



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL**

TAISON ANDERSON BORTOLIN

**ESTUDO DA RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NA BACIA
HIDROGRÁFICA TAQUARI-ANTAS**

Porto Alegre
2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL**

TAISON ANDERSON BORTOLIN

**ESTUDO DA RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NA BACIA
HIDROGRÁFICA TAQUARI-ANTAS**

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental apresentado como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador (a): Prof. Dr. Pedro Antonio Roehé Reginato

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

CIP - Catalogação na Publicação

Bortolin, Taison Anderson
Estudo da recarga do Sistema Aquífero Serra Geral
na bacia hidrográfica Taquari-Antas / Taison Anderson
Bortolin. -- 2018.
220 f.
Orientador: Pedro Antonio Roehe Reginato.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Recarga de Aquíferos. 2. Sistema Aquífero Serra
Geral. 3. Águas Subterrâneas. I. Reginato, Pedro
Antonio Roehe, orient. II. Título.

TAISON ANDERSON BORTOLIN

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental apresentado como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Aprovado em 09 de novembro de 2018

BANCA EXAMINADORA

Dr. Fernando Mainardi Fan
Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH/UFRGS

Dr. Marcos Alexandre de Freitas
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Dra. Gisele Cemin
Universidade de Caxias do Sul - UCS

APRESENTAÇÃO E AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Pedro Antonio Roehe Reginato da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Esta pesquisa teve o apoio e colaboração de muitas pessoas, as quais necessitam ser citadas, e que sem elas, isto não teria sido concretizado. A seguir, meus sinceros agradecimentos a todos que de alguma forma colaboraram para a jornada realizada nesse trabalho:

Agradeço a Deus por seu infinito amor, misericórdia, sabedoria e graça que nos tem concedido.

Ao professor, orientador e amigo Pedro Antonio Roehe Reginato, por todo apoio, incentivo e pelas horas dedicadas na orientação para execução deste trabalho, pois com toda a certeza, sem sua ajuda não teria chegado até aqui!

À professora Vania Elisabete Schneider, que tem me apoiado durante todos estes anos tanto nas horas fáceis quanto nas difíceis não permitindo que eu desistisse. Agradeço também o apoio do Instituto de Saneamento Ambiental da Universidade de Caxias do Sul que contribuiu com o empréstimo dos equipamentos para parte desta pesquisa.

Aos meus pais, Valdir Bortolin e Marinês Bortolin, que me auxiliaram nesta jornada e tiveram participação essencial desde o início dos meus estudos, bem como durante a execução deste doutorado.

Ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas, pelas análises de solo realizadas e pela excelência em ensino proporcionada.

Ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) pelo empréstimo dos sensores de nível e serviço de campo realizado.

Aos moradores da região de estudo que gentilmente cederam o espaço de suas propriedades para a instalação de equipamentos e à EMATER que auxiliou nesta intermediação.

A todos os amigos que participaram deste processo, com sua paciência e amizade, estando juntos durante todos estes anos.

Enfim, a todos que de alguma forma contribuíram para mais esta etapa da vida.

RESUMO

A recarga é um processo importante do ciclo hidrológico e corresponde ao fluxo de água que atravessa a zona não saturada do solo e que é adicionado ao aquífero. Sua estimativa é essencial, principalmente em locais onde as águas subterrâneas possuem grande utilização, como por exemplo na região nordeste do Rio Grande do Sul, onde este recurso está associado principalmente às rochas fraturadas do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG). Neste Sistema há também a existência do aquífero granular livre que se desenvolve no manto de alteração das rochas vulcânicas e que pode ter interação com o aquífero fraturado interferindo nos mecanismos de recarga. Dentro deste contexto, nesta pesquisa foram abordados os processos de recarga, bem como avaliadas e estimadas as taxas de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia Taquari Antas, por meio da utilização de diferentes métodos. Para tanto, foram utilizadas 4 variações de métodos de balanço hídrico, 12 métodos baseados em águas superficiais, 2 modelos de simulação de bacia, além de técnicas de regressão múltipla e o método de variação dos níveis de água com diferentes abordagens, com intuito de verificar as diferenças entre estes e sua aplicabilidade na região. Todos os métodos foram aplicados em duas sub-bacias hidrográficas que possuíam diferentes características de relevo e solo, sendo a bacia 1 com características mais declivosas e solo menos favorável à infiltração e a bacia 2, com área menor, mas com relevo mais plano e solos mais espessos. Para atingir o objetivo proposto, foram utilizados dados de postos fluviométricos das duas sub-bacias, dados climatológicos de estações próximas e instalados medidores de nível de água em poços localizados no aquífero granular e fraturado. As recargas estimadas por cada método foram avaliadas por métodos estatísticos comparando-se os resultados obtidos. Áreas potenciais de recarga foram avaliadas através da Análise Hierárquica Processual (AHP), culminando ao final com a proposição de um modelo conceitual de recarga para a região de estudo. Os resultados obtidos com a aplicação dos métodos para um mesmo período de tempo (1980-2017), indicam uma média de recarga de 393,6 mm/ano para a bacia 1, representando cerca de 20,5% da precipitação total ocorrida, enquanto para bacia 2, a média encontrada foi de 482,52 mm/ano, equivalente a cerca de 26% da precipitação, mostrando que a bacia com relevo mais dissecado possui menores taxas de recarga. A aplicação dos diferentes métodos resultou em estimativas de recarga que variaram de 12 a 55% da precipitação da região, os quais apresentaram diferenças estatisticamente significativas. Também, constatou-se que a recarga possui variabilidade intra e interanual, sendo muito dependente da ocorrência de precipitação. A técnica de AHP para avaliação de áreas de recarga, permitiu definir com certa adequabilidade as áreas com maior potencial de recarga, indicando que estas estão situadas principalmente nos altos topográficos, sendo que 60% da área da bacia 2 são classificadas com médio a elevado potencial, enquanto a bacia 1 possui apenas 47% da área nesta categoria. O estudo apresenta também uma proposta de modelo conceitual do SASG na região, o qual mostra que a recarga tende a ocorrer em dois momentos, quando a precipitação que atinge o solo recarrega inicialmente o aquífero granular livre. Posteriormente, este contribui para a recarga do aquífero fraturado, tendo um controle de relativa importância na recarga do fraturado, a qual é considerada altamente heterogênea e dependente de vários fatores associados também a estrutura das rochas. Os resultados obtidos com esta pesquisa são úteis para o refinamento da informação sobre a estimativa de recarga, contribuindo para o entendimento do comportamento de um sistema aquífero relevante para o estado do Rio Grande do Sul, auxiliando nos processos de gestão das águas subterrâneas.

Palavras-chave: Recarga de aquíferos; Sistema Aquífero Serra Geral; Bacias Hidrográficas; Águas Subterrâneas.

ABSTRACT

Recharge is an important process of the hydrological cycle and corresponds to the flow of water through the unsaturated zone of the soil and which is added to the groundwater reservoir. Its estimation is essential, especially in places where groundwater is widely used, for example in the northeastern region of Rio Grande do Sul, where this feature is mainly associated with the fractured rocks of the Serra Geral Aquifer System (SGAS). In this system there is also the existence of the free granular aquifer that can interact with the fractured aquifer and interfere with the recharge mechanisms. In this context, in this research the recharge processes were approached, as well as the estimated and estimated recharge rates of the Serra Geral Aquifer System in the Taquari Antas Basin, through the use of different methods. Four variations of water balance methods, 12 water methods, 2 basin simulation models, as well as multiple regression techniques and the method of variation of water levels with different approaches were used to verify the differences between these and its applicability in the region. All the methods were applied in two sub-basins that had different relief and soil characteristics, being the basin 1 with more sloping characteristics and soil less favorable to infiltration and basin 2, with smaller area, but with flat relief and solos thicker. In order to reach the proposed objective, we used data from fluviometric stations of the two sub-basins, climatological data from nearby stations and installed water level meters in wells located in the granular and fractured aquifer. Recharges were evaluated by statistical methods comparing the obtained results. Potential areas of recharge were evaluated through the Analytic Hierarchical Process (AHP), culminating at the end with the proposition of a conceptual recharge model for the study region. The results obtained with the application of the methods for a same period of time (1980-2017), indicate an average recharge of 393.6 mm / year for basin 1, representing about 20.5% of the total precipitation occurred, while for basin 2, the average found was 482.52 mm / year, equivalent to about 26% of the precipitation, showing that the basin with more dissected relief has lower recharge rates. The application of the different methods resulted in recharge estimates ranging from 12 to 55% of the region's precipitation, which presented statistically significant differences. Also, it was verified that the recharge has intra and interannual variability, being very dependent on the occurrence of precipitation. The AHP technique for evaluating recharge areas allowed us to define with some adequacy the areas with the greatest potential for recharge, indicating that these are located mainly in the topographic areas, with 60% of the area of basin 2 being classified as medium to high potential, while basin 1 has only 47% of the area in this category. The study also presents a proposal of a conceptual model of SGAS in the region, which shows that the recharge tends to occur in two moments, when the precipitation that reaches the ground recharges initially the free granular aquifer. Later, this contributes to the recharge of the fractured aquifer, having a control of relative importance in the recharge of the fractured, which is considered highly heterogeneous and dependent on several factors also associated with the structure of the rocks. The results obtained with this research are useful for the refinement of the information about the recharge estimation, contributing to the understanding of the behavior of an aquifer system relevant for the state of Rio Grande do Sul, assisting in the processes of groundwater management.

Keywords: Recharge of aquifers; Serra Geral Aquifer System; Watersheds; Groundwater.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

SASG: Sistema Aquífero Serra Geral

P : precipitação

ET : evapotranspiração

ETR : evapotranspiração real

ETP : evapotranspiração potencial

ΔS : variação de armazenamento no volume de controle

R_{off} : escoamento direto ou superficial

D : Drenagem

R : Recarga

Q^{bf} : escoamento de base

ΔS^{uz} : variação do armazenamento da água no solo

Q_{on} : escoamento superficial e subterrâneo para dentro da bacia

Q_{off} : escoamento superficial e subterrâneo para fora da bacia

Q_{off}^{sw} : escoamento total (superficial e de base)

Q_{on}^{sw} : Fluxo superficial para dentro da bacia

Q_{on}^{gw} : Fluxo subterrâneo para dentro da bacia

Q_{off}^{gw} : Fluxo subterrâneo para fora da bacia

Q^{bf} : Fluxo de base para corpos d'água superficiais

R_{off} : Deflúvio ou fluxo superficial para fora da bacia

ET^{sw} : Evapotranspiração - água superficial

ET^{uz} : Evapotranspiração - zona não saturada

ET^{gw} : Evapotranspiração - zona saturada

ΔS^{snow} : Mudança no armazenamento - neve

ΔS^{sw} : Mudança no armazenamento - água superficial

ΔS^{uz} : Mudança no armazenamento - zona não saturada

ΔS^{gw} : Mudança no armazenamento - água subterrânea

CN : Curva número do método *Soil Conservation Service*

S : Parâmetro armazenamento do método *Soil Conservation Service*

IT : infiltração total

I_r : água retida no solo

I_e : Infiltração eficaz

BFI : índice de fluxo basal (*Base Flow Index*)

VNA: Variação de níveis de água
WTF: Water Table Fluctuation
ZFP: Plano de fluxo nulo
Z_{ZFP}: Profundidade do plano de fluxo nulo
Z_{WT}: Profundidade do nível de água
K: condutividade hidráulica
h: carga hidráulica total
 ψ : potencial mátrico
 θ : conteúdo de umidade
S_y: rendimento específico
 ΔH : mudança na altura do lençol freático
 Δt : intervalo de tempo
n: porosidade total
S_r: retenção específica
Q_o: escoamento no tempo t_0
k: constante de decaimento exponencial
N: duração aproximada do escoamento superficial
A: área
f: fator de teste de ponto de inflexão do hidrograma
K': índice diário de recessão do hidrograma
K: índice de recessão
m: metro
 m^2/h : metro quadrado por hora
 $m^3/h/m$: metro cúbico por hora por metro
 m^3/h : metro cúbico por hora
y: vazão total
f: escoamento superficial
b: escoamento de base
 α : parâmetro de filtro digital recursivo
BFI_{max}: índice de fluxo basal máximo
T e TR: Transmissividade
T_c: Tempo crítico

V: Volume

CMB: Chloride Mass Balance

Map: taxa de deposição seca de cloro

C_p : concentração de cloro na precipitação

C_{gw} : concentração de cloro na água subterrânea

WEAP: *Water Evaluation and Planning System*

SMAP: *Soil Moisture Accounting Procedure*

BALSEQ: Balanço hídrico sequencial diário

GRACE: *Gravity Recovery and Climate Experiment*

GLDAS: *Global Land Data Assimilation System*

ANA: Agência Nacional de Águas

CPRM: Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais

BDMEP: Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa

INMET: Instituto Nacional de Meteorologia

C' : coeficiente de escoamento superficial

E_s : escoamento superficial direto

SCS: *Soil Conservation Service*

E_d : a vazão de depleção do escoamento superficial direto

A_I : abstração inicial para o método do SCS

S : abstração potencial

R_{sup} : Reservatório superficial

K_{2t} : coeficiente de depleção do reservatório superficial

E_r : taxa de evapotranspiração

Rec : recarga do reservatório do subsolo

C_{rec} : coeficiente de recarga do reservatório do subsolo

STR: capacidade de campo máxima do solo

TU: teor de umidade do solo

Capc: a capacidade de campo máxima do solo

Q_m : vazão média

CC: capacidade de campo

D_s : densidade do solo

AHP: Análise Hierárquica Processual

MGB: Modelo de Grandes Bacias

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico com a distribuição das sequências de rochas vulcânicas ácidas e básicas no Planalto	24
Figura 2 - Representação esquemática da estruturação dos derrames da Bacia do Paraná	25
Figura 3 – Contexto geológico regional	26
Figura 4 - Províncias hidrogeológicas da Formação Serra Geral	27
Figura 5 - Contexto hidrogeológico da área de estudo	28
Figura 6 – Fontes e poços cacimba.....	29
Figura 7 - Modelo conceitual de circulação de água subterrânea no Sistema Aquífero Fraturado Serra Geral.....	31
Figura 8 – Mecanismos de recarga.....	33
Figura 9 – Modelo de circulação de água no Sistema Aquífero Serra Geral	36
Figura 10 – Exibição esquemática de um processo iterativo para o desenvolvimento de um modelo conceitual de recarga	40
Figura 11 – Determinação do ΔH	49
Figura 12 - Tipos de interação rio-aquífero: (a) efluente; (b) influente e (c) hidraulicamente desconectado.....	52
Figura 13 – Diferentes origens de escoamento de um rio.	53
Figura 14 – Definição da curva de recessão (Kulman, 1990 – Adaptado de Gregor e Malik, 2012).....	54
Figura 15 - Métodos de separação gráfica do escoamento superficial do escoamento de base.....	58
Figura 16 - Hidrograma mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método PART.....	59
Figura 17 - Hidrogramas mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método HYSEP	61
Figura 18 - Hidrogramas mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método BFI Padrão e Modificado	62
Figura 19 – Representação esquemática de um sistema rio-aquífero, na qual está baseado o modelo de Rorabaugh (1964)	65
Figura 20 - Procedimento de utilização método de deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga subterrânea em resposta a um evento individual de recarga.....	67

Figura 21 – Esquema de representação do método utilizado para determinar a curva padrão de recessão: (A) seleção dos segmentos de recessão, (B) índice de recessão (K) (tempo por log de ciclo da recessão da vazão) e melhor linha ajustada, e (C) a curva mestra de recessão, obtida dos coeficientes da função em B.	69
Figura 22 – Guia para identificar a adequabilidade do método de análise de águas superficiais ao estudo	70
Figura 23 – Estrutura do Modelo SMAP diário	76
Figura 24 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Fonte: Pontes (2016), Collischonn (2001)	77
Figura 25 -Limites de sensibilidade dos métodos às estimativas de recarga, em relação ao tempo, espaço e fluxo.	80
Figura 26 – Fluxograma metodológico da pesquisa.....	85
Figura 27 – Localização da Área de Estudo	86
Figura 28 – Variação mensal de P, ETP e T.....	89
Figura 29 – Estações, hipsometria e isoietas na área de estudo	90
Figura 30 – Classes de declividade nas bacias de estudo	91
Figura 31 – Perfil de relevo das duas bacias de estudo (a) Bacia 1, (b) Bacia 2.....	91
Figura 32 – Mapa de solos da área de estudo	92
Figura 33 – Mapa geológico das bacias de estudo	93
Figura 33 - Diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais traçados nas duas sub-bacias	94
Figura 35 – Localização dos poços tubulares nas bacias de estudo	95
Figura 36 – Uso do solo das sub-bacias de estudo	97
Figura 37 – Listagem dos métodos empregados para estimativa de recarga.....	99
Figura 38 – Mapa de unidades de respostas hidrológicas utilizado na modelagem	109
Figura 39 – Localização dos poços cacimba e tubulares utilizados	113
Figura 40 – Poços utilizados para instalação dos medidores de níveis	114
Figura 41 – Planos de Informação (PI) utilizados na análise de mapeamento de zonas de recarga	118
Figura 42 - Combinação das curvaturas para caracterização das formas de terreno	120
Figura 43 – Planos de informações utilizados na análise AHP	125
Figura 44 – Mapa de potencialidade de recarga nas bacias de estudo	126
Figura 45 – Mapa potencial de zonas de recarga e localização de nascentes.....	127

Figura 46 – Acréscimo e decréscimo de áreas em cada categoria potencial de recarga para as duas classes de tipo de solo avaliadas.	129
Figura 47 – Mapa de potencial da recarga em diferentes escalas do Plano de Informação de tipo de solo.....	130
Figura 48 – Profundidade de nível de água aproximada para o compartimento fraturado	131
Figura 49 - Profundidade de nível de água aproximada para o compartimento solo	131
Figura 50 – Superfície de Equilíbrio aproximada para os dois compartimentos aquíferos do SASG.....	132
Figura 51 – Recarga obtida a partir dos diferentes métodos de balanço hídrico para a Bacia 1	135
Figura 52 – Recarga obtida a partir dos diferentes métodos de balanço hídrico para a Bacia 2	135
Figura 53 – Box plot comparativo dos valores de evapotranspiração para diferentes métodos	137
Figura 54 – Variação mensal da evapotranspiração potencial para diferentes métodos	138
Figura 55 – Variação mensal da evapotranspiração real para diferentes métodos.....	138
Figura 56 – Recarga anual usando diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração .	139
Figura 57 – Percentual médio mensal de recarga em relação a precipitação total para os métodos de evapotranspiração empregados.	139
Figura 58 – Separação do escoamento pelo método PART	140
Figura 59 - Separação do escoamento pelos métodos BFI padrão e modificado	140
Figura 60 - Separação do escoamento pelos métodos HYSEP 1, 2, 3	141
Figura 61 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando diferentes métodos de separação de escoamento.....	143
Figura 62 – Separação de escoamento utilizando os métodos de Filtros Digitais.....	144
Figura 63 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando diferentes filtros digitais	146
Figura 64 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando o método RORA	147
Figura 65 – Resumo estatístico da recarga total mensal nas duas bacias para diferentes métodos	148
Figura 66 - Variação interanual da recarga (A) e relação com a precipitação anual (B) – Bacia 1	149

Figura 67 – Variação interanual da recarga (A) e relação com a precipitação anual (B)-Bacia 2	150
Figura 68 – Dendograma de agrupamento dos métodos de separação de escoamento	152
Figura 69 – Resultado da calibração do modelo SMAP para a bacia 86480000 e 86420000	154
Figura 70 – Recarga média mensal usando o modelo SMAP	155
Figura 71 - Hidrograma observado e simulado usado na calibração do modelo MGB-IPH para as duas bacias.....	157
Figura 72 - Curva de Permanência usada na calibração do modelo MGB-IPH para as duas bacias	158
Figura 73 – Correlação entre as vazões observadas e calculadas obtidas para as duas bacias na calibração do modelo MGB-IPH.....	158
Figura 74 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios nas duas bacias de estudo.....	159
Figura 75 – Vazões médias dos escoamentos (superficial, subterrâneo e subsuperficial) para as duas bacias.....	160
Figura 76 – Localização das sub-bacias hidrográficas utilizadas na análise de regressão	162
Figura 77 – Distribuição dos grupos hidrológicos de solos.....	165
Figura 78 – Agrupamento de bacias do SASG em função da recarga estimada por filtro digital	167
Figura 79 – Comparação da recarga simulada com o método de regressão.....	171
Figura 80 – Variação do nível de água no poço cacimba PC1 - Conte	173
Figura 81 - Variação do nível de água no poço cacimba PC2 - Tedesco	173
Figura 82 - Variação do nível de água no poço cacimba PC3 – Gilmar	173
Figura 83 - Variação do nível de água no poço cacimba PC4 – Richetti	174
Figura 84 - Variação do nível de água no poço cacimba PC5 – Solimar	174
Figura 85 - Variação do nível de água no poço cacimba PT1 – Ibiraiaras.....	174
Figura 86 – Variação do nível de água no poço cacimba PT2 – São Jorge.....	175
Figura 87 – Taxa de mudança dos níveis de água em relação ao tempo para os poços monitorados	177
Figura 88 - Análise da correlação cruzada entre precipitação e nível piezométrico	178
Figura 89 – Autocorrelação das séries temporais de nível	180
Figura 90 – Exemplo de seleção do parâmetro Δh para as abordagens utilizadas	181

Figura 91 – Efeitos da frequência de medidas na recarga estimada pelo método VNA no poço Conte usando duas abordagens.....	184
Figura 92 – Modelo Conceitual Geral de Recarga no SASG.....	187
Figura 93 - Modelo conceitual de recarga no Sistema Aquífero Serra Geral considerando as feições de relevo e uso do solo	188
Figura 94 – Modelo conceitual de Recarga do SASG com interação aquífero granular (solo) – aquífero fraturado	189
Figura 95 – Modelos de superfícies potenciométricas do SASG	189

TABELAS

Tabela 1 - Condicionantes do aquífero granular	30
Tabela 2 - Valores do CN atribuído a cada complexo hidrológico	44
Tabela 3 – Métodos de análise de recessão	55
Tabela 4 – Métodos de Extração de Recessão.....	56
Tabela 5 - Classificação dos métodos de recarga	81
Tabela 6 – Adequabilidade dos métodos de estimativa de recarga	83
Tabela 7 – Limites de classes de declividade	87
Tabela 8 - Características hidrogeológicas do aquífero fraturado	95
Tabela 9 – Uso do solo das bacias de estudo.....	96
Tabela 10 – Parâmetros Fisiográficos das sub-bacias de estudo	98
Tabela 11 – Classificação do escoamento superficial	101
Tabela 12 – Métodos de Evapotranspiração utilizados	102
Tabela 13 – Métodos de estimativa de recarga a partir de dados de águas superficiais.....	105
Tabela 14 – Parâmetros utilizados na caracterização das bacias.....	111
Tabela 15 – Informações dos poços, período de dados e falhas.....	112
Tabela 16 - Relação entre a declividade e a probabilidade de recarga.....	119
Tabela 17 - Relação entre o tipo de solo e a probabilidade de recarga	119
Tabela 18 – Relação entre a cobertura do solo e probabilidade de recarga.....	120
Tabela 19 - Relação entre a forma do terreno e probabilidade de recarga	120
Tabela 20 - Relação entre a densidade de lineamentos e probabilidade de recarga.....	121
Tabela 21 - Relação entre a densidade de drenagem e probabilidade de recarga	122
Tabela 22 – Pesos de comparação de importância relativa	122
Tabela 23 - Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par	122
Tabela 24 - Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par.....	124
Tabela 25 – Área das classes de potencial de recarga	126
Tabela 26 – Adequabilidade de nascentes às zonas potenciais de recarga.....	128
Tabela 27 – Comparação das classes de potencial de recarga em diferentes escalas de solo	129
Tabela 28 – Tabulação cruzada proporcional e estatísticas associadas.....	130
Tabela 29 – Resultados do Balanço Hídrico – Bacia 1 (86480000).....	134
Tabela 30 - Resultados do Balanço Hídrico – Bacia 2 (86420000)	134
Tabela 31 – Valores de recarga para 6 métodos de separação de escoamento – Bacia 01 (86480000)	141

Tabela 32 – Valores de recarga para 6 métodos de separação de escoamento – Bacia 02 (86420000)	142
Tabela 33 – Estimativa de recarga média anual utilizando filtros digitais – Bacia 1 (86480000)	145
Tabela 34 – Estimativa de recarga média anual utilizando filtros digitais – Bacia 2 (86420000)	145
Tabela 35 – Resultados de recarga obtidos com o método RORA	147
Tabela 36 – Matriz de correlação entre os métodos de separação de escoamento	151
Tabela 37 – Probabilidade bilateral do teste de Mann-Whitney para os métodos aplicados	152
Tabela 38 – Parâmetros iniciais e valores calibrados	153
Tabela 39 – Indicadores de eficiência de calibração e validação do modelo SMAP	153
Tabela 40 – Recarga média mensal e anual no período analisado	155
Tabela 41 – Parâmetros de calibração do modelo MGB	156
Tabela 42 - Indicadores de eficiência do modelo MGB-IPH na calibração e validação.....	156
Tabela 43 – Estimativa de recarga a partir do modelo MGB-IPH	161
Tabela 44 – Características fisiográficas das sub-bacias utilizadas no estudo	163
Tabela 45 – Estimativa de recarga utilizando filtro inverso de separação de escoamento.....	165
Tabela 46 – Cargas fatoriais das variáveis para os CPs encontrados	168
Tabela 47 – Matriz de correlação entre as variáveis utilizadas	169
Tabela 48 – Equações de regressão para estimativa de recarga	170
Tabela 49 – Performance dos modelos de regressão aplicados às duas sub-bacias de estudo	170
Tabela 50 - Taxas médias de recarga como porcentagem da precipitação estimada usando o método de flutuação do lençol freático para análise diária.	182
Tabela 51 – Resumo das estimativas de recarga para os métodos empregados	184

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	OBJETIVOS	22
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
3.1	Sistema Aquífero Serra Geral.....	23
3.3.1	Aquífero granular livre	29
3.3.2	Aquífero fraturado	30
3.2	Recarga: Definições e mecanismos	32
3.3	Fatores e processos que influenciam a recarga.....	35
3.4	Zonas de recarga e descarga	37
3.5	Modelo Conceitual de Mecanismos de Recarga.....	39
3.6	Métodos de Estimativa de Recarga.....	40
3.6.1	Balço Hídrico	41
3.6.2	Métodos Físicos	45
3.6.3	Métodos baseados em dados de águas superficiais	51
3.6.4	Métodos de Traçadores.....	71
3.6.5	Modelos de Simulação.....	75
3.6.6	Técnicas de Regressão	78
3.6.7	Uso de satélites e sistemas de informações geográficas	79
3.6.8	Considerações na seleção dos métodos de estimativa de recarga.....	79
3.7	Comentários Finais Sobre a Revisão Bibliográfica	83
4	MATERIAL E MÉTODOS	85
4.1	Seleção e caracterização da Área de Estudo.....	86
4.1.1	Clima.....	88
4.1.2	Geomorfologia e declividade.....	90
4.1.3	Contexto Pedológico.....	92
4.1.4	Contexto Geológico	93
4.1.5	Contexto Hidrogeológico.....	94
4.1.6	Uso e ocupação do solo	96
4.1.7	Características fisiográficas das bacias de estudo.....	97

4.2	Obtenção de Dados Fluviométricos e Climatológicos.....	98
4.3	Estimativa e avaliação da recarga por diferentes métodos	99
4.3.1	Balanço Hídrico	100
4.3.2	Métodos baseados na separação de escoamento superficial e subterrâneo	105
4.3.3	Uso de modelos de Simulação	105
4.3.4	Técnicas de regressão	110
4.3.5	Variação do Nível de Água (VNA)	112
4.4	Análise e interpretação dos resultados da estimativa de recarga	117
4.5	Avaliação das áreas de recarga e descarga no Sistema Aquífero Serra Geral	117
4.6	Elaboração de um modelo conceitual de recarga no SASG	123
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	124
5.1	Avaliação de áreas potenciais de recarga	124
5.2	Estimativas de recarga	134
5.2.1	Balanço Hídrico	134
5.2.2	Métodos de separação de escoamento	140
5.2.3	Modelos de Simulação.....	153
5.2.4	Técnicas de regressão	162
5.2.5	Variação dos Níveis de Água (VNA)	172
5.2.6	Resumo e análise integrada dos métodos	184
5.3	Modelo Conceitual.....	186
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	191
7	RECOMENDAÇÕES DE ESTUDOS FUTUROS	194
8	REFERÊNCIAS.....	196

1 INTRODUÇÃO

A água doce é um recurso fundamental e necessário para a existência de ecossistemas naturais e subsistência humana, sendo que seu acesso é considerado um direito humano universal, como declarado na Assembleia Geral da Organização das Nações Unidas (ONU) em 2010 (ONU 2010). Entretanto, este recurso está sob crescente pressão para atender as demandas futuras, devido a fatores como aumento populacional, processos de urbanização, desenvolvimento industrial, práticas agrícolas, extração mineral, incluindo-se também as mudanças climáticas (FOSTER et al., 1993, DÖLL, 2009; FAMIGLIETTI, 2014; RICHEY et al., 2015).

Nos últimos anos, tem-se observado um incremento no uso das fontes subterrâneas, principalmente em períodos de secas, ou em locais onde há pouca disponibilidade de água superficial. Isso é evidenciado através das constantes obras de ampliação dos sistemas de abastecimento, bem como, do aumento do número de poços tubulares perfurados. Esse crescimento na utilização dos recursos hídricos, especialmente os subterrâneos, mostra uma necessidade urgente do desenvolvimento de estudos voltados para a avaliação da quantidade e disponibilidade hídrica em diferentes regiões.

Estima-se que, no mundo, cerca de 2 bilhões de pessoas usam as águas subterrâneas como sua principal fonte de abastecimento (KUNDZEWICZ e DÖLL, 2009). Apesar de sua importância, o conhecimento sobre a disponibilidade destes recursos é limitado em comparação com a água superficial (FOSTER e CHILTON, 2003).

Para uma exploração racional e sustentável das águas subterrâneas, as taxas de retirada e de recarga devem ser conhecidas de modo que seja possível gerenciar o regime de bombeamento até, no máximo, o limite da disponibilidade hídrica, sendo que esta depende da recarga e das características do próprio aquífero (KUNZLER, 2007). Além disso, o conhecimento das taxas de recarga também é essencial para a construção de modelos de fluxo subterrâneo os quais são excelentes ferramentas para o estudo de cenários de extração de água subterrânea e avaliação de vulnerabilidade de aquífero, contribuindo para a gestão e uso dos recursos hídricos subterrâneos.

Estudos como estes se tornam mais necessários quando o uso deste recurso é determinante para o desenvolvimento, como ocorre na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, local onde a água subterrânea é, em alguns casos, a única fonte de abastecimento para os municípios.

Em uma das maiores bacias hidrográficas dessa região, a bacia Taquari-Antas, os principais recursos hídricos subterrâneos estão associados ao Sistema Aquífero Serra Geral (SASG). Conforme Reginato (2003) no SASG há ocorrência de dois tipos principais de aquíferos: o granular e o fraturado. O primeiro aquífero fornece volumes reduzidos de água, sendo mais utilizado pela população rural, que capta suas águas através de poços escavados ou fontes. Já o aquífero fraturado, está localizado na sequência de rochas vulcânicas, sendo seu principal condicionante, a estruturação tectônica, cuja formação e circulação de água subterrânea é condicionada pela presença de fraturas, apresentando características heterogêneas e anisotrópicas, responsável por vazões variáveis e por transmissividades e capacidades específicas, em geral, baixas.

Nesta bacia hidrográfica já foram desenvolvidos vários estudos hidrogeológicos que envolveram diferentes temas como a locação de poços, caracterização hidrogeológica, avaliação hidroquímica e circulação da água subterrânea como os trabalhos de Hausman (1966 e 1995), Lisboa (1996), Reginato (2003), Machado e Freitas (2005), Betiollo (2006), Nanni (2008), Dias (2013), Bortolin (2014) e Dutra (2016). No entanto, nesta mesma área, não foram desenvolvidos estudos com o objetivo específico de estimar a recarga da água subterrânea nas regiões de ocorrência de aquíferos fraturados.

Em função da importância dos recursos hídricos subterrâneos na Bacia Hidrográfica Taquari-Antas e sua associação ao Sistema Aquífero Serra Geral, é útil o desenvolvimento de estudos para avaliação das taxas de recarga deste sistema aquífero.

Apesar de alguns autores terem estudado padrões e taxas de recarga em aquíferos fraturados, utilizando-se de diferentes métodos (LEE et al., 1999; ABBOTT et al., 2000; COOK e ROBINSON, 2002; BOCKGARD et al., 2004; COOK et al., 2005; SURRETTE, 2006; PRAAMSMA et al., 2009, MELATI, 2018), ainda há assuntos a serem explorados.

Estudos de recarga em aquíferos fraturados são complexos, pois há falta de dados que auxiliem na sua determinação, bem como respostas hidráulicas imprevisíveis e desconhecimento de conexões entre fraturas, além de processos pouco conhecidos como transporte da água, influência do solo e de aquíferos livres sobre as taxas de recarga, como são comentados em trabalhos de Aeschbach-Hertig et al. (1998); Gburek e Folmar, (1999); Cook e Robinson (2002); Scanlon et al. (2002).

Neste sentido, esta pesquisa se justifica pela importância da temática e aprofundamento no entendimento de um processo pouco conhecido como a definição de recarga no Sistema Aquífero Serra Geral. Além disso, vem de encontro ao estabelecimento de novas informações

relativas aos usos das águas subterrâneas na bacia hidrográfica Taquari-Antas, preenchendo a lacuna de dados e critérios que poderão ser utilizados para definição de potencialidades hídras dos aquíferos, bem como auxiliar no processo de outorga de águas subterrâneas.

2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral estudar os processos de recarga, bem como avaliar e estimar as taxas de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia Taquari Antas, por meio da utilização de diferentes métodos.

Dentre os objetivos específicos, citam-se:

- estimar a taxa de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral com base em diferentes métodos de cálculo tais como estudos de águas superficiais, método do balanço hídrico, técnicas de regressão, método de variação de níveis de água e modelos de simulação;

- avaliar a aplicabilidade de diferentes métodos de estimativa de recarga e as diferenças existentes entre os mesmos;

- indicar os métodos mais adequados para a estimativa de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral;

- avaliar a ocorrência de áreas mais favoráveis de recarga e descarga nas sub-bacias de estudo;

- elaborar um modelo conceitual de recarga para os aquíferos da bacia hidrográfica Taquari-Antas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta revisão contextualiza a temática recarga, elucidando aspectos sobre o Sistema Aquífero Serra Geral, trazendo as definições de recarga, relacionando os fatores e processos que a influenciam, contribuindo para o entendimento de zonas de recarga bem como a importância de se estabelecer um modelo conceitual ao estudar o tema. Também objetiva explicar os principais métodos de estimativa de recarga, suas vantagens e desvantagens, finalizando com breves comentários sobre a relevância desta pesquisa.

3.1 Sistema Aquífero Serra Geral

O Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) é considerado um dos mais importantes sistemas aquíferos do estado do Rio Grande do Sul, pois possui função estratégica e de produção, uma vez que suas águas são utilizadas para diferentes finalidades, tais como abastecimento público, irrigação, abastecimento industrial e atividades de lazer. Cerca de 80% da demanda de água no estado do Rio Grande do Sul é suprida pela exploração do SASG (NANNI, 2008), sendo que em muitos municípios este representa a única fonte de abastecimento. Somente na bacia Taquari-Antas, que abrange o território de 120 municípios, há uma capacidade instalada de 50.000 m³/h (STE, 2011).

3.2 Contexto Geológico Regional

A região de abrangência do SASG é marcada pela ocorrência de rochas vulcânicas pertencentes à Formação Serra Geral, inserida na Província Geológica do Paraná. A origem desta formação esteve relacionada a diversos eventos vulcânicos que ocorreram quando da ruptura dos continentes da América do Sul e África (parte do Gondwana), iniciados a partir do período Cretáceo. Como consequência dessa ruptura foram formados diversos derrames de lavas, que representam uma das maiores manifestações vulcânicas já ocorridas na Terra e que ocuparam uma área aproximada de 1.200.000 km² (ZALAN et al., 1991).

A Formação Geológica Serra Geral, ocupa uma área de 137.000 km² no estado do Rio Grande do Sul, equivalente a 50% da área do estado (HAUSMAN, 1995). Caracteriza-se pela ocorrência de uma sequência de rochas vulcânicas ácidas e por uma sequência de rochas vulcânicas básicas e intermediárias que formam um pacote de rochas com espessura média de 800 metros e máxima de 1500 metros (ROISENBERG e VIERO, 2002) (Figura 1).

O vulcanismo básico e intermediário no Rio Grande do Sul cobre mais da metade da área do estado, sendo caracterizado pela ocorrência de rochas basálticas e andesíticas (ROISENBERG e VIERO, 2002). Os derrames dessa sequência são marcados por espessuras médias inferiores a 20 metros, mas variáveis entre 5 a 50 metros, dependendo da situação topográfica onde estão inseridos. Já os derrames ácidos possuem espessuras variáveis, com média aproximada de 40 metros, e são caracterizados pela presença de riolitos, riodacitos e quartzo-latitos que cobrem cerca de 50.000 km², com uma espessura máxima da ordem de 400 metros.

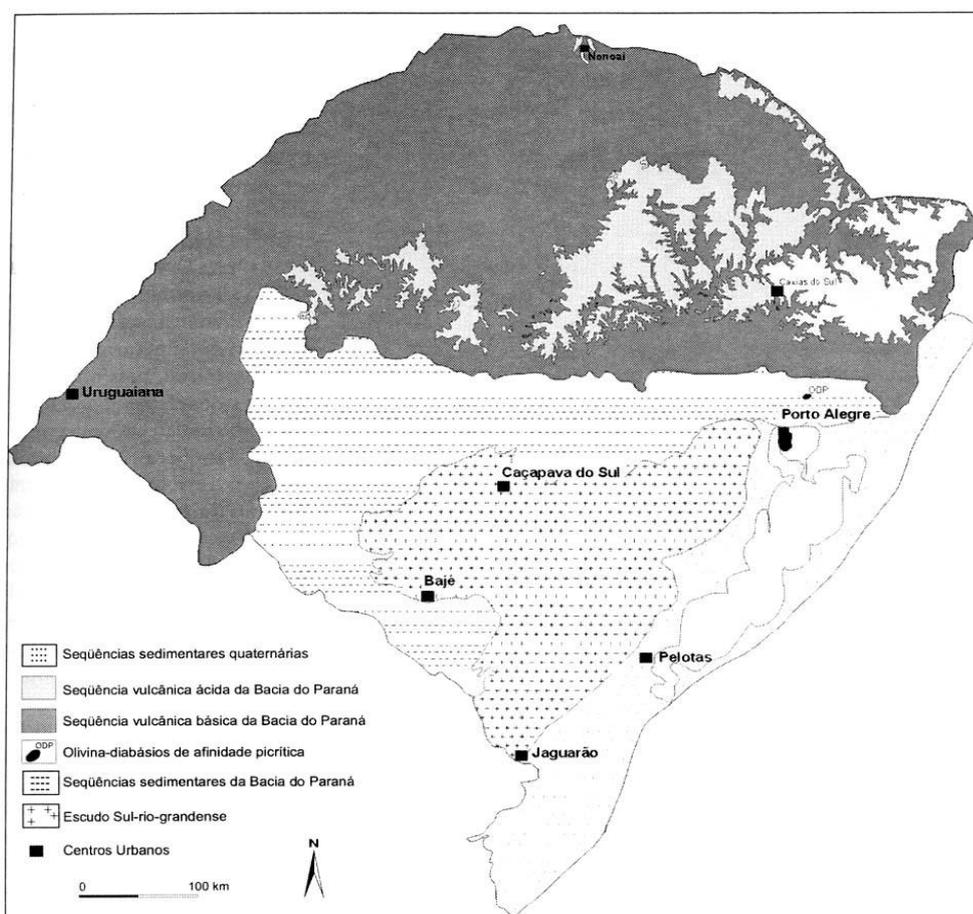


Figura 1 - Mapa geológico com a distribuição das sequências de rochas vulcânicas ácidas e básicas no Planalto

Fonte: Roisenberg e Viero (2002)

Conforme Roisenberg e Viero (2002), as estruturas geológicas primárias associadas aos derrames da Formação Serra Geral seguem um padrão relacionado com a taxa de resfriamento e a composição das litologias presentes, as quais estão dispostas em três zonas principais (ROISENBERG, 1990, WILDNER et al., 2006):

- zona basal: em geral maciça ou vítrea com presença de brechas de fluxo;

- zona central: porção mais espessa de um derrame, podendo alcançar até 60 metros. Apresenta estruturas de disjunções horizontais ou tabulares com espaçamento regular que varia de centímetros a metros (derrames ácidos) ou disjunções verticais ou colunares (derrames básicos);

- zona superior: caracterizada pela presença de vesículas e amígdalas com tamanhos variados que estão preenchidas, principalmente, por quartzo e calcita nos derrames ácidos, e zeólitas, apofilitas, ametistas, calcedônias, ágatas, opalas, calcitas, selenitas, no derrame básico.

A Figura 2 mostra uma representação esquemática da seção geológica regional da bacia do Paraná e a estruturação de um derrame vulcânico.



Figura 2 - Representação esquemática da estruturação dos derrames da Bacia do Paraná
(Fonte: Wildner et al., 2006)

As variações composicionais, os dados geocronológicos, as características texturais e o arranjo entre derrames, possibilitaram a divisão deste magmatismo Serra Geral em cinco fácies distintas na região de estudo: Esmeralda, Paranapanema e Gramado, relacionadas aos processos básicos; Caxias e Várzea do Cedro, associadas ao magmatismo ácido (WILDNER et al., 2004; GODOY et al., 2011), distribuídas conforme apresentado na Figura 3.

