidade de drenagem das sub-bacias têm

uma correlação de Pearson R de 0,29, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,08, determinando-se uma correlação muito baixa. Na Figura 68 observa-se a relação direta dos parâmetros.

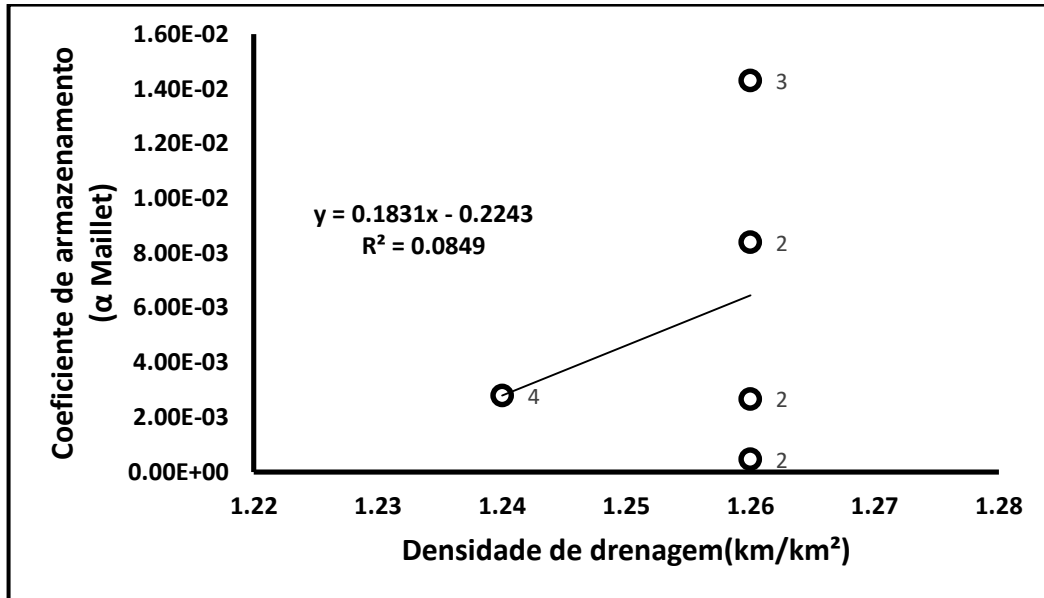


Figura 68. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a densidade de drenagem das sub-bacias

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a densidade de drenagem das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,38, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,15, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 69 observa-se a relação direta dos parâmetros.

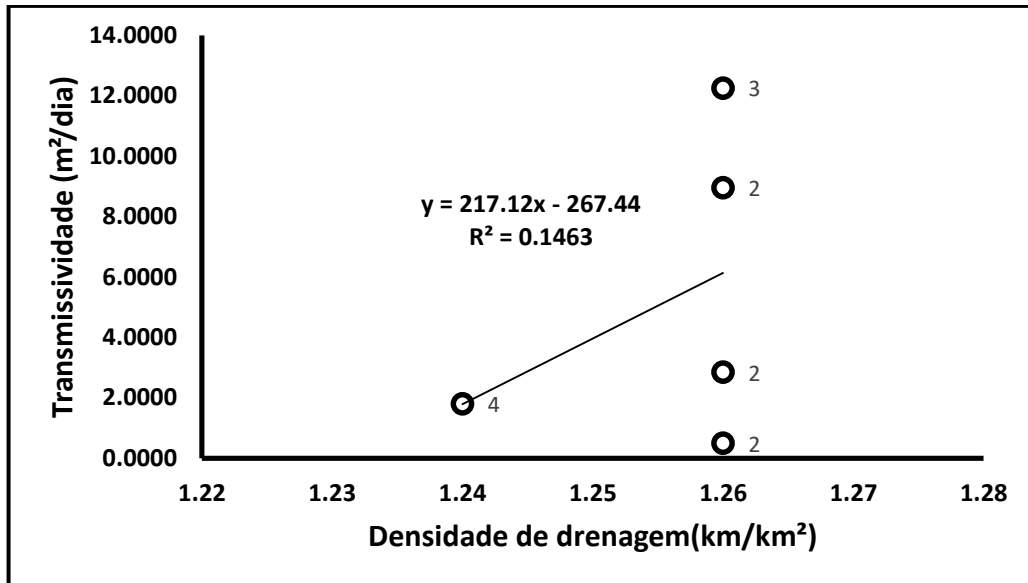


Figura 69. Relação da transmissividade e a densidade de drenagem das sub-bacias

8.4.3.3 Relações entre a declividade média do rio principal e as características hidrogeológicas.

O coeficiente de armazenamento S determinado através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a declividade média do rio principal das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de 0,45, valor que indica uma relação direta entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,20, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 70 observa-se a relação direta dos parâmetros.