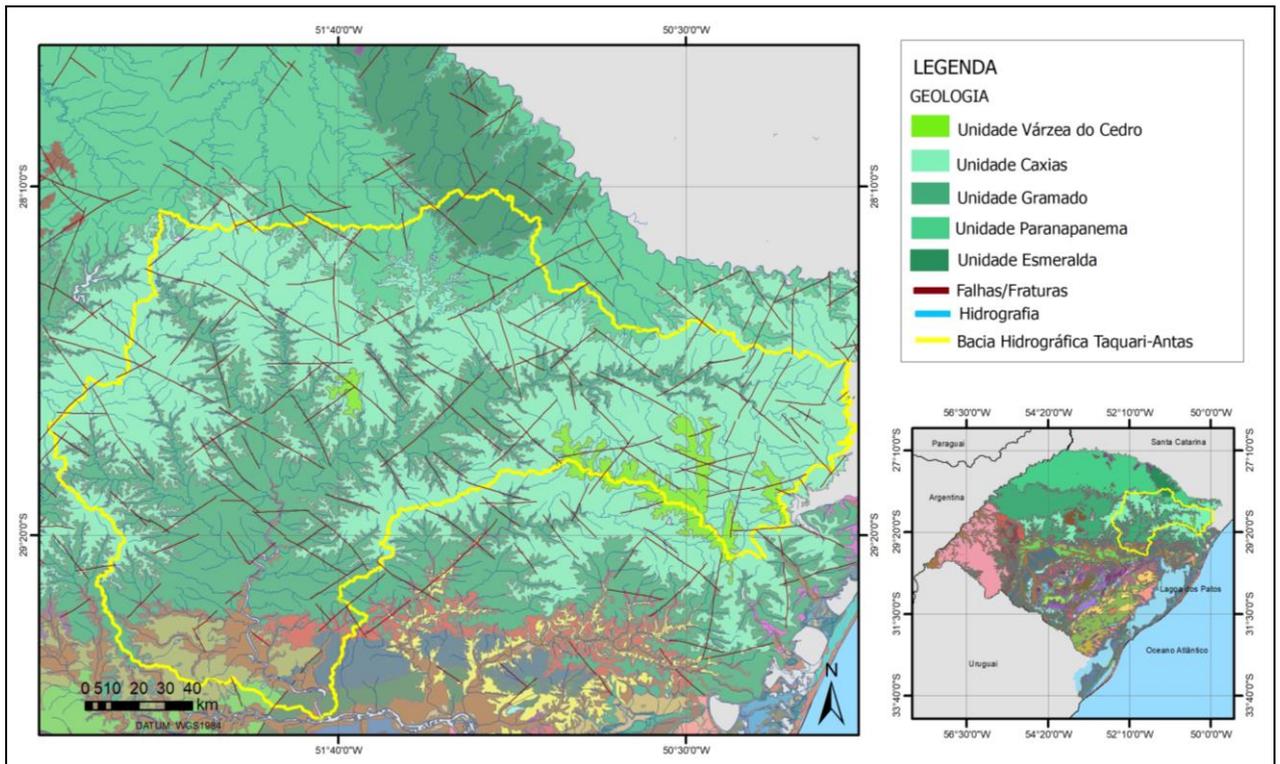


Figura 3 – Contexto geológico regional

Fonte: elaborado a partir de CPRM (2010)

A Formação Serra Geral possui um forte controle tectônico marcado pela presença de falhas e fraturas com direções preferencias N70 - 75E, N35 - 40E e N20 - 30W (MAGNA, 1997). Soares et al. (1982; 2008), Zalán (1991) e Freitas et al. (2002), estudando os lineamentos morfoestruturais da Formação Serra Geral, também identificaram feições de orientação NW e NE, que podem representar falhas simples ou zonas de falhas extensas, com centenas de quilômetros de comprimento.

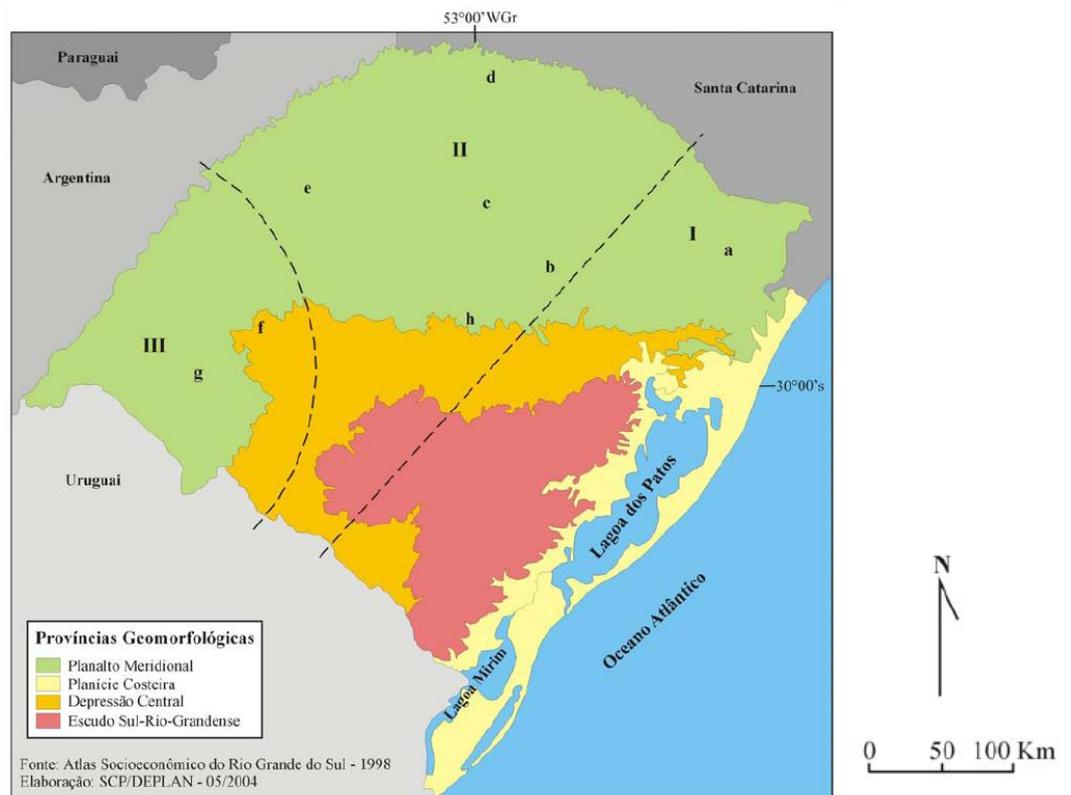
Reginato (2003) comenta que esse controle também é observado pela disposição da rede de drenagem que ocorre encaixada nos principais lineamentos estruturais e que, conseqüentemente, define um padrão característico de quebras bruscas para os cursos fluviais.

3.3 Contexto Hidrogeológico Regional

A área de estudo está localizada regionalmente na divisão hidrogeológica denominada de Bacia do Paraná, cujos principais sistemas aquíferos estão dispostos na Formação Piramboia, Botucatu e Serra Geral, onde o volume de água é estimado em 50.000 km³ (REBOUÇAS, 1988).

Em relação ao Estado do Rio Grande do Sul, a área de estudo está inserida na província hidrogeológica denominada de "Província Basáltica". Essa província, em função das variações morfológicas, estruturais e espessura dos derrames, foi dividida em subprovíncias denominadas de: Planalto, Borda do Planalto e Cuesta (HAUSMAN, 1995).

Lisboa (1993) reconheceu três unidades morfotectônicas na área de abrangência do SASG: Abóboda Central e Abóboda Oeste, Fachada Atlântica, sendo que a região de estudo se insere nesta última a qual é dividida nas unidades hidrogeológicas denominadas ácidas aplainadas e ácidas dissecadas (Figura 4).



Unidades Morfotectônica	Unidades Hidrogeológicas	Regiões Litológicas
I - Fachada Atlântica	a - ácidas aplainadas b - ácidas dissecadas	A - Efusivas Ácidas
II - Abóboda Central	c - básicas mamelonadas d - básicas densamente dissecadas e - básicas dissecadas	B - Efusivas Básicas
III - Abóboda Oeste	f - arenitos circundesnudados g - básicas aplainadas	C - Efusivas Básicas - Arenitos
	h - escarpadas	

Figura 4 - Províncias hidrogeológicas da Formação Serra Geral

Fonte: (adaptado de Lisboa, 1996 e Machado, 2005).

Conforme o mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul elaborado a partir de Viero e Silva (2010) e apresentado na Figura 5, a bacia Taquari-Antas se encontra na área de ocorrência dos Aquíferos Fissurais Serra Geral, mais precisamente no Sistema Serra Geral II, que consiste em aquíferos com média a baixa possibilidade para águas subterrâneas em rochas com porosidade por fraturas.

Este sistema aquífero ocupa uma extensa área no nordeste do planalto Rio Grandense, o qual está associado com os derrames da Unidade Hidroestratigráfica Serra Geral. Suas litologias são predominantemente riolitos, riodacitos e em menor proporção, basaltos fraturados. A capacidade específica é inferior a 0,5 m³/h/m, entretanto, excepcionalmente em áreas mais fraturadas ou com arenitos na base do sistema, podem ser encontrados valores superiores a 2 m³/h/m (MACHADO e FREITAS, 2005).

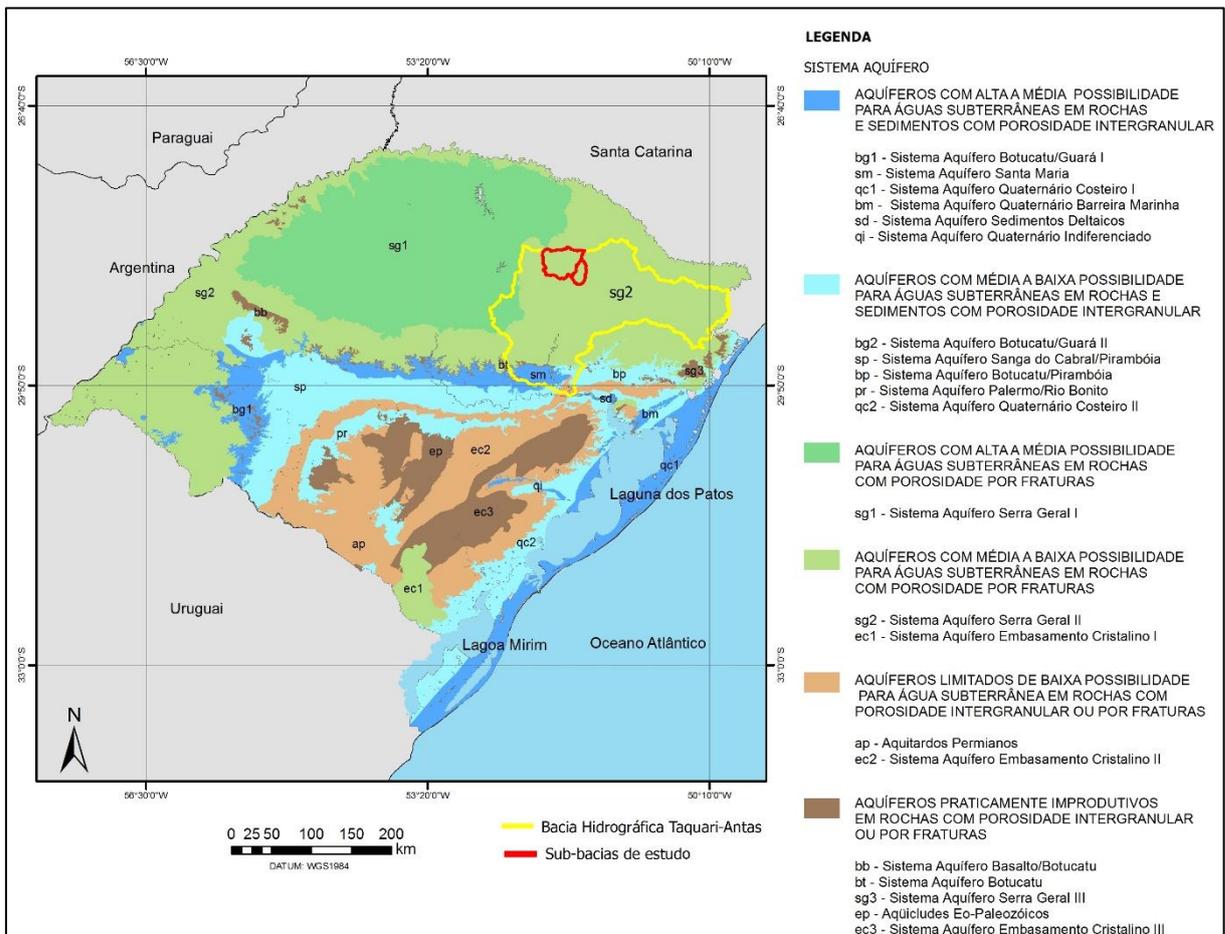


Figura 5 - Contexto hidrogeológico da área de estudo

Fonte: elaborado a partir de Viero e Silva (2010)

Na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, segundo Reginato e Strieder (2005), há ocorrência de dois aquíferos principais: granular livre (freático) e o fraturado, os quais

podem ou não apresentar conexão. No entanto, Reginato (2003) afirma que a recarga dos aquíferos fraturados tem relação direta com a circulação da água no manto de alteração, sendo que nas regiões onde há ocorrência de rochas vulcânicas fraturadas, essa água passa a infiltrar e circular pelas fraturas, alimentando o aquífero fraturado.

3.3.1 Aquífero granular livre

O aquífero granular livre (freático) está localizado no manto de alteração existente sobre as rochas vulcânicas, cujas águas subterrâneas são captadas por meio de poços escavados (poços cacimba) ou através de fontes as quais são comuns na região em função da topografia (Figura 6). Essas águas são utilizadas principalmente nas zonas rurais, para abastecimento doméstico e no desenvolvimento de atividades agropecuárias.



Figura 6 – Fontes e poços cacimba

Conforme Reginato et al. (2012), este aquífero possui um comportamento heterogêneo, dimensões reduzidas, pequena continuidade lateral, circulação localizada e grau de vulnerabilidade elevado. Os mesmos autores identificaram as seguintes características hidrogeológicas ao analisar 30 pontos na região da Serra Gaúcha:

- nível estático (NE) com ocorrência média abaixo de 1 m de profundidade;
- a espessura da zona saturada, em média, é de 1,7 m, variando entre 0,3 até 4,1 m;
- as vazões são inferiores a 1,5 m³/h, sendo mais comuns valores abaixo de 0,5 m³/h;
- a transmissividade média é igual a $1,14 \times 10^{-3}$ m²/s, enquanto a condutividade hidráulica média é da ordem de $2,72 \times 10^{-4}$ m/s.

Hausman (1966), aborda que as vazões neste aquífero são inferiores a 1 m³/h, mas podem chegar a 18 m³/h em alguns locais. Além disso, estas vazões sofrem forte influência do clima, pois em períodos de estiagem ocorrem reduções significativas na proporção de até 50%,

dependendo também de outros fatores condicionantes que afetam a existência e circulação de água neste aquífero, os quais estão descritos Tabela 1.

Tabela 1 - Condicionantes do aquífero granular

Fator condicionante	Característica
Solo (tipo e espessura)	Os solos que apresentam menores proporções de argilas e maiores espessuras, em princípio, possuem as melhores condições de armazenar e circular a água.
Geomorfologia	A geomorfologia tem uma influência direta no processo de circulação da água, pois a mesma acompanha as inclinações do terreno e do substrato rochoso. Assim, em regiões de declividade mais acentuada, onde há quebra de relevo, haverá a tendência de formação de fontes.
Substrato Rochoso	Principal fator correspondente à estruturação dos derrames de lavas, pois, em zonas maciças, a circulação da água ocorrerá entre o contato da zona de alteração e da rocha sã.
Clima	Possui uma relação direta com o volume de água que circula nesses aquíferos e também com a posição do nível estático. Dependendo do tamanho da área de recarga (microbacia) e da quantidade de precipitação sobre a mesma, haverá a formação e circulação de maiores ou menores quantidades de água subterrânea.

Fonte: Reginato e Strieder (2005)

3.3.2 Aquífero fraturado

O aquífero fraturado está localizado nas rochas vulcânicas, condicionado principalmente pelas estruturas tectônicas e existência de fraturas abertas. Dependendo da orientação dessas estruturas, haverá ou não a possibilidade de ter a formação desse aquífero. Os condicionantes secundários consistem na estruturação primária da rocha, a geomorfologia e o solo (tipo e espessura).

Freitas et al. (2012) separam os condicionantes do SASG em fatores de ordem genética e tectônica. O primeiro fator é intrínseco da permeabilidade horizontal, enquanto o segundo condiciona as permeabilidades verticais, condutores hidráulicos, às quais interconectam as estruturas interderrames e os aquíferos associados a outras formações geológicas da bacia do Paraná.

O aquífero fraturado é caracterizado como heterogêneo, descontínuo e instável (MOBUS, 1987; NANNI, 2008) e possui uma forte anisotropia, vazões variáveis, além de

capacidades específicas e transmissividades baixas (REGINATO e STRIEDER, 2004). Apresenta também condições de armazenamento e circulação da água restritas às discontinuidades das rochas, conforme modelo conceitual de circulação apresentado na Figura 7 (FREITAS et al., 2012).

A anisotropia do SASG é gerada em função das estruturas das rochas vulcânicas e das estruturas tectônicas originadas quando da atuação de eventos deformacionais (ATHAYDE et al., 2012).

Já a heterogeneidade do aquífero fraturado se deve ao fato que a fratura possui características pontuais, ou seja, pode apresentar valores diferenciados para o mesmo parâmetro ainda que medido na mesma fratura ou sistema de fraturas, lateral ou verticalmente (MOBUS, 1987).

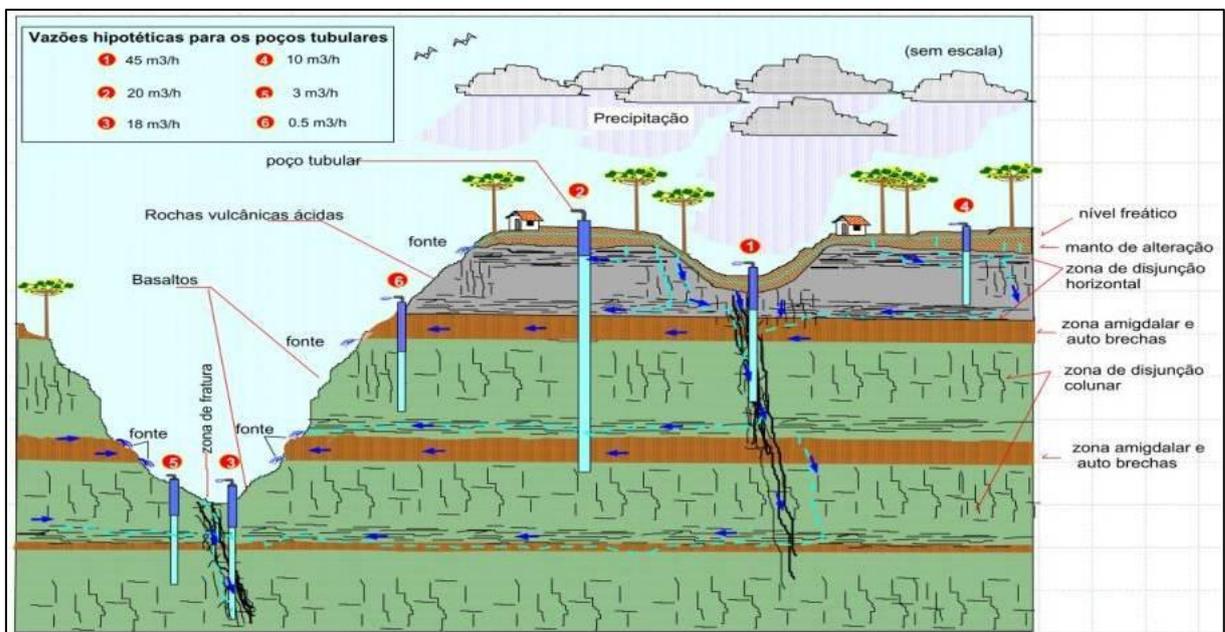


Figura 7 - Modelo conceitual de circulação de água subterrânea no Sistema Aquífero Fraturado Serra Geral

Fonte: Nanni (2012) adaptado de Freitas et al. (2000)

Em um estudo realizado com 407 poços localizados na bacia Taquari-Antas, Reginato e Strieder (2004), encontraram uma profundidade média dos poços produtivos em torno de 110 metros, sendo que a maioria possui apenas uma entrada de água e vazões inferiores a 10 m³/h. De modo semelhante, Bortolin et al. (2014), avaliando 137 poços na mesma bacia, encontraram vazões baixas, inferiores a 20 m³/h para poços que possuíam de 1 a 3 entradas de água.

Conforme Nanni (2008), a superposição de vários derrames atua no comportamento do sistema aquífero em questão. Os topos de derrame, representados por zonas amigdalares, muitas vezes alteradas, contribuem como entradas de água nos poços. Em áreas onde há a predominância de vários pequenos derrames empilhados, o aquífero apresenta maior potencialidade quando comparado à ocorrência de poucos e espessos derrames.

As maiores vazões podem ser encontradas em estruturas de orientação nordeste e noroeste, sendo que o intervalo de vazão de 10 a 20 m³/h possui maior correlação com lineamentos de orientação nordeste, enquanto que vazões acima de 20 m³/h possuem maior relação com lineamentos noroeste (HAUSMANN, 1995; REGINATO e STRIEDER, 2004).

Em uma análise detalhada das orientações, esses autores identificaram que para os lineamentos noroeste, as orientações N30 – 60W são as principais. Para as estruturas nordeste, as orientações N20 – 30E, N40 – 50E e N70 – 80E são as que possuem maior associação a aquíferos fraturados. No caso dos lineamentos norte-sul e leste-oeste, as direções N00 – 14E e N80 – 90W apresentam maior ocorrência de poços produtivos.

A ocorrência de água neste sistema é influenciada também pelo relevo, que possui declividades inferiores a 30% e solos do tipo Neossolos e Cambissolos, sendo as maiores vazões associadas a solos do tipo Cambissolos, Argissolos e Nitossolos (REGINATO, 2003).

Nanni (2008) explica que os níveis de água variam muito em pequenas distâncias horizontais, apresentando uma forte dependência do nível estático com o número e profundidade das entradas d'água. Em geral o SASG, apresenta níveis estáticos inferiores a 10 metros como encontrado nos estudos de Reginato (2003) e Bortolin (2014).

O SASG apresenta ainda, transmissividades baixas, com média de 0,5 m²/h e capacidade específica em torno de 0,4 m³/h/m, chegando até 1,14 m³/h/m em aquíferos mais produtivos (REGINATO e STRIEDER, 2006; FREITAS et al., 2012).

3.2 Recarga: Definições e mecanismos

A recarga é um mecanismo importante do ciclo hidrológico, a qual pode ser definida como o fluxo de água através da zona não saturada do solo, que alcança o nível freático e se adiciona ao reservatório de água subterrânea (FREEZE e CHERY, 1979; SIMMERS, 1987; HEALY, 2010), contribuindo para aumentar a reserva subterrânea permanente ou temporária de um aquífero (LERNER et al., 1990).

Essa definição não inclui o fluxo de água interaquíferos, que pode ser exemplificado pelo movimento de água de um aquífero freático que atravessa uma camada semiconfinante até chegar ao aquífero subjacente (HEALY, 2010).

A recarga pode ocorrer naturalmente através da precipitação ou infiltração de rios, canais e lagos, ou ser induzida por atividades antrópicas como irrigação, urbanização ou mesmo recarga artificial através da criação de bacias de infiltração e poços de injeção direta.

Naturalmente, este processo ocorre por mecanismos diretos ou indiretos (SIMMERS, 1990), como exemplificado na Figura 8.

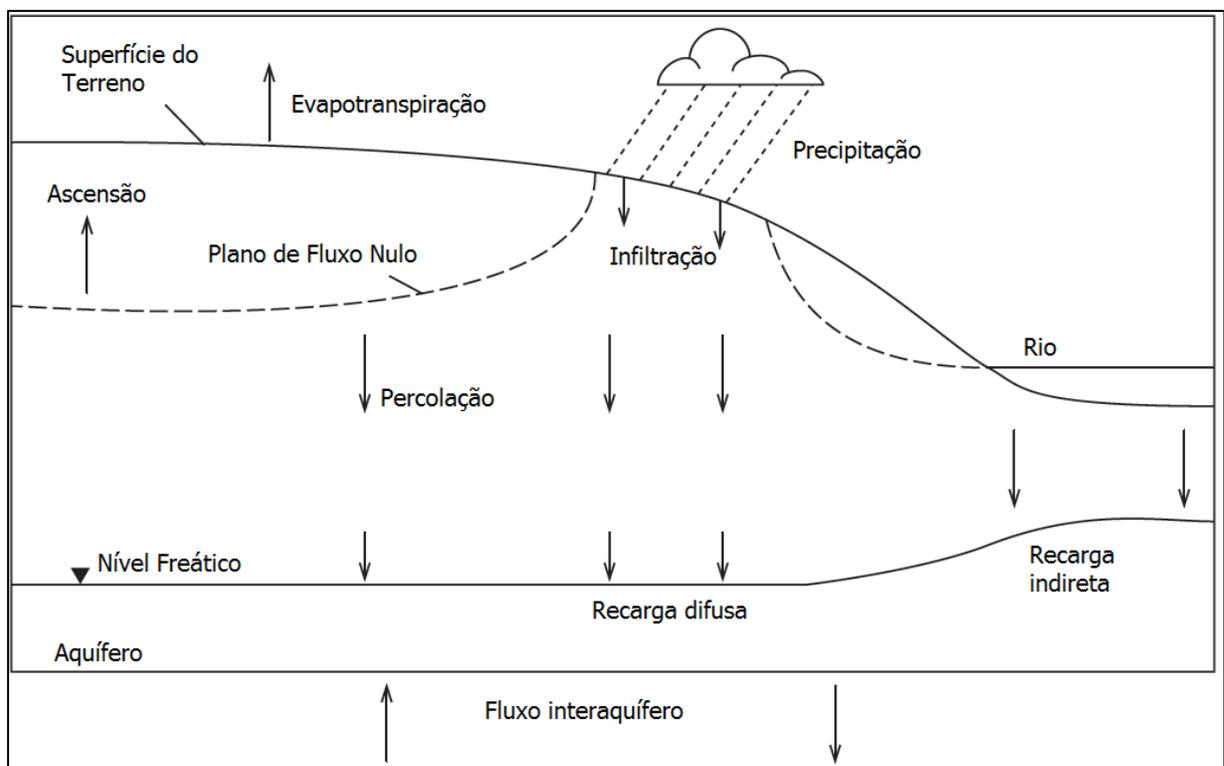


Figura 8 – Mecanismos de recarga

Fonte: Adaptado de Healy (2010)

A recarga direta, também chamada de difusa (HEALY, 2010), ocorre de forma distribuída em grandes áreas, em resposta à precipitação que infiltra na superfície do solo e percola através da zona insaturada até atingir o lençol freático.

Por outro lado, a recarga indireta (concentrada) se refere à percolação da água do lençol freático através dos leitos de cursos de água superficiais, como rios e lagos. Lerner et. al (1990), cita uma forma intermediária de recarga indireta, a qual é chamada de recarga localizada, que é definida como a recarga originada em pequenas depressões, juntas ou fraturas. Os aquíferos

recebem tanto recarga direta como indireta, porém a importância de cada mecanismo varia de região para região e até mesmo em locais dentro da mesma região.

Outro aspecto a ser considerado é que nem toda água que infiltra através da zona não saturada é convertida em recarga, sendo importante a distinção de dois conceitos: recarga potencial e recarga real (SIMMERS, 2002). O termo recarga real está associado àquele volume de água que alcança o aquífero e se torna recarga permanente. Já o termo de recarga potencial foi introduzido por Rushton (1988), que a define como àquela água que infiltrou e que pode ou não atingir o lençol freático, devido aos processos existentes na zona não saturada ou simplesmente, à capacidade da zona saturada aceitar a recarga. A água que infiltrou e não reabastece o aquífero pode retornar à atmosfera por evapotranspiração, ou pode simplesmente permanecer armazenada na zona não saturada por um período de tempo.

Na zona não saturada, há um limite chamado de plano de fluxo nulo (*zero-flux plane* - ZFP) que faz a separação entre o fluxo de água descendente a ascendente. Ele corresponde ao plano horizontal em determinada profundidade no interior da zona não saturada que separa os dois fluxos, sendo muitas vezes equiparado à zona de raízes. A água drenada abaixo do ZFP na zona não-saturada do solo é chamada de drenagem subterrânea, percolação ou infiltração líquida; essa água é considerada como a recarga subterrânea real a partir do momento em que atinge o nível freático (HEALY, 2010).

Considerando também o fator tempo, Balek (1998) identificou quatro tipos de recarga:

- Recarga curta: que ocorre após grandes eventos de chuva;
- Recarga sazonal: que ocorre durante períodos chuvosos em regiões com estações secas e chuvosas bem definidas;
- Recarga perene: que ocorre nos trópicos úmidos onde existe fluxo contínuo de água;
- Recarga histórica: aquela que ocorreu há um longo tempo atrás e que foi responsável pela formação dos recursos hídricos existentes.

Alguns autores afirmam que a recarga subterrânea é a componente do balanço hídrico mais difícil de ser estimada (TYLER et. al, 1996; WOLOCK, 2003; CROSBIE et. al, 2005; SCANLON et al., 2006; KRESIC, 2007; LUCAS, 2012). Uma vez que não é passível de ser medida diretamente, a recarga é considerada um processo estimativo e que existem dificuldades quanto à validação dos resultados obtidos pela aplicação de qualquer método (OLIVEIRA, 2004).

3.3 Fatores e processos que influenciam a recarga

A recarga possui variação espacial e temporal, cuja ocorrência e quantidade dependem de uma série de processos que ocorrem na superfície do terreno e de características inerentes ao aquífero. Rushton (1988), Scanlon et al. (2002), Stonestrom e Harrill (2007) e Healy (2010) listaram alguns dos principais processos que afetam os mecanismos de recarga:

- Clima e Precipitação: magnitude, intensidade, duração, distribuição espacial e temporal;
- Solos: natureza, heterogeneidade em superfície e ao longo do perfil, sua espessura e propriedades hidráulicas tais como a permeabilidade;
- Estruturas no solo originadas em ciclos de dessecamento e de umidade;
- Profundidade das raízes na zona de umidade do solo;
- Geologia do subsolo, que influencia em processos de recarga, descarga e armazenamento;
- Superfície topográfica;
- Relevo local, a orientação e altitude de cadeias de montanhas;
- Variações na geomorfologia que condicionam o tipo de solo e vegetação;
- Tipos, padrões de plantio e evapotranspiração real;
- Uso, cobertura e manejo do solo;
- Escoamento superficial e formação de poças e regiões de acúmulo de água;
- Natureza do regime de irrigação e perdas a partir de canais e cursos d'água;
- Mecanismos de fluxo através da zona não saturada e existência de zonas com condutividades hidráulicas diferentes.

Esta lista não é exaustiva e serve para ilustrar que um grande número de recursos pode ter um efeito significativo sobre os processos de recarga, sendo o clima e a sazonalidade das precipitações os elementos de maior controle sobre as taxas de recarga (SCANLON et al., 2002). Delin et al. (2007) e Bosch et al. (2017) mostraram que as taxas de recarga variam sensivelmente com as alterações climáticas intra e interanuais. Cabe destacar, que além das variações na resposta aos padrões climáticos, a recarga também pode variar em resposta a mudanças no uso da terra. Por exemplo, estudos de Gebert e Krug (1996) e Juckem (2003) indicaram mudanças estatisticamente significativas no fluxo e na recarga, devido a mudanças nas práticas agrícolas em bacias dos EUA.

Especificamente no sistema aquífero Serra Geral, além destes fatores, Fraga e Rebouças (1988) comentam que os mecanismos de recarga ocorrem preferencialmente por dois condicionamentos distintos: infiltração de águas pluviais a partir de rupturas regionais cobertas por manto de alteração e solo; e infiltração de água armazenada nas coberturas sedimentares pós-basálticas, quando estas são existentes.

Complementando a afirmação anterior, Hausman (1995) explica que a circulação da água subterrânea no aquífero Serra Geral é marcada por dois aspectos: uma circulação horizontal no manto intemperizado (regolito), que apresenta porosidade primária e outra, na rocha propriamente dita, apresentando porosidade secundária de fraturas.

O manto de alteração das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral é na maioria das vezes constituído por material argiloso com coeficiente de permeabilidade (K) oscilando entre 10^{-6} e 10^{-7} cm/s. A circulação ocorre próximo ao contato com a rocha pouco alterada ou sã (NANNI, 2008). Geralmente, este acúmulo de água propicia a formação de um aquífero livre (freático), de importância fundamental para a recarga do aquífero fraturado mais profundo (Figura 9).

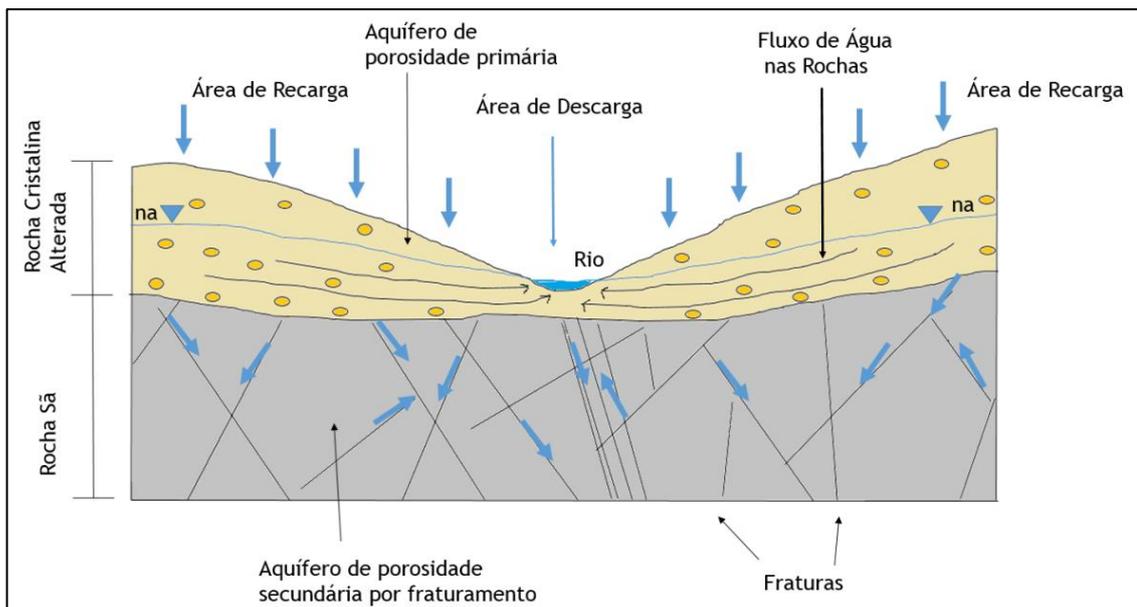


Figura 9 – Modelo de circulação de água no Sistema Aquífero Serra Geral

Fonte: Adaptado de Hirata e Ferreira (2001)

A camada de materiais inconsolidados exerce papel importante na recarga de água do aquífero de rocha sã fraturada. Neste contexto litológico, a recarga é de origem local, uma vez que as camadas de alteração tendem a ser descontínuas, tanto lateral como verticalmente (UNESCO, 1984 apud FERNANDES, 2008). As maiores permeabilidades do manto

inconsolidado estão associadas à base do saprólito (horizonte C) e à parte superior da rocha alterada, caracterizada como um misto de rocha e de saprólito, denominada de *saprock* (CHILTON e FOSTER, 1995; FERNANDES, 2008).

Os solos que apresentam menores porcentagens de argilas (inferiores a 70%) e maiores espessuras (maior que 1,5 m) possuem, em princípio, as melhores condições de armazenar e circular a água subterrânea, formando o aquífero livre e poroso acima do fraturado, com interação intrínseca entre estes. A topografia também influencia diretamente no processo de circulação da água, pois a mesma acompanha as inclinações naturais da superfície e do substrato rochoso. Assim, em regiões de declividade mais acentuada, onde há quebra de relevo, haverá a tendência de formação de áreas de descarga ou surgência que dão origem às fontes de encosta (REGINATO et al., 2012).

3.4 Zonas de recarga e descarga

A definição das zonas de recarga é essencial no entendimento dos mecanismos de infiltração e reabastecimento do aquífero. Estas áreas são locais da superfície terrestre que possibilitam a infiltração e a percolação da água em direção a um sistema geológico capaz de armazená-la e distribuí-la (FETTER, 2001; FELIPPE e JUNIOR, 2009). Para as diferentes regiões existem áreas mais eficazes na recarga dos aquíferos, definidas como zonas preferenciais.

Por outro lado, as áreas de descarga ocorrem quando a água subterrânea aflora à superfície, em oceanos, lagos, rios, pântanos e outras áreas úmidas (ROSE, 2009).

A espacialização dessas zonas é determinada pela dinâmica dos fluxos subterrâneos e, por consequência, pelo potencial hidráulico. As zonas de recarga caracterizam-se por elevada energia potencial, contrariamente às zonas de descarga. Ao classificar estas áreas é fundamental conhecer com o máximo detalhe possível o quadro geográfico da unidade de estudo e seus processos de infiltração, percolação, transmissão e armazenamentos, os quais influenciam na efetivação da recarga (FETTER, 2001; WARD e TRIMBLE, 2004; FELIPPE e JUNIOR, 2009).

As zonas de recarga dos aquíferos fraturados correspondem a altos topográficos com baixa declividade e solos com maior espessura, que se caracterizam por áreas onde haverá uma maior tendência à infiltração da água (REGINATO et al., 2012).

Já as zonas de descarga, compreendem o afloramento da água subterrânea sob a forma de fontes e nascentes representando os pontos de surgência do fluxo subsuperficial, constituindo o alimentador do fluxo básico da rede hidrográfica da região. A surgência ocorre pontualmente, sob a forma de um filete ou nas disjunções horizontais e verticais da rocha basáltica (NANNI, 2008).

Geralmente, a descarga ocorre na meia encosta próximo ao vale ou nos pontos de interceptação da superfície estrutural pela erosão (NANNI, 2008), também demonstrados através de modelos de simulação da superfície de água como apresentados nos trabalhos de Fan e Miguez Macho (2011) e Fan et al. (2014).

Adams et al. (2004), Vidal et al. (2005), Lima (2009), Cardozo et al. (2011), Vasconcelos et al., (2013), Chachadi (2015), Yeh et al. (2016), Senanayake et al. (2016), desenvolveram relevantes estudos utilizando ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) para determinar a potencialidade hídrica subterrânea e áreas mais favoráveis para recarga de diferentes aquíferos.

Outros estudos agregaram a aplicação de SIG com Processos Analíticos Hierárquicos (*Analytical Hierarchy Process – AHP*), para a demarcação de zonas de recarga. A técnica AHP analisa os vários conjuntos de dados em uma matriz de comparação par a par, que é usado para calcular a média geométrica e peso normalizado de parâmetros (CHOWDHURY et al., 2010). Machivwal et al. (2011) usaram cinco parâmetros para identificação de área de recarga, enquanto Kaliraj (2014) empregaram onze parâmetros que envolvem informações de estrutura geológica (estruturas e litologia), feições geomorfológicas, características hidrológicas, além de declividade.

Vários autores já propuseram a espacialização de áreas potenciais de recarga através do cruzamento qualitativo de variáveis ambientais tais como morfologia do topo, cobertura superficial, discontinuidades geológicas, espessura do manto de intemperismo, número de nascentes, densidade de fraturas, vegetação, declividade e uso do solo, usando ferramentas de geoprocessamento e sistemas de informações geográficas, atribuindo pesos de ponderação distintos para cada critério (USEPA, 1993; GOMES, 2008; FELIPPE e JUNIOR, 2009; WICKEL, 2009; VASCONCELOS et al., 2013).

Todos esses aspectos influenciam a escolha do método mais adequado de estimativa de recarga para cada área, e dão uma dimensão da complexidade e das incertezas envolvidas nesta estimativa (BARRETO, 2010).

3.5 Modelo Conceitual de Mecanismos de Recarga

Nos estudos de estimativas de recarga, desejam-se medidas acuradas e precisas. No entanto, como citado anteriormente, não há um método capaz de medir diretamente a recarga subterrânea. A recarga é difícil de ser estimada com confiabilidade e, portanto, uma variedade de métodos deve ser empregada para que sejam reduzidas as incertezas (MISSTEAR et al., 2008). Porém, mesmo utilizando diferentes métodos não há um padrão para avaliação da acurácia das estimativas com determinado grau de confiança. Lerner et al. (1990) afirmam que os erros mais frequentes em estimativas de recarga são: o modelo conceitual incorreto; a variabilidade espacial e temporal negligenciada; os erros de medidas e os erros de cálculo.

A avaliação da recarga subterrânea envolve uma determinação aproximada de certa quantidade de água que irá repor a água do aquífero. Assim, torna-se inadequada a utilização da expressão “cálculo da recarga”, pois os valores verdadeiros de recarga são difíceis de serem determinados por natureza. Por isso, deve-se adotar uma terminologia para os valores convencionalmente verdadeiros, conhecidos como “valor atribuído” ou “estimativa” (WENDLAND e RABELO, 2010).

Estes valores de estimativa de recarga devem envolver estudos de mecanismos de fluxos de água subterrânea em um sistema hidrológico, que pode ser realizado por meio da construção de um modelo conceitual. Segundo Bear et al. (1992), o modelo conceitual consiste em um conjunto de pressupostos que descreve verbalmente a composição do sistema, os processos de transporte e os seus mecanismos, e as propriedades médias relevantes.

A construção do modelo conceitual deve fazer uso de todos os dados (relevantes) disponíveis para a área de estudo e para as áreas ao redor. A análise cuidadosa de dados climatológicos, de vazão dos rios, de uso do solo, de níveis de água subterrânea, da química das águas superficiais e subterrâneas, das propriedades físicas e hidráulicas do solo, é determinante e faz parte do primeiro passo para melhorar a compreensão dos fenômenos envolvidos no sistema hidrológico.

O desenvolvimento de um modelo conceitual dos processos de recarga é um importante passo em qualquer estudo de recarga, o qual possui diferentes etapas como apresentado no Figura 10. O modelo conceitual deve ser desenvolvido no início do estudo, revisado e ajustado com dados adicionais e observações do sistema hidrológico (ZHENG e BENNETT, 2002; BREDEHOEFT, 2005).

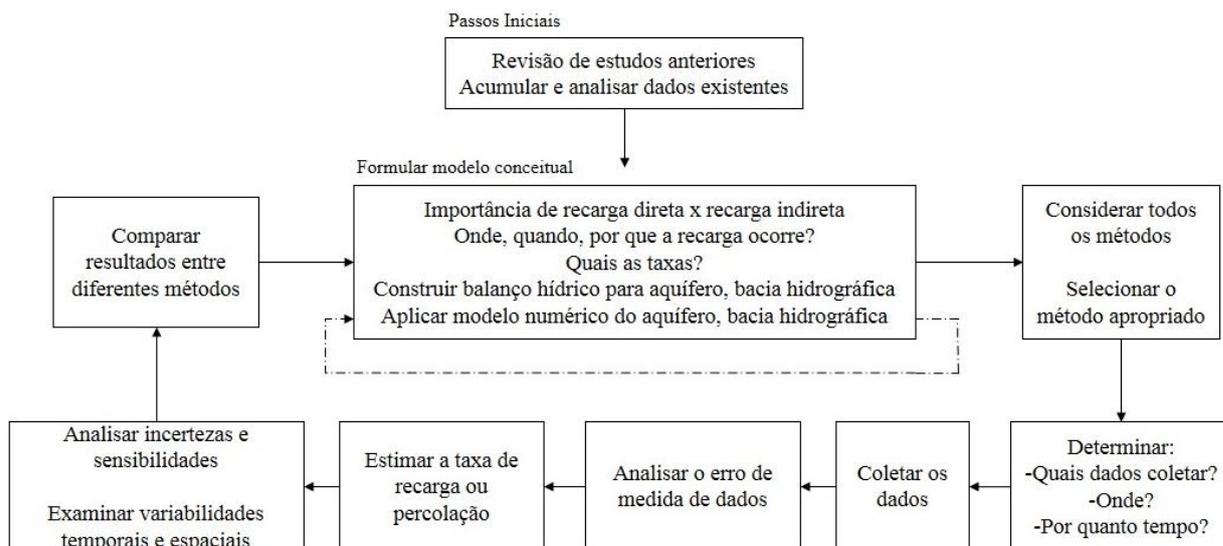


Figura 10 – Exibição esquemática de um processo iterativo para o desenvolvimento de um modelo conceitual de recarga

Fonte: Adaptado de Healy (2010)

Em um modelo conceitual de recarga é necessário considerar os fluxos das águas superficiais e das águas subterrâneas e como eles interagem. Esse tipo de interação é observado através da diferença de elevação entre as águas subterrâneas e as águas superficiais, de acordo com a Lei de Darcy. Além disso, o tipo de solo deve ser avaliado, pois elevados valores de condutividade hidráulica permitem maiores taxas de recargas localizadas ou, ainda, facilita, o fluxo de água do aquífero para o rio.

Healy (2010) afirma que a estimativa de recarga é um processo iterativo com refinamento contínuo. O modelo conceitual pode ajudar na seleção de métodos adequados e indicar onde e quando os métodos podem ser melhores aplicados. As estimativas de recarga obtidas no início de um estudo podem levar ao refinamento do modelo conceitual, que, por sua vez, pode conduzir à aplicação de técnicas de estimativa alternativas.

3.6 Métodos de Estimativa de Recarga

Existem muitas técnicas utilizadas para avaliar recarga, cada qual com características e aplicações distintas. Conforme Scanlon et. al (2002), os fatores como escala de tempo e espaço, objetivos da estimativa, clima, geologia, geomorfologia e hidrologia devem ser avaliados na determinação da melhor técnica a ser empregada. Deve-se considerar também, a facilidade de aplicação do método, custo e disponibilidade de dados (WAHNFRIED E HIRATA, 2005).

Entre os métodos mais utilizados no cálculo de recarga, podem ser citados o modelo do balanço hídrico (MEIRESONNE et al., 2003; EILERS, 2004; LADEKARL et al., 2005, BARRETO, 2006), variação do nível da água (OLIVEIRA, 2002; CARVALHO, 2014; CAI e OFTERDINGER, 2016), técnica de traçadores (MINARDI et al., 2004; PALMER et al., 2007; BOUCHAOU et al., 2008; KUMAR et al., 2009) e análise da curva de recessão do hidrograma (COSTA e BACELLAR, 2010; ALBURQUERQUE e CHAVEZ, 2011).

Especificamente em aquíferos fraturados, as estimativas de recarga são muitas vezes complicadas devido à falta de informações sobre caminhos de fluxo preferenciais, desconhecimento de ligações verticais entre os sistemas de fraturas, rendimento específico incerto e respostas hidráulicas imprevisíveis (GBUREK e FOLMAR, 1999; COOK e ROBINSON, 2002; SCANLON et al., 2002). Mesmo assim, os métodos anteriormente citados são utilizados para o cálculo destas estimativas, associados a estudos de isótopos estáveis e modelos de simulação numérica (COOK et al., 1998, 2005; LEE et al., 1999; ABBOTT et al., 2000; ZANINI et al., 2000; COOK e ROBINSON, 2002; BOCKGARD et al., 2004; SURRETTE, 2006; PRAAMSMA et al., 2009).

A seguir são descritos diferentes métodos utilizados para estimativa de recarga, considerando as suas limitações e variáveis envolvidas.

3.6.1 Balanço Hídrico

O método do balanço hídrico é amplamente utilizado em diferentes escalas de espaço e tempo. Conforme Healy (2010) é um método universal e adaptável que contabiliza a diferença entre entradas e as saídas, bem como a variação no armazenamento de um determinado volume do controle tal como uma coluna de solo, bacia hidrográfica ou aquífero, baseado na seguinte equação:

$$P = ET + \Delta S + R_{\text{off}} + D$$

Eq. 1

Onde P é a precipitação; ET, a evapotranspiração, que inclui a evaporação e transpiração das plantas; ΔS é a variação de armazenamento no volume de controle; R_{off} é o escoamento direto (precipitação que não infiltrou); D é a drenagem para fora do volume de controle.

A forma mais comum de estimar a recarga pelo método balanço hídrico é através de métodos indiretos ou abordagem residual, em que todas as variáveis do balanço são calculadas ou medidas, exceto a Recarga, que é definida como sendo o residual da equação (SCANLON

et al., 2002; HEALY, 2010). Neste caso, a drenagem (D) pode ser considerada equivalente à recarga, desde que a água do volume de controle consiga chegar até o nível freático.

Em uma bacia hidrográfica, a equação do balanço hídrico pode ser escrita da seguinte forma:

$$P + Q_{on} = ET + \Delta S + Q_{off} \quad Eq. 2$$

onde Q_{on} e Q_{off} correspondem ao escoamento superficial e subterrâneo para dentro e fora da bacia, respectivamente. Os termos da equação podem ser refinados em subcomponentes, quando aplicável, sendo que muitos deles podem ser negligenciados em termos de magnitude e desconsiderados na análise.

$$P + Q_{on}^{sw} + Q_{on}^{gw} = ET^{sw} + ET^{gw} + ET^{uz} + \Delta S^{sw} + \Delta S^{snow} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} + Q_{off}^{gw} + R_{off} + Q^{bf} \quad Eq. 3$$

em que:

- Q_{on}^{sw} = Fluxo superficial para dentro da bacia
- Q_{on}^{gw} = Fluxo subterrâneo para dentro da bacia
- Q_{off}^{gw} = Fluxo subterrâneo para fora da bacia
- Q^{bf} = Fluxo de base para corpos d'água superficiais
- R_{off} = Deflúvio ou fluxo superficial para fora da bacia
- ET^{sw} = Evapotranspiração - água superficial
- ET^{uz} = Evapotranspiração - zona não saturada
- ET^{gw} = Evapotranspiração - zona saturada
- ΔS^{snow} = Mudança no armazenamento - neve
- ΔS^{sw} = Mudança no armazenamento - água superficial
- ΔS^{uz} = Mudança no armazenamento - zona não saturada
- ΔS^{gw} = Mudança no armazenamento - água subterrânea

Healy (2010) apresenta vários estudos de aplicação do balanço hídrico com suas especificidades para escalas diferentes: escala local (1m a 1km), mesoescala (1 a 1000 km) e macroescala (escalas que excedem 1000 km).

Thornthwaite e Mather (1955) desenvolveram uma abordagem sistemática para a aplicação do método de balanço hídrico em bacias hidrográficas com o objetivo de identificar uma relação entre precipitação e evaporação real e potencial. O procedimento é aplicado para análise mensal do balanço e requer dados de temperatura do ar e precipitação, embora dados de textura do solo e profundidade da zona saturada também podem ser usados.

$$P = ET + \Delta S^{uz} + Q_{off}^{sw} \quad Eq. 4$$

Onde ΔS^{uz} corresponde à variação do armazenamento da água no solo, Q^{sw}_{off} é a soma do escoamento superficial (R_{off}) e o escoamento de base (Q^{bf}). Se a evapotranspiração da água subterrânea e a mudança do armazenamento são desprezíveis, a recarga pode ser considerada igual ao escoamento de base (HEALY, 2010). Reordenando a equação obtém-se:

$$R = P - ET - \Delta S^{uz} - R_{off}$$

Eq. 5

Uma das dificuldades encontradas é a definição da parcela que corresponde apenas ao escoamento superficial. Wanfried e Hirata (2005) apresentaram uma metodologia para definir a variável R_{off} baseada nos estudos de Fenn et al. (1975). Neste método, os autores avaliam as características de escoamento superficial, aplicando um coeficiente à precipitação mensal que depende do tipo de solo e declividade topográfica. Esta metodologia também foi empregada por Carvalho (2013) e Conicelli (2014), que apresentam coeficientes para duas classes de solo (arenoso e argiloso) e três classes de declividade (< 3%, 3 a 7%, > 7%).

Uma técnica comum para prever o escoamento superficial é o método da curva número (CN) do *US Soil Conservation Service* (NRCS, 2004). O valor de CN é determinado com base no tipo de solo, uso da terra, e o conteúdo de água no solo antecedente. O escoamento superficial (R_{off}) é estimado por:

$$R_{off} = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \text{ se } P > 0,2S$$

Eq. 6

sendo R_{off} o volume do escoamento superficial ou Chuva excedente (mm), P a precipitação (mm) e S o potencial máximo de retenção (mm). O termo $0,2.S$ é a abstração inicial, ou seja, as perdas iniciais por interceptação, infiltração e retenção superficial. O parâmetro S é estimado em função do número da curva de escoamento superficial (CN) e é calculado por:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Eq. 7

Os valores de CN para diferentes tipos de solo e usos do solo são apresentados na Tabela 2, com os quatro grupos hidrológicos: A (baixo potencial de escoamento), B (moderado potencial de escoamento), C (alto potencial de escoamento) e D (muito alto potencial de escoamento).

Tabela 2 - Valores do CN atribuído a cada complexo hidrológico

Uso do Solo	Condição hidrológica	Grupo Hidrológico do Solo			
		A	B	C	D
Culturas Anuais	Má	70	79	84	88
	boa	65	75	82	86
Pastagem	Média	49	69	79	84
Solo Exposto	-	77	86	91	94
Área Urbana	-	59	74	82	86
Mata		35	56	70	77

Fonte: TR-55 (1986) e Sartori et al., (2005)

Castany (1975), utilizando balanço hídrico global para um ano hidrológico, propôs uma expressão para o balanço hídrico de aquíferos livres a partir de uma simples discriminação das parcelas em que se divide a água proveniente da precipitação: escoamento superficial (ES), a infiltração total (IT) e a evapotranspiração real (ETR). Portanto, a expressão geral do balanço hídrico médio é:

$$P = R_{\text{off}} + ETR + IT$$

Eq. 8

A infiltração total (IT) inclui a água retida no solo (I_r) e a água que penetra no sistema formado pelo aquífero livre, denominada infiltração eficaz (I_e), que corresponde à parcela da precipitação que alimenta a reserva subterrânea. Esta parcela está diretamente relacionada com as flutuações da superfície potenciométrica que refletem a variação das reservas de água subterrânea (VASCONCELOS, 2011). A infiltração eficaz, considerada como infiltração potencial, pode ser calculada através da seguinte equação:

$$I_e = P - (ET + R_{\text{off}})$$

Eq. 9

Dependendo das características do solo, no balanço hídrico de aquíferos, o escoamento superficial R_{off} pode ser considerado insignificante por conta da morfologia do solo, principalmente quando os solos são permeáveis (STEENHUIS et al., 1985). Neste caso pode-se escrever a seguinte expressão para obtenção da infiltração eficaz ou recarga potencial (VASCONCELOS, 2011).

$$I_e = P - ET$$

Eq. 10

Szilagyi et al. (2003) propôs uma metodologia simplificada utilizando um índice de fluxo de base, também aplicada por Mourão (2007) e Freitas (2010), conforme mostra a equação 11.

$$R = (P-ET) \times BFI \quad \text{Eq. 11}$$

A fração de fluxo de base, em inglês *Base Flow Index* (BFI), corresponde à razão entre o fluxo de base e a vazão total. O valor de BFI pode ser extraído por técnicas manuais ou automáticas a partir de hidrogramas, como será descrito no item 3.6.3.

O método do balanço hídrico pode ser adaptado para utilização em um sistema de informações geográficas, integrado por diferentes aspectos do meio, tais como dados físicos, climatológicos, e de uso e ocupação do terreno. Essa análise pode ser realizada através de softwares como *Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere* - WETSPASS (BATELAAN e DE SMEDT, 2001) e o *Soil Water Balance* - SWB (WESTBROENK et al., 2010), porém ambos também consideram a recarga como resultado residual do balanço das diferentes variáveis, assim como os métodos anteriores, além de necessitarem de um grande número de dados.

A principal limitação desta abordagem de recarga residual, é que a precisão da estimativa de recarga depende da precisão com a qual os outros componentes na equação são medidos. Esta limitação torna-se crítica quando a magnitude da taxa de recarga é pequena em relação ao das outras variáveis, em particular ETR. Neste caso, pequenos erros nos valores dessas variáveis geralmente resultam em grandes incertezas na taxa de recarga (HEALY, 2010; SCANLON et al., 2002).

Entretanto, destaca-se que a incerteza da estimativa pelo balanço hídrico em zonas de climas úmidos é bastante pequena quando comparada ao total da recarga, sendo nestes casos um método confiável (DE VRIES e SIMMERS 2002), dentro das limitações de cada uma das variáveis e das diferentes formas de análise.

3.6.2 Métodos Físicos

As estimativas de recarga também podem ser realizadas obtendo-se dados físicos das zonas saturadas e não saturadas. Os métodos em zonas saturadas são amplamente utilizados devido à facilidade de obtenção dos dados, sendo que a técnica mais empregada é a Variação dos Níveis de Água (VNA). Já as técnicas que envolvem dados de zona não saturada não são

comumente utilizadas, mas oferecem algumas vantagens distintas, destacando-se a utilização de lisímetros, do método de Plano de Fluxo Nulo e o emprego da Lei de Darcy.

3.6.2.1 Zona Não Saturada

Estes métodos produzem estimativas de taxas de drenagem na área denominada de zona não saturada. A suposição comum é que o escoamento da água acabará por atingir o lençol freático, momento em que ele pode ser chamado propriamente de recarga. No entanto, conforme Healy (2010), pode haver um longo intervalo de tempo sobre o qual a água atravessa esse intervalo de profundidade.

Em geral, as técnicas físicas de análise produzem estimativas pontuais de drenagem. Neste caso, a utilização de um único ponto de medição de fluxo exige uma análise cuidadosa. Além disso, há a dificuldade pelo custo de implementação e exigem uma instrumentação intensiva que pode estar sujeito a erros de medição. Por outro lado, estes métodos têm a capacidade única de fornecer uma visão detalhada sobre os processos de recarga e os fatores que influenciam as taxas de recarga.

a) Lisímetros

Os vários componentes do balanço hídrico do solo podem ser medidos com acurácia usando lisímetros (ALLEN et al., 1991; YOUNG et al., 1996). Lisímetros são recipientes preenchidos com solo com ou sem vegetação, isolados hidrológicamente para fins de medição dos componentes do balanço hídrico. Eles são construídos em balanças sensíveis capazes de medir pequenas mudanças no peso que representam a precipitação e as mudanças de armazenamento de água (SCANLON et al, 2002).

Os lisímetros são divididos em duas categorias: os não pesáveis (também chamados volumétricos, de drenagem ou lisímetro de compensação) e os lisímetros de pesagem (gravimétricos). Não é um método adequado para regiões de zona radicular profunda, o que leva a superestimar a recarga. Devido às restrições de alcance e limitações na mobilidade, os lisímetros são menos utilizados para estimar recarga, servindo como referência para comparação entre diferentes métodos (WENGLAND e CUNHA, 2003).

b) Plano de Fluxo Nulo (Zero-flux plane)

O balanço de água no solo pode ser simplificado igualando a recarga a mudanças de armazenamento de água no solo que está abaixo do plano de fluxo nulo (ZFP). Conforme Scanlon et al. (2002), o ZFP separa o movimento da água para cima (evapotranspiração) e para baixo (drenagem). O método foi inicialmente proposto por Richards et al. (1956) e tem sido aplicado em vários estudos (DELIN e HERKELRATH, 2005; SCHWARTZ et al., 2008).

O armazenamento de água é determinado a partir de medições do conteúdo de água em várias profundidades dentro da zona não saturada. A mudança no armazenamento de água corresponde a diferença de armazenamento de água em dois momentos diferentes, descrita na seguinte equação:

$$S^{gw} = \int_{Z_{WT}}^{Z_{ZFP}} \theta dz$$

Eq. 12

Onde Z_{ZFP} é a profundidade do plano de fluxo nulo e Z_{WT} é a profundidade do nível de água. A mudança em S^{gw} entre sucessivas medições do perfil de quantidade de água, ΔS^{gw} , é equivalente à drenagem ou percolação, para aquele período:

$$D_i = -\Delta S^{gw}_i = \frac{-(S^{gw}_i - S^{gw}_{i-1})}{(t_i - t_{i-1})}$$

Eq. 13

Em que i é o indexador de tempo, t ; $(t_i - t_{i-1})$ é o intervalo de tempo entre dois pontos verticais de medida do perfil de solo.

A técnica de ZFP é relativamente dispendiosa devido à quantidade de dados necessários que precisam ser coletados. Esta técnica funciona melhor em regiões onde existem grandes flutuações no teor de água no solo ao longo do ano e onde o lençol freático é sempre mais profundo do que a ZFP (SCANLON et al., 2002).

c) Método de Darcy

A lei de Darcy é usada para calcular recarga R no meio não saturado, de acordo com a seguinte equação:

$$R = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}$$

Eq. 14

$$\theta = \theta(\psi) \text{ e } h = \psi + z$$

Eq. 15

Onde K é a condutividade hidráulica, h , a carga total, ψ , o potencial mátrico, z , a coordenada vertical e θ , o conteúdo de umidade. Para aplicar a equação de forma adequada são necessárias medidas (ou estimativas) do gradiente vertical de carga, bem como, da condutividade no perfil do solo. Conforme Rabelo (2006), a determinação da condutividade em laboratório é particularmente difícil, devido a heterogeneidade, variação com a umidade e sistema de coleta de amostra.

3.6.2.2 Zona Saturada

No meio saturado, o método mais conhecido é o de Variação do Nível de Água (VNA) também chamado de variação da superfície livre (*Water Table Fluctuation*, WTF). O método de VNA baseia-se na premissa de que os níveis das águas subterrâneas em aquíferos livres se elevam devido à recarga, a qual pode ser calculada por:

$$R = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t}$$

Eq. 16

Em que S_y é o rendimento específico e ΔH é a mudança na altura do lençol freático para um intervalo de tempo Δt .

A aplicação da equação 16 para cada elevação individual do nível freático irá fornecer uma estimativa de recarga total (bruta). Essa recarga é chamada de total ou bruta porque não leva em consideração as saídas de água do aquífero durante o intervalo de tempo de aplicação do WTF. Para determinar a recarga total, ΔH é definido como a diferença entre o pico da curva de ascensão e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente, extrapolada até o instante do pico (HEALY, 2010), como mostra a Figura 11.

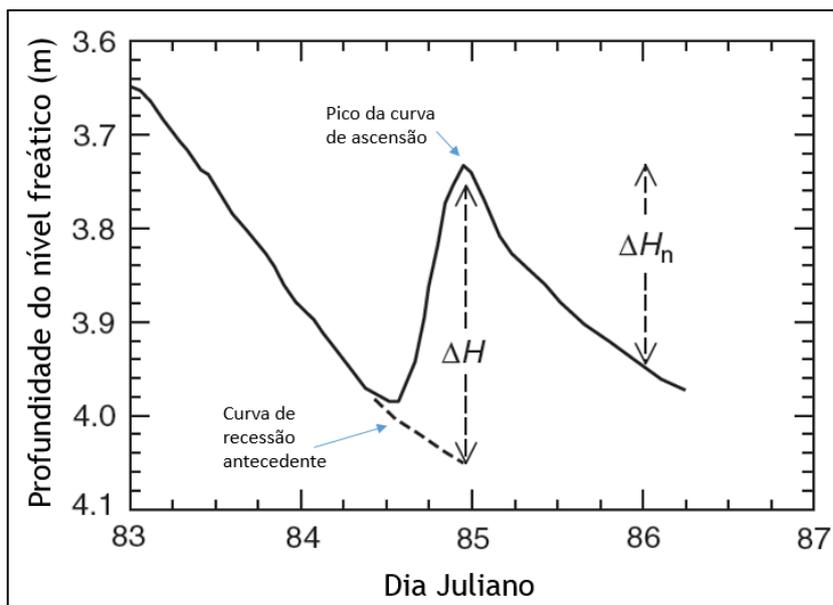


Figura 11 – Determinação do ΔH

Fonte: Adaptado de Healy (2010)

Para determinar o ΔH podem ser aplicados diferentes abordagens, as quais incluem os métodos RISE (RUTLEDGE, 1998), Master Recession Curve (MRC) (HEPPNER e NIMMO, 2005; HEPPNER et al., 2007; LORENZ e DELIN, 2007; DELIN et al., 2007) e outras abordagens gráficas (RISSER et al., 2005; DELIN et al., 2007). Recentemente, Nimmo et al. (2015) desenvolveram uma nova análise do método VNA, conhecido como o método da Recessão Mestra Episódica (EMR), para estimar a recarga episódica nas escalas locais e associar cada episódio de recarga a um evento de precipitação causal.

Na abordagem gráfica, as curvas antecedentes de recessão são extrapoladas manualmente com base na inspeção visual de todo o conjunto de dados. Quando visualizados com dados de precipitação correspondentes, os aumentos que não são causados pela precipitação (e, portanto, não indicam recarga) podem ser claramente identificados e eliminados dos cálculos de recarga. Exemplos de aumentos não causados pela precipitação incluem surtos elétricos, mudanças na pressão barométrica, cessação do bombeamento, efeitos de maré, ar aprisionado, variações de temperatura e ajuste manual no dispositivo de medição do nível de água (FREEZE e CHERRY, 1979). Essa abordagem envolve mais subjetividade do que as outras abordagens do VNA, e diferentes usuários, sem dúvida, produziram curvas de recessão ligeiramente diferentes. Este é um problema especialmente difícil quando os níveis de água estão mudando rapidamente e vários eventos de recarga ocorrem em um curto período de tempo, como em configurações de rochas fraturadas, por exemplo (DELIN et al., 2007).

A abordagem MRC usada no método VNA é um procedimento automatizado ou semi-automatizado para calcular ΔH a partir de dados no nível da água. Esta abordagem desenvolve uma expressão para o MRC que pode ser usada para prever a inclinação da variação dos níveis na ausência de recarga. Uma vez estabelecido a MRC, os desvios positivos do gráfico de variação de níveis são atribuídos à recarga, permitindo que esta seja quantificada mesmo durante períodos de redução dos níveis de água subterrânea. Devido à necessidade de dados diários sobre o nível de água, a abordagem do MRC pode ser aplicada somente em locais onde os níveis de água são continuamente monitorados.

Mesmo que várias etapas sejam necessárias, as abordagens da MRC são diretas e fáceis de aplicar. As abordagens evitam a subjetividade após a estimativa dos parâmetros do MRC, mas permanece a possibilidade de que aumentos no nível de água que não foram necessariamente recarga possam ter sido incluídos de forma incorreta nos cálculos. Diferentes fórmulas de cálculo e ajustes das equações têm sido desenvolvidas e podem ser encontradas nos trabalhos de Delin et al. (2007), Heppner e Nimmo (2005), Crosbie et al. (2005). A decisão sobre qual tipo de ajuste aplicar é baseada na análise dos dados e no conhecimento sobre a área de estudo. Se os dados forem esparsos, mas exibirem um padrão claro de comportamento, então uma função linear ou potencial pode ser a melhor escolha. Também há a opção do ajuste pela classe média, que consiste em separar os dados (taxa de declínio e NA) em classes (semelhante à elaboração de um histograma).

Diferentemente das abordagens anteriores, a análise realizada no programa RISE não extrapola a curva de recessão anterior no momento do pico. Ele apenas soma as elevações diárias do nível da água durante um determinado período de tempo, que multiplicado pelo rendimento específico do aquífero fornece a taxa de recarga (DELIN et al., 2007).

Já o método EMR identifica episódios discretos de recarga com base nas taxas de VNA, estimando a recarga gerada durante os episódios individuais e associa cada episódio com um período causal de entrada de água. Um episódio de recarga é definido como um período durante o qual a taxa de recarga total excede significativamente sua condição de estado estacionário em resposta a um evento substancial de entrada de água, como uma grande tempestade, por exemplo (NIMMO et al., 2015), tendo sido empregado em trabalhos como Alloca et al., (2015) e Dellotier et al., (2018).

O termo do rendimento específico utilizado no método VNA, consiste no volume de água descarregado por um aquífero livre por unidade de área superficial por decréscimo unitário do nível d'água (carga hidráulica) (KRUSEMAN & RIDDER, 2000). Gomes (2008) afirma que

este parâmetro possui grande relevância na variação do nível d'água, sendo a precisão de seu cálculo reflete nas incertezas dos resultados gerados. Healy e Cook (2002) apresentam a seguinte equação para cálculo do rendimento específico:

$$S_y = n - S_r$$

Eq. 17

Onde: S_y é o rendimento específico, n é a porosidade total e S_r , a retenção específica.

O rendimento específico (S_y) é um parâmetro chave nos cálculos do VNA. Há uma variedade de métodos disponíveis para determinar S_y , mas os resultados são frequentemente inconsistentes (NWANKWOR et al., 1984) e existem grandes restrições (NACHABE, 2002), uma vez que diferentes valores podem afetar significativamente a taxa de recarga estimada (SAGHRAVANI et al., 2015).

A determinação deste parâmetro pode ser feita em laboratório utilizando ensaios de drenagem de coluna de solo ou pela geração de uma curva de retenção da água no solo (CARVALHO, 2014). Em campo, pode ser obtido por meio do teste de bombeamento do poço, onde serão gerados gráficos de rebaixamento do nível ao longo do tempo, obtendo-se dados que podem ser utilizados para calcular o coeficiente de armazenamento para aquíferos não confinados é similar ao rendimento específico (BEAR, 1979; FETTER, 2001, MAZZIERO e WENDLAND, 2005). Outros métodos consistem na avaliação do balanço hídrico (HALL e RISSER, 1993; HEALY e COOK, 2002; DELIN et al. 2007, WALTON, 2007); procedimento gráfico a partir da análise do inverso da declividade de uma linha traçada através da origem até acima de todos os pontos medidos fornecendo o valor máximo do rendimento específico (VARNI et al., 2013); entre outros (SAGHRAVANI et al., 2015).

3.6.3 Métodos baseados em dados de águas superficiais

Os dados de vazão são comumente usados para estimar as taxas de recarga nas regiões úmidas, uma vez que existe uma relação intrínseca entre as águas superficiais e subterrâneas, cujos sistemas estão intimamente conectados (WINTER et al., 1998; HEALY, 2010).

A interação ocorre de três formas básicas: quando o rio e o aquífero estão hidráulicamente conectados, e a carga hidráulica do aquífero for maior que a do rio, então, a direção do escoamento ocorre no sentido do aquífero para o rio (efluente) (Figura 12a). Porém,

se a carga hidráulica do rio é maior que a do aquífero, então, a direção do escoamento ocorre no sentido do rio para o aquífero (influyente) (Figura 12b). Caso o fluxo esteja desconectado do sistema de águas subterrâneas por uma zona não-saturada, então, o sistema é chamado de hidráulicamente desconectado (Figura 12c).

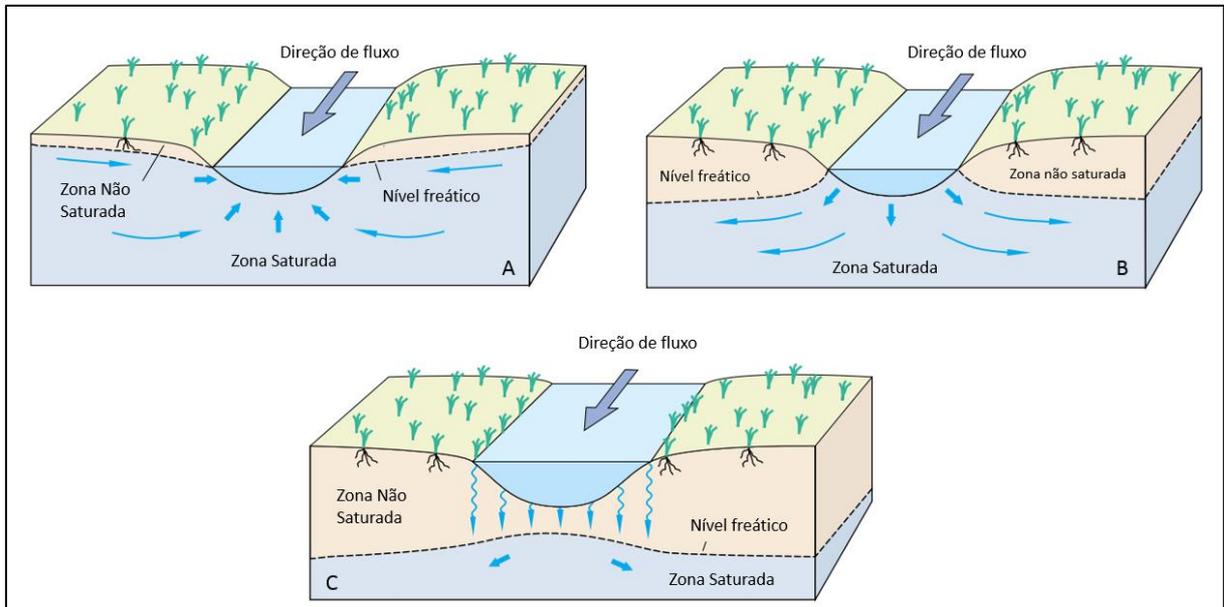


Figura 12 - Tipos de interação rio-aquífero: (a) efluente; (b) influyente e (c) hidráulicamente desconectado.

Fonte: Adaptado de Winter et al. (1998).

Se o nível da água do aquífero cruza o rio, então a perda do escoamento direto do canal para o aquífero, representa recarga real (Figura 12b). No entanto, se existir uma zona não saturada entre o rio e o lençol freático (Figura 12c), a perda de fluxo do canal representará um potencial de recarga, pois nem toda a água alcança a zona saturada, sendo que parte pode sofrer evapotranspiração.

A parcela de água que alcançar a zona saturada é representada pelo escoamento de base ou escoamento lento (HALL, 1968), que somada ao escoamento direto forma o escoamento superficial (CHOW, 1988). O escoamento de base é uma componente que reage lentamente aos eventos de chuvas e geralmente está associada a água descarregada do armazenamento das águas subterrâneas (ECKHARDT, 2008) e pode representar a maior parcela do volume total de água escoado em um rio perene. Essa possível situação indica que uma grande proporção da chuva se infiltra no solo da bacia e escoam em direção ao rio como escoamento de base (CHOW, 1988).

Além do escoamento de base (subterrâneo) e superficial, há a existência de um escoamento denominado de subsuperficial (Interflow), mostrado na Figura 13. Esta parcela de escoamento é relativamente mais rápida que o fluxo de base, mas normalmente mais lento que o escoamento superficial. Em alguns casos, o escoamento subsuperficial pode ser tão importante quanto o escoamento superficial para prever aumentos rápidos no escoamento do canal. Em regiões com altas taxas de infiltração e terrenos íngremes, o escoamento subsuperficial pode ser um processo dominante de reação de aumento de níveis de água em função da precipitação ocorrida, mostrando a importância da contribuição da água armazenada no solo. O escoamento subsuperficial (interflow) foi mostrado experimentalmente por Hewlett e Hibbert (1963) sendo que para sua ocorrência é necessário um solo de alta permeabilidade em sua superfície (FREEZE; CHERRY, 1979).

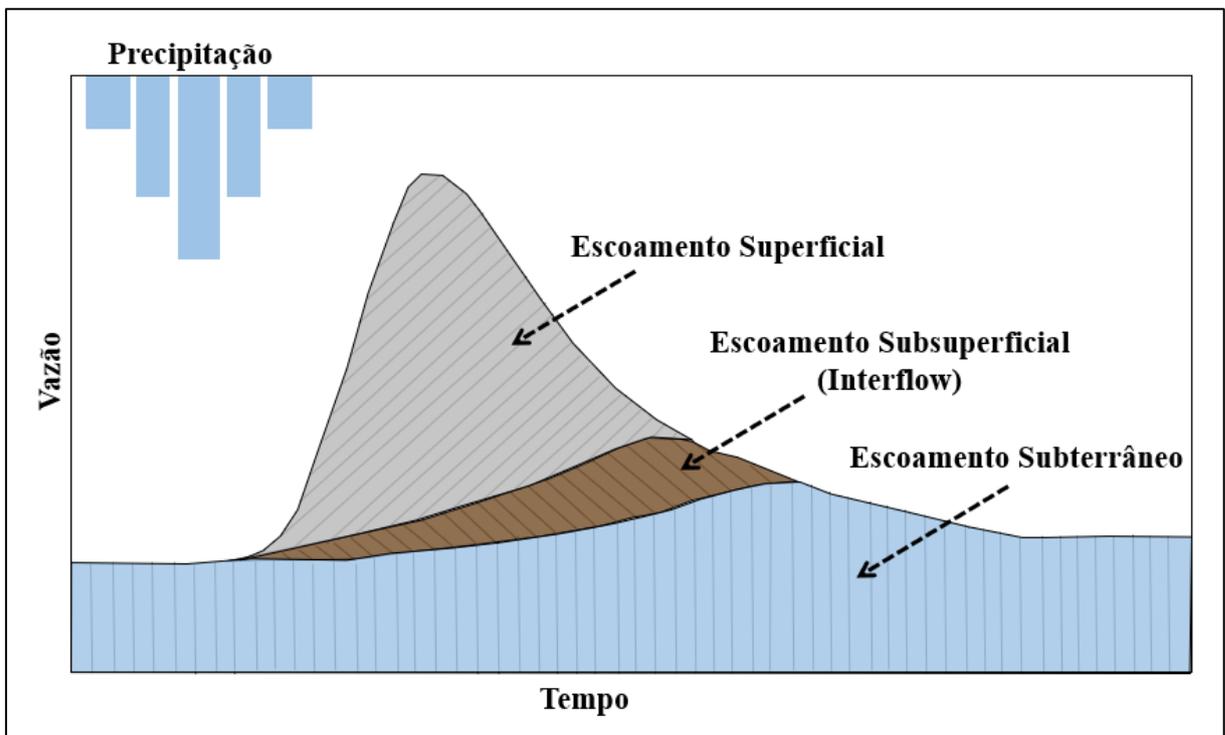


Figura 13 – Diferentes origens de escoamento de um rio.

Fonte: Modificado de Maidment (1993)

O fluxo de base é aquela parte do fluxo do rio geralmente atribuída à descarga de águas subterrâneas (U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 1989). Embora o fluxo de base não seja recarga, ele pode ser usado como uma aproximação de recarga de longo prazo quando perdas de água subterrânea da bacia são consideradas mínimas, e neste caso, esta recarga tem sido chamada de recarga efetiva, recarga de base ou recarga observável.

Quando usado como uma aproximação de recarga, o fluxo básico às vezes foi referido como "recarga efetiva" (DANIEL, 1996), "recarga de base" (SZILAGYI et al., 2003), ou "recarga observável" (HOLTSCHLAG, 1997) para reconhecer que provavelmente representa uma quantidade inferior àquela que recarregou o aquífero.

O uso de medições de escoamento de base para estimar a recarga é baseado na abordagem do balanço hídrico, no qual a recarga é equiparada à descarga. Entretanto, deve-se considerar que esta afirmação pode não ser adequada quando taxas de bombeamento, evapotranspiração e percolação profunda contribuem de forma significativa no equacionamento do balanço (SCANLON et al., 2006). Em geral este escoamento é representado por um índice de escoamento de base, ou BFI (*Base Flow Index*), o qual corresponde a relação de longo prazo entre o escoamento de base a vazão total (ECKHARDT, 2008).

Para a separação de escoamento é muito comum usar o conceito de curva de recessão do hidrograma (Figura 14) que contém informações sobre o comportamento dinâmico da interação entre águas subterrâneas e superficiais e as propriedades hidráulicas de aquíferos não confinados (BRUTSAERT e NIEBER, 1977; WITTENBERG, 1999; DEWANDEL et al., 2003). Estas curvas descrevem a taxa na qual a vazão observada em um rio diminui entre os eventos de chuva e, para fins práticos, elas podem ser consideradas como uma aproximação para o atraso do armazenamento de vazão em bacias hidrográficas.

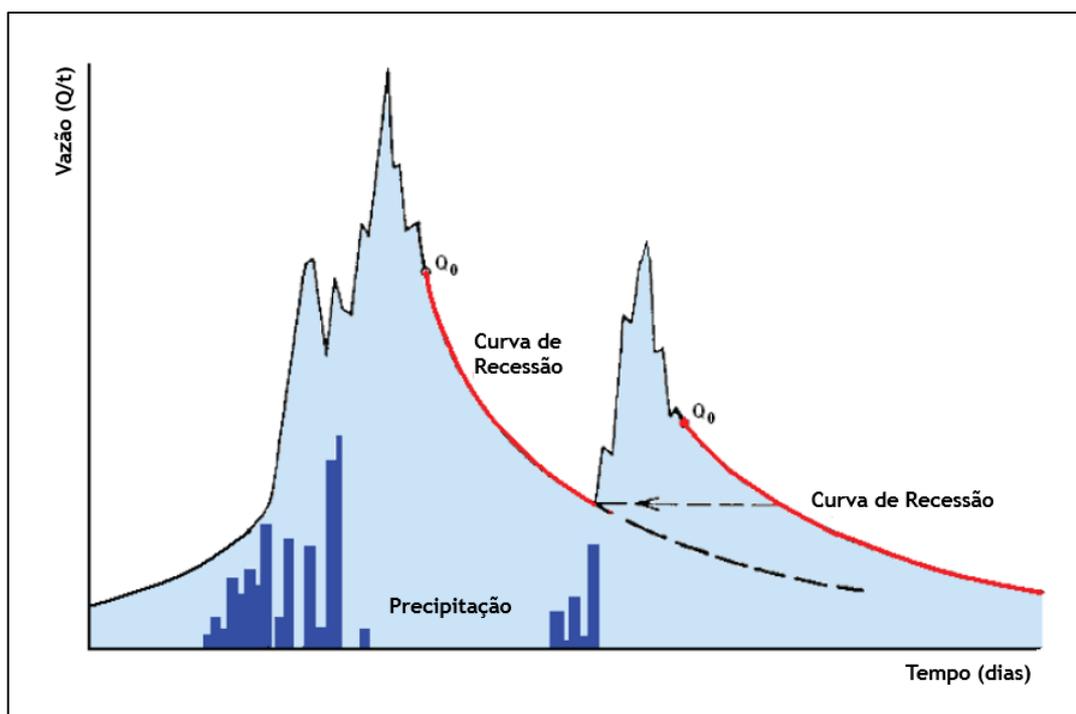


Figura 14 – Definição da curva de recessão (Kulman, 1990 – Adaptado de Gregor e Malik, 2012)

Em um clima úmido, a chuva frequentemente interrompe o período de recessão. Como resultado, cada série de descargas produz uma série de segmentos de recessão com durações variáveis. Vários métodos evoluíram para construir uma curva de recessão mestre a partir da seleção de recessões mais curtas. Um grande problema é a alta variabilidade encontrada no comportamento de recessão de segmentos individuais. Os segmentos representam diferentes estágios no processo de saída, e uma variação sazonal ou de curto prazo com base na natureza do comportamento de recessão aumenta o problema de derivar uma recessão característica. Os métodos de recessão mestre tentam superar o problema construindo uma curva de recessão média.

A análise da recessão pode ser uma tarefa complexa de ser realizada, devido a heterogeneidade das curvas. Após eventos de chuva, a curva descendente do hidrograma é caracterizada por declives acentuados devido ao efeito dos fluxos superficial e subsuperficial. No entanto diferentes condições iniciais de armazenamento de água subterrânea e umidade do solo antes da chuva implicam em uma grande variedade de curvas de recessão com múltiplas inclinações.

Vários métodos de análise de recessão, do inglês *Recession Analysis Methods* (RAMs), baseados em soluções analíticas e modelos conceituais foram estabelecidos, exemplos que podem ser encontrados nos trabalhos de Boussinesq (1904), Maillet (1905), Coutagne (1948) e Wittenberg (1994), cujas equações são apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 – Métodos de análise de recessão

Método	Relação Armazenamento - Descarga	Equação da curva de recessão
Maillet (1905)	$S = Q/\alpha$	$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$
Boussinesq (1905)	$S = \int f(Q)dt$	$Q_t = Q_0(1 + nt)^{-2}$
Coutagne (1978)	$\frac{dQ}{dt} = -aQ^b$	$Q_t = [Q_0^{1-b} - (1-b)at]^{\frac{1}{1-b}}$
Wittenberg (1999)	$S = cQ^d$	$Q_t = Q_0 \left[1 + \frac{(1-d)Q_0^{1-d}}{cd} t \right]^{\frac{1}{d-1}}$

Também podem ser encontradas diferentes técnicas para extração de segmentos de recessão (*Recession Extraction Methods* ou REMs) que correspondem principalmente ao fluxo de base, cujos métodos matemáticos são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Métodos de Extração de Recessão

Método	Critério	Duração mínima (dias)	Critério do Filtro (dias removidos)	Exclusão de recessão anômala
Vogel e Kroll (1992)	Média móvel de 3 dias decrescentes	10	Primeiros 30%	$\frac{Q_i - Q_{i+1}}{Q_{i+1}} > 30\%$
Brutsaert e Nieber (1977)	$dQ/dt < 0$	6-7	Primeiros 3-4, últimos 2	$\frac{dQ_{i+1}}{dt} > \frac{dQ_i}{dt}$
Kirchner (2009)	$dQ/dt < 0$	1	-	-
Aksoy e Wittenberg (2011)	$dQ/dt < 0$	5	Primeiros 2	CV>20

Existem diferentes métodos para análise do escoamento de base, desde as técnicas físicas, como Medidores de Seepage (Infilômetros) (ROSENBERRY et al., 2008), método de Darcy para zonas saturadas e não saturadas (LABAUGH et al., 1995; ROSENBERRY et al., 2008), além do uso de curvas de permanência e curvas de recessão, e métodos empíricos de separação de escoamento, sendo estes três últimos destacados a seguir.