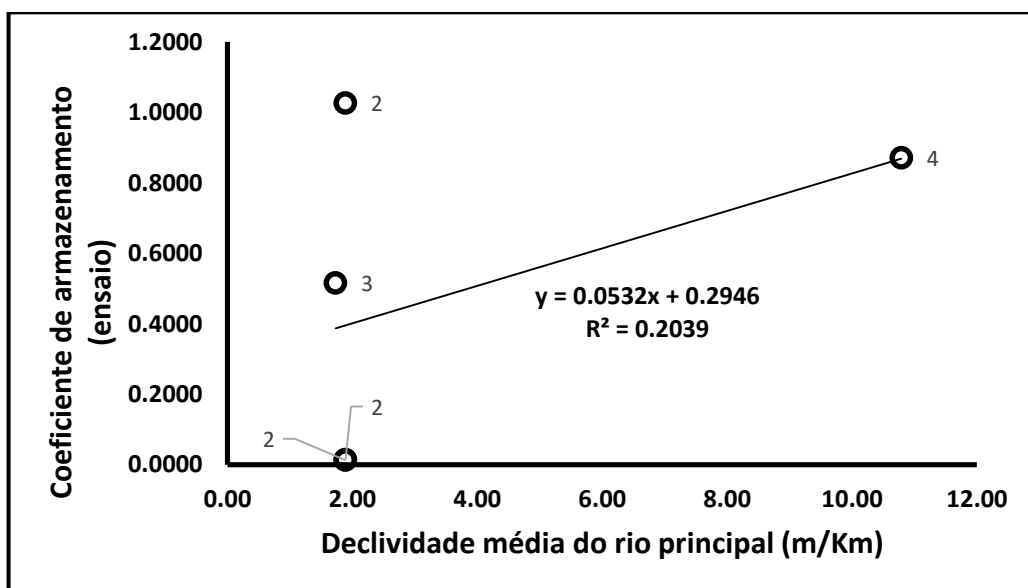


Figura 70. Relação do coeficiente de armazenamento (ensaio) e a declividade média do rio principal das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do RECESS e a declividade média do rio principal das sub-bacias tem uma correlação de Pearson R de -0,38, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,14, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 71 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

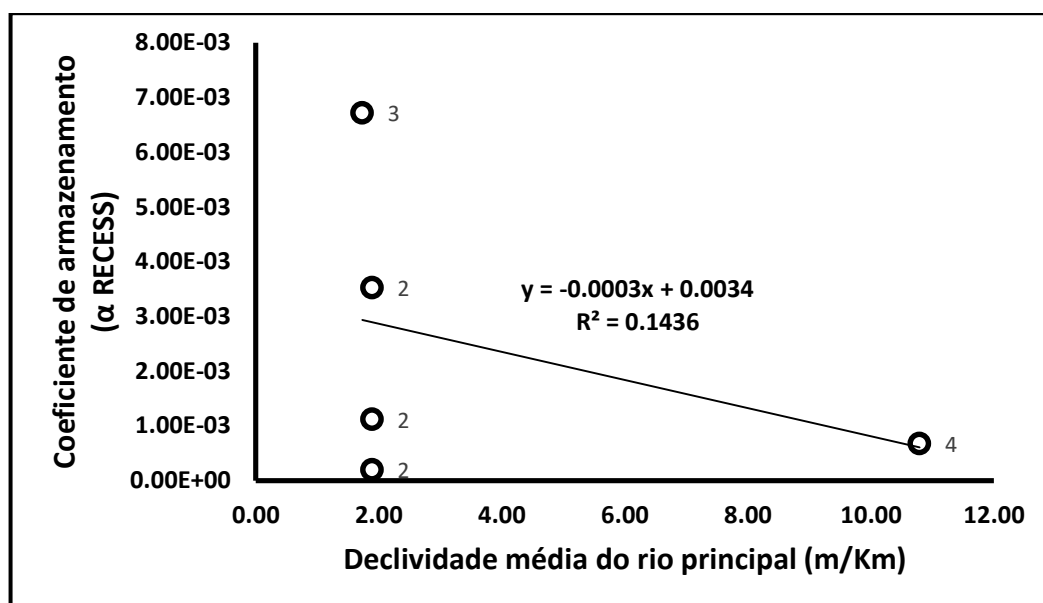


Figura 71. Relação do coeficiente de armazenamento (α RECESS) e a declividade média do rio principal das sub-bacias

O coeficiente de armazenamento S obtido pelo método indireto mediante o coeficiente de recessão α do Maillet e a declividade média do rio principal das sub-bacias tem uma correlação de Pearson R de -0,31, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de 0,09, determinando-se uma muito baixa correlação. Na Figura 72 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

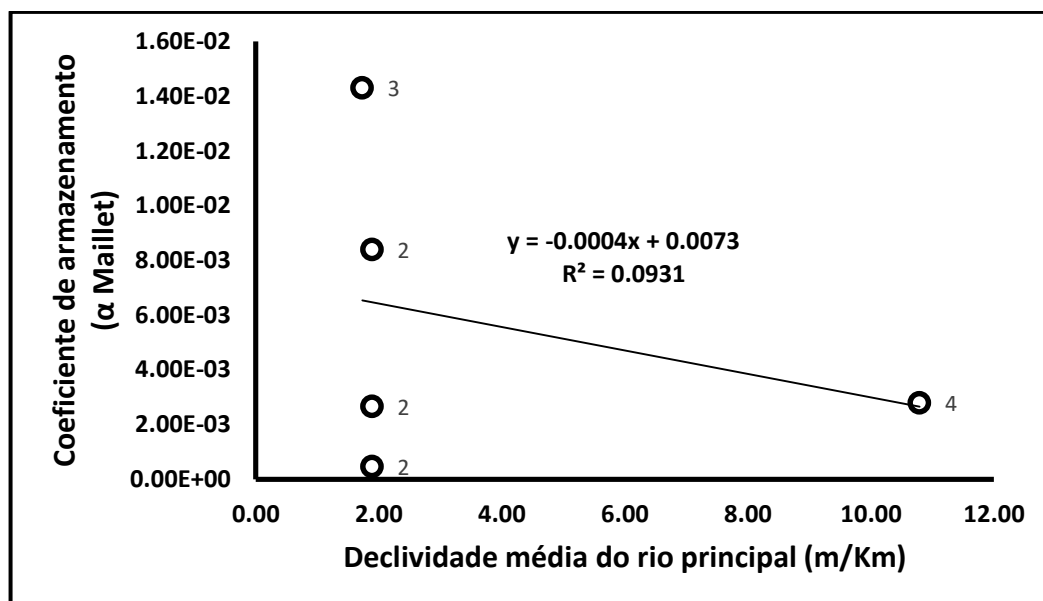


Figura 72. Relação do coeficiente de armazenamento (α Maillet) e a declividade média do rio principal das sub-bacias

A relação inversa das Figuras 71 e 72 entre o coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto e a declividade média do rio principal, se entende partindo da premissa da relação direta entre a declividade média do rio principal e o coeficiente de recessão α como mostrado na seção 8.4.1.3 e a relação inversa entre o coeficiente de armazenamento S e o coeficiente de recessão α como mostrado na seção 8.4.2.3. Segundo Ferreira (2009) se entende que bacias com menor declividade terão uma maior produção de água subterrânea traduzido por valores baixos de coeficiente de recessão.