3.6.3.1 Uso de curvas de permanência

Curvas de permanência descrevem a relação entre a magnitude e frequência de ocorrência de descarga em rios. São usadas em vários estudos hidrológicos e também podem ser empregadas para análise de fluxo de base em uma bacia hidrográfica.

Vários índices de escoamento de base têm sido propostos para representar a variabilidade do fluxo subterrâneo utilizando a curva de permanência, como exemplo a relação $(Q_{25}/Q_{75})^{0.5}$ (STRICKER, 1983), (Q_{20}/Q_{90}) (ARIHOOD e GLATFELTER, 1991), $\log(Q_{50}/Q_{90})$ (NELMS et al., 1997). Healy (2010) comenta que valores mais elevados destes índices indicam maior variabilidade do fluxo de base ao longo do tempo. Entretanto, estes índices não podem ser utilizados para estimar o fluxo de base por si mesmos, mas podem ser úteis para a comparação de características entre diferentes locais.

Smakhtin (2001), entretanto, sugeriu que a relação Q_{90}/Q_{50} pode ser utilizada como uma estimativa de BFI, excluindo-se os efeitos de área da bacia, relação também empregada por Collischonn e Fan (2013) em estudo de separação de escoamento na região centro-oeste e sul do Brasil.

3.6.3.2 Métodos de separação empírica

Antes do advento dos computadores, várias técnicas foram propostas para separação da parcela do escoamento de base do hidrograma total. Uma das mais antigas é a “curva de abatimento normal” descrita por Horton (1933), conforme comenta Chow et al. (1994). Esta curva, também chamada de Curva Mestre de Recessão (CMR) de escoamento de base é um gráfico característico das recessões de fluxo que se calcula sobrepondo muitas curvas de recessão que são observadas em determinada data. Usualmente, as curvas de recessão possuem a forma de decaimento exponencial, conforme mostra a equação 18.

$$Q(t) = Q_0 e^{\frac{-(t-t_0)}{k}}$$

Eq. 18

Onde Q_0 é o escoamento no tempo t_0 e k é a constante de decaimento exponencial que tem as dimensões de tempo (SINGH e STALL, 1971; RUTLEDGE, 2007).

A equação 18 pode ser linearizada através da representação logaritmizada de $Q(t)$ pelo tempo, uma vez que está embasada no conceito de reservatório linear, na qual a taxa de saída do caudal em determinado momento é proporcional ao armazenamento no mesmo tempo.

$$S(t) = kQ(t)$$

Eq. 19

Alguns métodos alternativos, baseados na análise gráfica para a separação do escoamento de base, são apresentados na Figura 15.

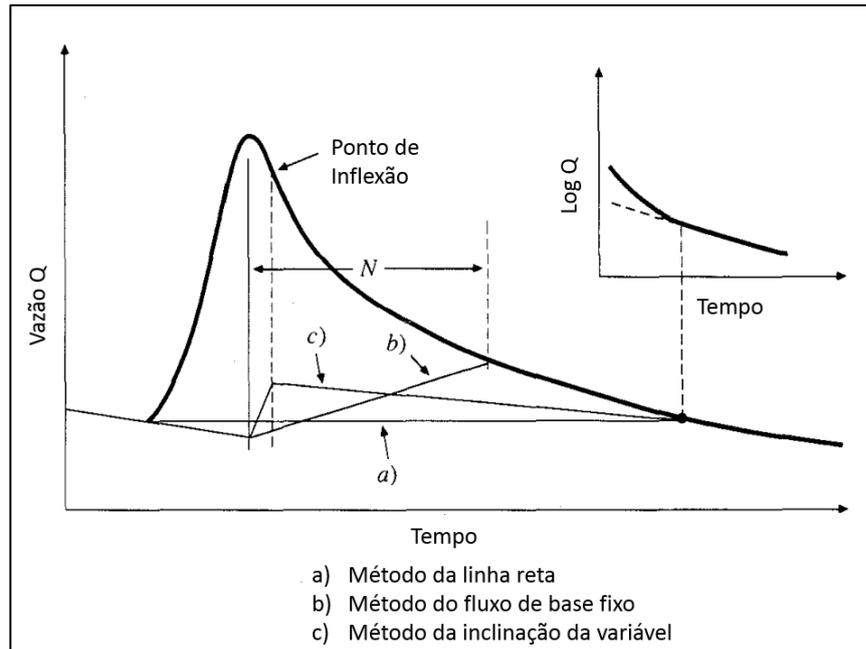


Figura 15 - Métodos de separação gráfica do escoamento superficial do escoamento de base

Fonte: Modificado de Chow et al. (1994)

O método da linha reta (a), aplicado a rios efêmeros, consiste em desenhar uma linha horizontal desde o ponto no qual inicia o escoamento superficial direto até a interseção com o segmento da recessão.

O método do fluxo de base fixo (b) pressupõe que o escoamento superficial termina em um tempo fixo N depois do pico do hidrograma. O escoamento de base antes do escoamento rápido (curva de recessão antecedente) é extrapolado até a linha vertical perpendicular ao pico. Em seguida, uma linha reta é usada para conectar esta extrapolação até o ponto da curva de recessão correspondente ao final do escoamento rápido.

No método da inclinação variável (c) a curva de recessão do escoamento de base antes do escoamento rápido é extrapolada à frente do pico até alcançar o tempo de pico. A curva de escoamento de base após ter cessado o escoamento superficial é extrapolada até o momento do ponto de inflexão no segmento de recessão. Em seguida, uma linha reta é usada para conectar os pontos finais até as curvas extrapoladas.

Entretanto, devido à subjetividade destes métodos, eles não podem ser reproduzidos de forma adequada. Neste sentido, recentes avanços em programas de computador facilitaram bastante o processo de separação automática do hidrograma, removendo grande parte da subjetividade, reduzindo a quantidade de tempo requerida para análise, além de permitir a análise de hidrogramas mais complexos (PETTYJOHN e HENNING, 1979; INSTITUTO DE

HIDROLOGIA, 1980; WAHL e WAHL, 1988; NATHAN e MCMAHON, 1990; RUTLEDGE, 1998; ARNOLD et al., 1995; ARNOLD e ALLEN, 1999; SLOTO e CROUSE, 1996; LIM et al., 2005; ECKHARDT, 2005).

a) PART

O método PART usa o particionamento do hidrograma para estimar o registro diário da descarga de água subterrânea, baseado na curva de recessão antecedente (RUTLEDGE, 1998). O escoamento de base é definido como sendo igual a vazão em dias de recessão e, em seguida, interpola-se linearmente os dias restantes do hidrograma, como apresenta a Figura 16.

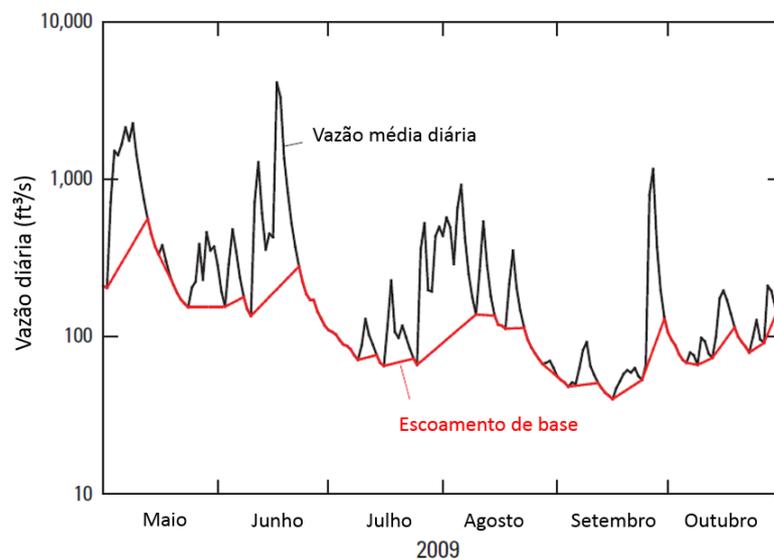


Figura 16 - Hidrograma mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método PART

Fonte: Modificado de Nelms et al (2015)

O escoamento de base é equivalente ao escoamento superficial rápido quando o número de dias de recessão é maior que N e a taxa de descarga do aquífero corresponde a um valor menor que o ciclo de $0,1 \log$ por dia, sendo que N é a duração aproximada de escoamento superficial de Linsley et al. (1982), que depende da área em km^2 :

$$N = 0,83A^{0,2}$$

Eq. 20

b) HYSEP

O método HYSEP (SLOTO e CROUSE, 1996) automatiza três algoritmos de separação de hidrogramas, originalmente desenvolvidos por Pettyjohn e Henning (1979): HYSEP1 - intervalo fixo, HYSEP2 - deslocamento do intervalo e HYSEP3 - mínimo local. Cada método usa um intervalo de dias $2N^*$ para encontrar o hidrograma correspondente às vazões mínimas

durante esse período. Sloto e Crouse (1996) utilizaram o símbolo "*", para indicar que o intervalo utilizado não é exatamente igual ao dobro de N, mas corresponde ao número inteiro mais próximo entre 3 e 11.

O método HYSEP1 determina o menor valor de vazão no intervalo $2N^*$ e assume esta descarga para todos os dias do intervalo. O hidrograma de base é construído ligando os valores atribuídos para cada intervalo (Figura 17).

Com o método HYSEP2, o escoamento de base diário é definido como a menor descarga diária que ocorre dentro do intervalo que se estende a partir de $0,5(2N^*-1)$ centrado no dia de interesse.

Já o método HYSEP3, os valores mínimos são definidos como sendo aqueles que possuem o menor valor do que todos os outros dias dentro do intervalo. Os valores de escoamento de base são determinados por interpolação linear entre os mínimos locais adjacentes.

c) BFI

O programa BFI (WAHL e WAHL, 1988) consiste em dois métodos (padrão e modificado) e segue um conjunto de procedimentos originalmente propostos pela *British Institute of Hydrology* (Instituto de Hidrologia, 1980a, b) em que o registro de vazões é dividido em intervalos de N-dias de comprimento. Este método proposto pelo Instituto de Hidrologia também é chamado de Suavização de Mínimos (*Smoothed Minima Technique*) - UKIH, cuja técnica é explanada melhor nos trabalhos de Piggott (2005) e Aksoy et al. (2009).

Wahl e Wahl (1998) explicam que durante cada intervalo de N-dias, a vazão mínima é identificada e comparada com valores mínimos adjacentes. Se um determinado mínimo é menor do que o fator de teste de ponto de inflexão do hidrograma, f , então, esse mínimo é designado como um ponto de inflexão.

Esses pontos são então conectados para construir o hidrograma de fluxo de base. Para o método de BFI-padrão, o valor de N corresponde a 5 dias e $f = 90\%$. No método BFI-modificado, o parâmetro f é substituído por um índice diário recessão, K' , definido como:

$$K' = f^{\frac{1}{N}}$$

Eq. 21

O que equivale a 0,979 com base nos valores padrão utilizados para os parâmetros N e f no método BFI-padrão.

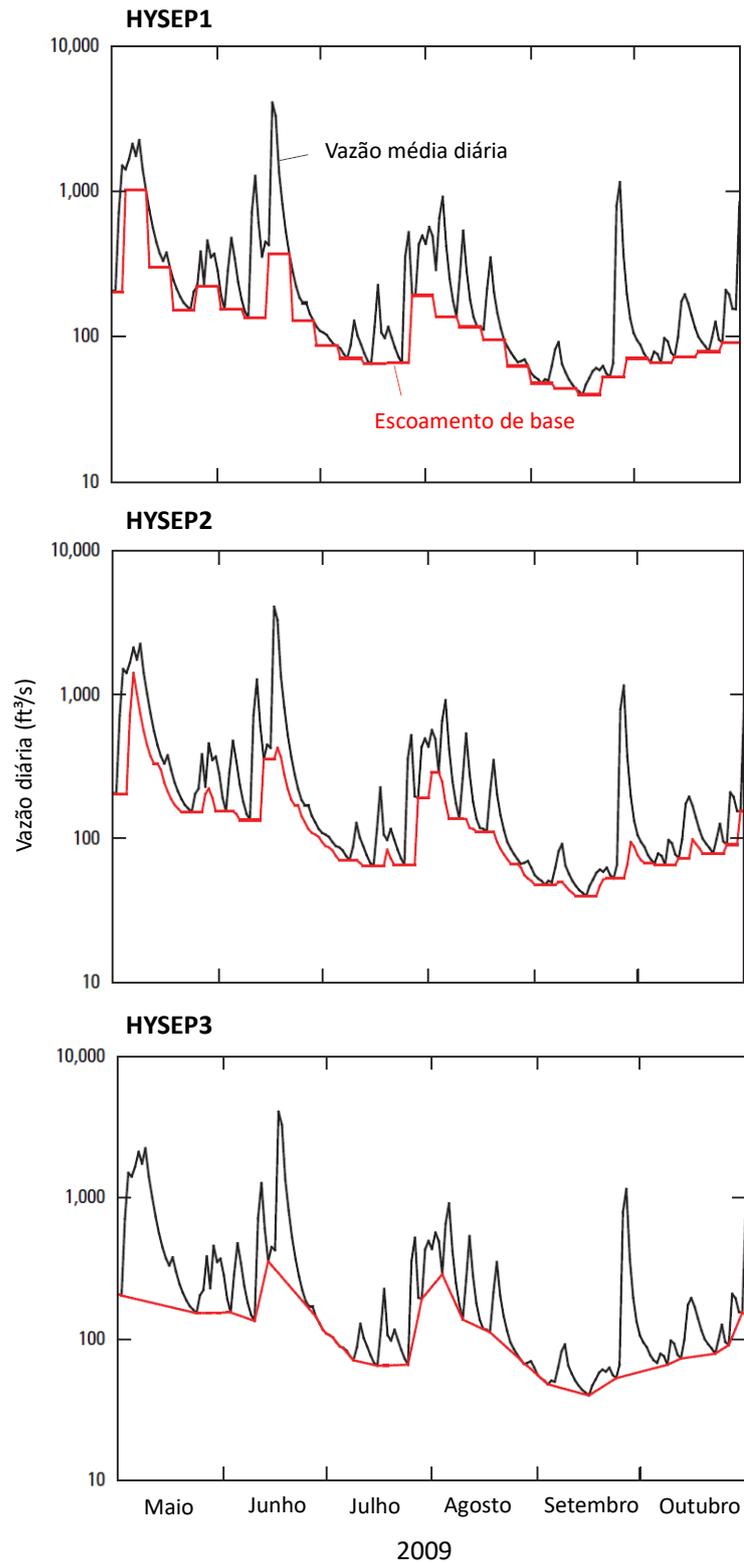


Figura 17 - Hidrogramas mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método HYSEP

Fonte: Modificado de Nelms et al (2015)

A Figura 18 apresenta a separação de escoamento para os dois métodos de BFI.

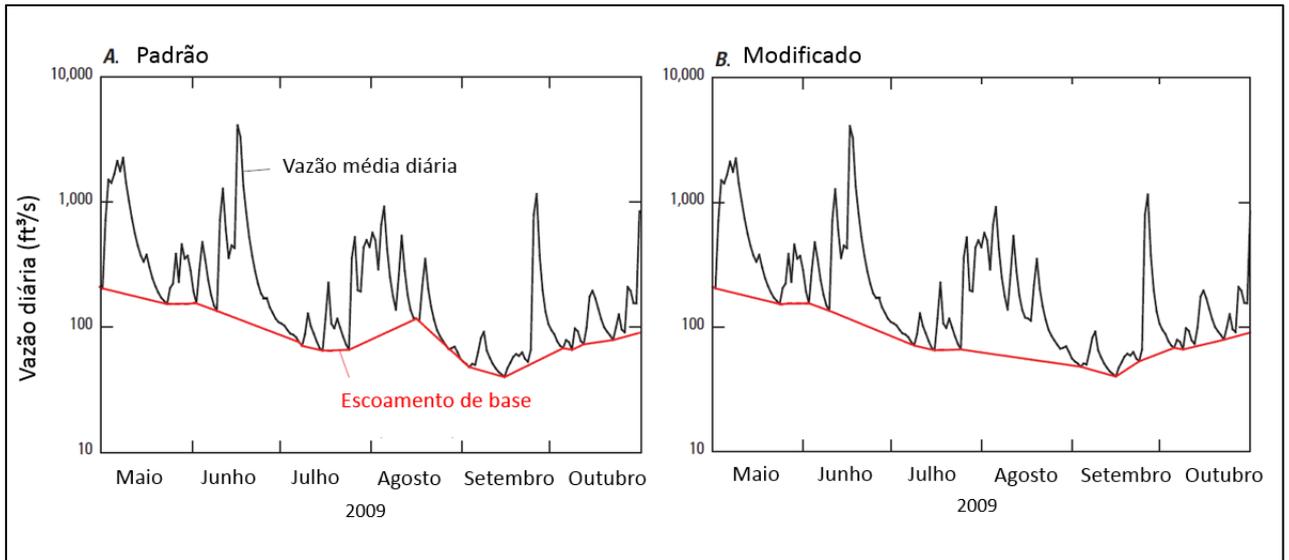


Figura 18 - Hidrogramas mostrando os resultados de separação do escoamento pelo método BFI Padrão e Modificado

Fonte: Modificado de Nelms et al (2015)

d) Filtros Digitais

Outra abordagem para a separação do hidrograma utiliza a técnica de filtros digitais (NATHAN e MCMAHON, 1990; ARNOLD et al., 1995; CHAPMAN, 1999; ECKHARDT, 2005). Esta técnica remove muito da subjetividade de separação manual, proporcionando reprodutibilidade consistente dos resultados alcançados.

Na aplicação dos filtros supõe-se que a vazão total (y) de um hidrograma é a soma do escoamento superficial (f) e escoamento de base (b).

$$y_i = f_i + b_i$$

Eq. 22

Uma equação de filtros com um único parâmetro é apresentada na equação 23, proposta inicialmente por Lyne e Hollick (1979):

$$b_i = \alpha b_{i-1} + \frac{(1 - \alpha)}{2} (y_i + y_{i-1})$$

Eq. 23

Onde:

- b_i : escoamento de base no tempo i ;
- b_{i-1} : escoamento de base no tempo $i-1$;
- y_i : escoamento total no tempo i ;
- y_{i-1} : escoamento total no tempo $i-1$;
- α : parâmetro do filtro.

Nathan e McMahon (1990) e Arnold et al. (1995) encontraram um valor de 0,925 para o parâmetro α . Estes últimos autores utilizam o filtro digital em um programa conhecido como BFLOW (Arnold et al., 1999).

Já Eckhardt (2008) propôs a análise da curva de recessão para estimar α , supondo que a saída do aquífero é linearmente proporcional ao seu armazenamento o que leva ao modelo de uma recessão de fluxo de base exponencial durante os períodos sem recarga das águas subterrâneas:

$$b_{i+1} = b_i e^{\frac{-\Delta t}{k}}$$

Eq. 24

Onde Δt é o intervalo de tempo e k é a constante característica do tempo, ou

$$b_{i+1} = \alpha b_i$$

Eq. 25

Com a constante de recessão:

$$\alpha = e^{\frac{-\Delta t}{k}}$$

Eq. 26

O índice de recessão característico do período pode ser calculado pela equação 27, considerando períodos prolongados de recarga negligenciável.

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

Eq. 27

O valor de k pode ser determinado também por construção automatizada e análise da curva principal de recessão da bacia através da utilização do programa RECESS (RUTLEDGE, 1998). Charron e Ouarda (2015) propuseram a adoção de um modelo não linear para definição da recessão e destacam que desta forma se obtém um melhor desempenho do que um modelo com apenas as características fisiográficas e meteorológicas.

Outras variações da equação 23 foram propostas e são apresentadas por Chapman (1999), sendo uma das mais utilizadas a de Eckhardt (2005) que definiu uma equação utilizando dois parâmetros para determinar o escoamento de base.

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max})\alpha b_{i-1} + (1 - \alpha)BFI_{max}y_i}{1 - \alpha BFI_{max}}$$

Eq. 28

Sujeito a $b_i \leq y_i$, $b_i = 0,5y_i$ para o tempo $i = 1$ (LIM et al., 2005; ZHANG et al., 2013) e onde α é a constante de recessão e BFI_{max} é o máximo valor do índice de escoamento de base (BFI) que pode ser modelado pelo algoritmo. O autor sugeriu que $BFI_{max} = 0,80$ para rios perenes em aquíferos porosos; $BFI_{max} = 0,50$ para rios efêmeros em aquíferos porosos e $BFI_{max} = 0,25$ para rios perenes em aquíferos de rochas cristalinas.

O Índice de Fluxo Basal (BFI), pode ser calculado por:

$$BFI = \frac{\sum_{i=1}^n b_i}{\sum_{i=1}^n y_i}$$

Eq. 29

A definição do parâmetro BFI_{max} é baseada na geologia local, porém Collischonn e Fan (2013) propuseram a estimativa deste parâmetro através de um filtro inverso, a partir das seguintes equações:

$$b'_{i-1} = \frac{b'_i}{\alpha}$$

Eq. 30

Sujeito à restrição $b_{i-1} < y_{i-1}$, onde b_{i-1} , representa uma primeira aproximação do escoamento de base no tempo $i-1$.

O parâmetro BFI_{max} pode ser estimado por:

$$BFI_{max} = \frac{\sum_{i=1}^N b'_i}{\sum_{i=1}^N y_i}$$

Eq. 31

Os mesmos autores, ao avaliarem 15 estações fluviométricas na região Centro-Sul do Brasil, propuseram uma equação para encontrar BFI_{max} utilizando a relação Q90/Q50.

$$BFI_{max} = 0,8344 \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0,2146$$

Eq. 32

Lim et al. (2005) elaborou um programa web para separação automática dos hidrogramas denominado WHAT (<http://cobweb.ecn.purdue.edu/~what/>), no qual o usuário pode escolher trabalhar com o modelo HYSEP3, o modelo BFLOW ou usar a técnica de Eckhardt.

Os filtros numéricos para separação do escoamento de base têm apresentado bons resultados em diversas condições, sendo que os métodos mais simples também podem fornecer respostas consistentes (LAROCQUE et al., 2010; FAN et al., 2015). Diversos autores têm aplicado os métodos de filtros numéricos em bacias brasileiras. Borges et al. (2017) ao estudarem o SASG no estado do Paraná (Brasil), encontraram valores que variaram de 156,89 mm/ano até 489,18 mm/ano usando métodos de filtros digitais. Valores semelhantes nesta região foram apresentados por Melati et al. (2017), os quais estimaram a recarga entre 9% a 37% da precipitação total usando os métodos de separação para duas bacias com características morfológicas distintas. Outros autores, como Matiuzzi et al. (2015) ao estudarem sub-bacias com arcabouço geológico pouco permeável da bacia hidrográfica do Rio Ibicuí, no estado do Rio Grande do Sul, encontram valores semelhantes de recarga que variaram entre 88,4 mm/ano e 314,9 mm/ano (13% e 33% da precipitação efetiva, e 6 e 17% da precipitação total, respectivamente). Melati et al. (2018) encontraram valores que variaram de 11 a 32% da precipitação total anual em bacias do SASG na região do Paraná.

3.6.3.3 Método de análise do deslocamento da curva de recessão

Este método foi inicialmente proposto por Rorabaugh (1964) e está baseado no pressuposto de que um aquífero livre pode ser descrito por um fluxo unidimensional a partir de uma fronteira com fluxo nulo, na borda do aquífero até o rio (Figura 19).

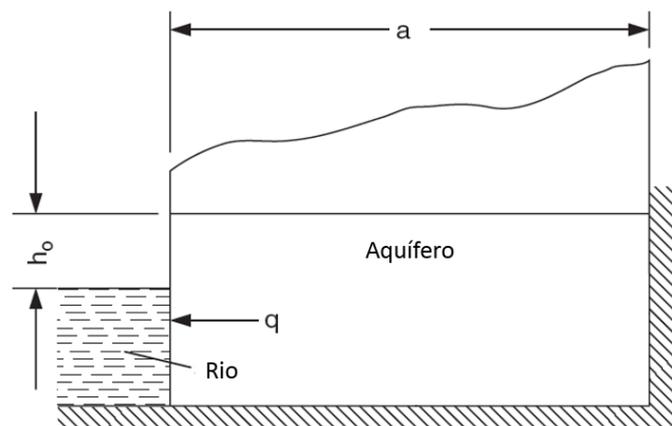


Figura 19 – Representação esquemática de um sistema rio-aquífero, na qual está baseado o modelo de Rorabaugh (1964)

Fonte: modificado de Healy (2010)

A água subterrânea desloca-se na direção do eixo x , perpendicular ao rio. Recarga, transmissividade, e rendimento específico são considerados uniformes, assim como a distância

do rio até a borda limite do aquífero (a). Inicialmente a carga hidráulica de aquífero é igual ao do rio. A equação de fluxo de águas subterrâneas sob essas condições pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{T\partial^2 h}{\partial x^2} = S_y \frac{\partial h}{\partial t}$$

Eq. 33

Onde T é a transmissividade, h é a carga hidráulica, S_y é o rendimento específico do solo e t é tempo.

Rorabaugh (1964) expressa a descarga da água subterrânea para o rio como uma função complexa do tempo após a recarga, sendo que essa função pode ser aproximada depois do “tempo crítico” pela seguinte equação.

$$Tc = \frac{0,2a^2S}{TR}$$

Eq. 34

Onde Tc é igual ao tempo crítico, “a” equivale a distância média do rio até o divisor hidrológico, S é o coeficiente de armazenamento e TR é a transmissividade.

Para se obter o tempo crítico com uma função do índice de recessão (K) deve-se combinar a equação 34 com a seguinte equação de Rorabaugh e Simons (1966 apud CHEN e LEE, 2003).

$$K = \frac{0,933a^2S}{TR}$$

Eq. 35

Resolvendo e substituindo $(a^2 S)/TR$ na equação 34, Tc pode ser expresso como:

$$Tc = 0,2144K$$

Eq. 36

Meyboom (1961) expressou o volume do escoamento de base como sendo:

$$V = \frac{QxK}{2,3026}$$

Eq. 37

Rorabaugh (1964) e Rutledge e Daniel (1994) mostraram que o potencial de descarga total da água subterrânea para o fluxo de um momento crítico após um pico em vazão é igual a

cerca da metade do volume total de água que recarrega o sistema de água do solo durante o período de pico. Assim, a recarga total pode ser calculada pela seguinte equação:

$$R = \frac{2 (Q_2 - Q_1) K}{2,3026}$$

Eq. 38

Onde R é o volume total da recarga devido ao evento (L^3), Q1 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pré-evento da recessão da vazão (L^3/T), e Q2 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pós-evento da recessão da vazão (L^3/T).

O procedimento de cálculo, após a definição do evento de recarga, demanda 6 etapas, conforme mostra a Figura 20.

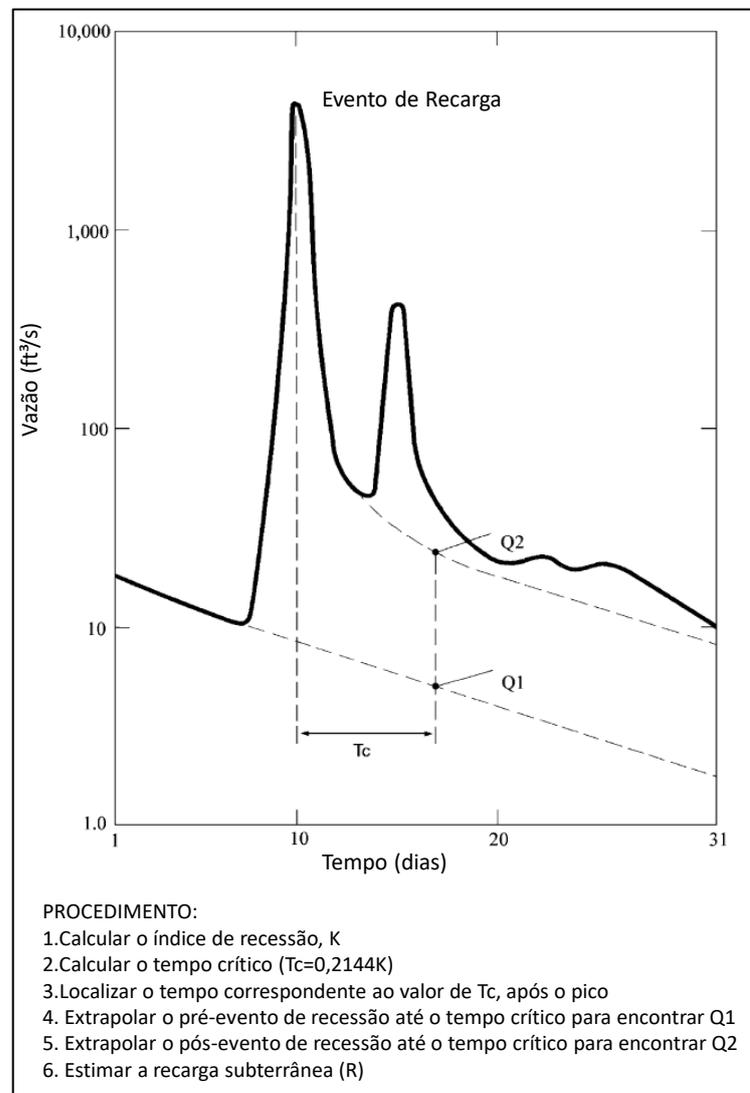


Figura 20 - Procedimento de utilização método de deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga subterrânea em resposta a um evento individual de recarga

Fonte: modificado de Rutledge e Daniel (1994)

Este método é pertinente devido à sua fundamentação teórica, pois inclui variáveis de águas subterrâneas. Uma desvantagem desse método está associada ao tempo para realizar as estimativas de recarga para cada pico encontrado na hidrógrafa e também à subjetividade envolvida na extrapolação manual da linha de recessão (CHEN e LEE, 2003).

Para reduzir o tempo de cálculo e diminuir a subjetividade, foi desenvolvida uma série de programas automatizados, destacando-se o software RECESS e RORA (BARLOW et al., 2015), os quais estão disponíveis no *website* do *United States Geological Survey* (<http://water.usgs.gov/ogw/gwsw.html>). O software RECESS possibilita o cálculo do índice de recessão (K), enquanto o software RORA utiliza o método de deslocamento da curva de recessão, proposto por Rorabaugh (1964), para estimar a recarga subterrânea.

O programa RECESS é utilizado para determinar o índice de recessão e para definir a curva mestre de recessão (CMR) da análise dos dados de vazão. É utilizado para a análise da recessão da vazão durante o tempo em que não está ocorrendo a recarga da água subterrânea, quando todo o fluxo provém da descarga da água subterrânea e quando o perfil do nível de distribuição da água subterrânea se encontra próximo do estável.

O programa utiliza um processo de interação repetitiva de muitos períodos selecionados de recessão contínua determinando uma regressão melhor ajustada para a taxa de recessão como uma função do logaritmo do fluxo, utilizando os coeficientes da equação para obter a CMR. A recessão será linear no gráfico do logaritmo do fluxo em função do tempo, sendo que a taxa de recessão pode ser expressa como o índice de recessão, em dias por ciclo de log (RUTLEGDE, 1998).

O programa possui três etapas de cálculo:

1. O programa localiza períodos de recessão da vazão e permite ao usuário selecionar segmentos quase lineares (Figura 21A).
2. Para cada segmento, o programa determina a melhor equação linear no tempo em função do log da vazão e obtém dessa equação um coeficiente que é o índice de recessão (K) do segmento (Figura 21B). Posteriormente, o programa determina a melhor equação linear para os coeficientes do índice de recessão (K) em função do log da vazão, que é a linha na Figura 21B.
3. Os coeficientes dessa equação são utilizados para a obtenção da CMR (Figura 21C), que é uma expressão de segunda ordem polinomial para o tempo em função do log da vazão.

$$T = A(\log Q^2) + B(\log Q) + C$$

Onde T é o tempo (T), e A , B e C são os coeficientes, sendo que o A corresponde ao valor do K . Esta equação representa o CMR (Figura 21C), que é resultado da integração da melhor equação linear para K em função do log da vazão. Ela é única porque no tempo igual a zero, o log da vazão é o valor máximo do log da vazão de todo o segmento selecionado da recessão.

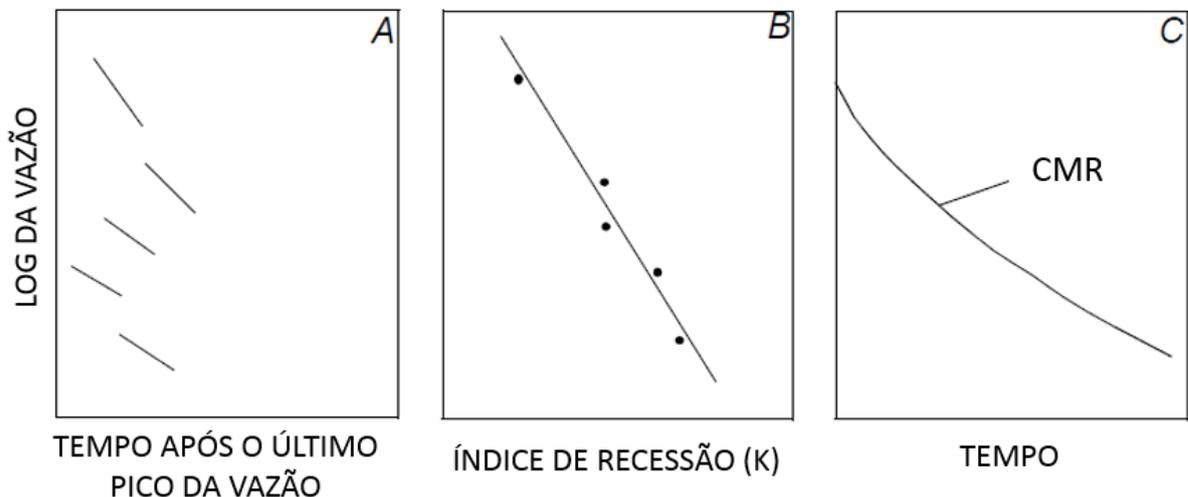


Figura 21 – Esquema de representação do método utilizado para determinar a curva padrão de recessão: (A) seleção dos segmentos de recessão, (B) índice de recessão (K) (tempo por log de ciclo da recessão da vazão) e melhor linha ajustada, e (C) a curva mestra de recessão, obtida dos coeficientes da função em B.

Fonte: Rutledge (1998).

Numerosos estudos têm utilizado os métodos de separação de escoamento ou se baseado no deslocamento da curva de recessão. Entretanto, há discussões na literatura quanto às diversas limitações do método RORA para estimar recarga das águas subterrâneas. Healy (2010), comenta que "poucos aquíferos estão em conformidade com todas as suposições inerentes à dedução do método de deslocamento da curva de recessão". Halford e Mayer (2000) e Halford (2008) questionam a utilização da equação 20 para determinar a duração do escoamento superficial a partir de uma bacia, a utilização de registros de vazão para estimar um índice de recessão adequado (K), e os efeitos dos fatores hidrológicos, tais como armazenamento, sobre a identificação dos picos de recarga em um registro de vazões.

Rutledge (2000) concluiu que o método estima a recarga líquida, que representa a recarga total menos evapotranspiração da água subterrânea. Não obstante, vários estudos como os de Rutledge e Mesko (1996), Mau e Winter (1997), Arnold e Allen (1999), Chen e Lee, (2003), Risser et al., (2005) descobriram que o método de deslocamento por curva de recessão

produziu estimativas consistentemente maiores do que outras técnicas de análises de hidrogramas.

Quando possível, os métodos devem ser combinados com outros tipos de dados para confirmar a interação hidráulica dos sistemas de águas subterrâneas e superficiais, tais como medições simultâneas de níveis de águas subterrâneas, medidas de infiltração, ensaios de infiltração e traçadores químicos (STONESTROM e CONSTANTZ, 2003; ROSENBERRY e LABAUGH, 2008; EDDY-MILLER et al., 2012).

A Figura 22 apresenta um guia para avaliar a adequabilidade do uso dos métodos de separação de escoamento a partir da avaliação do hidrograma, a qual indica que são apropriados para escala de tempo anual, em bacias com declividades iguais ou superiores a 1% e sem nenhuma utilização de água superficial ou subterrânea. Também apresenta uso apropriado para bacias menores que 1295 km² e que possuam séries de vazões completas com mais de 1 ano de registros.

Condições de escoamento				Unidades Hidrogeológicas		Tamanho da bacia em km ²			<div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: green; margin-right: 5px;"></div> Apropriado <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: yellow; margin-right: 5px; margin-top: 5px;"></div> Cautela <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: red; margin-right: 5px; margin-top: 5px;"></div> Não Apropriado
Ganho	Perda	Perene	Intermitente	Única	Múltiplas	≤2,6	>1 e ≤ 1295	>1295	

Escala de tempo do período de análise			Declividade da bacia, em %	
Menos que um mês (diária, horária, evento)	Mensal ou sazonal	Anual ou maior	< 1	≥ 1

Utilização de água superficial ou subterrânea			Tamanho da série de vazões	
Nenhuma	Relativamente pequena (pouca influência nas condições de baixo fluxo)	Substancial (Grande influência nas condições de baixo fluxo)	Completa e < 1 ano de registros	Completa e ≥ 1 ano de registros

Figura 22 – Guia para identificar a adequabilidade do método de análise de águas superficiais ao estudo

Fonte: Modificado de Barlow et al. (2015)

3.6.4 Métodos de Traçadores

O uso de traçadores é importante na aquisição de informações sobre a extensão das áreas de recarga, características do escoamento subterrâneo e transporte de contaminantes (ZHOU et al., 2003). Os traçadores possuem uma variedade de aplicações em estudos hidrológicos (COOK e HERCZEG, 1998; SCANLON et al., 2002) tais como:

- fornecer estimativas quantitativas e identificando as fontes de recarga;
- fornecer informações sobre o tempo de deslocamento da água;
- avaliar a importância dos caminhos preferenciais;
- fornecer informações sobre a dispersão hidrodinâmica possibilitando dados para calibração de modelos numéricos de escoamento de águas subterrâneas e de transporte de solutos.

Segundo Scanlon et al. (2002) os traçadores são classificados em três categorias: traçadores ambientais naturais, traçadores históricos e traçadores aplicados. Nesta pesquisa serão descritos apenas os métodos do cloreto e isótopos de oxigênio e hidrogênio, como exemplos de traçadores ambientais.

3.6.4.1 Balanço de Cloretos

O uso de traçadores geoquímicos, que se baseia no balanço de cloretos (*Chloride Mass Balance - CMB*), constitui uma técnica de estimativa de recarga de aquíferos utilizada mais frequentemente em regiões de climas áridos e semiáridos, onde tem se mostrado bastante adequada (SCANLON et al., 2006). A sua utilização nestes locais é justificada pelo restrito, ou quase inexistente, escoamento superficial (HERLINGER e VIERO, 2004).

Entretanto, são encontrados outros estudos em regiões distintas em todo o mundo (GRISMER et al., 2000; LO RUSSO et al., 2003; CROSBIE et al., 2010 e SCANLON et al., 2010; BRESCIANI et al., 2014; SOMARATNE e SMETTEM, 2014). A popularidade do método se deve a ele ser relativamente simples e barato (EDMUNDS e GAYE, 1994, WOOD, 1999; CROSBIE et al., 2010), e é um dos poucos métodos de estimativa de recarga que pode fornecer uma estimativa com valores baixos de recarga (SCANLON et al., 2002).

O cloreto meteórico é um excelente traçador de movimento da água na subsuperfície, porque é considerado conservativo devido à sua forma iônica, pois não adsorve sobre silicatos negativamente carregados (HEALY, 2010). Além disso, o cloreto é altamente solúvel em água e, geralmente, não participa das reações presentes nos ciclos biogeoquímicos.

O cloreto é transportado para a atmosfera por meio da evaporação da água salina dos oceanos. Na atmosfera, o cloreto movimenta-se, depositando-se na superfície do solo por meio das precipitações pluviométricas e também da deposição seca. Ao atingir a superfície do terreno, o cloreto presente na precipitação é infiltrado no solo e tende a aumentar sua concentração com o aumento da profundidade até a zona de raízes, por causa do efeito da evapotranspiração (LUCAS, 2012). Em níveis mais profundos da zona saturada de aquíferos livres, bem como em aquíferos confinados, onde os efeitos da evapotranspiração são negligenciáveis, a concentração de cloreto tende a permanecer constante na água ao longo do tempo, podendo sofrer alterações por processos de mistura (HERLINGER e VIERO, 2004).

A abordagem da CMB pode ser realizada tanto para a zona não saturada como para a zona saturada (SCANLON et al., 2002). Na zona saturada ele pode ser utilizado para estimativa de recarga, conforme a equação 40.

$$R = \frac{C_p P + Map}{C_{gw}}$$

Eq. 40

Onde: R é a taxa de recarga anual (mm/ano), P é a precipitação total média anual (mm/ano), Map é a taxa de deposição seca de cloretos ($\text{g/m}^2\cdot\text{ano}$), C_p é a concentração de cloretos na precipitação (g/m^3) e C_{gw} é a concentração da cloretos na água subterrânea.

Deve-se destacar ainda, que a aplicação do CMB, requer o conhecimento da taxa de deposição atmosférica de cloreto, sendo que encontrar este valor não é simples. Uma variedade de processos controla a deposição, que geralmente tem uma grande variabilidade espacial (KEYWOOD et al., 1997; GUSTAFSSON e HALLGREN LARSSON, 2000; ALCALÁ e CUSTODIO, 2008 e GUAN et al., 2010). Esta variabilidade faz com que a extrapolação de medições pontuais seja difícil, sendo esta uma questão que tem sido frequentemente reconhecida como a principal fonte de incerteza na aplicação do método da CMB (WOOD e SANFORD, 1995, SCANLON et al., 2006; CROSBIE et al., 2010; ALCALÁ e CUSTODIO, 2014). Para a zona saturada, assumindo que não ocorra escoamento superficial e eliminando o termo de deposição seca de cloreto, a equação 40 adquire a seguinte forma:

$$R = \frac{C_p P}{C_{gw}}$$

Eq. 41

Onde: R: Recarga (mm)

C_p : Concentração de cloreto na precipitação (mg/L)

P: precipitação (mm/mês)

C_{gw} : Concentração de cloro na água subterrânea (mg/L)

A seleção de um valor C_p adequada é difícil, pois as concentrações em eventos de precipitação podem variar em função de alguns fatores como: a origem e trajetória de massas de ar, armazenamento de Cl na atmosfera, distância da costa, altitude regional de condensação acima do qual a deposição de interceptação é favorecida, e a velocidade do evento de chuva (SEILER e GAT, 2007). A maioria das precipitações começam com alta e continuam com baixas concentrações de Cl (BLACKBURN e MCLEOD, 1983; GARCIA et al, 2007). Diante disso é importante utilizar valores médios ponderados de longo prazo C_p calculados em múltiplas estações (HAGEDORN et al., 2011).

O método CMB aplicado à zona saturada não é sensível aos mecanismos de escoamento através da zona não-saturada (WOOD, 1999). Além disso, a obtenção das amostras de águas subterrâneas na zona saturada é mais fácil que obter amostras de solo em diferentes profundidades na zona não-saturada (HEALY, 2010).

Alguns autores, ao aplicar este método em diferentes áreas e comparar os valores com outros métodos de análise, apontaram que o método CMB subestima as estimativas (SOMARATNE et al., 2014; WARD et al., 2009; DENG et al., 2013; HAGEDORN et al., 2011 e ORDENS et al., 2012). Algumas das possibilidades levantadas pelos autores estão associadas às incertezas associadas ao método, fator de escala (DENG et al., 2013) e efeito da vegetação (BRESCIANI, 2014).

3.6.4.2 Isótopos

Isótopos são núclídeos com o mesmo número de prótons e diferentes números de massa devido à variação no número de nêutrons, sendo que estes podem ser divididos em estáveis e instáveis ou radioativos (SANTIAGO et al., 2008).

Os isótopos mais utilizados em estudos ambientais e hidrogeológicos são o ^{13}C estável e o ^{14}C radiogênico; oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$); hidrogênio (D/H); nitrato ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$); sulfato ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e ainda o boro, cloro e lítio, entre outros. Como os isótopos estáveis de ^{18}O e o deutério são partes integrantes da molécula da água, tornam-se os traçadores

naturais ideais para estudos hidrogeológicos (NANNI, 2008), possibilitando a obtenção de diversos parâmetros relacionados à sua dinâmica.

Minardi et al. (2008), explicam que os isótopos ^2H (deutério) e ^{18}O marcam as distintas partes do ciclo hidrológico, como verdadeiras “impressões digitais”, possibilitando o conhecimento da história da água. Possuem ampla utilização na determinação e diferenciação de fontes de águas subterrâneas, como águas antigas e jovens, águas de precipitação, identificando diferentes origens e misturas entre águas subterrâneas, além de fornecer informações paleoambientais importantes a respeito da recarga destas águas subterrâneas (SCHOFIELD e JANKOWSKI, 2004; CLARK e ARAVENA, 2005; ALEMAYEHU et al., 2010; MILLOT et al., 2011; HOSONO et al., 2011).

O oxigênio possui três isótopos ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , enquanto o hidrogênio possui dois isótopos estáveis ^1H e ^2H (deutério, ou D). A composição isotópica de hidrogênio é representada pela razão D/H, e a composição isotópica de oxigênio pela razão ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), utilizando os dois isótopos de oxigênio mais abundantes ^{16}O (99,796%) e ^{18}O (0,204%).

As abundâncias dos isótopos estáveis são medidas por espectrometria de massa. Porém, como é difícil determinar precisamente a razão isotópica, prefere-se medir o enriquecimento ou empobrecimento de um isótopo em relação a uma amostra padrão, conforme a equação 41. O primeiro padrão utilizado internacionalmente foi a água do oceano, o SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), definido por Craig (1961), atualmente substituído pelo padrão V-SMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*), uma mistura sintética de H_2^{16}O , HD^{16}O e H_2^{18}O , imitando o SMOW original (SANTIAGO et al., 2008).

$$\delta^{18}\text{O}_{amostra} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{amostra}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{padrão}} - 1 \right) \times 1000\text{‰ VSMOW}$$

Eq. 41

Resultados positivos, como por exemplo, $\delta^{18}\text{O}_{amostra} = +10\text{‰ VSMOW}$ significam que a amostra apresenta 10‰ ou 1% mais de ^{18}O que o padrão de referência. Da mesma forma, amostras empobrecidas em relação ao padrão de referência serão expressas por exemplo como $\delta^{18}\text{O}_{amostra} = -10\text{‰ VSMOW}$ (CLARK e FRITZ, 1997).

Alguns estudos sobre isótopos foram desenvolvidos principalmente no estado de São Paulo, como os trabalhos de Dias (2005), Viviani-Lima (2007), Martins (2008) e Maldaner (2010) utilizados geralmente no estudo de recargas das bacias paulistas. Outros estudos

utilizaram isótopos de hidrogênio e oxigênio para identificar áreas de recarga e diferenciar assinaturas isotópicas da precipitação recente das mais antigas, contribuindo para compreender quais são as fontes de recarga de águas subterrâneas (JAMES et al., 2000; OLIVEIRA e LIMA, 2007; JEELANI et al., 2010).

3.6.5 Modelos de Simulação

Os modelos de simulação são amplamente utilizados em todos os tipos de estudos hidrológicos, e alguns destes modelos podem ser utilizados para estimar a recarga. A capacidade preditiva de modelos pode ser usada para avaliar como as mudanças no clima, uso da água, uso da terra e outros fatores que podem afetar as taxas de recarga (HEALY, 2010).

A maioria dos modelos de simulação, incluindo modelos de bacias e aquíferos são baseados de alguma forma na equação do balanço hídrico. Modelos empíricos que não se baseiam em uma equação de balanço hídrico também são usados para estimar a recarga, no entanto, geralmente tomam a forma de equações simples que definem recarga anual como uma função de precipitação e, possivelmente, outros dados climáticos ou características de bacias hidrográficas (HEALY, 2010).

É importante que o modelo seja calibrado para ajustar as variáveis utilizadas na resolução do problema. A calibração pode ser feita de uma forma de tentativa e erro manual ou usando técnicas estatísticas tais como regressão não-linear (HILL, 1998; HILL e TIEDEMAN, 2007). Outros autores também têm empregado rotinas de calibração automática utilizando funções objetivo e algoritmos de otimização (GREEN, 2008; LOOPER, 2012).

Oliveira (2004) divide os modelos de recarga em duas classes:

- modelos de previsão que estimam a recarga a partir da quantificação dos processos que a antecede.
- modelos de resposta que permitem estimar a recarga a partir da reação do meio subterrâneo ao processo de recarga, podendo considerar também as extrações por parte do homem.

Existem diferentes tipos de modelos, sendo alguns comumente usados, os modelos SWAT (ARNOLD et al., 1998), MIKE-SHE (GRAHAM et al., 2006), PRMS (LEAVESLEY et al., 1983). Singh (1995) e Singh e Frevert (2006), apresentam uma revisão destes e muitos outros modelos.

Outros modelos que merecem destaque, são WEAP, SMAP, BALSEQ e MGB. O WEAP (*Water Evaluation and Planning System*) é um sistema de suporte ao gerenciamento

integrado dos recursos hídricos que incorpora modelos de estimativa de recarga e faz uma análise das principais demandas tendo como base informações relativas às principais atividades econômicas desenvolvidas no sistema hidrológico, além de realizar uma análise da disponibilidade hídrica atual e de prever cenários (YATES, 2005).

O SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) é um modelo determinístico de simulação hidrológica do tipo chuva-vazão que realiza o balanço da umidade do solo baseado em dois reservatórios lineares, um representando o solo na camada superior e o outro o aquífero (LOPES et al. 1982), tal como mostra a Figura 23.

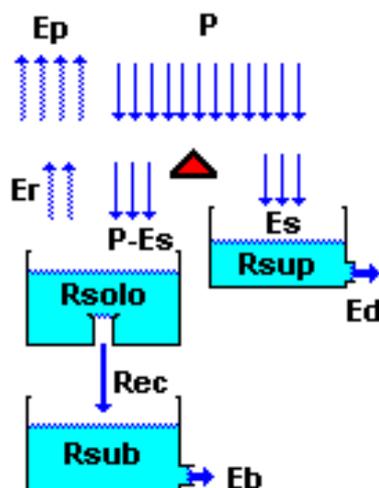


Figura 23 – Estrutura do Modelo SMAP diário

Fonte: Lopes et al. (1982)

O BALSEQ é um modelo numérico de balanço hídrico sequencial diário no nível do solo, desenvolvido para a estimativa da recarga de águas subterrâneas rasas em Portugal (LOBO-FERREIRA, 1981; PARALTA et al., 2003). Para estimar a recarga potencial, o modelo utiliza o conceito de armazenamento obtido a partir da capacidade de campo, sendo dada pela diferença da umidade do solo no dia e o valor da umidade na capacidade de campo multiplicada pela profundidade efetiva do sistema radicular considerado. Pelo processo de fluxo na zona vadosa (solo não saturado), os impulsos de percolação profunda estimados para cada incremento de tempo são atenuados, devido à redistribuição da umidade na zona vadosa (PONTES, 2013).

O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias, MGB-IPH, descrito por Collischonn (2001) e Collischonn et al. (2007) é um modelo distribuído, de base conceitual, baseado na estrutura dos modelos LARSIM e VIC (LIANG et al., 1994). O modelo já foi amplamente utilizado na modelagem de bacias hidrográficas de grandes extensões com resultados satisfatórios tanto para bacias em regiões de solos argilosos com chuvas bem distribuídas (ALLASIA et al., 2006;

COLLISCHONN et al., 2007, SIQUEIRA et al., 2018), como para bacias de solos arenosos com grandes períodos de seca (GETIRANA et al., 2010; PONTES, 2017; FLEISCHMANN, 2018). O modelo foi justamente desenvolvido para tais bacias como afirma COLLISCHONN et al. (2007), mas também pode ser aplicado em bacias menores, ainda que careça de estudos que comprovem efetivamente sua eficiência.

O modelo MGB-IPH trabalha com uma discretização em minibacias, as quais são ainda subdivididas em Unidades de Respostas Hidrológicas (URH). Em cada minibacia o balanço de água no solo e o de energia são feitos de forma independente, utilizando suas características e parâmetros associados. Os processos verticais simulados pelo modelo MGB-IPH envolvem o balanço de água no solo, a interceptação, a percolação da água para o aquífero e o fluxo ascendente e a geração dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo, como mostra a Figura 24. Mais informações sobre as equações utilizadas no modelo MGB podem ser obtidas nos trabalhos de Collischonn (2001) e Pontes (2016).

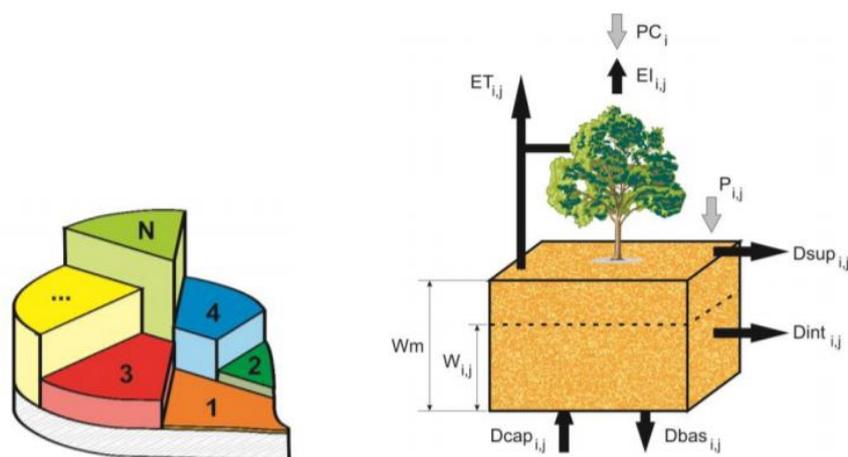


Figura 24 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Fonte: Pontes (2016), Collischonn (2001)

Melati (2018) fez uma modificação do código fonte do MGB para utilizá-lo na separação das três formas de escoamento: escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo, e o aplicou em sub-bacias da bacia do Paraná 3 no estado do Paraná, investigando as diferentes origens das águas que compõe o hidrograma, comparando com outros métodos de separação de escoamento para estimativa de recarga, encontrando resultados satisfatórios com a aplicação do modelo para seu estudo.

3.6.6 Técnicas de Regressão

Além destes modelos de simulação de bacia, Helsel e Hirsch (2002) abordam o uso de técnicas de regressão para estimar recarga levando em consideração tempo e espaço. Geralmente, as equações assumem a forma de:

$$R = aX_1 + bX_2 + c$$

Eq. 42

Onde a, b, e c são coeficientes determinados por análise de regressão e X1 e X2 são parâmetros que refletem as características independentes de bacias, como a textura do solo, a permeabilidade, a altitude, a vegetação, e geologia, ou climáticas, tais como temperatura e precipitação.

As características da bacia hidrográfica, como área de drenagem da bacia, precipitação e índice de fluxo de base foram usados como variáveis explicativas em estudos anteriores semelhantes para estimar ao fluxo de base. Por exemplo, Zhu e Day (2009) correlacionaram o fluxo de base com a área de drenagem da bacia, precipitação, evapotranspiração e elevação. Ahiablame et al. (2013) utilizaram área de drenagem de bacia, precipitação, índice de base de base e proporção de área de drenagem para prever o fluxo de base.

Características de bacias hidrográficas, como precipitação, cobertura do solo, declividade e solos, também foram usadas para estimar o BFI. Haberlandt et al. (2001), por exemplo, descobriram que o BFI está fortemente correlacionado às características topográficas, pedológicas, hidrogeológicas e de precipitação. Mazvimavi et al. (2005) consideraram a cobertura de encostas e pastagens em bacias hidrográficas e Ahiablame et al. (2013) desenvolveram uma equação de regressão para estimativa de BFI usando níveis de água e solos do grupo hidrológico B e C. Zhang et al. (2013) usaram dados de precipitação, área da bacia e tipos de solos do grupo A para estimar valores de BFI e escoamento de base.

Para que a recarga seja encontrada é necessário que se tenha uma série com valores de recarga conhecido. Uma vez que este valor não pode ser medido, mas estimado por alguma das técnicas apresentadas anteriormente, existe uma grande incerteza ao utilizar dados para estimar a recarga. Alguns estudos de estimativa através da aplicação de equação de regressão são apresentados por Cherkauer e Ansari (2005), Lorenz e Delin (2007), Gebert et al. (2007), Zangh et al. (2013).

3.6.7 Uso de satélites e sistemas de informações geográficas

Recentemente o uso de imagens de satélite e sistemas de informações geográficas têm permitido realizar estudos complementares aos métodos anteriores, contribuindo na análise de áreas de recarga e descarga bem como na avaliação da quantidade de armazenamento.

Richey et al., (2015) utilizaram informações do satélite GRACE para mostrar que as águas subterrâneas presentes em grandes aquíferos do planeta são exploradas a taxas maiores que a recarga natural. A missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), de responsabilidade conjunta das agências espaciais dos Estados Unidos da América (NASA) e Alemanha (DLR), foi lançada em 17/03/2002, com o objetivo de permitir a obtenção do campo gravitacional terrestre, em alta resolução, em função da variação da massa, que é relacionada à variação do conteúdo de água estocada no continente e no oceano.

Henry et al. (2011) e Buma et al. (2016) usaram dados de armazenamento de água terrestre do GRACE corrigida para a umidade do solo empregando o modelo de sistema de assimilação de dados, o *Global Land Data Assimilation System (GLDAS)*, para obter anomalias de armazenamento de águas subterrâneas mensais e recarga líquida anual.

As informações de umidade do solo que são importantes para compressão e estimativa do processo de recarga, também podem ser obtidas pelos dados do satélite da missão *Soil Moisture Active Passive (SMAP)/NASA* como visto nos trabalhos de Disseldorp et al., (2013) e Yee et al., (2016).

Apesar da utilização destas informações serem empregadas em áreas com maior tamanho, os dados podem ser empregados em conjunto com os outros métodos para melhorar as estimativas de recarga, porém não possuem o refinamento adequado em áreas que necessitam de melhor detalhamento.

3.6.8 Considerações na seleção dos métodos de estimativa de recarga

Cada método de estimativa de recarga possui restrições de escalas de tempo, espaço e fluxo, bem como de adequação e incerteza. Scanlon et al. (2002) sistematizaram os limites de aplicação de alguns dos métodos mais significativos, em relação aos três aspectos de restrição de escala (Figura 25).

Destacam-se algumas características a considerar sobre os métodos explanados. Os métodos baseados em águas superficiais e em zona saturada são mais aplicáveis a regiões de clima úmido, enquanto os métodos de zona não-saturada, possuem melhor aplicabilidade em regiões áridas. Os métodos baseados em zona não saturada, geralmente, estimam recargas sobre

pequenas áreas, diferentemente dos outros métodos. Aqueles baseados em zona saturada, originalmente estimam a recarga com maior confiança que os métodos baseados nas outras zonas, devido ao fato dos métodos de zona saturada estimarem a recarga real, enquanto os que são baseados nas outras zonas, estimarem a recarga potencial (SCANLON et al., 2002; HEALY, 2010).

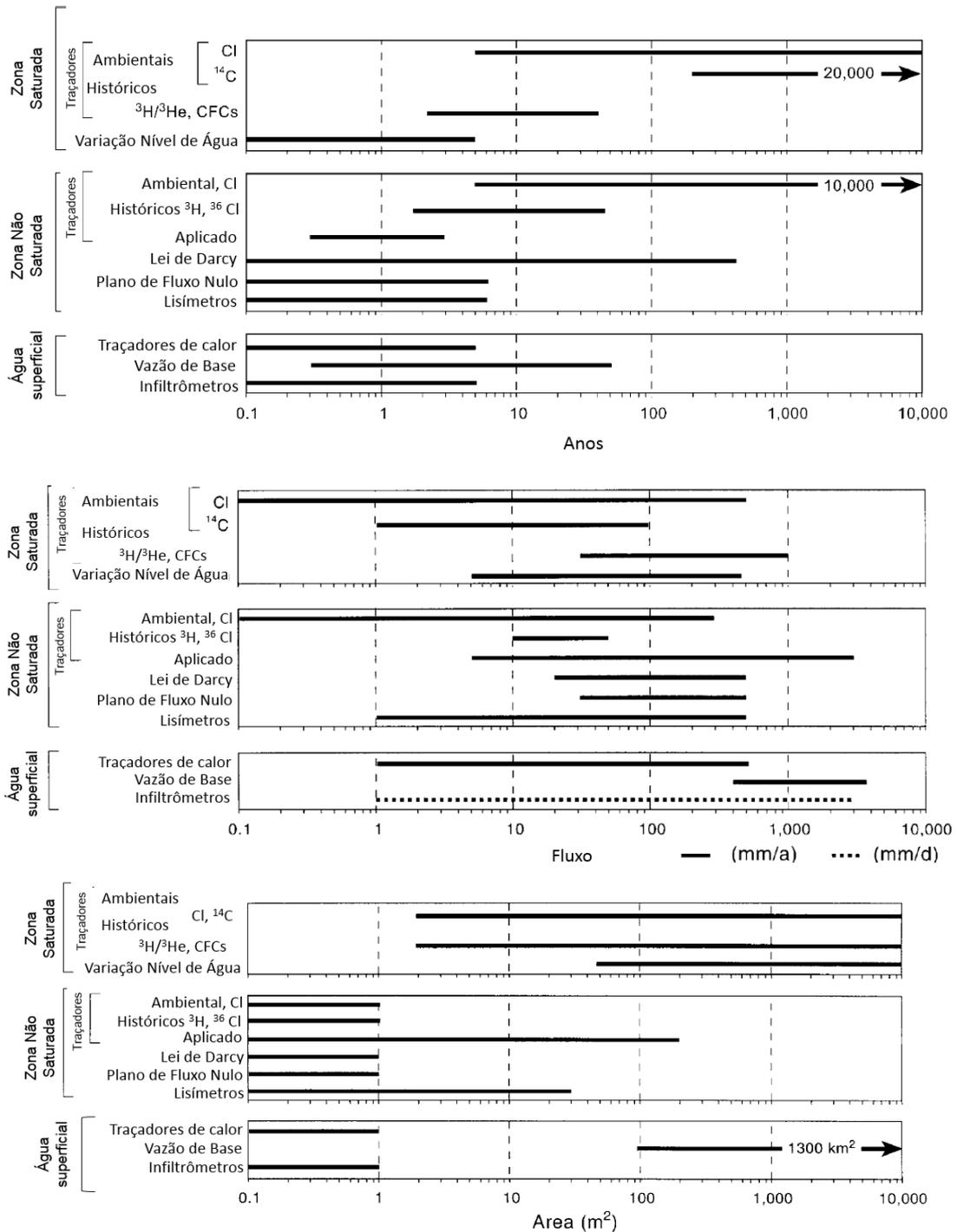


Figura 25 - Limites de sensibilidade dos métodos às estimativas de recarga, em relação ao tempo, espaço e fluxo.

Fonte: Adaptado de Scanlon et al., (2002)

UNEP (2002) atribuiu para esses métodos ordens de precisão, distribuídas em três classes, baseadas nas magnitudes dos erros associados: classe 1 – até um fator 2, classe 2 – até um fator 5 e classe 3 – até um fator 10 ou superior, ou seja com erro provável grande, conforme apresentado na Tabela 5.

Tabela 5 - Classificação dos métodos de recarga

Zona	Método	Classe	Clima		Escala
			Seco	Úmido	
Água Superficial	Balanço hídrico do canal	2-3	X	X	-
	Medidores de seepage	-	X	X	-
	Modelos de bacias	-	X	X	-
	Traçadores isotópicos	3	X	X	-
	Escoamento de base	1	*	X	Média
Não saturada	Lisímetros	1	X	X	Local
	Plano de Fluxo Zero (ZFP)	-	X	X	Local
	Lei de Darcy	3	X	X	-
	Traçadores históricos e ambientais	2-3	X	*	Local
	Traçadores aplicados	2-3	*	X	-
	Modelagem numérica	-	X	X	Média
Saturada	Variação do nível d'água (VNA)	2-3	*	X	Regional
	Lei de Darcy	3	*	X	Local
	Traçadores históricos	2-3	X	X	Local
	Traçadores ambientais	3	X	*	Local
	Modelagem numérica	-	X	X	Média

(X) - Adequado; (*) Inadequado; (-) Sem classificação

Fonte: Scanlon, Healy e Cook (2002); UNEP (2002); Delin e Risser (2007)

Observa-se que a maior parte dos métodos tem aplicação tanto em clima seco e úmido, com magnitude de erro que varia de média a grande. Os autores classificam apenas o uso de métodos de separação de escoamento com menor erro, enquanto modelos de bacias e modelagem numérica não foram enquadrados.

Os métodos de separação de escoamento têm sido amplamente utilizados pela sua facilidade e baixo custo de aplicação. Os inconvenientes associados são que os métodos de separação de hidrogramas são arbitrários e muitos dependentes dos parâmetros associados à extração das curvas de recessão, além de que dependendo do método a recarga pode ser sub ou superestimada em comparação àquela quantidade que efetivamente recarregou o aquífero.

O uso de um modelo de bacias hidrográficas para estimar a recarga possui um aspecto atraente pelo fato de poder fornecer compreensão sobre mecanismos que influenciam a resposta hidrológica de uma bacia, bem como prever mudanças futuras no clima e uso da terra que podem afetar direta ou indiretamente os padrões de recarga (ZHANG et al., 1999; STEUER E

HUNT, 2001). Podem ser usados para estimar a recarga para várias escalas temporais e espaciais e existe uma diversidade de modelos que estão disponíveis atualmente. O uso de modelos de bacias requer perícia e em muitos casos há necessidade de treinamento para sua utilização. A maioria dos modelos requer dados meteorológicos, de cobertura da terra e de propriedades do solo, bem como informações físicas sobre a bacia hidrográfica, como altitude, declividade e aspecto. Além disso, um grande número de parâmetros deve ser estimado e os erros associados a estes influenciarão na recarga da água subterrânea, já que esta é computada como o residual na equação do balanço hídrico. A suposição comum feita em muitas aplicações de modelos de bacias hidrográficas é que os limites de fluxo de água subterrânea coincidem com os limites do fluxo de águas superficiais, frequentemente assumindo-se que não há entrada ou saída de água subterrânea da bacia, hipótese que também pode levar a erros dependendo a região.

A aplicação de técnicas de regressão podem ser úteis para locais onde não há registro de fluxo superficial e subterrâneo, desde que as regiões possuem semelhança nas características utilizadas na elaboração dos modelos de regressão. Embora as variáveis independentes que explicam a variabilidade no escoamento de base sejam facilmente acessíveis para qualquer local, equações em regiões geográficas diferentes das condições modeladas devem ser validadas e modificadas, se necessário, antes de fazer previsões de escoamento de base. Entretanto, Gebert et al. (2007), Longobardi e Villiani (2008) comentam que estes métodos têm a vantagem de serem implementados com relativa facilidade para estimar o fluxo de base com precisão razoável.

À luz da incerteza inerente a qualquer método de estimativa de recarga, é conveniente a aplicação de múltiplos métodos que pode ser beneficiada com análise conjunta de dados da variação de níveis das águas subterrâneas (HEALY, 2010).

As limitações do método VNA incluem o fato de que as flutuações do nível da água em um poço podem ser apenas representativas de uma pequena área dentro de uma bacia hidrográfica. Em algumas situações, principalmente em poços localizados próximos aos cursos de água, o aumento do nível da água pode nem sempre ser o resultado da recarga direta, podendo ser influenciado pelos rios (DELIN, 2007).

Coelho et al. (2012) comentam que esse método pode ser usado em grandes áreas, desde que ocorram variações do lençol freático repentinas, comportamento esperado em aquíferos rasos e regiões com altos índices de precipitação. Wanfried e Hirata (2005) explicam que o

VNA é um método sensível para registrar recarga quando há possibilidade de implantar uma rede representativa de monitoramento de níveis para a área de estudo.

A precisão das estimativas indiretas por qualquer um dos métodos apresentados é geralmente difícil de ser determinada, portanto, uma recomendação comum é que a recarga deve ser estimada pelo uso de vários métodos e os resultados comparados, sempre levando em consideração a adequabilidade do seu uso, como mostra a Tabela 6, organizada a partir dos referenciais abordados.

Tabela 6 – Adequabilidade dos métodos de estimativa de recarga

Método	Categoria	Escala Espacial	Escala Temporal	Tipo de Recarga
Balanço Hídrico	Balanço Hídrico	Regional	Mês / Ano	Potencial
Lisímetros	Zona não saturada	Pontual	Dia a anos	Potencial
Plano de Fluxo Nulo	Zona não saturada	Pontual	Dia a anos	Potencial
Método de Darcy	Zona não saturada	Pontual	Média de Longo Prazo	Potencial
Variação do Nível de Água	Água Subterrânea	Local	Dia a anos	Real
Métodos de separação empírica (filtros digitais)	Água Superficiais	Bacia Hidrográfica	Anos	Líquida
Deslocamento da curva de recessão (RORA)	Água Superficiais	Bacia Hidrográfica	Anos	Líquida
Balanço de Cloretos	Traçadores	Pontual	Anos	Real
Isótopos	Traçadores	Regional	Anos	Real
Modelos de Simulação	Balanço Hídrico	Bacia Hidrográfica	Dia a anos	Potencial
Técnicas de regressão	Baseado em Águas Superficiais e/ou Balanço Hídrico	Regional	Anos	Potencial
Uso de satélites	Sensoriamento Remoto	Regional	Anos	Potencial / Líquida

3.7 Comentários Finais Sobre a Revisão Bibliográfica

O presente capítulo iniciou com a apresentação das informações sobre as principais características geológicas e hidrogeológicas do Sistema Aquífero Serra Geral, diferenciando os dois aquíferos existentes: aquífero granular livre (solo) e o aquífero fraturado, compartimentos subterrâneos por onde a água da precipitação circula e fica armazenada por um curto ou longo período de tempo. Após, foram abordados os principais conceitos e definições sobre recarga, fatores e processos que a influenciam, e a importância de elaboração de um modelo conceitual para entender estes processos que são subsidiados por amostragens em campo e estimativas indiretas através de diferentes métodos. Além destes assuntos relacionados à base conceitual do processo de recarga, na segunda parte desta revisão, foi realizado um apanhado geral sobre os

principais métodos de estimativa de recarga, bem como suas vantagens e desvantagens e possibilidades de aplicação.

Com esta revisão bibliográfica, mostrou-se que há muitos métodos para estimativa de recarga, que resultam em diferentes valores, dependendo da abordagem utilizada. Tomando por base as experiências e métodos apresentados no referencial bibliográfico, constatou-se que ainda faltam comparações sistemáticas para quantificar a consistência entre os métodos de análise de estimativa de recarga disponíveis para a área específica de abrangência do Sistema Aquífero Serra Geral. Também não há trabalhos que relacionam dados monitorados no aquífero do solo e aquífero fraturado e a relação entre estes, comparando as diferentes variáveis e valores utilizados em cada método. Assim, esta pesquisa de doutorado se propõe a auxiliar no preenchimento desta lacuna de conhecimento, investigando diferentes métodos de estimativa de recarga em situações distintas de características de bacias hidrográficas cuja área de drenagem está inserida no SASG.

Além disso, com os métodos empregados e resultados obtidos buscar-se-á responder algumas perguntas: Os mais variados métodos utilizados para a estimativa de recarga apresentam resultados significativamente distintos? Todos os métodos aplicados podem ser utilizados para estimativas de recarga no SASG? Os parâmetros utilizados em cada método influenciam na alteração dos valores? Há um comportamento semelhante entre o aquífero do solo e do fraturado no que se refere à recarga? A metodologia de análise hierárquica pode ser utilizada com eficácia na definição de áreas de recarga?

Diante de um cenário mundial onde convém usar com maior sustentabilidade as águas subterrâneas, e considerando que a hidrogeologia dos Sistema Aquífero Serra Geral é uma temática de grande importância pelo fato das águas deste sistema ser utilizada em grande escala, apesar dos aquíferos não produzirem grandes quantidades de água, fica claro que há uma necessidade grande de desenvolvimento de estudos voltados para avaliação da recarga.

Em relação ao conhecimento local existente, acredita-se que este trabalho se diferencia pelo uso de diferentes métodos, uso de monitoramento de dados de campo e definição de parâmetros metodológicos para avaliação de áreas de recarga. Acredita-se também, que um diferencial importante desta pesquisa, é a região de estudo (pouco investigada até o momento), contribuindo para a definição dos métodos mais adequados para estimativa de recarga que poderão subsidiar processos de gestão dos recursos hídricos subterrâneos, estudos de quantificação de reservas e estabelecimento de parâmetros de outorga com menores disparidades.

4 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia utilizada no desenvolvimento desse estudo está relacionada com a realização de diferentes atividades que foram agrupadas e previstas nas seguintes etapas: a) Seleção da área de estudo e caracterização hidrogeológica e do meio físico das sub-bacias; b) Obtenção de dados fluviométricos e climatológicos; c) Estimativa e avaliação da recarga por diferentes métodos empíricos e analíticos; d) Análise integrada e comparação dos resultados da avaliação de recarga; e) Avaliação das áreas de recarga e descarga em sistemas aquíferos fraturados; f) Elaboração de um modelo conceitual de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na região da bacia Taquari-Antas. A Figura 26 apresenta o fluxograma das etapas desenvolvidas durante a pesquisa.

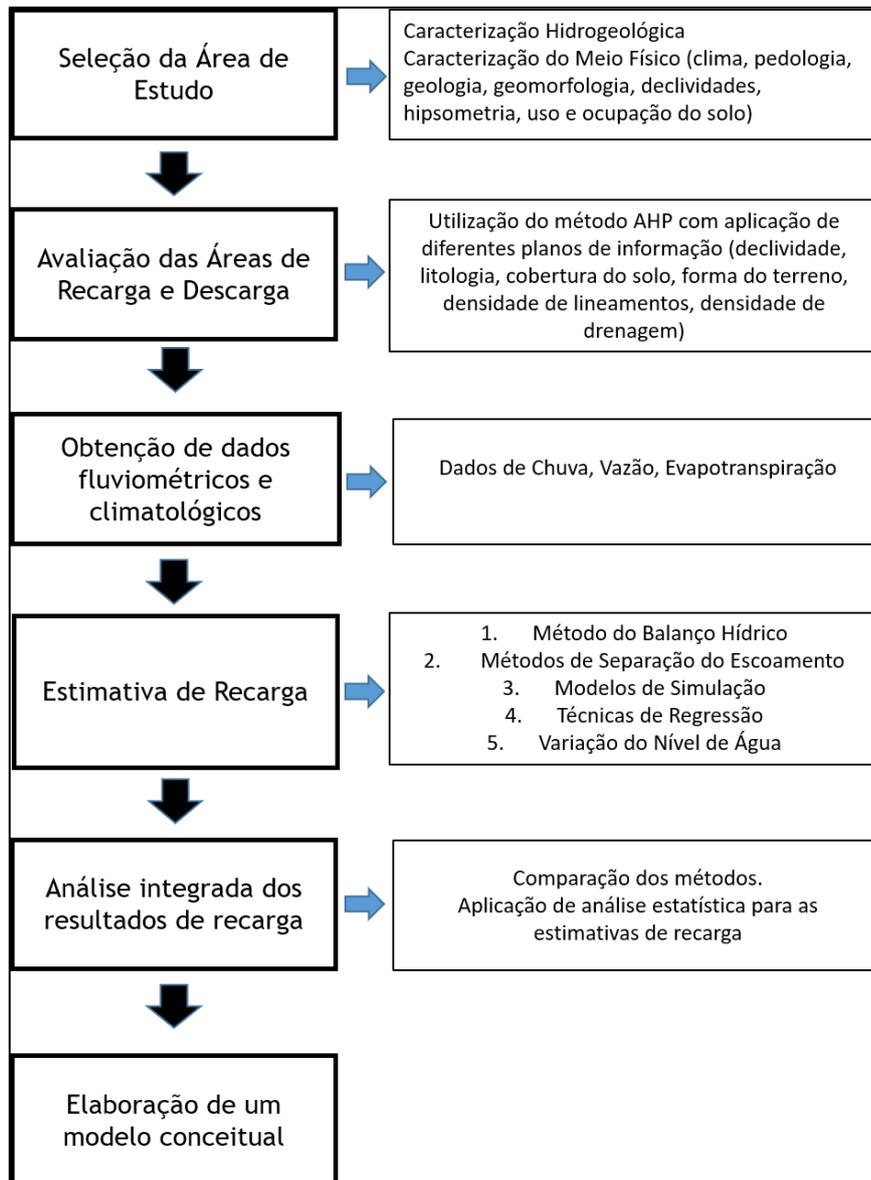


Figura 26 – Fluxograma metodológico da pesquisa

4.1 Seleção e caracterização da Área de Estudo

Esta primeira etapa consistiu na escolha da área de estudo e detalhamento das informações referentes ao meio físico da área de estudo a qual compreende duas sub-bacias que estão localizadas na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, inseridas no trecho médio da bacia Taquari-Antas, conforme mostra a Figura 27.

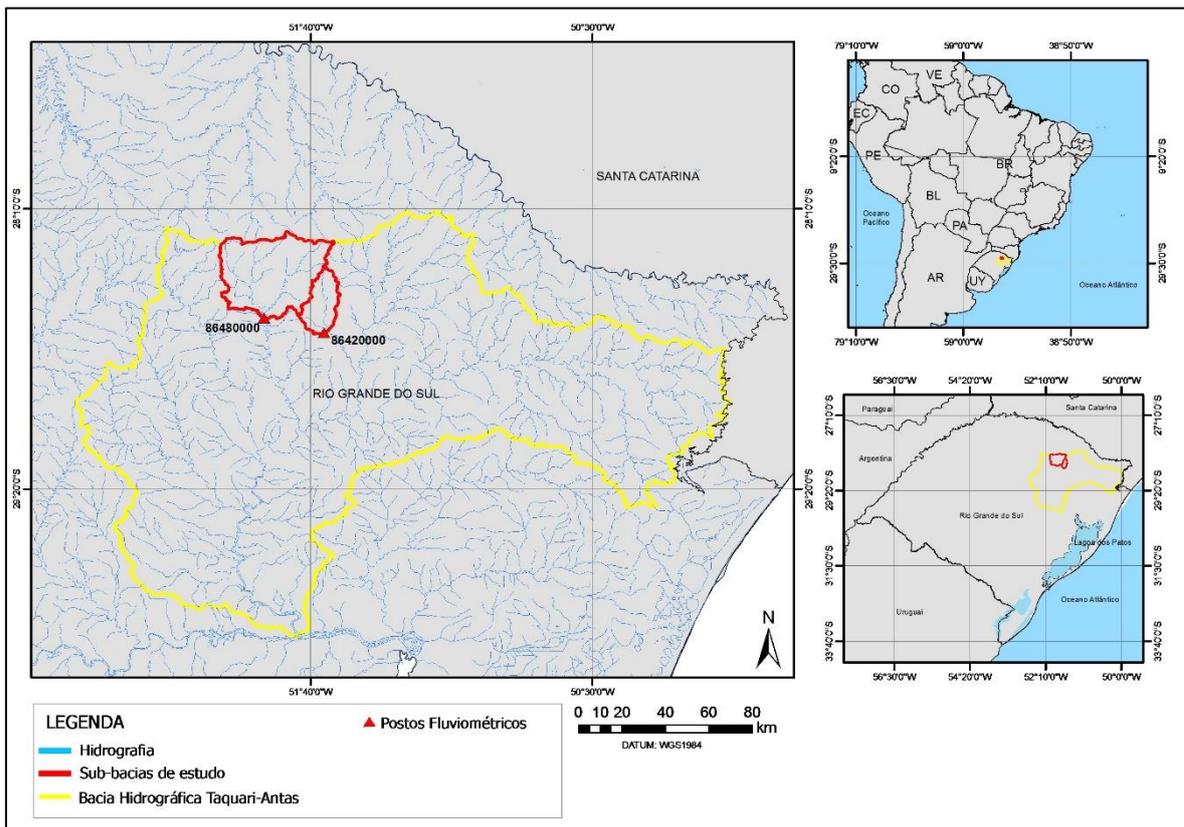


Figura 27 – Localização da Área de Estudo

A sub-bacia denominada como Bacia 1 (86480000) corresponde a um afluente da bacia hidrográfica do Rio da Prata, enquanto a Bacia 2 (86420000) está inserida na região mais elevada do Rio Carreiro. A seleção destas duas sub-bacias justifica-se pelo fato destas áreas estarem localizadas inteiramente no Sistema Aquífero Serra Geral, além da disponibilidade de dados de chuvas e vazão, e estação meteorológica com dados de temperatura e evaporação.

Destaca-se ainda, que as duas sub-bacias possuem distintos usos e tipologias de solos e formas de relevo que influenciam na declividade, possibilitando a análise de taxas de recarga comparando diferentes feições. Neste sentido, o uso de duas bacias propicia a avaliação da influência das diferentes características de cada sub-bacia na estimativa da recarga.

A caracterização física e morfométrica de cada sub-bacia a fim de avaliar os parâmetros fisiográficos tais como área, perímetro, densidade de drenagem, comprimento de rio principal

entre outros foi realizada a partir da análise de modelos digitais de elevação do *Shuttle Radar Topography Mission - SRTM*, utilizando os softwares IDRISI Selva 17.0 e ArcGis 10.2.

A caracterização do solo foi feita com base nos dados da Embrapa (2006) e Streck (2008), a fim de permitir a identificação das características e propriedades dos solos e posteriormente sua influência na determinação de taxas de recarga.

Os dados geomorfológicos e suas derivações, tais como declividade, curvatura vertical e horizontal, forma do terreno foram obtidos a partir de imagens disponíveis pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), no banco de dados TOPODATA (VALERIANO, 2008). A declividade foi reclassificada com o uso do software Idrisi Selva 17.0, de acordo com as classes definidas pela Embrapa (1999), como mostra a Tabela 7.

Tabela 7 – Limites de classes de declividade

Relevo	Faixa de declividade (%)
Plano	0 a 3
Suave ondulado	3 a 8
Ondulado	8 a 20
Forte Ondulado	20 a 45
Montanhoso	45 a 75
Escarpado	Acima de 75

Fonte: Embrapa (1999)

Para o mapeamento do uso e cobertura do solo da região de estudo foram utilizadas imagens do satélite Landsat 8, com resolução espacial de 30 metros. Os procedimentos metodológicos relacionados com o processamento das imagens de satélite incluíram o recorte, a classificação e a quantificação das diferentes classes de uso e cobertura do solo presentes na paisagem, tais como vegetação nativa, exótica, campo, solos exposto, agricultura, áreas urbanas e lâminas de água. Após, realizou-se a interpretação visual da forma, textura, tonalidade/cor e comportamento espectral das unidades que compõe a paisagem.

Na etapa de interpretação visual das imagens de satélite, foram definidos os elementos que compõem a paisagem, ou seja, as classes de uso e cobertura do solo. A classificação das imagens de satélite foi realizada de forma supervisionada, utilizando o algoritmo pixel a pixel de Máxima Verossimilhança Gaussiana que utiliza apenas a informação espectral de cada pixel para agrupar regiões homogêneas.

A caracterização climática da sub-bacia foi realizada a partir das informações existentes na nova classificação climática do estado do Rio Grande do Sul, disponibilizadas no trabalho de Rossato (2011).