A transmissividade T determinada através do ensaio de bombeamento (nos 5 poços pertencentes às 3 sub-bacias) e a declividade média do rio principal das sub-bacias têm uma correlação de Pearson R de $-0,39$, valor que indica uma relação inversa entre esses parâmetros, e têm um coeficiente de determinação R^2 de $0,16$, determinando-se uma baixa correlação. Na Figura 73 observa-se a relação inversa dos parâmetros.

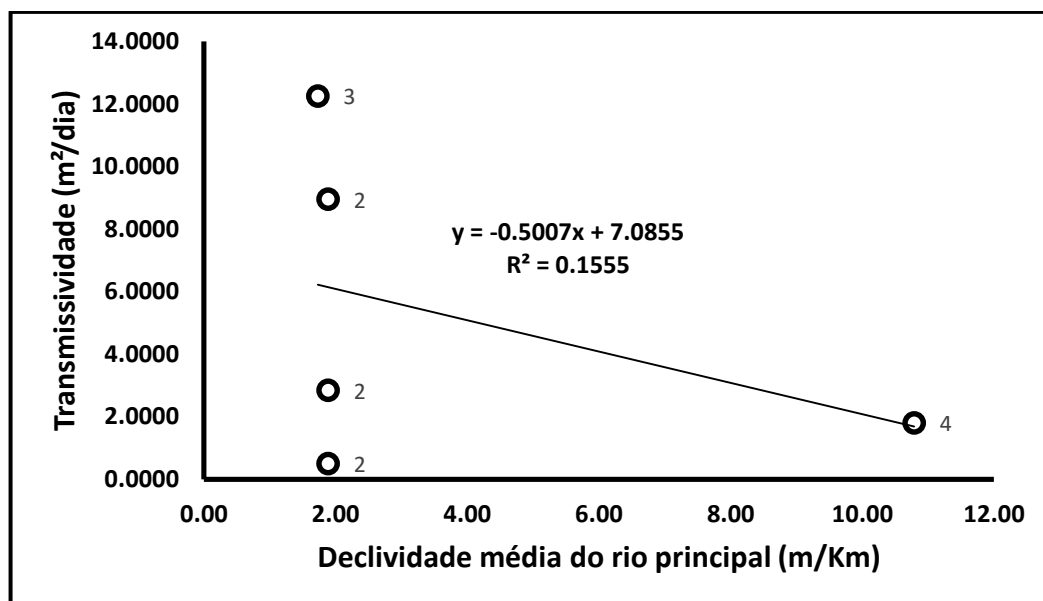


Figura 73. Relação da transmissividade e a declividade média do rio principal das sub-bacias

Observa-se na Tabela 21 que as relações das características fisiográficas de área e densidade de drenagem com o coeficiente de armazenamento determinado com ensaio de bombeamento são inversas e com os coeficientes de armazenamento determinados pelo método indireto através dos coeficientes de recessão do RECESS e Maillet são diretas. No caso da declividade média do rio principal resultou ao contrário.

Também na Tabela 21 pode-se observar que não se teve uma boa resposta de relação significativa ($p < 0,05$) nem uma correlação alta nas relações entre as características fisiográficas das sub-bacias e as características hidrogeológicas.

Tabela 21. Resultados da regressão linear simples entre as características fisiográficas das sub-bacias e as características hidrogeológicas.

	Área				Densidade de drenagem				Declividade média do rio principal			
	R	R ²	t	P	R	R ²	t	p	R	R ²	t	p
S (ensaio)	-0,42	0,18	-0,80	0,48	-0,45	0,21	-0,88	0,44	0,45	0,20	0,88	0,45
S (α Recess)	0,50	0,25	1,01	0,39	0,36	0,13	0,68	0,55	-0,38	0,14	-0,71	0,53
S (α Maillet)	0,43	0,18	0,82	0,47	0,29	0,08	0,53	0,63	-0,31	0,09	-0,56	0,62
T (ensaio)	0,50	0,25	1,00	0,39	0,38	0,15	0,72	0,53	-0,39	0,16	-0,74	0,51

9 CONCLUSÕES

- Foi evidente a heterogeneidade hidrogeológica na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí, por sua diversidade de sistemas aquíferos presentes segundo o Mapa Hidrogeológico da CPRM.
- Houve dificuldade de identificar os poços dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí que captam aquíferos porosos e livres que foram de interesse para a pesquisa, assim como a determinação da sua informação hidrogeológica.
- A disponibilidade de informação dos parâmetros hidrogeológicos dentro das diferentes fontes é relativamente baixa devido a sua complexidade e custo de operação para ser determinada pelo método direto por ensaio de bombeamento.
- A informação procurada nas diferentes fontes em alguns casos não correspondia à informação certa em termos hidrogeológicos.
- Na determinação do coeficiente de armazenamento S pelo método indireto, se obtiveram resultados um pouco maiores com o S determinado com o coeficiente de recessão de Maillet ao ser comparados com o S determinado com o coeficiente de recessão do RECESS, porém sem obter valores esperados do coeficiente de armazenamento para aquíferos livres.
- Os resultados do coeficiente de armazenamento obtidos com a informação dos ensaios de bombeamento não resultaram confiáveis para serem comparados com o coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto, devido ao fato de que a informação dos parâmetros hidrodinâmicos é obtida geralmente com ensaio de bombeamento em poço único, sendo que para o caso do coeficiente de armazenamento precisa-se no mínimo de dois poços.
- O cálculo do coeficiente de armazenamento segundo a metodologia de Cooper-Jacob tem muita sensibilidade na variável r, o qual influencia na confiabilidade do método de cálculo através da informação dos ensaios de bombeamento.
- Devido às dificuldades descritas anteriormente, resultou de certa maneira complexo o total entendimento da relação entre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos na presente pesquisa.
- As principais relações obtidas entre os parâmetros do estudo foram:
A relação direta do escoamento de base médio, o BFI e a área com uma alta correlação de 0,87 e 0,92 respectivamente e apresentaram uma relação significativa p de 0,02 e 0,01 respectivamente.

- A relação direta entre o escoamento de base médio e o coeficiente de armazenamento determinado com o coeficiente de recessão α do RECESS com uma correlação de 0,70, porém com uma relação não significativa de 0,08.
- A relação inversa entre o coeficiente de recessão α e o coeficiente de armazenamento S determinado com o coeficiente de recessão α do RECESS com uma alta correlação de 0,78 e uma relação significativa p de 0,046.
- Também se considerou uma relação significativa p de 0,06 à relação inversa entre o coeficiente de recessão α e o coeficiente de armazenamento S determinado pelo método indireto de Maillet pelo valor próximo a p 0,05 e pela alta correlação de 0,73.
- Sem ter uma relação significativa ($p=0,12$), a relação inversa entre a transmissividade determinada por ensaio de bombeamento e o coeficiente de recessão α se obteve uma correlação de 0,60.
- As relações do escoamento de base médio e o BFI com as características fisiográficas e hidrogeológicas tem o mesmo tipo de relação. Aconteceu o contrário com o coeficiente de recessão.
- Nas relações dos parâmetros de escoamento de base, BFI e o α com o coeficiente de armazenamento, a determinação do coeficiente de armazenamento S pelo método indireto com os coeficientes de recessão α do Maillet e RECESS resultaram com uma correlação bem melhor que o calculado com a informação do ensaio de bombeamento, e desses dois métodos, o melhor foi o coeficiente de armazenamento S com o coeficiente de recessão α do RECESS. É por isto e pela confiabilidade anteriormente dita, que a determinação do coeficiente de armazenamento S pelo método indireto através do coeficiente de recessão α , foi o melhor procedimento na presente pesquisa.
- A hipótese proposta de relação significativa entre os parâmetros de escoamento de base, as características fisiográficas e hidrogeológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí se verifica somente em algumas relações.
- Como conclusão final, pode-se dizer que a contribuição do presente estudo foi estabelecer algumas relações significativas entre os parâmetros de escoamento de base, as características fisiográficas e as características hidrogeológicas para contribuir no entendimento do comportamento e ligação entre os recursos

hídricos superficiais e subterrâneos, abordagem que não tinha sido amplamente pesquisada anteriormente.

10 RECOMENDAÇÕES

- É necessário investigar melhor a conveniência do uso do RECESS para este tipo de análise, na determinação do coeficiente de recessão, em função da separação automatizada eventualmente incluir trechos com vazão superficial do hidrograma.
- Para futuros trabalhos referentes ao tema, recomenda-se partir de um estudo da bacia hidrográfica com uma maior homogeneidade nos sistemas aquíferos.
- Recomenda-se também escolher a bacia hidrográfica que possua maior informação hidrogeológica, conferindo nas diferentes fontes de pesquisa consultadas nesse trabalho.
- Fazer um maior estudo do fluxo ou movimento da água subterrânea para poder relacionar com informação disponível de vazão de diferentes estações fluviométricas.
- Para o cálculo do coeficiente de armazenamento S num aquífero livre talvez seja melhor uma medida em laboratório da porosidade, como um dos métodos de determinação do S , apresentado na revisão bibliográfica. Esse método seria possível desde que se conte com todo o necessário para que seja feito.
- Outra alternativa para ter uma estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos é usar o Mapa Hidrogeológico da CPRM ou o Mapa do SNIRH e segundo o sistema aquífero presente, utilizar valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento de bibliografia.
- Recomenda-se analisar mais especificamente as características a estabelecer as relações ou incluir outras características ou índices como a precipitação, a relação Q_{90}/Q_{50} .
- Testar a metodologia apresentada na pesquisa em outras bacias hidrográficas com melhor aplicabilidade desses métodos, com o objetivo de procurar maiores e melhores correlações e relações significativas.
- Para próximos trabalhos recomenda-se estabelecer um estudo de relações entre os parâmetros de escoamento de base e as características fisiográficas com as características hidrogeológicas que não seja empírico, como um modelo matemático com o qual se consiga determinar de melhor maneira as relações entre os recursos hídricos e seu comportamento.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHIABLAME, L., CHAUBEY, I., ENGEL, B., CHERKAUER, K., MERWADE, V. 2012. Estimation of annual baseflow at ungauged sites in Indiana USA. **Journal of Hydrology**. 476 (2013) 13–27.

ANA, 2013. **Mapeamento das Áreas Aflorantes dos Aquíferos e Sistemas Aquíferos do Brasil**, em escala 1:1.000.000, Gerência de Aguas Subterrâneas (GESUB) da Agência Nacional de Águas no Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH).

BECK, H. E., VAN DIJK, A., MIRALLES, D., DE JEU, R., BRUIJNZEEL, L., MCVICAR, T., SCHELLEKENS, J. 2013. Global patterns in baseflow index and recession based streamflow observation from 3394 catchments. **Water Resources Research**, VOL. 49, 1–21.

BOSCARDIN, N. R.; BORGHETTI, J. R.; DA ROSA, E. F. 2004. **O Aquífero Guarani**.

BOURSCHEID. 2012. **Processo de Planejamento da Bacia do Rio Gravataí - Plano de Bacia**. Relatório Final, 582p.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. 2013. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais**. Editora ABRH, 350p.

COLLISCHONN, W. e FAN, F. 2013. Defining Parameters for Eckhardt's Digital Base Flow Filter. **Hydrological Processes**, 27 (18): 2614-1622.