Em cada sub-bacia foi realizado o inventário e cadastro de poços tubulares, poços escavados e nascentes, a partir da consulta a bancos de dados existentes como SIAGAS, CORSAN, EMATER, VIGIÁGUA, SICAR e processos de outorga. Com esse levantamento foram obtidas informações como: localização (coordenadas), perfil construtivo e geológico dos poços, número e localização das entradas de água, nível estático, nível dinâmico, vazão, capacidade específica, transmissividade, entre outros dados. Para os poços que não possuíam informações de transmissividade e capacidade específica, mas que tinham dados de testes de bombeamento, estes foram utilizados para o cálculo dos parâmetros com o uso do software Aquifer Test Pro 2016.1 (WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 2016). Todos os dados foram organizados em um banco de dados com uso de Excel a fim de possibilitar a caracterização hidrogeológica da área de estudo.

A caracterização geológica estrutural foi realizada com base na interpretação de modelos digitais de elevação (MDE) obtidos do SRTM refinados para resolução espacial de 1 arco-segundo (~30 m) e complementados com imagens do satélite ASTER-GDEM com mesma resolução espacial. A partir destes MDE foi derivado o relevo sombreado, produzido em 2 azimutes diferentes: 315° e 45°, com elevação de 45° e exagero vertical de 3 vezes. Para traçar os lineamentos utilizou-se o software Global Mapper v. 17, com escala de imagem de 1:50.000. Esses produtos foram utilizados na identificação dos lineamentos morfoestruturais existentes na região, e parâmetros como orientação, densidade, tamanho e cruzamento. Os dados de orientação foram elaborados com o software Rockworks v. 16.

Para composição do mapa de densidade de lineamentos e de drenagem, utilizou-se o método de densidade de linhas, disponível no software ArcGis 10. Para isso, a região abrangida foi dividida em células com dimensões iguais de 500 m², contabilizando o número de lineamentos e de cursos de água inseridos em cada célula, sendo possível gerar um mapa de densidade contendo a delimitação em diferentes faixas de intervalo.

4.1.1 Clima

O clima da área de estudo é caracterizado por Rossato (2011) como subtropical IV, com características de muita umidade, apresentando invernos frios e verões amenos. Possui menor influência dos sistemas polares, com maior atuação dos sistemas tropicais marítimos conjugados com efeito do relevo de altitude do Planalto Basáltico.

A maior parte das precipitações ocorrem pelos sistemas frontais, que respondem por 22% dos dias do ano. Entretanto, a proximidade do oceano e entrada de sistemas marítimos associados ao relevo abrupto da região propiciam à ocorrência de chuvas orográficas importantes, aumentando em muito a umidade. Durante o verão, há atuação da Frente Polar Atlântica, responsável pelos elevados totais pluviométricos que ocorrem na região.

Na região de estudo ocorrem chuvas abundantes que oscilam entre 1700 a 2000 mm anuais bem distribuídas em 130 e 150 dias do ano. Possui, mensalmente, uma média de 12 a 15 dias com chuvas, sendo que no mês de janeiro pode variar entre 15 a 18 dias. O volume mensal de precipitação na maior parte do ano fica em torno de 135 a 175 mm, variando entre 115 e 135 mm no mês mais seco (março) e 175 a 215 mm no mês mais chuvoso (outubro) (Figura 28). A umidade relativa média apresenta-se alta, com valores que variam entre 75 e 80% na maior parte do ano.

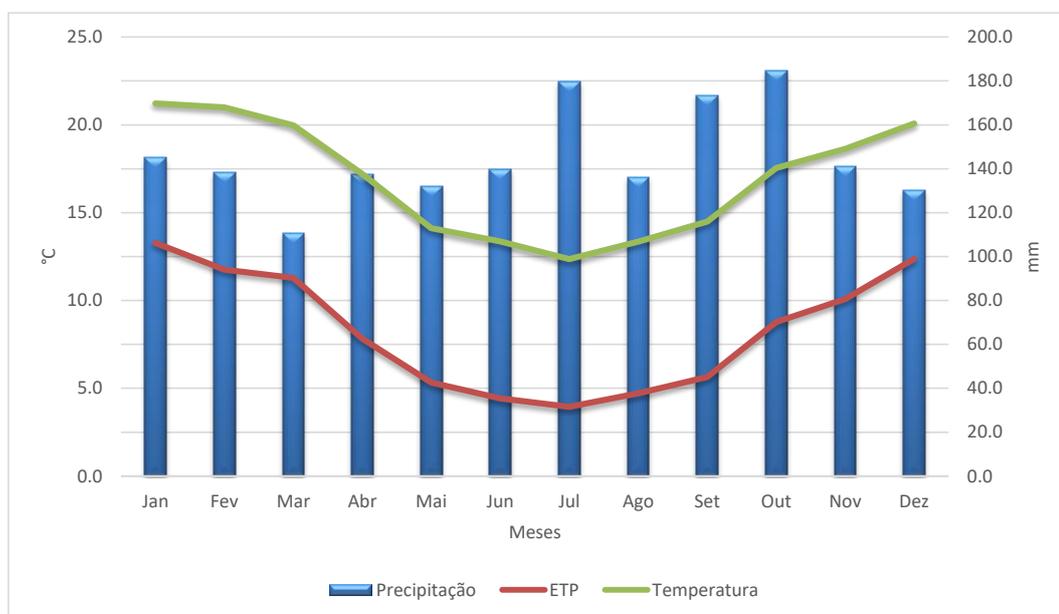


Figura 28 – Variação mensal de P, ETP e T

Devido à altitude, a região apresenta as médias de temperatura mais baixas do estado, variando entre 14 a 17°C, sendo que no mês mais frio, oscila entre 8 e 14°C com temperaturas mínimas médias de 5 a 11°C. Já no mês mais quente oscila entre 17-23°C, com temperatura máxima média deste mesmo mês entre 23 a 29 °C.

A Figura 29 apresenta as estações climatológicas e pluviométricas próximas à região, além das isoietas elaboradas pela CPRM (2011).

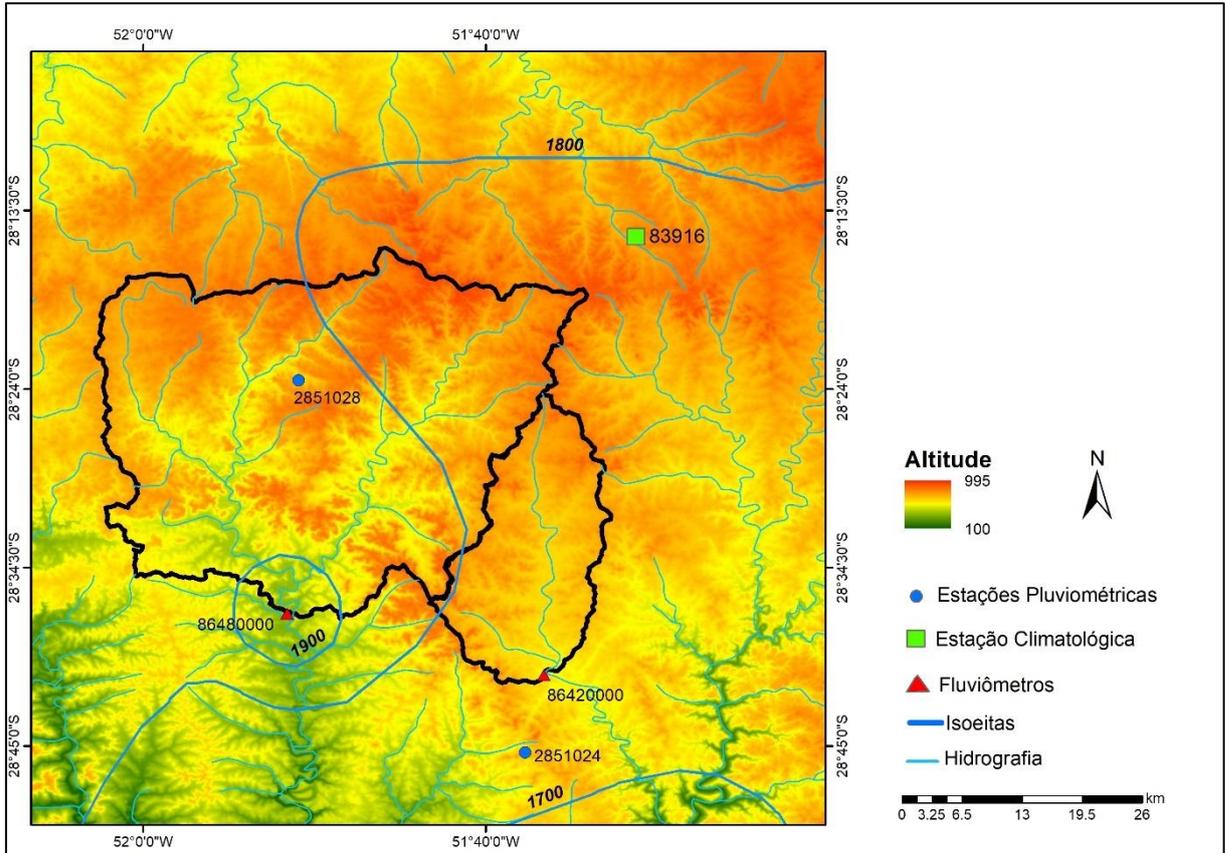


Figura 29 – Estações, hipsometria e isoietas na área de estudo

4.1.2 Geomorfologia e declividade

Em uma escala regional a área de estudo está situada no domínio geomorfológico denominado Planalto dos Campos Gerais. Esta feição compreende o trecho mais elevado do Planalto das Araucárias (IBGE, 1995 apud VIERO, 2010) e se situa no nordeste do Rio Grande do Sul. As cotas do Planalto dos Campos Gerais variam entre 600 e 1.300 m, sendo constituídos por extensos platôs e superfícies planálticas embutidas, levemente adernadas para oeste. Os padrões de relevo dominantes consistem de antigas superfícies de aplainamento, que demarcam o topo do Planalto dos Campos Gerais. Apresentam topografia plana a levemente ondulada, com desnivelamentos inferiores a 20 m e classes de declividade média que varia entre 8 e 14%. A Figura 30 mostra o mapa de declividades das bacias de estudo.

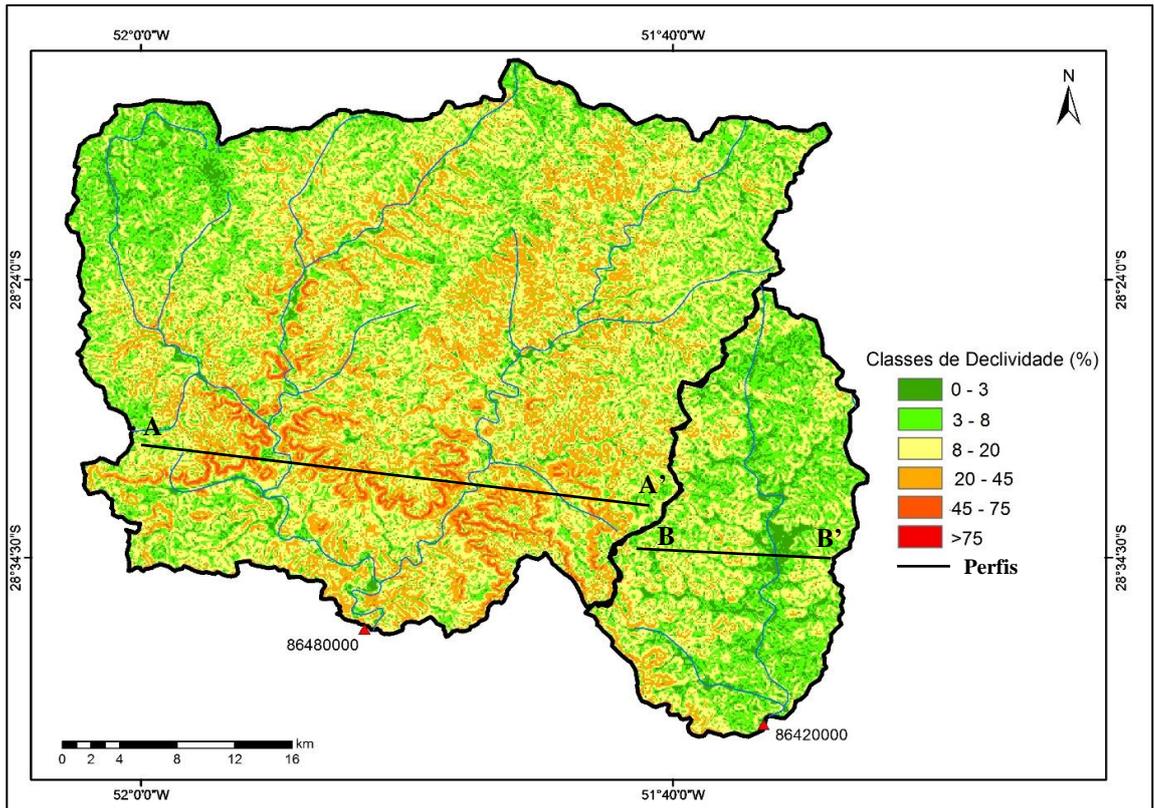


Figura 30 – Classes de declividade nas bacias de estudo

A Figura 31 mostra exemplos de perfis de relevo das duas bacias, onde a bacia 1 apresenta variações de 500 a 800 metros enquanto a bacia 2, com relevo mais suave, as diferenças de altitude são inferiores a 150 metros.

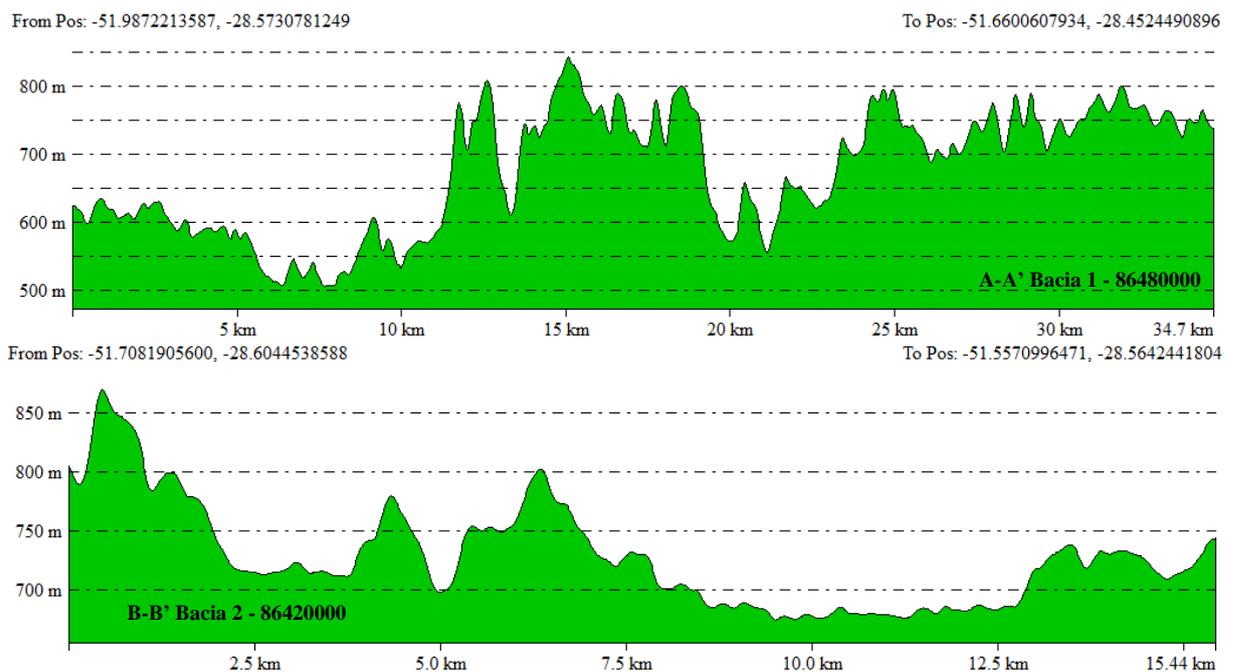


Figura 31 – Perfil de relevo das duas bacias de estudo (a) Bacia 1, (b) Bacia 2

4.1.3 Contexto Pedológico

No estado do Rio Grande do Sul, ocorre uma grande variedade de solos, decorrente da diversidade e combinação de fatores intervenientes para formação dos mesmos, tais como: clima, precipitações, tipo de rochas e estruturas, revelo etc. Na região de estudo foram encontradas 2 classes de solos que estão em associação (Figura 32): Latossolos Vermelhos (Nitossolos) e Neossolos litólicos associados com Chernossolos Argilúvicos.

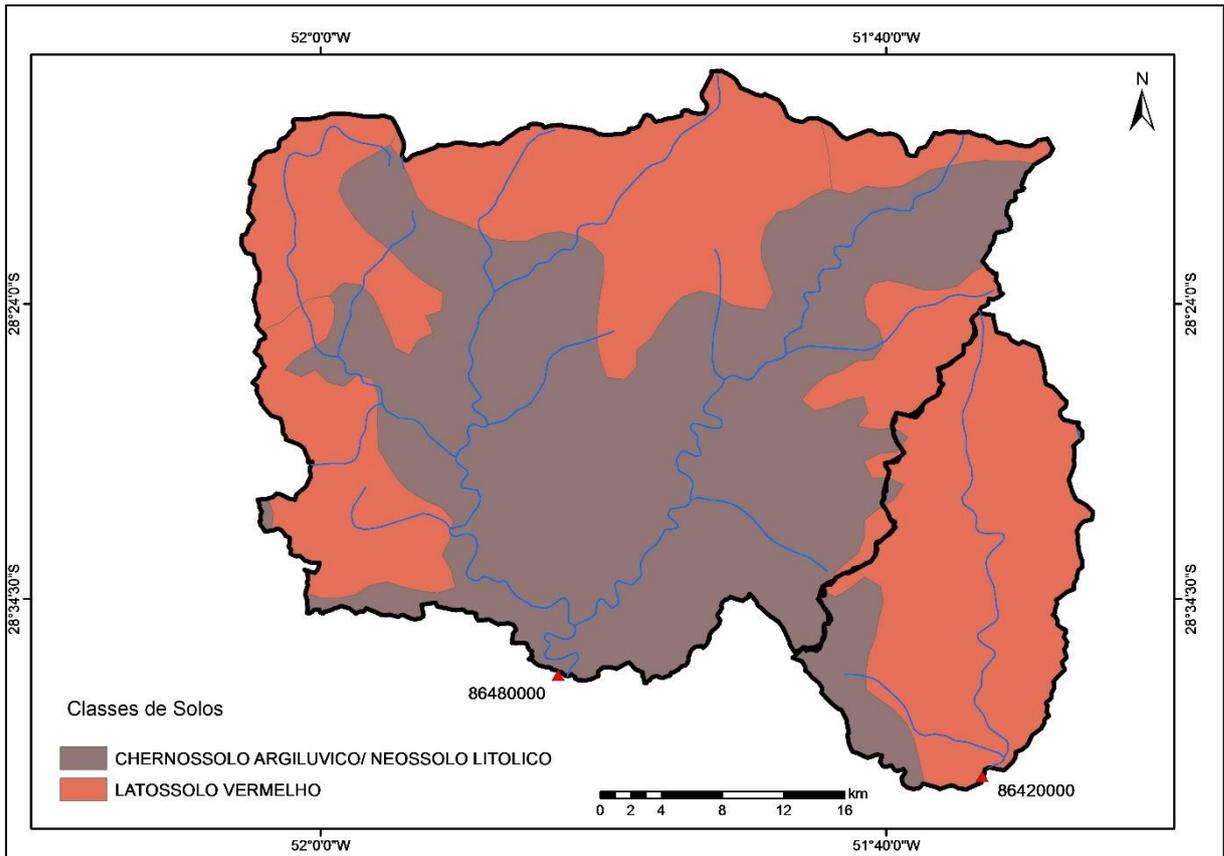


Figura 32 – Mapa de solos da área de estudo

Fonte: realizado com base em Streck et al. (2008)

Nas porções mais elevadas do planalto, ocupadas por derrames ácidos a intermediários, e de maior declividade predominam solos pouco espessos, tais como Neossolos Litólicos associados com Chernossolos Argilúvicos (EMBRAPA, 2006; VIERO, 2010). Em áreas menos elevadas, ocorrem solos mais espessos e de melhor potencial agrícola, como Latossolos Vermelhos ou Nitossolos (EMBRAPA, 2006; VIERO, 2010). Todavia, esses terrenos sustentam uma vegetação de porte florestal, devido ao clima muito úmido (Mata Atlântica).

Em termos hidrológicos, conforme Sartori et al., (2005), os latossolos possuem boa drenagem, são profundos e possuem boa taxa de drenagem, pertencentes ao Grupo Hidrológico

A. Já os chernossolos e os neossolos são enquadrados no Grupo Hidrológico D, os quais compreendem os solos que possuem alto potencial de escoamento, tendo uma taxa de infiltração muito baixa quando completamente molhados, principalmente solos argilosos com alto potencial de expansão.

4.1.4 Contexto Geológico

A partir dos levantamentos realizados, por referencial bibliográfico, foram distinguidas a ocorrência de dois tipos principais de litologias: basaltos do tipo Gramado e vulcânicas ácidas do tipo Palmas/Caxias e Parapanema como mostra a Figura 33.

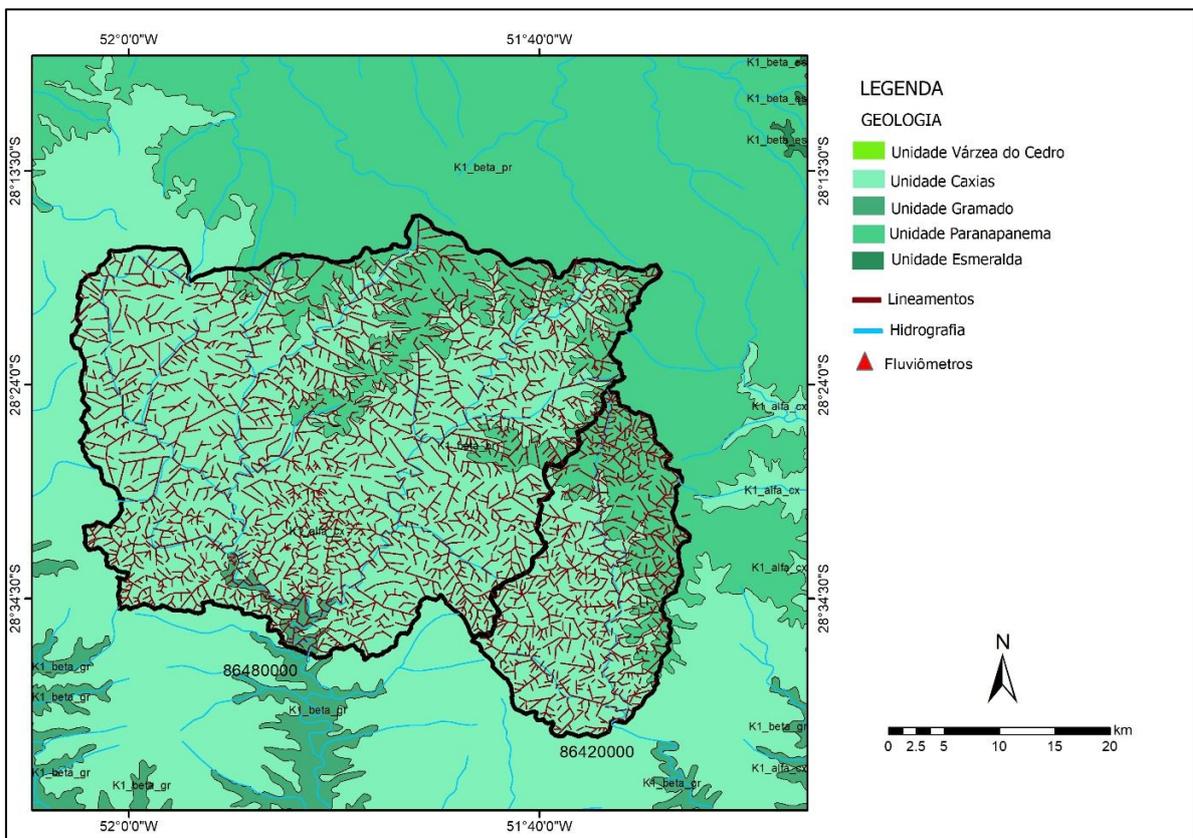


Figura 33 – Mapa geológico das bacias de estudo

Na região, foram identificados 6200 lineamentos, sendo em sua maioria de pequeno porte (até 10 km) com orientação preferencial na bacia 1 para noroeste (N30-60W) e secundária para nordeste (N50-60E). Já na bacia 2, as principais estruturas são as nordeste e norte-sul (N40-50E, N20-30E e N50-60E, N0-10W, N20-40W), conforme mostra a Figura 34.

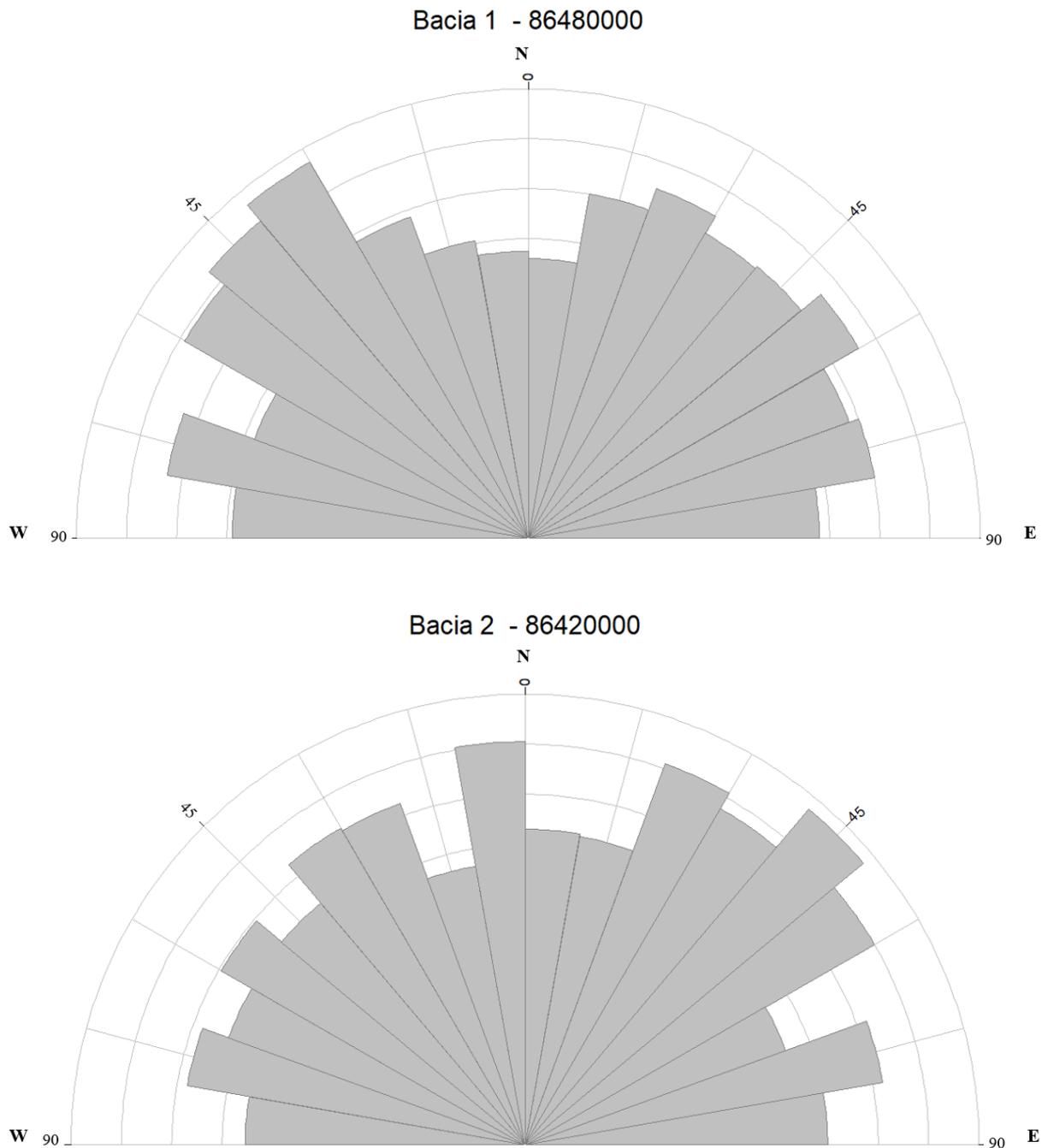


Figura 34 - Diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais traçados nas duas sub-bacias

4.1.5 Contexto Hidrogeológico

A partir de levantamento preliminar realizado com dados do SIAGAS, dados de outorga e de empresas de perfuração, foram identificados 216 poços tubulares perfurados e cadastrados na região de estudo, cuja distribuição é apresentada na Figura 35.

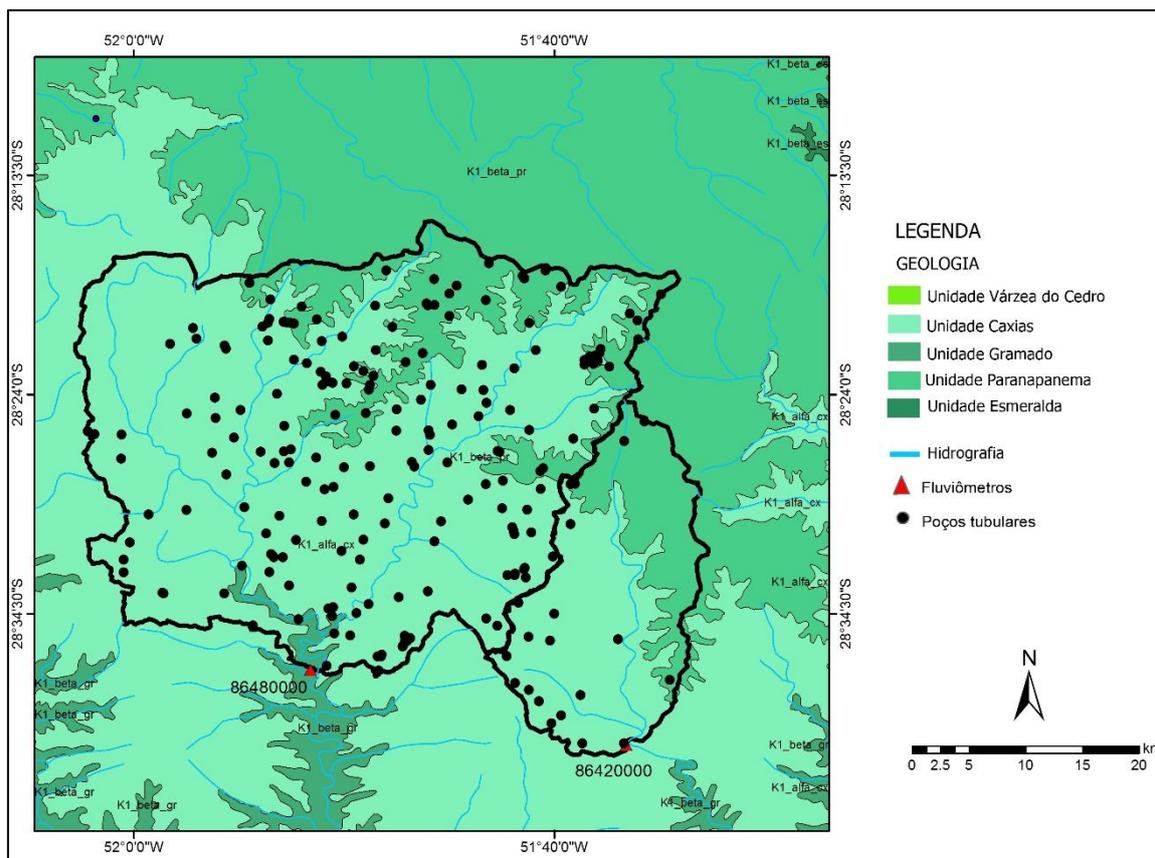


Figura 35 – Localização dos poços tubulares nas bacias de estudo

Destes 216 registrados, 62% dos poços estão em funcionamento, atendendo principalmente aos usos de abastecimento urbano, doméstico e dessedentação animal. Cerca de 7% dos poços não possuem informações quanto à sua situação e o restante, foram abandonados, não equipados ou estão parados.

A Tabela 8 apresenta um resumo das informações hidrogeológicas dos poços cadastrados.

Tabela 8 - Características hidrogeológicas do aquífero fraturado

Características	Resultados		
Profundidade média	94m ±44m		
Nível Estático (NE)	<10 m (69%)	10<NE<20 (14%)	NE>20 (17%)
Transmissividades (T)	Média (0,385 m ² /h)	Mínima (0,005 m ² /h)	Máxima (3,61 m ² /h)
Capacidade Específica (q)	Média (1,67m ³ /h/m)		
Vazões (Q)	<10 m ³ /h (71%)	10<Q<20 m ³ /h (14%)	Q>10m ³ /h (13%)

A profundidade média dos poços é de 94 metros, apresentando nível dinâmico médio de 25 metros e nível estático médio de 11 metros. Aproximadamente 69% dos poços apresenta NE inferior a 10 m, com vazões também inferiores a 10 m³/h (71%). Segundo Reginato e

Strieder (2006), as estruturas de orientação nordeste e noroeste são as principais, sendo que o intervalo de vazão de 10 a 20 m³/h possui maior correlação com lineamentos de orientação nordeste, enquanto que vazões acima de 20 m³/h possuem maior relação com lineamentos noroeste.

Os cálculos hidrogeológicos com as informações dos testes de vazão de poços confirmam a baixa transmissividade e capacidade específica, na maioria das vezes, muito baixas, sendo que a média corresponde a 0,385 m²/h para transmissividade, e 1,67 m³/h/m para capacidade específica, valores que são típicos de aquíferos fraturados (anisotrópicos).

4.1.6 Uso e ocupação do solo

Os percentuais para cada classe de uso do solo das bacias de estudo são apresentados na Tabela 9 e Figura 36.

As duas bacias possuem uma característica predominantemente agrícola, sendo que a bacia 1, possui cerca de 58% da sua área com presença de agricultura, e a mata nativa a segunda feição com maior percentual. Já na Bacia 2, também predomina a agricultura representando 45% da área total, e há percentual significativo de mata e campo, com aproximadamente 20% cada uma.

Tabela 9 – Uso do solo das bacias de estudo

Feições	Bacia 1 (86480000)		Bacia 2 (86420000)	
	km ²	%	km ²	%
Mata nativa	331,99	24,96	61,82	19,51
Campo	22,94	1,72	65,15	20,56
Agricultura	766,12	57,60	141,5	44,66
Solo exposto	151,41	11,38	37	11,68
Lâmina d'água	29,92	2,25	7,49	2,36
Mata exótica	18,07	1,36	3,76	1,19
Área urbana	9,54	0,72	0,11	0,03
Total	1330	100,00	317	100,00

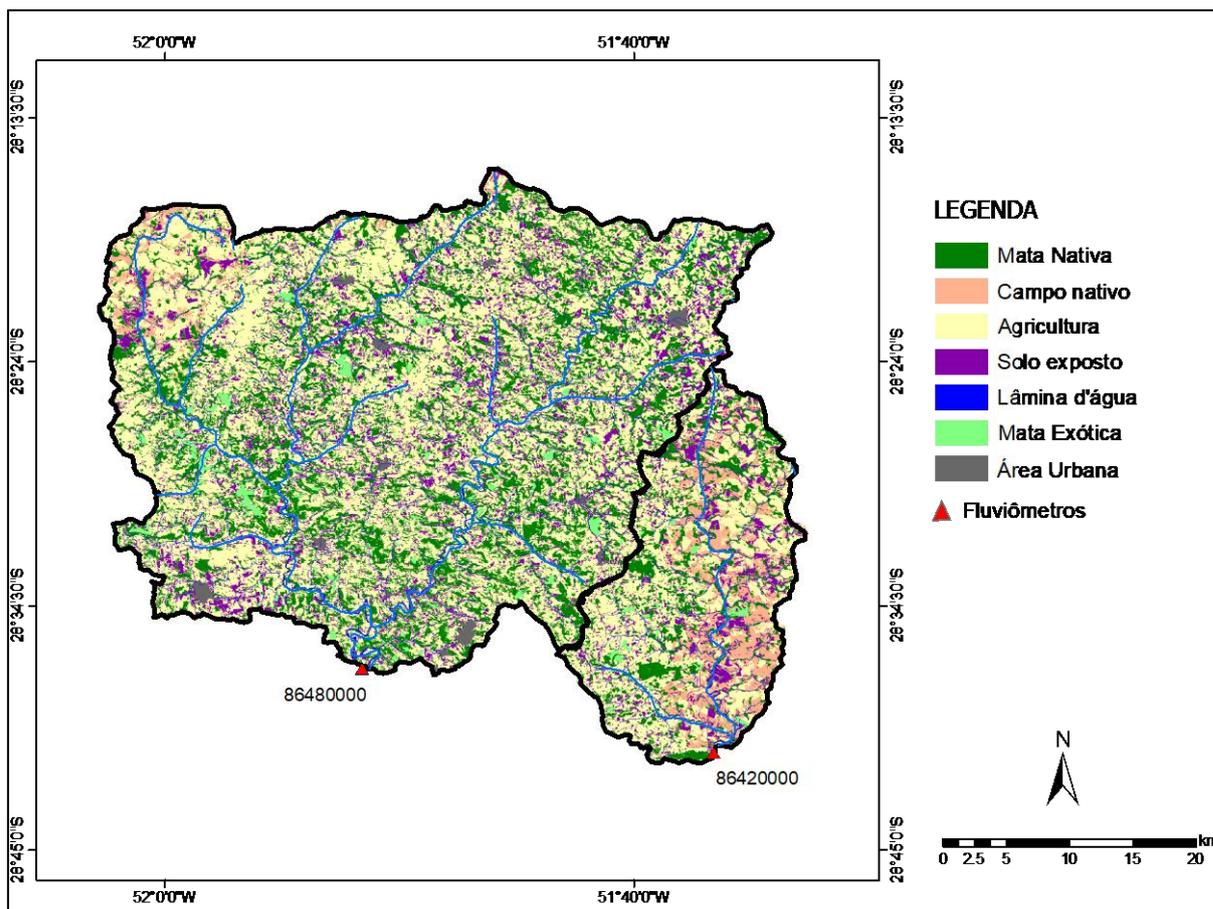


Figura 36 – Uso do solo das sub-bacias de estudo

4.1.7 Características fisiográficas das bacias de estudo

A Tabela 10 apresenta os parâmetros fisiográficos obtidos para as duas sub-bacias de estudo. Observa-se que as bacias apresentam comportamento semelhante quanto as altitudes médias, circularidade e densidade de drenagem. Porém, a bacia 1, apresenta o maior comprimento de rede de drenagem bem como maior declividade, influenciando no escoamento e taxa de infiltração. Esta mesma característica é explicada pelo índice de rugosidade que combina as variáveis declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (Hm) e a densidade de drenagem (Dd). Este índice mostra a relação declividade com os comprimentos dos canais, sendo que quanto maior for o índice implica em relevo mais colinoso e dissecado (maiores declividades) e canais mais entalhados (CASTRO e CARVALHO, 2009).

Tabela 10 – Parâmetros Fisiográficos das sub-bacias de estudo

Parâmetro/ Posto Fluviométrico	(Bacia 1) 86480000	(Bacia 2) 86420000
Área da Bacia (km ²)	1330	317
Perímetro da Bacia (km)	255,24	120,96
Altitude Média (m)	719,73	734,95
Declividade Média (graus)	7,79	4,74
Declividade Média (porcentagem)	13,89	8,32
Coefficiente de Compacidade de Gravelius	1,97	1,92
Relação Circular	0,26	0,27
Relação Hipsométrica	0,69	0,59
Comprimento do Rio Principal (km)	79,6	44,65
Comprimento Rede de Drenagem (km)	386,92	83,68
Comprimento em linha reta da foz ao ponto mais elevado (km)	43,15	23,56
Coefficiente de Sinuosidade Hidráulica	1,84	1,9
Altitude Máxima (m)	812	810
Altitude Mínima (m)	466	623
Declividade Média do Rio Principal (%)	2,4	2,19
Tempo de Concentração Kirpich (h)	15,69	10,2
Densidade de Drenagem (km/km ²)	0,29	0,26
Coefficiente de Manutenção (km ² /km)	3,44	3,79
Amplitude altimétrica	346	187
Relação de relevo	8,02	7,94
Índice de rugosidade	100,69	49,36

4.2 Obtenção de Dados Fluviométricos e Climatológicos

Os dados fluviométricos utilizados nos métodos de estimativa de recarga foram coletados de estações fluviométricas disponíveis nas duas sub-bacias. Estas informações, disponibilizadas pelo Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos da Agência Nacional das Águas (ANA), correspondem ao período de 1980 a 2017.

Os dados de pluviometria foram obtidos a partir de postos pluviométricos na região, os quais possuem uma disponibilidade correspondente ao mesmo período dos dados fluviométricos, com o menor número de falhas possível. Em caso de falhas nos dados mensais foi realizado o preenchimento de falhas a partir do método de ponderação regional (TUCCI, 2009).

Para o cálculo de evapotranspiração potencial foram utilizados os dados de séries climatológicas obtidas em estações convencionais e automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), cujos dados estão disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) e no Sistema de Monitoramento Agrometeorológico (Agritempo).

4.3 Estimativa e avaliação da recarga por diferentes métodos

Para a estimativa de recarga foram utilizados diferentes métodos de cálculo, cujas metodologias, equações e variáveis que compõem cada método são explicados a seguir. A listagem dos métodos empregados para estimativa de recarga é apresentada na Figura 37. Cada método foi aplicado para intervalo de tempo anual e mensal.

Balanço Hídrico
<ul style="list-style-type: none"> • Método BH1 • Método BH2 • Método BH3 • Método BH4
Métodos de Separação do Escoamento
<ul style="list-style-type: none"> • PART • HYSEP1 • HYSEP2 • HYSEP3 • BFI Padrão • BFI Modificado • Filtro Recursivo Digital 1 parâmetro (Bflow) • Filtro Recursivo Digital 2 parâmetros (Filtro de Eckhardt) • Filtro Recursivo Digital Inverso • Deslocamento da Curva de Recessão (RORA) • Q90/Q50 • Q90/Q50 - Regional
Modelos de Simulação
<ul style="list-style-type: none"> • SMAP • MGB/IPH
Técnicas de Regressão
<ul style="list-style-type: none"> • Modelo 1 • Modelo 2
Variação do Nível de Água
<ul style="list-style-type: none"> • Abordagem Gráfica • MRC • RISE • Variação dos valores de rendimento específico para cada método anterior

Figura 37 – Listagem dos métodos empregados para estimativa de recarga

4.3.1 Balanço Hídrico

Neste método empregou-se a equação 43, proposta por Thornthwaite e Mather (1955), nas duas bacias hidrográficas de estudo, considerando quatro variações de análise, usando dados de precipitação e evapotranspiração de 1980 a 2017.

$$R = P - ET + \Delta ARM + R_{off}$$

Eq. 43

Método BHI

A primeira análise está baseada nos estudos de Wanfried e Hirata (2005) que fizeram uma adaptação do modelo de Fenn et al. (1975).

A variação de armazenamento (ΔARM) é calculada com as equações apresentadas a seguir:

$$ARM_n = CAD \times \exp\left(\frac{Neg\ acum}{CAD}\right) = CAD \times \exp\left(\frac{\sum(P - ETP)_n}{CAD}\right)$$

Eq. 44

Sendo:

ARM_n - armazenamento no mês “n”

CAD - armazenamento máximo no solo. Segundo Thornthwaite & Mather (1955), CAD varia de 25 mm a 400 mm, sendo adotado 100 mm

P - precipitação média mensal no mês “n”(mm)

ETP - evapotranspiração potencial (mm)

$Neg\ acum$ - somatório anual dos negativos acumulados até o mês “n”.

Nos meses em que $(P-ETP)<0$, utiliza-se a equação 49:

$$ARM_n = ARM_{n-1} \times \exp\left(\frac{\sum(P - ETP)_n}{CAD}\right)$$

Eq. 45

Se houver um ou mais meses com $(P-ETP)>0$, mas com valores insuficientes para elevar o ARM até o valor de CAD , deve ser utilizada a equação 50.

$$ARM_n = ARM_{n-1} + (P - ETP)_n$$

Eq. 46

Para início dos cálculos, é necessário escolher um mês no fim do período de estiagem e antes do início do período chuvoso, utilizando inicialmente a equação:

$$ARM = \frac{M}{1 - \exp\left(\frac{N}{CAD}\right)}$$

Eq. 47

Sendo:

ARM - armazenamento no mês*M* - somatório de (P-ETP) positivos em mm*N* - somatório de (P-ETP) negativos em mm

A ETR é calculada pelas seguintes equações:

$$\begin{aligned} ETR &= ETP \quad \text{se } ((P - ETP) > 0) \\ ETR &= P + ABS(\Delta ARM) \quad \text{se } ((P - ETP) < 0) \end{aligned}$$

O escoamento superficial (R_{off}) é obtido aplicando-se o coeficiente de escoamento superficial (C') à precipitação mensal:

$$R_{off} = C'.P$$

$$C' = \alpha . C$$

Eq. 48

C é o coeficiente que determina o quanto de água precipitada escorrerá em superfície, em função do litotipo. O α é determinado em função da declividade e da estação do ano, seca ou úmida, conforme mostra a Tabela 11, apresentada nos estudos de Carvalho (2013) adaptado de Fenn et al. (1975).

Tabela 11 – Classificação do escoamento superficial

Tipo de solo	Declividade (%)	Coeficiente α	
		Estação seca	Estação úmida
Arenoso (C=0,35)	< 3	0,43	0,65
	3 a 7	0,54	0,7
	>7	0,6	0,7
Argiloso (C=0,45)	<3	0,53	0,63
	3 a 7	0,65	0,75
	>7	0,70	0,85

Fonte: Adaptado de Fenn (1975) e Carvalho (2013)

Neste estudo foram utilizados os coeficientes $\alpha = 0,70$ e $\alpha = 0,85$ para as estações secas e úmidas respectivamente para a bacia 01 e os coeficientes $\alpha = 0,65$ e $\alpha = 0,75$ para a bacia 02, valores escolhidos em função da declividade média das bacias e presença de solo argiloso.

Método BH2

A segunda análise do método de balanço hídrico se baseia na proposta simplificada apresentada por Castany (1975) e Steehenius (1985), considerando o termo de infiltração eficaz.

Nos cálculos serão efetuadas as seguintes considerações:

- a) Parcela de água retida no solo $C = 100\text{mm}$;
- b) $\text{ETR} = \text{PPT}$, se $\text{PPT} - \text{ETP} < 0$ e $\text{ETR} = \text{ETP}$ em caso contrário;
- c) $I_e = \text{PPT} - \text{ETR}$, depois de esgotada a capacidade de retenção de água no solo.

Método BH3

O terceiro método do balanço hídrico está sustentado na proposta simplificada apresentada por Szilagyi et al. (2003), conforme a equação:

$$R = (P - \text{ETR}) \times \text{BFI}$$

Eq. 53

Os dados de BFI foram calculados utilizando o método de filtro digital de Eckhardt (2005), com valor de BFI_{max} encontrado pelo filtro inverso proposto por Colischon e Fan (2013).

Método BH4

Outra técnica utilizada para cálculo de balanço hídrico foi a utilização do valor do CN para prever o escoamento superficial (NRCS, 2004). Para tanto, foram utilizados os valores de CN definidos em literatura para os diferentes usos do solo e tipos de solos, conforme metodologia de Sartori et al., (2005). Para este estudo os valores ponderados do CN médio correspondem a 55 para a Bacia 1 e 48 para a Bacia 2.

Na estimativa da recarga utilizando o método do balanço hídrico, também foram testados diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração, cujas equações são apresentadas na Tabela 12.

Tabela 12 – Métodos de Evapotranspiração utilizados

Método	Equação	Variáveis
Thornthwaite (1948)	$\text{ET}_o = 16 * \left(10 * \frac{T_i}{I}\right)^a, 0 \text{ } ^\circ\text{C} \leq T_i \leq 26 \text{ } ^\circ\text{C}$ $\text{ET}_o = -415,85 + 32,24T_i - 0,43T_i^2, T_i > 26 \text{ } ^\circ\text{C}$ $I = \sum_{n=1}^{12} (0,2T_i)^{1,514}, T \geq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ $a = 6,75 * 10^{-7}I^3 - 7,71 * 10^{-5}I^2 + 1,7912 * 10^{-2}I + 0,49239$ $C = \frac{N}{12} * \frac{1}{30}$ $N = 2/15 * \omega_s$	<ul style="list-style-type: none"> • ET_o = Evapotranspiração de referência (mm mês^{-1}); • T_i = Temperatura do ar média mensal ($^\circ\text{C}$); • I = Índice térmico imposto pelo regime climático local; • i = Representa o mês do ano ($i=1$, janeiro; $i=12$, dezembro); • N = Fotoperíodo (h) de determinado dia;
Thornthwaite (1948) - Modificado	$T_{\text{ef}} = K * (T_i + A)$ $T = \left(\frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2}\right)$ $A = (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})$ $T_{\text{ef}} = 0,5k * (3T_{\text{max}} - T_{\text{min}})$	<ul style="list-style-type: none"> • A = Amplitude térmica diária; • T_{max} = Temperatura máxima ($^\circ\text{C}$); • T_{min} = Temperatura mínima ($^\circ\text{C}$); • $k = 0,72$ e $k = 0,69$

Método	Equação	Variáveis
Hargreaves - Samani	$ET_{O(HS)} = 0,0023 * R_T * \sqrt{T_{max} - T_{min}} * (T + 17,8)$ $ET_{O(HS)} = 0,0135 kt Ra * (T_{max} - T_{min})^{0,5} * (T_{med} + 17,8)$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(HS)}$ = Evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); • R_T (Ra) = Radiação solar extraterrestre (mm d⁻¹); • T_{max} = Temperatura máxima do ar (°C); • T_{min} = Temperatura mínima do ar (°C); • T_{med} = Temperatura média do ar (°C); • kt = coeficiente empírico empregado em regiões continentais (0,162), adimensional;
Blaney - Criddle	$ET_{O(BC)} = a + b * f$ $f = p * (0,46 * T + 8,13)$ $a = 0,0043 * UR_{min} - \frac{n}{N} - 1,41$ $b = a_0 + a_1 * UR_{min} + a_2 * \frac{n}{N} + a_3 * u_2 + a_4 * UR_{min} * \frac{n}{N} + a_5 * UR_{min} * u_2$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(BC)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • UR_{min} = Umidade relativa mínima diária (%); • n = Insolação (h); • N = Fotoperíodo (h); • p = Percentagem média diária de horas de luz e varia em função da latitude e época do ano; • $a_0 = 0,81917$; • $a_1 = -0,0040922$; • $a_2 = 1,0705$; • $a_3 = 0,065649$; • $a_4 = -0,0059684$; • $a_5 = -0,0005967$;
Camargo	$ET_{O(CA)} = R_T * T * k_f * ND$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(CA)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • R_T = Radiação solar extraterrestre (mm d⁻¹ de evapotranspiração equivalente); • ND = Número de dias do período analisado; • T = Temperatura do ar média (°C); • k_f = É um fator de ajuste que varia com a temperatura do ar média anual do local : $k_f = 0,01$ para $T < 23$ °C; $k_f = 0,0105$ para $T = 24$ °C; $k_f = 0,011$ para $T = 25$ °C; $k_f = 0,0115$ para $T = 26$ °C; $k_f = 0,012$ para $T > 26$ °C;
Jensen - Haise	$ET_{O(JH)} = R_s * (0,0252 * T + 0,078)$ $ET_{O(JH)} = R_s * (0,025 * T_{med} + 0,08)$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(JH)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • R_s = Radiação solar global convertida em unidades de água evaporada (mm dia⁻¹); • T_{med} = Temperatura diária média do ar (°C);
Makkink	$ET_{O(MK)} = 0,61 * W * R_T - 0,12$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(MK)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • W = Fator de ponderação *O fator W varia em função da temperatura do bulbo úmido. Na falta deste, pode-se utilizar a temperatura do ar média;
Benavides Lopez (BL)	$ET_{O(BL)} = 1,21 * 10 * \left(\frac{7,45 * T_{med}}{234,7 + T_{med}} \right) * (1 - 0,01 * UR) + 0,21 * T_{med} - 2,30$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(BL)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • T_{med} = Temperatura média do ar (°C); • UR = Umidade relativa do ar (%);
Hamon (HA)	$ET_{O(HA)} = 0,55 * \left(\frac{N}{12} \right)^2 * \left(\frac{4,93 \exp^{(0,062 T_{med})}}{100} \right) * 25,4$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(HA)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • N = Número de horas de brilho solar possíveis (fotoperíodo); • T_{med} = Temperatura média do ar (°C);

Método	Equação	Variáveis
Priestley & Taylor (PT)	$ET_{O(PT)} = \frac{\alpha \frac{(\Delta + \gamma)}{\gamma} * (R_n - G)}{\delta}$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(PT)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • α = Parâmetro de Priestley & Taylor (1,26), adimensional; • R_n = Saldo de radiação, MJ m⁻² dia⁻¹ ; • Δ = Declinação da curva de saturação do vapor da água, KPa °C⁻¹; • γ = Constante psicométrica, KPa °C⁻¹, adimensional; • δ = Fluxo de calor latente (2,45 MJ Kg⁻¹);
Turc (TU)	$ET_{O(TU)} = a_t 0,013 * \left(\frac{T_{med}}{T_{med} + 15} \right) * \left(\frac{R_s / 0,0238846 + 50}{\gamma} \right)$	<ul style="list-style-type: none"> • $ET_{O(TU)}$ = Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹); • T_{med} = Temperatura média do ar (°C); • R_s = Radiação solar global (MJ m⁻² d⁻¹); • γ = Calor latente de vaporização (2,45 MJ mm⁻¹); • UR = Umidade relativa do ar (%); • a_t = Fator da umidade relativa. <p>*Se a umidade relativa (UR) do ar for maior ou igual a 50%, $a_t = 1,0$, se não, calcula-se pela seguinte equação:</p> $a_t = 1 + \frac{50 - UR}{70}$
Linacre	$ET_{O(Lin)} = \frac{500 * \left(\frac{T_{med} + 0,006 * h}{100 - \varphi} \right) + 15 * (T_{med} - T_{po})}{(80 - T_{med})}$ $ET_{O} = \frac{J * \frac{T_a - 0,006 * z}{100 - \varphi} + 15 * (T_a - T_o)}{80 - T_a}$ $T_{po} = \frac{237,3 * \text{Log}(e_a) - 156,8}{8,16 - \text{Log}(e_a)}$	<ul style="list-style-type: none"> • h = Altitude local (metros); • φ = Altitude em módulo (graus) • T_{po} = Temperatura média do ponto de orvalho (°C); • e_a = Pressão do valor atual; • z = Altitude (metros); • T_a = Temperatura média do ar (°C); • φ = A latitude local (graus) • T_o = Temperatura em ponto de orvalho (°C); • J = Constante igual a 500 para uma vegetação e 700 para uma superfície com água livre, como um lago ou uma represa;
Kharrufa	$ET_{O_{Kh}} = 0,34 * p * x * T_{med}^{1,3}$	<ul style="list-style-type: none"> • p = porcentagem do total do fotoperíodo e a temperatura do ar. • T_{med} = temperatura média do ar
Penman-Monteith	$ET_{O} = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \mu_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 \mu_2)}$	<ul style="list-style-type: none"> • ET_{O} = evapotranspiração de referência (mm/dia); • R_n => saldo de radiação (MJ/m⁻² dia⁻¹); • G => fluxo de calor no solo (MJ m⁻² dia⁻¹); • T => temperatura média diária do ar (°C); • μ_2 => velocidade média diária do vento a 2 m de altura (m s⁻¹); • e_s => pressão de saturação do vapor média diária (KPa); • e_a => pressão atual de vapor média diária (KPa); • Δ => declividade da curva de pressão de vapor no ponto correspondente a temperatura (kPa °C⁻¹); • γ => constante psicométrica (KPa °C⁻¹).

Fonte: Embrapa (2003)

4.3.2 Métodos baseados na separação de escoamento superficial e subterrâneo

Para estimativa de recarga a partir dados medidos em postos fluviométricos, foram utilizadas diferentes metodologias de separação de escoamento superficial e subterrâneo, conforme apresentado na Tabela 13 e descritos no referencial bibliográfico.

Tabela 13 – Métodos de estimativa de recarga a partir de dados de águas superficiais

#	Método	Referência
1	PART	Rutledge (1998)
2	HYSEP1	Sloto e Crouse (1996)
3	HYSEP2	Sloto e Crouse (1996)
4	HYSEP3	Sloto e Crouse (1996)
5	BFI Padrão	Wahl e Wahl (1988)
6	BFI Modificado	Nelms et al., (2015)
7	Filtro Recursivo Digital 1 parâmetro (Bflow)	(Lyne e Hollick, 1979; Nathan e McMahan, 1990; Arnold e Allen, 1999; Arnold et al., 2000)
8	Filtro Recursivo Digital 2 parâmetros (Filtro de Eckhardt)	Eckhardt (2005)
9	Filtro Recursivo Digital Inverso	Collischonn e Fan (2013)
10	Deslocamento da Curva de Recessão (RORA)	Rutledge (1998)
11	Q90/Q50	Smakhtin (2001)
12	Q90/Q50 regional	Collischonn e Fan (2013)

Os dados de escoamento subterrâneo foram definidos a partir de um índice de fluxo basal (BFI) e suas diferentes técnicas de obtenção (Tabela 13), empregados na equação 54 para estimativa de recarga. Os dados de vazão total foram obtidos conforme descrito no 4.2.

$$R = \frac{\overline{B_i} \times N \times 24 \times 3,6}{A}$$

Eq. 54

Onde: R é a recarga em mm/ano; A é a área em km²; N é o número de dias do ano; $\overline{B_i}$ é a média dos valores de fluxo de base (m³/s).

4.3.3 Uso de modelos de Simulação

Nesta pesquisa foram utilizados dois modelos de simulação do balanço hídrico: SMAP e MGB-IPH.

4.3.3.1 Modelo SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure)

O modelo SMAP utiliza uma estrutura de três reservatórios: um superficial (R_{sup}), um do solo (R_{solo}) e o subterrâneo (R_{sub}). O armazenamento superficial (R_{sup}) pode ser matematicamente escrito por:

$$\frac{dR_{sup}}{dt} = E_s - E_d \quad \text{Eq. 55}$$

$$E_s = 0 \text{ se } P \leq AI \quad \text{Eq. 56}$$

$$E_s = \frac{(P - AI)^2}{P - AI - S} \quad \text{se } P > AI \quad \text{Eq. 57}$$

$$E_d = R_{sup} (1 - K_2), \text{ onde } K_2 = 0,5^{1/K_2t} \quad \text{Eq. 58}$$

Onde E_s representa o escoamento superficial direto, obtido pelo método do *Soil Conservation Service* (SCS), E_d a vazão de depleção do escoamento superficial direto, P a precipitação, AI : abstração inicial para o método do SCS, S a abstração potencial, também para o método do SCS. E_d é definido como função do nível do reservatório superficial (R_{sup}) e K_2t o coeficiente de depleção do reservatório superficial, como definido em Lopes (1982). Todas as unidades são em mm, exceto por dt e K_2t , que possuem dimensão de tempo (dia).

O reservatório da camada superior do solo (R_{solo}) pode ser matematicamente escrito como:

$$\frac{dR_{sup}}{dt} = P - E_s - E_r - Rec \quad \text{Eq. 59}$$

$$E_s = E_p \text{ se } IN > E_p \quad \text{Eq. 60}$$

$$E_s = IN + (E_p - IN)T_i \text{ se } IN \leq E_p \quad \text{Eq. 61}$$

$$Rec = 0 \text{ se } R_{solo} \leq R_{soloM} \quad \text{Eq. 62}$$

$$Rec = Crec \times TU \times (R_{solo} - R_{soloM}) \text{ se } R_{solo} > R_{soloM} \quad \text{Eq. 63}$$

$$TU = \frac{R_{solo}}{Str}$$

Eq. 64

$$IN = P - Es$$

Eq. 65

Onde P e Es conforme definidos acima, Er é a taxa de evapotranspiração, Rec é a recarga do reservatório do subsolo, $Crec$ o coeficiente de recarga do reservatório do subsolo, IN é definido como a diferença entre P e Es e é a parcela da precipitação que infiltra, TU o teor de umidade do solo, STR a capacidade de campo máxima do solo e $Capc$ a capacidade de campo máxima do solo em porcentagem (LOPES et al. 1982).

O reservatório do subsolo (R_{sub}) pode ser escrito matematicamente:

$$\frac{dR_{sub}}{dt} = Rec - Eb$$

Eq. 66

$$Eb = R_{sub}(1 - Kk) \text{ com } Kk = 0,5^{(1/Kkt)}$$

Eq. 67

Onde, Eb a vazão do escoamento de base e Kkt é o coeficiente de depleção do reservatório do subsolo, como definido em Lopes et al. (1982).

$$Qm = (Eb + Ed)CoefConv$$

Eq. 68

Onde é $CoefConv$ o coeficiente de conversão de mm para m^3/s , e Qm é a vazão na saída da bacia em m^3/s .

Para a calibração do modelo SMAP, Lopes (1999) sugere que seja feita a partir do início do ano hidrológico, pois neste período (seco) a vazão básica e o teor de umidade estão em seus valores mínimos. A calibração foi realizada com o algoritmo de calibração do Solver do Excel, tendo como função objetivo o coeficiente de eficiência estabelecido por Nash e Sutcliffe, que é uma medida normalizada que compara o erro quadrado médio gerado pela simulação com a variância do conjunto de dados observados (SCHAEFLI, 2007), conforme a equação:

$$NS = 1 - \frac{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{calc}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2}$$

Eq. 69

Além do Nash, também foram avaliados outros indicadores de eficiência: Nash-log, erro do volume e coeficiente de determinação, cujas equações são apresentadas a seguir.

$$NSlog = 1 - \frac{\sum(\ln(Qobs(t)) - \ln(Qcalc(t)))^2}{\sum(\ln(Qobs(t)) - \ln(\overline{Qobs}))^2}$$

Eq. 70

$$EV = \frac{\sum(Qcalc(t)) - \sum(Qobs(t))}{\sum(Qobs(t))}$$

Eq. 71

$$R^2 = 1 - \frac{[\sum(Qobs(t) - \overline{Qobs})(Qcalc - \overline{Qcalc})]^2}{\sum(Qobs(t) - \overline{Qobs})^2 \sum(Qcalc(t) - \overline{Qcalc})^2}$$

Eq. 72

onde, Qb(obs)(i) é o fluxo de base observado ou BFI que foi separado a partir de dados diários de vazão; Qb(calc)(i) é o fluxo de base ou BFI calculados.

Conforme Gottshalk e Mtovilov (2000, apud COLLISCHONN, 2001), o NS pode ser classificado como apropriadamente calibrado para de $NS > 0,75$; aceitável, para $0,75 < NS < 0,36$, e não satisfatório para valores inferiores a 0,36.

4.3.3.2 Modelo MGB

As estimativas de recarga utilizando o modelo MGB-IPH foram realizadas a partir da subdivisão em células quadradas contendo informações sobre o uso da terra e o tipo de solo classificadas pelo método de Unidade de Resposta Agrupada, conforme descrito por Kouwen et al. (1993), que consiste em combinar células com características semelhantes de uso da terra e tipos de solo (ALLASIA, 2006), como mostra a Figura 38.

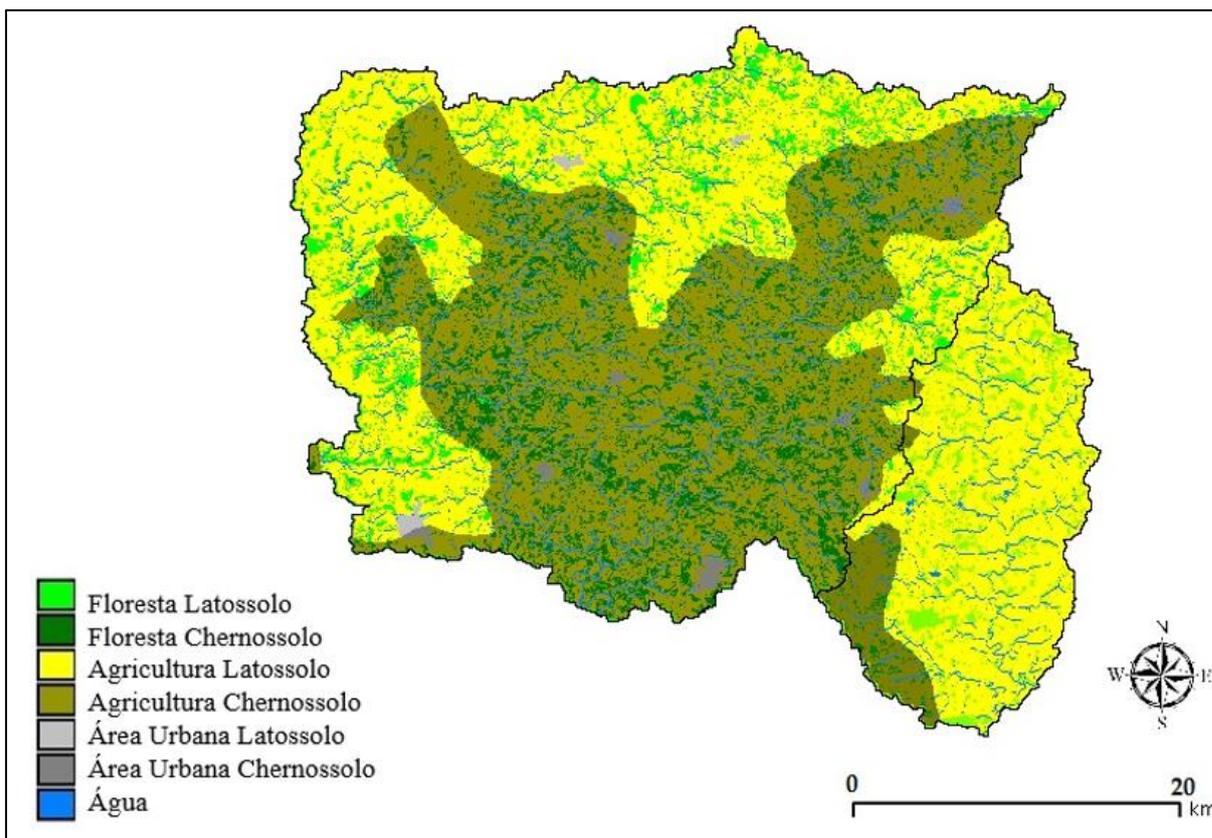


Figura 38 – Mapa de unidades de respostas hidrológicas utilizado na modelagem

Os dados de precipitação, clima, vazão foram obtidos conforme informado anteriormente. Para calibrar o modelo, foi selecionado um período de 4 anos (2005 a 2008). Esse período foi escolhido devido à disponibilidade de dados de chuva e de descarga em concomitância. Para validar, optou-se por um período mais recente, de 2009 a 2012, cuja escolha foi baseada nos mesmos critérios do período de calibração. Ambos os períodos têm o mesmo número de dias, o que significa o mesmo número de etapas de tempo.

A calibração foi realizada manualmente alterando basicamente os parâmetros relacionados às características do solo até que os indicadores estatísticos, descritos na sequência, atingissem valores ótimos. Alguns dos dados necessários para criar um modelo com bons resultados que replicam a realidade podem não estar sempre disponíveis, portanto, a calibração desses parâmetros versus os conhecidos é necessária. Segundo Kumarasamy e Belmont (2018), não se pode confiar apenas nos indicadores estatísticos, portanto, a análise visual também é de grande importância.

Os indicadores estatísticos utilizados para a eficiência do modelo foram Nash-Sutcliffe (NS), Nash-Sutcliffe logaritimizada (NSlog), o erro relativo entre a descarga observada e

calculada (EV) cujas equações foram apresentadas anteriormente, além do coeficiente de determinação (R^2).

4.3.4 Técnicas de regressão

Para estimativa da taxa de recarga utilizando método de regressão, foram realizadas as seguintes etapas:

- (1) Desenvolvimento de um banco de dados para compilar as características hidrológicas e fisiográficas de 32 bacias hidrográficas inseridas somente e totalmente no Sistema Aquífero Serra Geral;
- (2) Escolha das variáveis que compõem os modelos;
- (3) Separação do escoamento de base utilizando o método de filtro inverso;
- (4) Desenvolvimento de equações de regressão para estimativa de recarga utilizando análise de regressão múltipla;
- (5) Validação das equações de regressão com as duas bacias de estudo.

A regressão linear múltipla foi usada para desenvolver as respostas para estimar o fluxo a recarga na seguinte forma:

$$Q_b = b_0 X_1^{b_1} X_2^{b_2} X_3^{b_3} \dots X_n^{b_n}$$

Eq. 73

onde, Q_b é o fluxo de base anual estimado representando recarga (mm); b_0 é a constante de regressão; $b_1, b_2, b_3, \dots, b_n$ são coeficientes da regressão; $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ são características das bacias hidrográficas.

Os modelos desenvolvidos foram avaliados usando o erro relativo (ER), R^2 e coeficiente Nash-Sutcliffe, apresentados anteriormente.

Essas estatísticas são amplamente utilizadas para avaliar o desempenho de modelos hidrológicos. Por exemplo, Santhi et al. (2008) apontou que R^2 maior que 0,5 poderia ser considerado aceitável. Moriasi et al. (2007) recomendaram que as simulações do modelo poderiam ser consideradas satisfatórias se o ENS fosse maior que 0,50. Embora essas estatísticas tenham ganhado amplo uso na avaliação de modelos, o uso de apenas um deles para avaliar a precisão de um modelo não é recomendado (JAIN E SUDHEER, 2008).

A Tabela 14 mostra os parâmetros fisiográficos e morfológicos utilizados na caracterização das bacias e analisados para a escolha dos modelos de regressão.

Tabela 14 – Parâmetros utilizados na caracterização das bacias

Parâmetro
Área da Bacia (km ²)
Perímetro da Bacia (km)
Altitude Média (m)
Declividade Média (graus)
Declividade Média (porcentagem)
Coefficiente de Compacidade
Relação Circular
Relação Hipsométrica
Comprimento do Rio Principal (km)
Comprimento Rede de Drenagem (km)
Comprimento em linha reta da foz ao ponto mais elevado (km)
Coefficiente de Sinuosidade Hidráulica
Altitude Máxima (m)
Altitude Mínima (m)
Declividade Média do Rio Principal (%)
Densidade de Drenagem
Amplitude Altimétrica (m)
Relação de Relevo
Índice de rugosidade
% Classe Solo Grupo A
% Classe Solo Grupo B
% Classe Solo Grupo C
% Classe Solo Grupo D

Para a escolha das variáveis utilizadas nos modelos, foi empregada uma Análise de Componentes Principais (ACP) através do software SPSS 25 a fim de verificar quais parâmetros representam melhor um grupo de variáveis, sendo selecionados àqueles que possuíam o maior coeficiente de correlação de Pearson para cada um dos fatores. A ACP é definida como uma técnica estatística multivariada que transforma o conjunto de dados em um novo sistema de variáveis formado por componentes principais (CP) que são funções lineares do conjunto original de dados, os quais não possuem correlação. A projeção da maior variação da amostra gera o primeiro CP, a projeção da segunda maior variação, o segundo CP, e assim por diante (JOLLIFFE, 2002; FINKLER et al., 2015).

O critério de seleção dos CP consiste em incluir somente os componentes cujos autovalores próprios sejam superiores a 1. Para este estudo foram utilizados os componentes que conseguiram sintetizar uma variância acumulada em torno de 70% da variância total dos dados (MARDIA et al., 1979). Liu et al. (2000) classifica os valores das cargas fatoriais,

correspondentes à composição absoluta dos CP, como relevante ($>0,75$), médio ($>0,50$ e $<0,75$) e irrelevante ($<0,50$). A aplicação da ACP depende de dois testes que devem ser realizados previamente, confirmando a adequação da técnica aos dados de que se dispõe: teste de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) e teste de Bartlett, sendo que um KMO abaixo de 0,5 indica que os dados não são adequados para aplicação da ACP (FÁVERO, 2017).

Em seguida, realizou-se uma análise de correlação entre as variáveis e os *p-values* das variáveis explicativas individuais foram examinados quanto à relevância. Se duas variáveis independentes tivessem significância similar, a variável mais fácil de ser obtida foi preferencialmente escolhida para o desenvolvimento do modelo. Este processo permitiu a seleção as variáveis independentes finais utilizadas para o desenvolvimento dos modelos.

Depois que as variáveis independentes foram selecionadas, modelos de regressão foram desenvolvidos no SPSS (a um nível de significância de 5%) usando o procedimento de regressão não linear, baseados em diferentes valores de variáveis explicativas com os maiores valores de R^2 ajustados. Posteriormente os modelos foram testados nas duas bacias de estudo, considerando a variação interanual das estimativas de recarga.

4.3.5 Variação do Nível de Água (VNA)

Os dados a serem utilizados neste método foram obtidos a partir de medidores de nível instalados em 7 poços das duas sub-bacias em diferentes aquíferos: fraturado (2 poços tubulares - PT) e granular (5 poços cacimba - PC), conforme mostra a Figura 39. Os medidores de níveis dos poços tubulares foram disponibilizados e instalados pelo Serviço Geológico Brasileiro – CPRM. A Tabela 15 informações dos poços e período de dados disponíveis.

Tabela 15 – Informações dos poços, período de dados e falhas

Poço	Nome	Tipo	Coordenadas		Aquífero	Profundidade (m)	Entrada de água (m)	Período de dados	Falhas
PC1	Conte	Poço cacimba	- 28,538712°	- 51,689434°	Solo	2	-	Jun/17 – Jun 18	Sem falhas
PC2	Tedesco	Poço cacimba	- 28,467320°	- 51,751295°	Solo	6	-	Jun/17 – Jun 18	Out/17 a Jan/18
PC3	Gilmar	Poço cacimba	- 28,425127°	- 51,701116°	Solo	3,5	-	Ago/17 – Jun 18	Sem falhas
PC4	Richetti	Poço cacimba	- 28,496920°	- 51,729069°	Solo	6,5	-	Jun/17 – Jun 18	Out/17 e Nov/17
PC5	Solimar	Poço cacimba	- 28,597373°	- 51,616489°	Solo	9	-	Jun/17- Jun 18	Sem falhas
PT1	Ibiraíaras	Poço tubular	- 28,380216°	- 51,647838°	Fraturado	192	16 e 50	Jul/17 – Jun 18	Ago/17, Set/17, Out/17
PT2	São Jorge	Poço tubular	- 28,506623°	- 51,700215°	Fraturado	93	18	Set/17 – Jun 18	Nov/17 a Jan/18

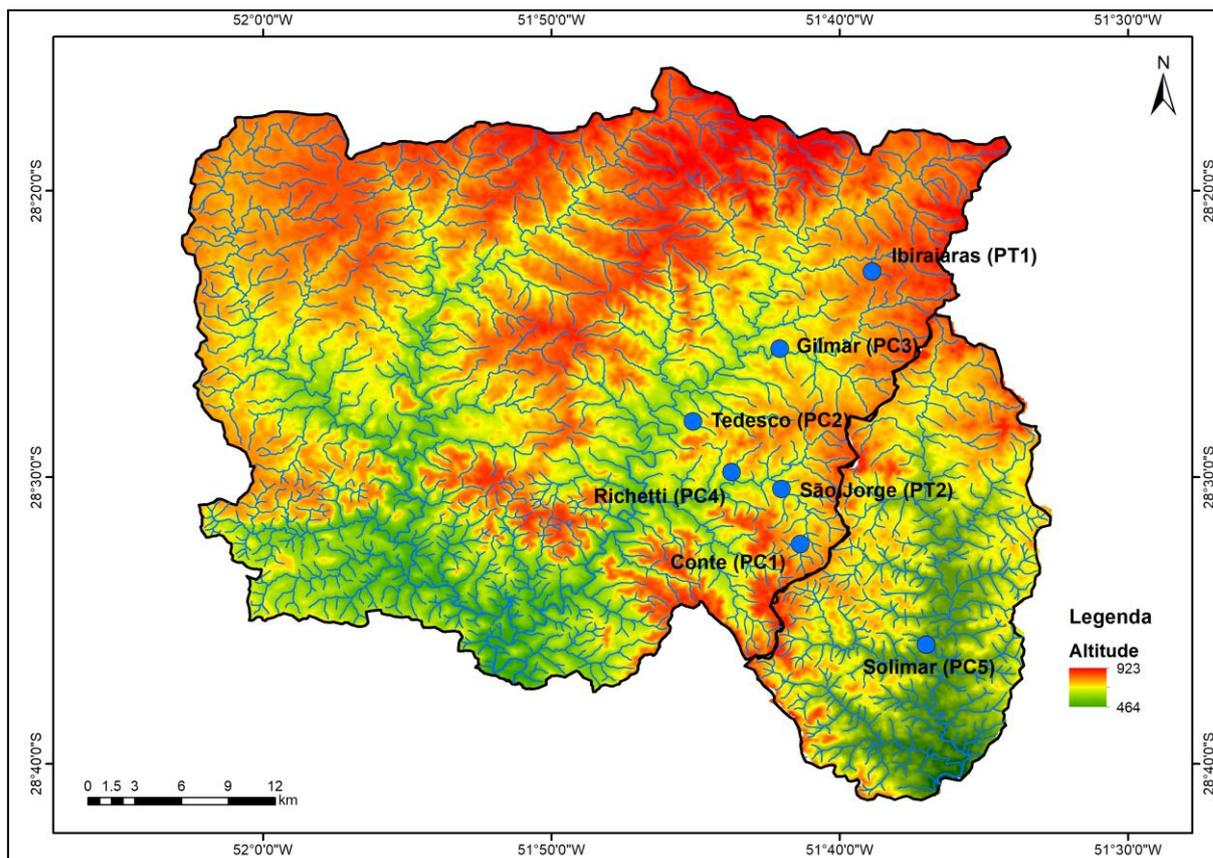


Figura 39 – Localização dos poços cacimba e tubulares utilizados

A seleção dos poços foi realizada com base nos dados disponíveis no banco de dados de poços elaborado na etapa descrita no item 4.1, sendo que os critérios adotados foram:

- poços parados sem bombeamento;
- poços com informações construtivas, geológicas e hidrogeológicas disponíveis;
- localizados em diferentes regiões fisiográficas de cada sub-bacia;
- infraestrutura disponível nas proximidades e segurança (localizado em propriedades particulares para facilitar a segurança do sistema de monitoramento).
- autorização do proprietário do poço para instalação dos equipamentos.

A Figura 40 apresenta os poços cacimba e tubulares que foram utilizados para o monitoramento da variação dos níveis.



Figura 40 – Poços utilizados para instalação dos medidores de níveis

O monitoramento de níveis de água foi realizado com o uso de medidores automáticos de nível instalados e calibrados nos poços, cujos dados foram armazenados por *dataloggers*. Para os poços cacimba foram utilizados medidores modelos OnSet MX2001, e para os poços tubulares foram utilizados sensores Heron Dipperlog.

A medição de níveis foi programada para ocorrer em intervalos de 60 minutos, onde foi possível medir a mudança na altura do lençol freático ao longo do tempo. O intervalo de tempo correspondeu ao período de junho de 2017 a junho de 2018, sendo que os intervalos de medição

foram diferentes para os poços devido a problemas técnicos ocorridos na instalação dos equipamentos.

Para checagem e validação dos dados que foram coletados pelos equipamentos automáticos, eram realizadas campanhas de campo para medição manual dos níveis de água, onde os dados medidos manualmente foram comparados com os dados fornecidos pelo sistema de monitoramento.

A aplicação do método VNA, calculado conforme a equação 74, envolveu duas etapas:

$$R = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad \text{Eq. 74}$$

Em que S_y é o rendimento específico e ΔH é a mudança na altura do lençol freático para um intervalo de tempo Δt .

- Estimativa da elevação do nível de água: Esta estimativa foi realizada a partir de três abordagens: gráfica manual, curva mestre de recessão com ajuste linear empregando um código em Matlab e em RStudio (HEPPNER e NIMMO, 2005; NIMMO et al., 2015) e análise aplicada no programa RISE (DELIN et al., 2007).

- Para obtenção dos valores de rendimento específico foram utilizados diferentes métodos:

a) Uso de dados médios e mínimos obtidos em laboratório. Para tanto, foi analisada a porosidade efetiva do solo, realizada em duas sub-etapas:

- Coleta de amostra indeformada de solos em cilindros em pontos a montante e jusante dos poços e em diferentes profundidades do solo. As amostras foram coletadas em triplicata e analisadas em laboratório.

- Determinação da densidade de partículas pelo método do balão volumétrico, determinação da porosidade total a partir da relação entre as densidades do solo e das partículas, determinação da umidade gravimétrica com pesagem da amostra úmida e seca, e por último a determinação da porosidade efetiva, com o uso de painéis de pressão. Todos os ensaios foram realizados no Laboratório de Solos do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS.

b) Foram utilizados valores tabelados em referenciais bibliográficos (JOHNSON, 1967; LOHEIDE et al., 2005; HEALY, 2010) de porosidade efetiva para o solo e aquíferos fraturados, a fim de avaliar as diferenças existentes.

c) Empregou-se também uma abordagem baseada no balanço hídrico (HALL e RISSER, 1993; HEALY e COOK, 2002; WALTON, 2007) dada pela equação 75.

$$S_y = \frac{P - Q - ET}{\Delta H(t_j)}$$

Eq. 75

Onde: P é a precipitação (mm); R é recarga (mm); Q é escoamento superficial (mm); ET é a evapotranspiração (mm).

A equação anterior foi aplicada aos valores médios mensais de precipitação, de evapotranspiração potencial, aumento dos níveis de água ocorridos em cada poço e vazão retirados dos postos fluviométricos de cada sub-bacia.

Para o método VNA foram aplicados dois métodos estatísticos de análise: auto correlação e correlação cruzada. A primeira trata da persistência de uma série temporal com ela mesma, enquanto a segunda relaciona a precipitação com o aumento do nível de água, avaliando o tempo de resposta.

A expressão matemática da função de autocorrelação pode ser escrita como:

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum (X_t - \bar{X}) \cdot (X_{t+k} - \bar{X}), k \geq 0$$

Eq. 76

$$\gamma(k) = \frac{C(k)}{C(0)}$$

Eq. 77

onde C(k) é o correlograma, n é o comprimento da série de dados, k é o tempo de retardo (k = 0 para m, m ≤ n/3), X_t é o valor das variáveis estudadas no tempo t, \bar{X} é o valor médio das séries X_t, γ(k) é a função de autocorrelação (CAI; OFTERDINGER, 2016).

A expressão para a função de correlação cruzada é definida por:

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum (x - \bar{x}) \cdot (y_{t+k} - \bar{y})$$

Eq. 78

$$\gamma_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

Eq. 79

onde C_{xy} é o correlograma cruzado, k é o intervalo de tempo; n é o comprimento das séries temporais, x_t e y_t são séries temporais de entrada e saída, respectivamente, x e y são os

valores médios das séries x_t e y_t , respectivamente, C_{xy} é a função de correlação cruzada, e r é o desvio-padrão da série temporal. Para exibir uma correlação significativa entre as séries temporais de entrada e saída no intervalo de confiança de 95%, a função de correlação cruzada deve ter um coeficiente de correlação maior do que o erro padrão $2 / N^{0.5}$ onde N é o número de valores das séries temporais (DIGGLE, 1990; LEE et al., 2006).

4.4 Análise e interpretação dos resultados da estimativa de recarga

A avaliação integrada da recarga em aquíferos do SASG foi realizada com base na interpretação dos dados obtidos com a caracterização geológica, hidrogeológica e do meio físico, análise das áreas potenciais de recarga e descarga, além dos dados calculados com a utilização dos diferentes métodos de estimativa de recarga.

Para a determinação dos valores de recarga dos aquíferos foi feita uma comparação entre os diferentes valores de recarga obtidos pela aplicação dos métodos fluviométricos, métodos de simulação, métodos do balanço hídrico e método VNA. Para cada um dos métodos, foram aplicadas diferentes análises com variação de parâmetros que são utilizados para as estimativas de recarga, os quais são apresentados individualmente em cada item dos resultados.

A partir dos resultados obtidos nos diferentes métodos e modelos empregados para estimativa de recarga, foram avaliadas as diferenças significativas com o emprego de testes paramétricos como análise de variância com um nível de significância de 5%, e não paramétricos como o teste Kruskal-Wallis e Mann-Whitney, caso as suposições de normalidade das amostras não fossem atingidas. Com a avaliação destas diferenças significativas, comparação dos resultados, número de variáveis envolvidas e incertezas associadas procurou-se definir quais os métodos mais representativos e quais destoam da média e que podem ser utilizados para o Sistema Aquífero Serra Geral na bacia Taquari-Antas com menor possibilidade de erro.