COSTA, F. 2005. **Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – Estudo de casos no Quadrilátero Ferrífero – MG**. Ouro Preto. 147p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental e Conservação de recursos naturais). Departamento de Geologia – UFOP.

COSTA F., BACELLAR L. 2010. Caracterização Hidrogeológica de Aquíferos a Partir do Fluxo de Base. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Volume 15 n.3, 173-183.

CUSTODIO, E., LLAMAS, M.R. 1976. **Hidrologia Subterrânea**. Vol.2. Barcelona: Omega.

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. 1988. **Applied hydrology**. New York, McGraw-Hill. 572p

DE PAULA LIMA, W. 2008. **Hidrologia Florestal Aplicada ao Manejo de Bacias Hidrográficas**. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Departamento de Ciências Florestais, Piracicaba – São Paulo.

DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., BAKALOWICZ, M., WENG, PH., AL-MALKI, A. 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. **Journal of Hydrology**. 274 (2003) 248–269.

DINIZ, H. e MICHALUATE, W., 2006. **Interpretação de Testes de vazão em poços tubulares profundos, dimensionamento e especificações de bombas submersas**. Instituto Geológico do Estado de São Paulo.

DORA, A.S. 2013. **Quantificação de Reservas Renováveis de Água Subterrânea em Bacias Hidrográficas a Partir de Séries Históricas de Vazão: Uma Ferramenta Para a Gestão e Bacias**. 84p. Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.

ECKHARDT K. 2005. How to construct recursive digital filters for base flow separation. **Hydrological Process**, 19: 507-515.

FEITOSA, F.A.C. e FILHO, J. M. 2000, segunda edição. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. CPRM. LABHID-UFPE.

FERREIRA, R. 2009. **Estimativa de Parâmetros Hidrodinâmicos de Aquíferos em Áreas de Embasamento Através de Métodos Indiretos**. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia.

FERREIRA, R., DE ALMEIDA, L., NASSAU, K. 2010. **Estimativa de parâmetros de aquíferos através do coeficiente de recessão em áreas de embasamento cristalino de Minas Gerais**. REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 63(3): 465-471.

FONSECA, D.; BATISTA, L., 2006. **Hidrologia**. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto de Tecnologia, Departamento de Engenharia, Capítulo 3, pp. 15-32.

MACHADO, J. L. F.; FREITAS, M. A. 2005. **Projeto mapa hidrogeológico do Rio Grande do Sul: relatório final**. Porto Alegre: CPRM, mapa escala 1:750.000.

MAIDMENT, D. R. 2002. **Arc Hydro GIS for Water Resources**. Redlands, USA: ESRI Press, terceira edição.

MATTIUZI, C. D. P.; KIRCHHEIM, R.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. 2016. Estimativa de recarga subterrânea a partir da Separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do Rio Ibicuí (América do Sul). **Águas Subterrâneas**, v. 29, p. 285-300.

MAZVIMAVI, D., MEIJERINK, A.M.J., STEIN, A., 2004. Prediction of base flows from basin characteristics: a case study from Zimbabwe. **Hydrological Sciences** 49 (4), 703–715.

NATHAN, R.J., MCMAHON, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analysis. **Water Resources Research** 26, 1465–1473.

RUBBO, M., 2004. **Análise do Potencial Hidrogeológico do Aquífero Cenozóico da Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí – RS.**

RUTLEDGE, A.T., 1998, Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data – update: U.S. **Geological Survey Water-Resources Investigations** Report 98-4148, 43 p.

RUTLEDGE, A.T., 2007, **Program user guide for the RECESS:** U.S. Geological Survey (USGS).

SANTHI, C., ALLEN, P.M., MUTTIAH, R.S., ARNOLD, J.G., TUPPAD, P. 2008. Regional estimation of baseflow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. **Journal of Hydrology**. 351, 139–153.

TUCCI, C.E.M. 2009. **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** C.E.M. Tucci (Org.). Editora ABRH/Universidade UFRGS. 4ª Edição.

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

VILLÓN, M., 2011. **Hidrología.** Instituto Tecnológico de Costa Rica, Escuela de Ingeniería Agrícola, tercera edición, 330p.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G.; LOPES, R. da C.; IGLESIAS, C. M. F. 2008. **Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul: escala 1:750.000.** Porto Alegre: CPRM. Programa Geologia do Brasil; Mapas geológicos estaduais.

WITTENBERG, H. 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. **Journal of Hydrology**, 219, pp. 20-33.

ANEXOS

Determinação dos parâmetros hidrogeológicos através do Método de Cooper-Jacob.

Cálculo para o poço 4300009451 da CPRM

ENSAIO DE BOMBEAMENTO - PLANILHA PARA COLETA DE DADOS

Poço: 4300009451	Tipo (X) Bombeado () Observado				Prof. Total:	79
Distância Poço-Poço:	Revestimento (Tipo):				Revestimento (Prof.):	
Altura Boca Poço:	NE:	30	m	ND:	57,15	m
Local: Cachoerinha	Data:				Q (m ³ /h):	
					Espessura Aquífero:	

REBAIXAMENTO				
Tempo (min)	N. A. (m)	s (m)	Q (m ³ /h)	q (Q/s)
5	35,2	5,20	12,41	2,39
10	36,1	6,10	16,1	2,64
20	42,5	12,50	20,38	1,63
30	48,2	18,20	18,16	1,00
40	53,15	23,15	18,16	0,78
130	48,1	18,10	16,91	0,93
160	45	15,00	16,91	1,13
190	42	12,00	16,91	1,41
300	54,3	24,30	16,1	0,66
360	53	23,00	16,1	0,70
420	52,4	22,40	16,1	0,72
480	50,2	20,20	16,1	0,80
540	51,5	21,50	16,1	0,75
600	50,26	20,26	16,1	0,79
720	47,6	17,60	16,1	0,91
960	50,05	20,05	16,1	0,80
1080	50,05	20,05	16,1	0,80
1200	50,05	20,05	16,1	0,80
1320	54,15	24,15	16,1	0,67
1440	57,15	27,15	16,1	0,59

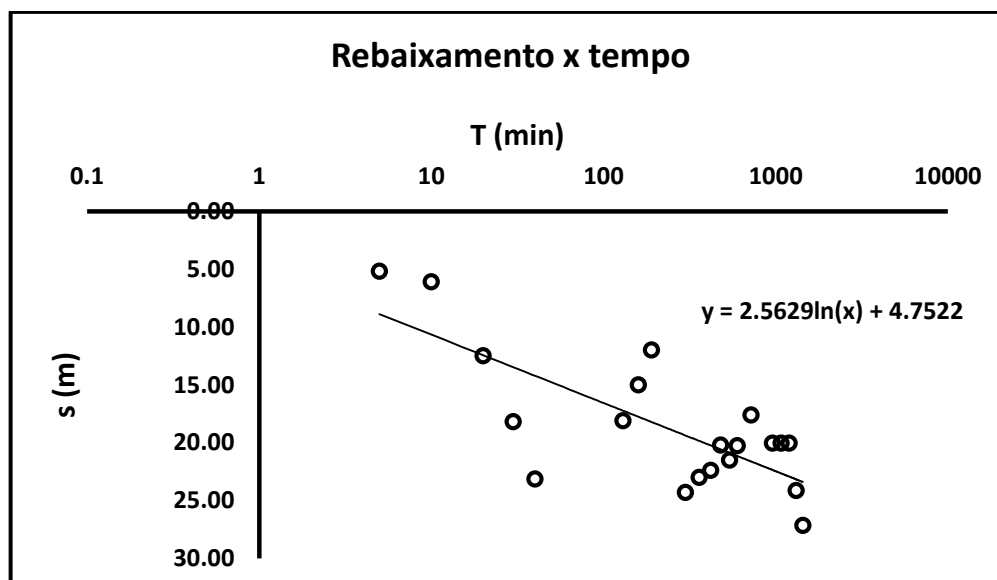


Figura 74. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 4300009451 da CPRM

Tabela 22. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 4300009451 da CPRM

ΔS (m)	5,9013
T (m²/h)	0,5103
T (m²/dia)	12,2480
t ₀ (h)	0,0026
r (m)	*0,0762
S	0,5161

* Determinado com o raio do poço

Cálculo para o poço COR SAP 25 da CORSAN

ENSAIO DE BOMBEAMENTO - PLANILHA PARA COLETA DE DADOS

Poço: COR SAP 25	Tipo (X) Bombeado () Observado				Prof. Total:	163,3
Distância Poço-Poço:	Revestimento (Tipo):				Revestimento (Prof.):	
Altura Boca Poço:	NE:	7,26	m	ND:	46,53	m
Local: Santo Antônio da Patrulha	Data: 03-06-2009				Q (m ³ /h):	
					Espessura Aquífero:	

REBAIXAMENTO					RECUPERAÇÃO			
Tempo (min)	N. A. (m)	s (m)	Q (m ³ /h)	q (Q/s)	Tempo - t' (min)	t/t'	N. A. (m)	s' (m)
1	10,88	3,62	11,781	3,25	0,5	2881,00	41,88	34,62
2	11,67	4,41	11,538	2,62	1	1441,00	37,48	30,22
3	11,67	4,41	11,289	2,56	1,5	961,00	34,28	27,02
4	12,42	5,16	11,163	2,16	2	721,00	31,04	23,78
5	12,54	5,28	11,163	2,11	2,5	577,00	29,12	21,86
6	12,62	5,36	11,036	2,06	3	481,00	27,31	20,05
7	12,71	5,45	10,776	1,98	3,5	412,43	25,39	18,13
8	12,83	5,57	10,776	1,93	4	361,00	23,59	16,33
9	12,97	5,71	10,644	1,86	5	289,00	21,98	14,72
10	13,06	5,80	10,51	1,81	6	241,00	20,25	12,99
12	13,22	5,96	10,51	1,76	8	181,00	18,60	11,34
14	13,93	6,67	10,374	1,56	10	145,00	17,01	9,75
15	14,05	6,79	10,374	1,53	12	121,00	16,13	8,87
20	30,11	22,85	10,098	0,44	16	91,00	15,29	8,03
25	30,99	23,73	9,956	0,42	24	61,00	14,30	7,04
30	31,59	24,33	9,956	0,41	32	46,00	13,59	6,33
35	32,47	25,21	9,813	0,39	40	37,00	13,23	5,97
40	33,41	26,15	9,668	0,37	50	29,80	12,71	5,45
50	34,74	27,48	9,52	0,35	60	25,00	12,39	5,13
60	35,93	28,67	9,52	0,33	70	21,57	12,1	4,84
70	36,83	29,57	9,218	0,31	80	19,00	11,87	4,61
80	36,83	29,57	9,218	0,31	100	15,40	11,45	4,19
90	37,44	30,18	9,218	0,31	120	13,00	11,14	3,88
100	37,8	30,54	9,063	0,30	150	10,60	10,84	3,58
130	39,05	31,79	8,905	0,28	180	9,00	10,59	3,33
160	39,76	32,50	8,745	0,27				
190	40,49	33,23	8,581	0,26				
210	40,81	33,55	8,581	0,26				
240	41,22	33,96	8,581	0,25				
270	41,6	34,34	8,415	0,25				
300	41,99	34,73	8,415	0,24				
330	42,21	34,95	8,244	0,24				
360	42,48	35,22	8,244	0,23				

390	42,75	35,49	8,244	0,23			
420	42,97	35,71	8,244	0,23			
450	43,15	35,89	8,244	0,23			
480	43,34	36,08	8,244	0,23			
540	43,68	36,42	8,071	0,22			
600	43,93	36,67	8,071	0,22			
660	44,15	36,89	7,893	0,21			
720	44,35	37,09	7,893	0,21			
780	44,91	37,65	7,893	0,21			
840	45,01	37,75	7,712	0,20			
900	45,22	37,96	7,712	0,20			
960	45,32	38,06	7,712	0,20			
1020	45,41	38,15	7,712	0,20			
1140	45,75	38,49	7,712	0,20			
1260	46,01	38,75	7,712	0,20			
1380	46,44	39,18	7,712	0,20			
1440	46,53	39,27	7,712	0,20			

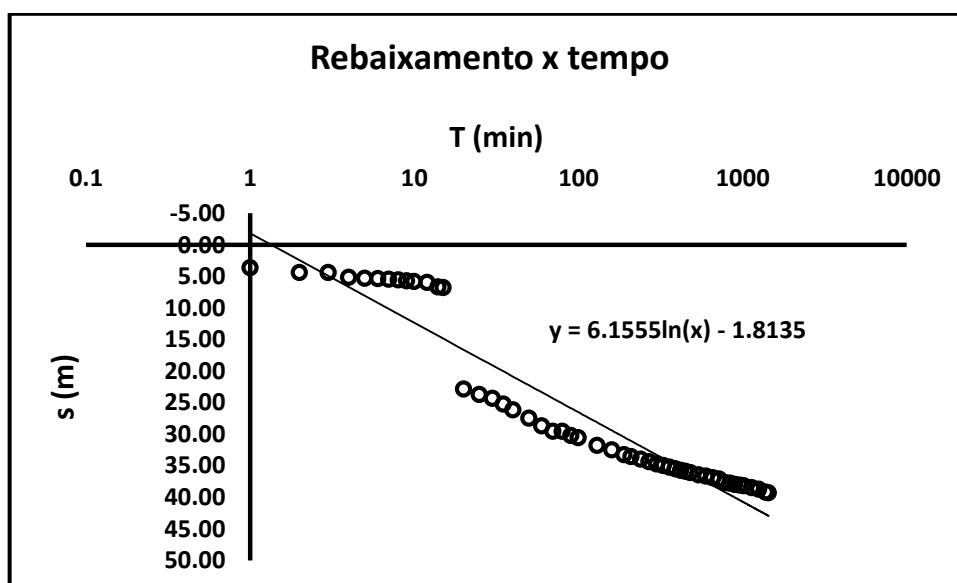


Figura 75. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço COR SAP 25 da CORSAN

Tabela 23. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço COR SAP 25 da CORSAN

ΔS (m)	14,1736
T (m²/h)	0,1184
T (m²/dia)	2,8408
t_0 (h)	0,0224
r (m)	*0,0762
S	1,0264

* Determinado com o raio do poço

Cálculo para o poço 4519/TQP 1 da SOP

ENSAIO DE BOMBEAMENTO - PLANILHA PARA COLETA DE DADOS

Poço: 4519/TQP 1	Tipo (X) Bombeado () Observado				Prof. Total:	204
Distância Poço-Poço:	Revestimento (Tipo): Galvanizado				Revestimento (Prof.):	
Altura Boca Poço:	NE:	31,9	m	ND:	68,98	m
Local: Taquara	Data:				Q (m ³ /h):	
					Espessura Aquífero:	

REBAIXAMENTO					RECUPERAÇÃO			
Tempo (min)	N. A. (m)	s (m)	Q (l/h)	q (Q/s)	Tempo - t' (min)	t/t'	N. A. (m)	s' (m)
5	41,55	9,65	5657	0,59	0,5	2881,00	68,92	37,02
10	43,87	11,97	5290	0,44	1	1441,00	65,13	33,23
20	45,87	13,97	4950	0,35	1,5	961,00	63,34	31,44
40	47,1	15,20	7200	0,47	2	721,00	61,63	29,73
60	49,02	17,12	6769	0,40	2,5	577,00	59,86	27,96
90	57,09	25,19	7200	0,29	3	481,00	58,23	26,33
120	59,06	27,16	7200	0,27	4	361,00	55,16	23,26
180	71,17	39,27	7764	0,20	5	289,00	52,45	20,55
240	77,22	45,32	7764	0,17	6	241,00	50,13	18,23
300	77,22	45,32	7764	0,17	8	181,00	46,26	14,36
360	77,22	45,32	7471	0,16	10	145,00	43,15	11,25
420	77,22	45,32	7333	0,16	12	121,00	40,89	8,99
480	77,22	45,32	7333	0,16	16	91,00	38,05	6,15
540	77,22	45,32	7333	0,16	24	61,00	35,89	3,99
600	77,22	45,32	7333	0,16	32	46,00	35,20	3,30
660	77,22	45,32	7333	0,16				
720	77,22	45,32	7333	0,16				
780	77,22	45,32	7333	0,16				
840	77,22	45,32	7333	0,16				
900	77,22	45,32	7333	0,16				
960	77,22	45,32	7333	0,16				
1020	77,22	45,32	7333	0,16				
1080	77,22	45,32	7333	0,16				
1140	77,22	45,32	7333	0,16				
1200	77,22	45,32	7333	0,16				
1260	77,22	45,32	7333	0,16				
1320	77,22	45,32	7333	0,16				
1380	77,22	45,32	7333	0,16				
1440	77,22	45,32	7333	0,16				

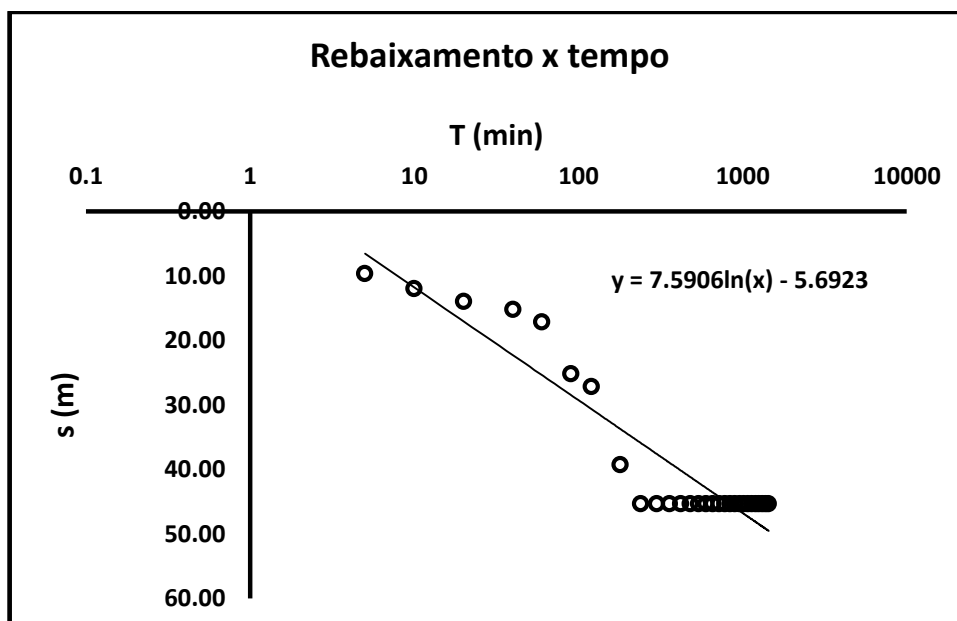


Figura 76. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 4519/TQP 1 da SOP

Tabela 24. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 4519/TQP 1 da SOP

ΔS (m)	17,4780
T (m²/h)	0,0747
T (m²/dia)	1,7939
t_0 (h)	0,0353
r (m)	*0,0826
S	0,8707

* Determinado com o raio do poço

Cálculo para o poço 2257 da HIDROGEO

ENSAIO DE BOMBEAMENTO - PLANILHA PARA COLETA DE DADOS

Poço: 2257	Tipo (X) Bombeado () Observado				Prof. Total:	150
Distância Poço-Poço:	Revestimento (Tipo): Galvanizado				Revestimento (Prof.):	
Altura Boca Poço:	NE:	10,5	m	ND:	30,5	m
Local: Alvorada	Data:				Q (m ³ /h):	
					Espessura Aquífero:	

REBAIXAMENTO					RECUPERAÇÃO			
Tempo (min)	N. A. (m)	s (m)	Q (m ³ /h)	q (Q/s)	Tempo - t' (min)	t/t'	N. A. (m)	s' (m)
	10,5						30,5	
5	14,9	4,40	8,57	1,95	1	241,00	30,25	
10	16,08	5,58	8,57	1,54	5	49,00	30,00	
20	18,5	8,00	8,57	1,07	10	25,00	29,50	
30	20	9,50	8,57	0,90	15	17,00	29,00	
45	21,9	11,40	8,18	0,72	20	13,00	28,46	
60	22,9	12,40	8,18	0,66	30	9,00	28,00	
90	24,82	14,32	8,18	0,57	45	6,33	27,15	
120	25,6	15,10	8,18	0,54	60	5,00	26,60	
150	26,6	16,10	8,18	0,51				
180	27,5	17,00	8,18	0,48				
210	29	18,50	8,18	0,44				
240	30,5	20,00	8,18	0,41				

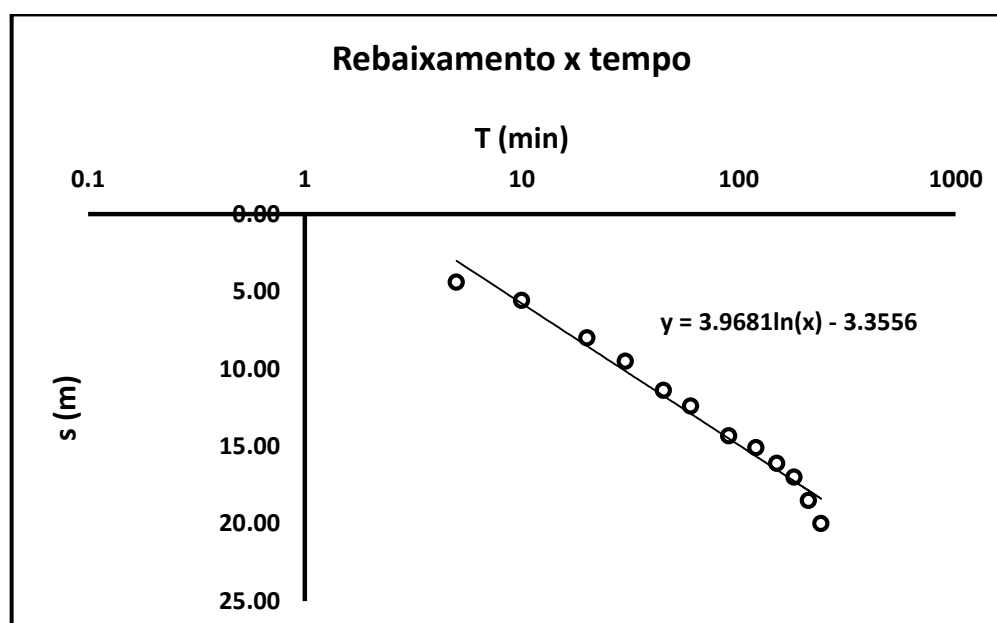


Figura 77. Gráfico de Rebaixamento (S) em função do tempo para o poço 2257 da HIDROGEO

Tabela 25. Valores de cálculo e parâmetros hidrogeológicos obtidos para o poço 2257 da HIDROGEO

ΔS (m)	9,1369
T (m²/h)	0,1664
T (m²/dia)	3,9936
to (h)	0,0388
r (m)	*0,0762
S	2,5040

* Determinado com o raio do poço