4.5 Avaliação das áreas de recarga e descarga no Sistema Aquífero Serra Geral

A avaliação das áreas de recarga foi realizada através de uma abordagem em SIG (Sistema de Informação Geográfica) associada a uma análise multicritério denominada AHP (*Analytical Hierarchy Process*) que envolveu diferentes características de superfície e subsuperfície e influência na recarga natural de água subterrânea.

A abordagem é de natureza subjetiva, onde pesos de probabilidade são atribuídos a recursos que podem ter um efeito positivo ou negativo sobre a recarga do aquífero. Foram empregados 6 fatores tais como: declividade, forma do terreno, uso e cobertura do solo, tipo de solo, densidade de lineamentos e densidade de drenagem, conforme mostra a Figura 41.

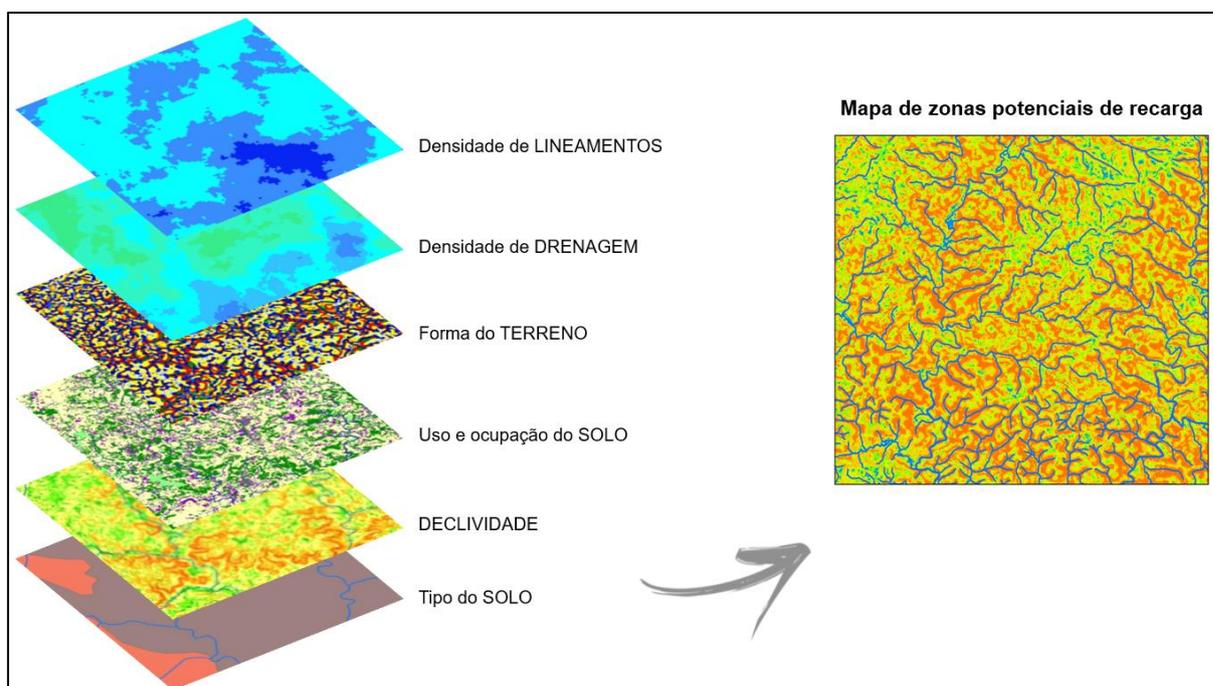


Figura 41 – Planos de Informação (PI) utilizados na análise de mapeamento de zonas de recarga

Estes fatores serviram como dados de entrada para o módulo MCE (*Multi Criteria Evaluation*) do software IDRISI e, foram agregados pelos métodos de Combinação Linear Ponderada (WLC), posteriormente reclassificadas em cenários de áreas potenciais de recarga.

Todos os dados foram importados para o software Idrisi Selva 17.0 e padronizados para a projeção WGS84, com mesmo tamanho de célula, e número de linhas e colunas. Os componentes do mapa de áreas mais favoráveis à recarga foram subjetivamente ponderados de acordo com pesos estabelecidos em diferentes estudos (ADAMS et al., 2004; FERNANDES et al., 2007; FELIPPE e JUNIOR, 2009; CARDOZO et. al, 2011; VASCONCELOS, 2011; KALIRAJ et al., 2014, CHACHADI, 2015; SENENAYAKE et al., 2016) conforme a probabilidade de recarga para cada componente.

A análise AHP requer que os fatores tenham escalas padronizadas de adequabilidade. Dessa forma, cada fator foi reescalado de forma linear, de acordo com a probabilidade de recarga numa escala de adequabilidade de 0 (probabilidade baixa) 255 (probabilidade alta),

através do comando Edit – Assign do Software Idrisi e quando necessário pela função *Fuzzy* do MCE.

Declividade

A declividade, obtida através do modelo digital de elevação é um dos fatores mais importantes para a determinação da recarga. Quanto maior a declividade, maior é o escoamento superficial e, portanto, menor a infiltração. A Tabela 16 apresenta os valores que foram utilizados em associação com a declividade.

Tabela 16 - Relação entre a declividade e a probabilidade de recarga

Declividade	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
Plano (0-3%)	100	255
Suave-Ondulado (3-8%)	60	153
Ondulado (8-20%)	40	102
Forte-Ondulado (20-45%)	20	51
Montanhoso (>45%)	10	26

Características do solo

A presença de solo sob o substrato cristalino pode favorecer ou não o processo de infiltração de águas meteóricas, influenciando nos estudos de recarga. Quanto mais espessas e permeáveis, melhores se acham as condições de infiltração e isso depende do tipo de solo, conforme mostra a Tabela 17. Foram utilizados os dados de solo de Streck (2008) cujo levantamento foi realizado em escala de 1:750.000. A definição dos pesos foi baseada nos trabalhos de Kaliraj et al., (2014) e Chachadi (2015).

Tabela 17 - Relação entre o tipo de solo e a probabilidade de recarga

Solos	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
Grupo A	90	230
Grupo B	70	179
Grupo C	60	153
Grupo D	40	102

Cobertura do solo

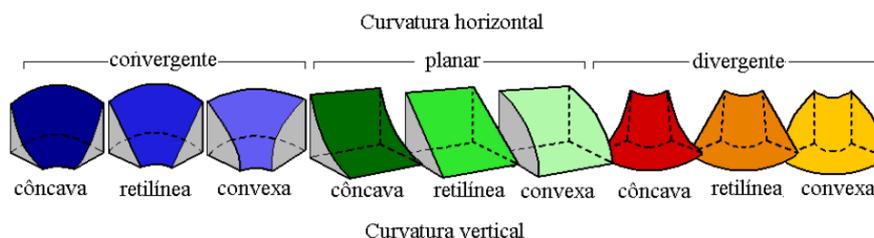
Uso e cobertura do solo são um dos fatores de maior controle sobre os processos de recarga. Os diferentes tipos deste fator e os pesos associados são apresentados na Tabela 18.

Tabela 18 – Relação entre a cobertura do solo e probabilidade de recarga

Uso do solo	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
Mata	75	191
Campo	25	64
Agricultura	40	102
Solo exposto	15	38
Água	0	0
Área urbana	5	13

Forma do Terreno

As classes de curvaturas horizontais (convergente, planar ou divergente) e verticais (côncavo, retilíneo ou convexo) podem ser combinadas para fornecer indicação da forma do terreno, conforme mostra a Figura 42.

**Figura 42 - Combinação das curvaturas para caracterização das formas de terreno**

Fonte: Valeriano (2008)

Os casos extremos de combinações de curvatura do terreno são representados pela forma côncavo-convergente (máxima concentração e acúmulo do escoamento) e pela forma convexa-divergente (máxima dispersão do escoamento). As combinações intermediárias têm características hidrológicas mais dependentes das relações entre as intensidades (módulos) dos efeitos individuais (VALERIANO, 2008).

Tabela 19 - Relação entre a forma do terreno e probabilidade de recarga

Forma do terreno	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
Convergente e Côncava	60	153
Convergente e Retilínea	70	179
Convergente e Convexa	80	204
Planar e Côncava	70	179
Planar e retilínea	80	204
Planar e Convexa	90	230
Divergente e Côncava	80	204
Divergente e Retilínea	90	230
Divergente e Convexa	100	255

Densidade de Lineamentos

As propriedades hidráulicas nos domínios fraturados são condicionadas por descontinuidades na rocha (falhas, fraturas e juntas) que ocorrem tanto em meso quanto em macro escala com o mesmo padrão e orientação resultante do regime tectônico que atuou no terreno. Dessa forma, as feições topográficas assim como as drenagens auxiliam na determinação de lineamentos morfoestruturais (CARDOZO et al., 2011). A análise do fator lineamentos é uma forma indireta de avaliar a influência de fraturas, com relação a aspectos tais como densidade, conectividade e *trends* estruturais, na produção de poços em aquíferos fraturados (FERNANDES et al., 2007). A Tabela 20 apresenta a relação entre probabilidade de recarga e densidade de lineamentos. Os valores foram definidos conforme metodologia apresentada por Kaliraj et al. (2014) e Thapa et al. (2017).

Tabela 20 - Relação entre a densidade de lineamentos e probabilidade de recarga

Densidade de Lineamentos (km/km ²)	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
4 - 4,5	95	242
3,5 - 4	85	217
3 - 3,5	75	191
2,5 - 3	65	166
2,1 - 2,5	55	140
1,6 - 2,0	45	115
1,1 - 1,5	35	89
0,5 - 1,0	25	64
0 - 0,5	10	26

Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem corresponde ao comprimento total dos rios dividido pela área total da bacia. É uma medida de taxa de infiltração da água na bacia e lida com a relação entre o escoamento superficial e a permeabilidade. A Tabela 21 apresenta a relação entre probabilidade de recarga e densidade de drenagem.

Tabela 21 - Relação entre a densidade de drenagem e probabilidade de recarga

Densidade de drenagem (km/km ²)	Probabilidade de Recarga (%)	Peso Reescalonado
0 - 0,15	95	242
0,15 - 0,5	85	217
0,5 - 1,0	75	191
1,0 - 1,5	65	166
1,5 - 2	55	140
2 - 2,5	45	115
2,5 - 3	35	89
3 - 3,5	25	64
3,5- 4	10	26

Após a determinação dos pesos, foi utilizada a técnica de comparação de pares do módulo *Weight* para gerar um conjunto de pesos relativos para cada um dos fatores que foram agregados no processo de combinação linear ponderada (WLC). Calijuri (2008), descreve que “a ponderação indica a importância relativa de todos os fatores e regula a compensação entre eles. O grau em que um fator pode compensar outro é determinado por seu fator ou compensação de peso.”

Dessa forma, os pesos serão gerados por uma série de comparações de pares de importância relativa de cada um dos fatores à adequabilidade dos pixels à probabilidade de ocorrência de recarga. A importância relativa par a par foi definida com base nos estudos anteriores e também pela qualidade e detalhamento de cada um dos fatores. A Tabela 22 apresenta os pesos utilizados para comparação entre os pares e a importância relativa entre os fatores são apresentados na Tabela 23.

Tabela 22 – Pesos de comparação de importância relativa

Extremo	Muito Forte	Forte	Moderado	Igual	Moderado	Forte	Muito Forte	Extremo
1/9	1/7	1/5	1/3	1	3	5	7	9
Menos Importante					Mais Importante			

Tabela 23 - Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par

Matriz Weight	Declividade	Uso do solo	Tipo de Solo	Densidade de Lineamentos	Densidade de Drenagem	Forma do terreno
Declividade	1					
Uso do solo	1/5	1				
Tipo de Solo	1/3	1/5	1			
Densidade de Lineamentos	1/5	1/3	3	1		

Densidade de Drenagem	1/5	1/3	1/3	1	1	
Forma do terreno	1	5	3	5	5	1

A verificação e validação do mapa foram realizadas com base nos levantamentos de fontes/nascentes existentes na região obtidos de dados existentes (SICAR, Vigilância, SEMA RS). Para validação foi empregada uma análise zonal das áreas de potenciais de recarga e os pontos de nascentes da região, a fim de verificar qual percentual de pontos que correspondem às nascentes está inserido nas diferentes classes encontradas. Além disso, avaliou-se também a importância de combinação de diferentes escalas de solo em uma das bacias para verificar se ocorrem diferenças nas zonas potenciais de recarga empregando informações mais detalhadas. Para esta análise foi utilizada uma tabulação cruzada (*crosstab*) entre as feições de classes obtidas com os mapas gerados e aplicada a análise de concordância através da medida Kappa (CONGALTON e MEAD,1983) para avaliar a similaridade da informação.

As informações obtidas com o mapa potencial de recarga foram cruzadas com o modelo de simulação de superfície de equilíbrio de água subterrânea aproximada em escala regional apresentado por Fan et al. (2014), o qual se baseia em informações de transmissividade, altitude e recarga, para auxiliar na estimativa da profundidade do nível freático em diferentes locais, e conhecimento das áreas onde ocorre interação com as águas superficiais, favorecendo a identificação dos pontos de descarga.

4.6 Elaboração de um modelo conceitual de recarga no SASG

Após o levantamento das informações dos itens anteriores, foi elaborado um modelo conceitual que representasse o processo de recarga para o sistema aquífero Serra Geral na região da Bacia Taquari-Antas, de modo que possa subsidiar outros estudos em bacias semelhantes, bem como a compreensão dos processos envolvidos e comparação com outros estudos de temática semelhante ou mesmo estudos de reservas aquíferas.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados obtidos estão relacionados com a avaliação das áreas potenciais de recarga utilizando o método AHP, estimativa de recarga usando diferentes métodos tais como balanço hídrico, separação de escoamento, modelos de simulação, técnicas de regressão e variação dos níveis de água e por fim a elaboração do modelo conceitual, baseado nos dados obtidos.

5.1 Avaliação de áreas potenciais de recarga

Na análise das áreas potenciais de recarga foram utilizados 6 fatores: declividade, forma do terreno (curvatura horizontal e vertical), uso do solo e tipo de solo, densidade de lineamentos, densidade de drenagem (Figura 43), cujos valores de importância relativos e os pesos de ponderação obtidos pelo método MCE são apresentados na Tabela 24.

Tabela 24 - Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par

	Forma do Terreno	Declividade	Uso do Solo	Tipos de Solo	Densidade de lineamentos	Densidade de Drenagem	Peso Ponderado
Forma do Terreno	1						0,336
Declividade	1/5	1					0,336
Uso do Solo	1/3	1/5	1				0,114
Tipos de Solo	1/5	1/3	3	1			0,114
Densidade de Lineamentos	1/5	1/3	1/3	1	1		0,050
Densidade de Drenagem	1	5	3	5	5	1	0,050

O nível de consistência encontrado foi de 0,03, valor aceitável de acordo com Saaty (2012) o qual indica que a razão de consistência menor ou igual a 0,10 é aceitável para a análise AHP. Caso o nível de consistência fosse maior que 0,10 seria necessário revisar os valores de julgamento de cada feição utilizada.

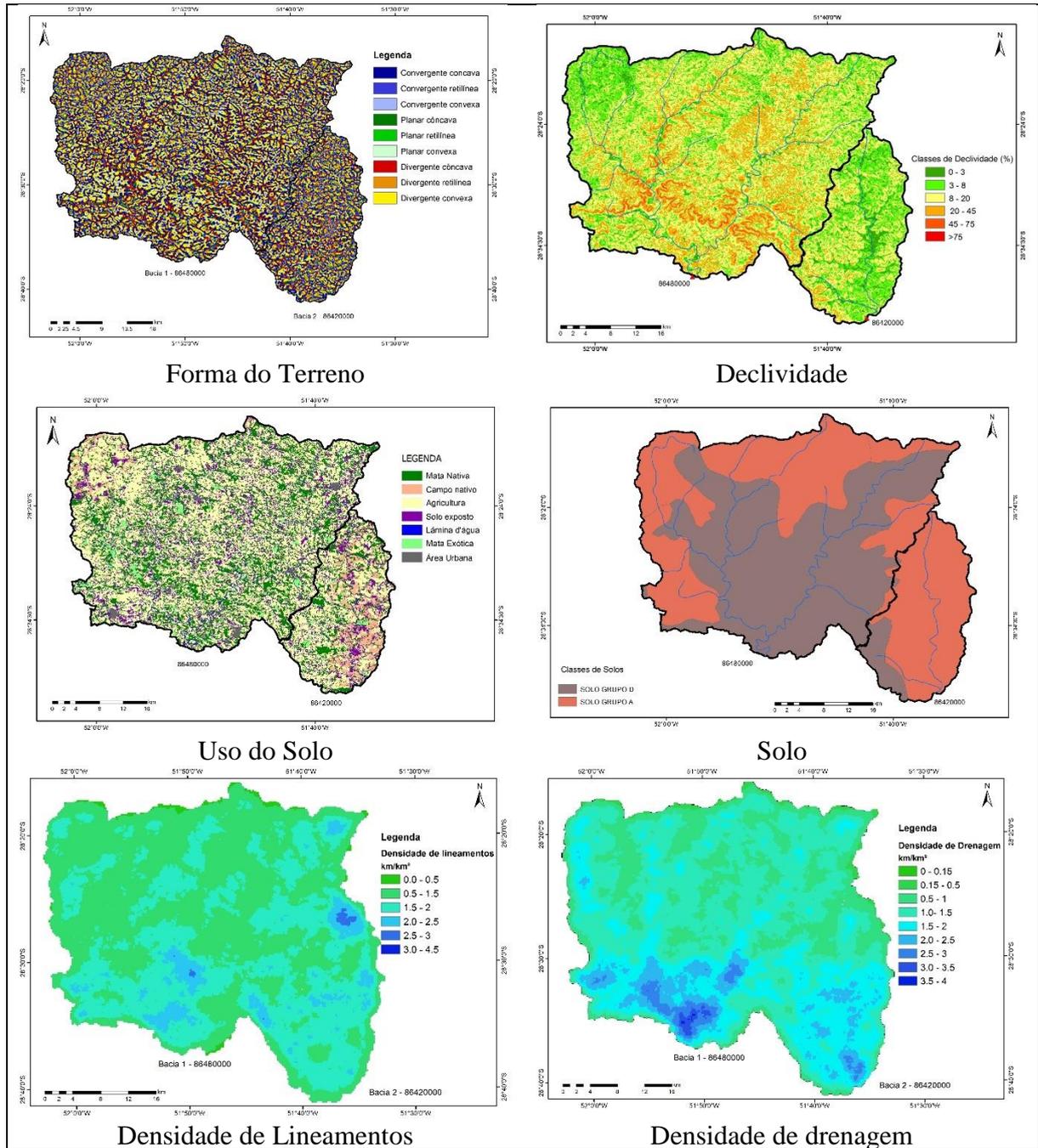
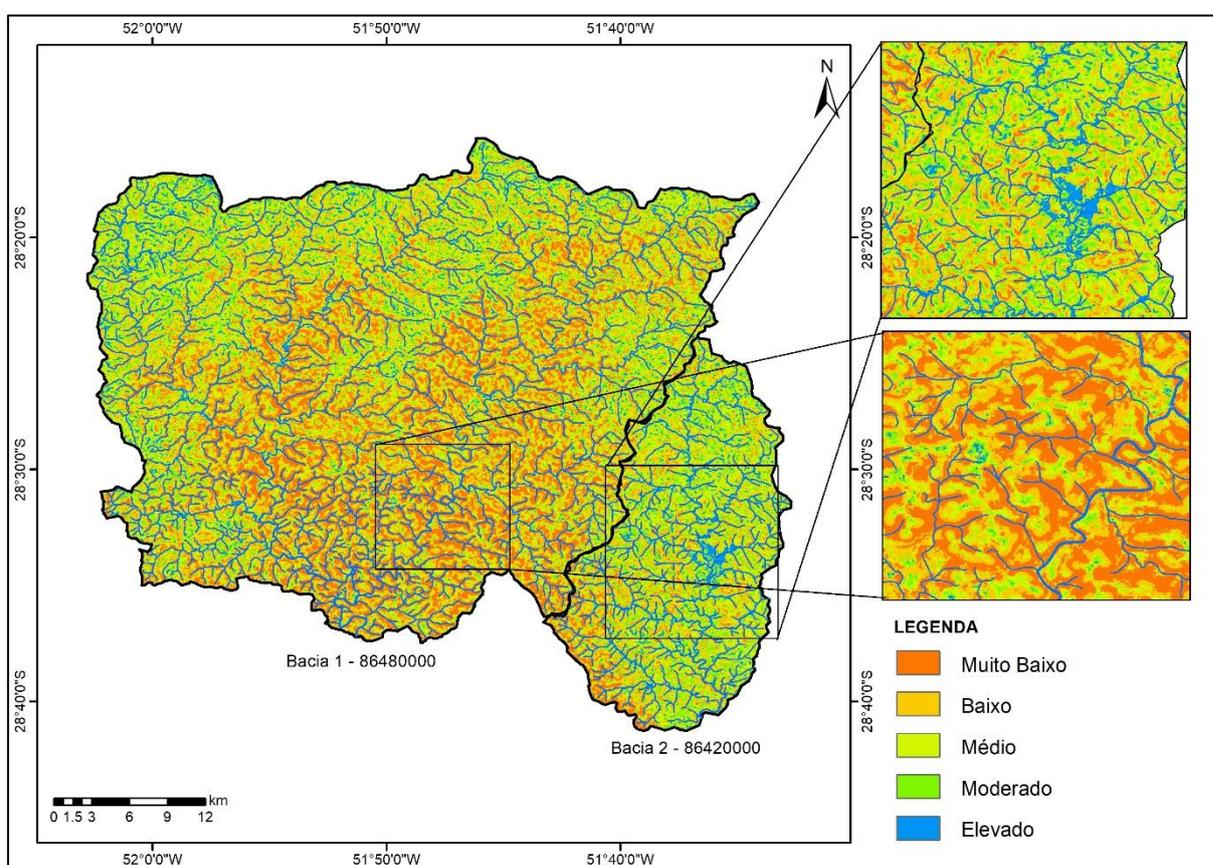


Figura 43 – Planos de informações utilizados na análise AHP

A Figura 44 apresenta o mapa resultante da técnica AHP para a definição de áreas com maior potencial de recarga. Estas se encontram principalmente nos altos topográficos, em regiões com menor declividade e curvatura de topo com características convexas e divergentes, principalmente associadas a solos mais profundos como os nitossolos ou latossolos. A Tabela 25 apresenta o percentual relativo a cada classe de área de potencial de recarga, separado em classes de acordo com o método de otimização Jenks do ArcGis (THAPA et al., 2017).

Tabela 25 – Área das classes de potencial de recarga

Potencial de Recarga	Bacia 1 - 86480000		Bacia 2 - 86420000	
	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%
Muito Baixo	321,1	24,14	26,6	8,4
Baixo	436,3	32,80	98,5	31,1
Médio	345,9	26,01	102,2	32,2
Moderado	172,5	12,97	67,8	21,4
Elevado	54,2	4,08	21,9	6,9
Total	1330	100	317,0	100,0

**Figura 44 – Mapa de potencialidade de recarga nas bacias de estudo**

Observa-se que a bacia 2 (86420000) apresenta áreas com maior potencial de recarga, onde cerca de 60% das áreas são classificadas com médio a elevado potencial, enquanto a bacia 1 (86480000) possui apenas 47% da área nesta categoria. Já as áreas categorizadas como muito baixo potencial de recarga são maiores na bacia 1, cujos valores chegam a quase 25% da área total da bacia enquanto que na bacia 2, este percentual é de 8,4%. Isso se deve às maiores

declividades da bacia 1, principalmente na porção centro-sul onde os vales são mais encaixados e a tipologia de solo apresenta classes com menor capacidade de infiltração.

Fundamentalmente as taxas de recarga nessa área são altamente heterogêneas, tanto espacial quanto temporalmente. Neste sentido, como uma aproximação de primeira ordem, além da tipologia do solo, o mapeamento de sua espessura poderia ser usado para identificar áreas potenciais de recarga. Glesson et al (2009) ao estudarem os fatores que governam a recarga de aquíferos de rocha fraturada, mostraram por simulação numérica que a espessura do solo e a sua condutividade hidráulica são os parâmetros críticos que controlam o processo de recarga do aquífero rochoso subjacente.

O mapa de saída gerado pelo modelo da zona de potencial da água subterrânea foi comparado com a localização de nascentes, a fim de verificar a adequabilidade da informação gerada, como mostra a Figura 45.

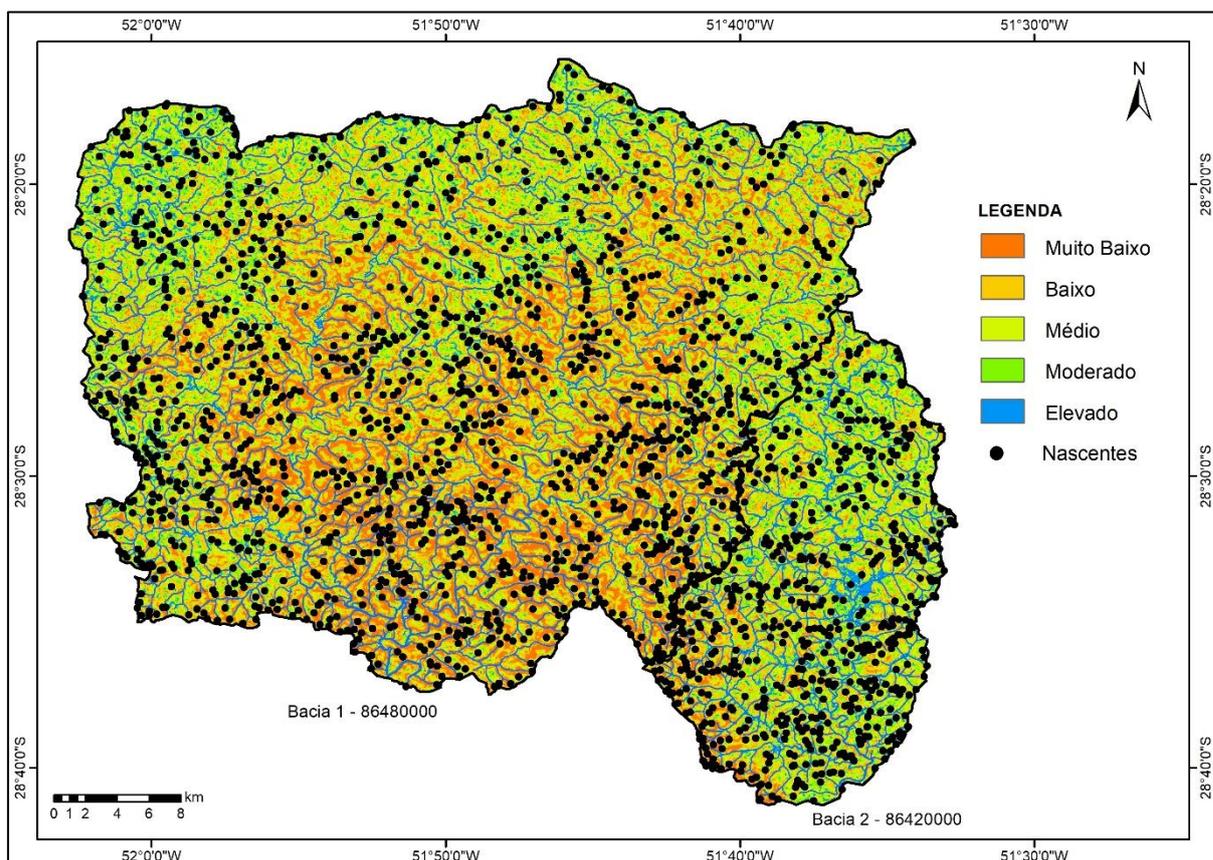


Figura 45 – Mapa potencial de zonas de recarga e localização de nascentes

Davis (1966) comenta que “qualquer descarga de água subterrânea grande o suficiente para fluir em um pequeno arroio pode ser chamada de nascente”. Dessa forma, há maior

probabilidade das nascentes estarem localizadas em áreas com menor potencial de recarga, e isto foi analisado através de uma análise zonal, cujo resultado é apresentado pela Tabela 26.

Tabela 26 – Adequabilidade de nascentes às zonas potenciais de recarga

Zona Potencial de Recarga	% de nascentes
Muito Baixo	22,7
Baixo	38,5
Médio	24,5
Moderado	11,1
Elevado	3,2
Total	100

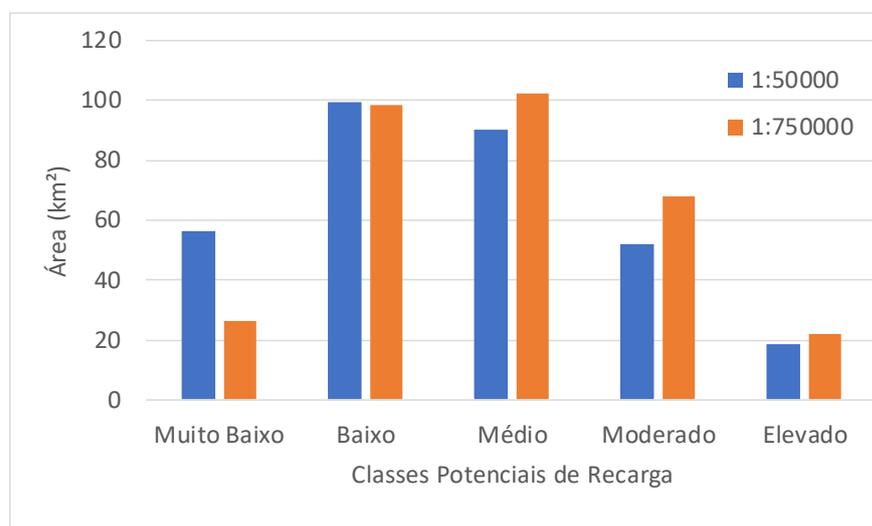
Mais de 60% das nascentes estão localizadas em zonas de muito baixo ou baixo potencial de recarga e apenas 3,2% das nascentes se encontram em zonas de elevado potencial, mostrando que o método de análise hierárquica apresenta bons resultados na definição de zonas potenciais de recarga, evidenciando que para a análise de recargas e reservas faz-se necessário utilizar diferentes planos de informação que permitam encontrar locais mais favoráveis à infiltração da água. Os erros podem estar associados às escalas dos planos de informação utilizados que envolve o nível de detalhamento, além da heterogeneidade das feições morfológicas e hidrogeológicas existentes.

É importante salientar que o uso de diferentes escalas das feições empregadas é uma das desvantagens do método reproduzindo valores que podem não ser condizentes com a realidade, sendo mais aproximada da mesma caso houvesse informação com maior nível de detalhamento. Esta diferença pode ser encontrada, por exemplo, ao usar as informações de tipo de solo em diferentes escalas. Uma análise de tabulação cruzada para foi realizada para a bacia 2 (86420000), a qual possui o plano de informação (PI) do solo em duas escalas: de Streck (2008) cujo levantamento foi realizado em escala de 1:750.000 e as informações de Flores et al. (2006), o qual apresenta dados em escala 1:50.000, em trabalho realizado em municípios da região da Serra Gaúcha. A Tabela 27 apresenta os resultados para cada classe de potencial de recarga e suas respectivas áreas para as diferentes escalas de planos de informação referentes ao tipo de solo.

Tabela 27 – Comparação das classes de potencial de recarga em diferentes escalas de solo

Classe Potencial de Recarga	Escala 1:50000		Escala 1:750000		Diferença percentual (%)
	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	
Muito Baixo	56,5	17,8	26,6	8,4	9,4
Baixo	99,5	31,4	98,5	31,1	0,3
Médio	90,1	28,4	102,2	32,2	3,8
Moderado	52,1	16,5	67,8	21,4	4,9
Elevado	18,7	5,9	21,9	6,9	1,0
Total	317,0	100,0	317,0	100,0	

Os dados da Tabela 27 indicam que com a mudança de escala, a maior parte das categorias possuem variação percentual superior a 3,8% como as categorias Médio, Moderado e Muito Baixo, sendo nesta última o valor de 9,4%, apresentando aumento de área com uma escala mais detalhada. As classes Baixo e Muito Baixo tiveram uma redução de área, quando a escala passou a ser menos detalhada (Figura 46), e por consequência uma maior abrangência do mesmo tipo de solo considerado uniforme por uma extensão maior do território. Na escala detalhada é possível encontrar outras feições de solos com menor capacidade de infiltração, associadas às áreas com maior declividade que não são identificadas na escala de 1:750.000.

**Figura 46 – Acréscimo e decréscimo de áreas em cada categoria potencial de recarga para as duas classes de tipo de solo avaliadas.**

A matriz proporcional entre as classes também foi gerada a partir da análise de correlação cruzada, a qual é mostrada na Tabela 28, onde foi determinada a conversão proporcional de cada categoria de áreas potenciais de recarga.

Tabela 28 – Tabulação cruzada proporcional e estatísticas associadas

Classe Potencial de Recarga	Muito Baixo	Baixo	Médio	Moderado	Elevado	Total
Muito Baixo	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Baixo	0,0003	0,0530	0,0196	0,0000	0,0000	0,0730
Médio	0,0000	0,0576	0,5662	0,0215	0,0000	0,6454
Moderado	0,0000	0,0000	0,0388	0,2213	0,0072	0,2672
Elevado	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0137	0,0144
Total	0,0003	0,1106	0,6246	0,2436	0,0209	1,0000
Chi-Quadrado	619846,18					
df	16					
P valor	0,0000					
V de Cramer	0,6396					
Índice Kappa	0,7215					

As maiores similaridades entre as imagens são encontradas na classe de Médio Potencial de Recarga, enquanto as menores similaridades ocorrem para as classes extremas (Muito Baixo e Baixo). Estas mudanças nas classes das imagens podem ser visualizadas na Figura 47. Apesar do índice Kappa ser elevado (0,72) e mostrar relativa concordância das imagens, o p-valor encontrado e o Chi-Quadrado elevado, indicam que ocorrem diferenças significativas entre as duas imagens, mostrando que para este tipo de análise é importante a definição de escalas adequadas dos planos de informação aplicados.

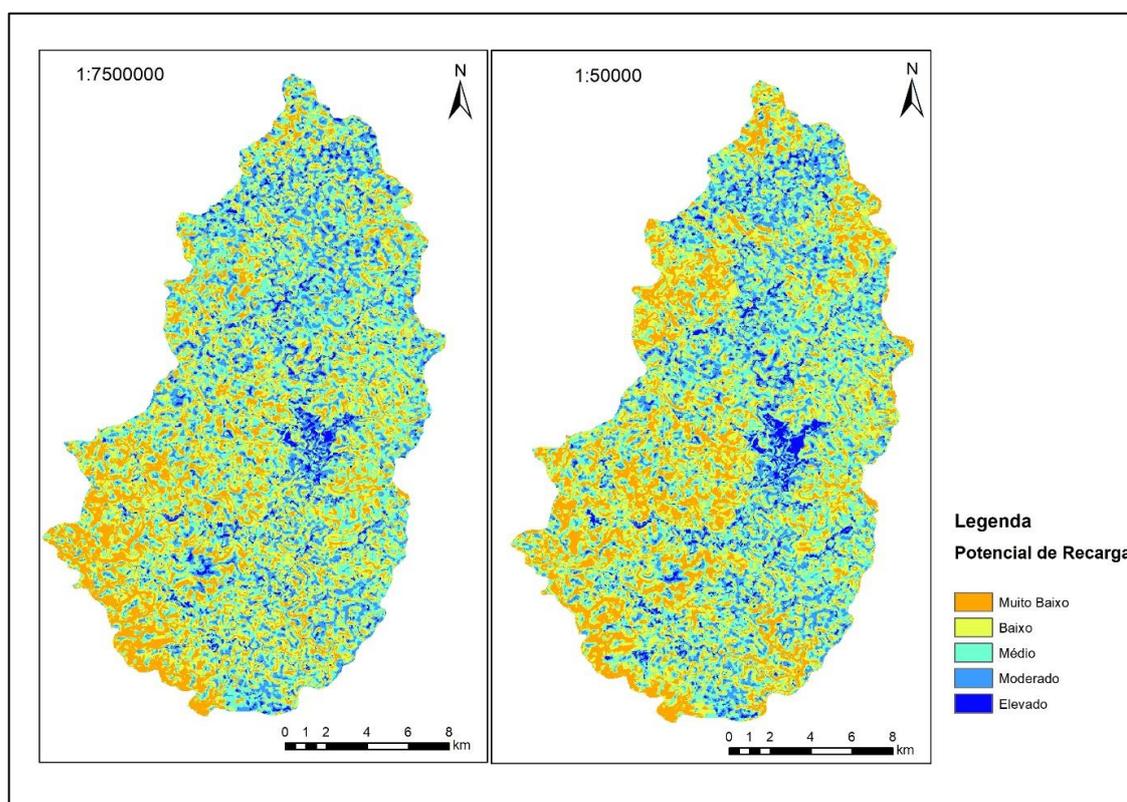


Figura 47 – Mapa de potencial da recarga em diferentes escalas do Plano de Informação de tipo de solo

Os resultados obtidos ao aplicar o modelo de simulação da superfície de equilíbrio de água subterrânea aproximada em escala regional (FAN, COLLISCHONN e REGINATO, 2014) considerando os dados de transmissividade média do aquífero fraturado e granular (solo) e as taxas de recarga encontradas para os diferentes aquíferos são apresentadas na Figura 48 e Figura 49.

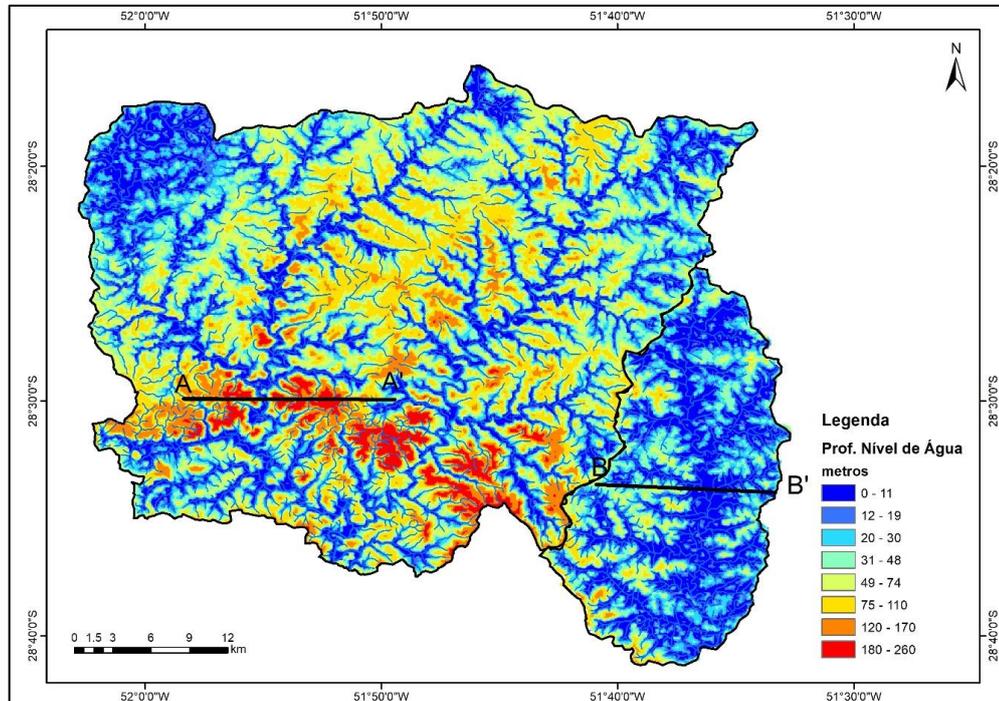


Figura 48 – Profundidade de nível de água aproximada para o compartimento fraturado

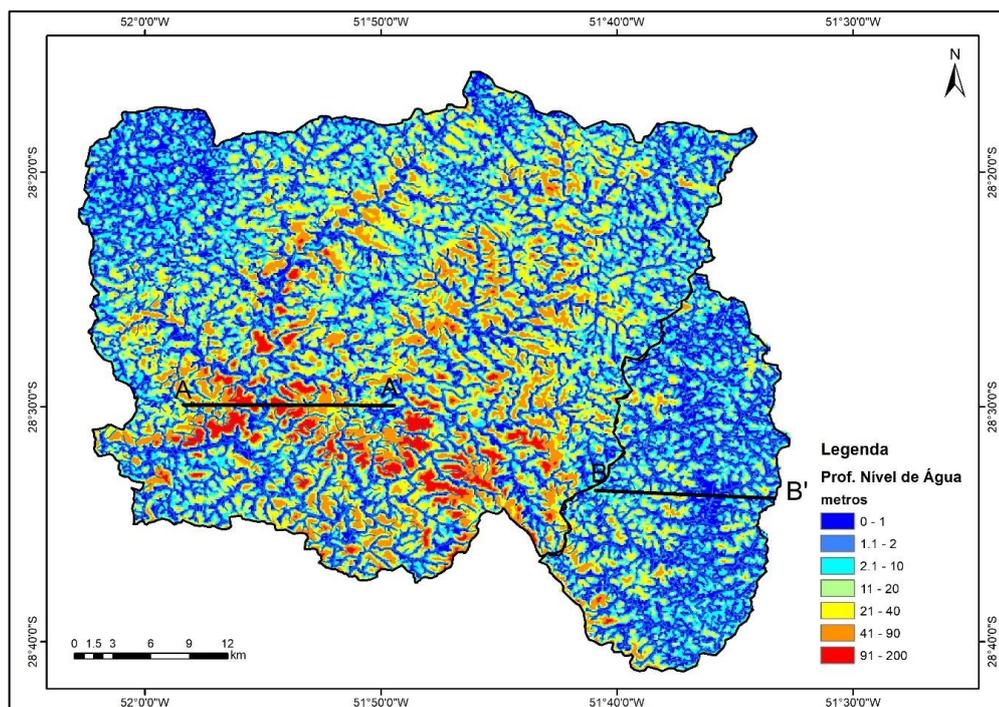


Figura 49 - Profundidade de nível de água aproximada para o compartimento solo

A Figura 50 mostra a relação dos níveis de água com dois perfis de terreno nas duas bacias estudadas.

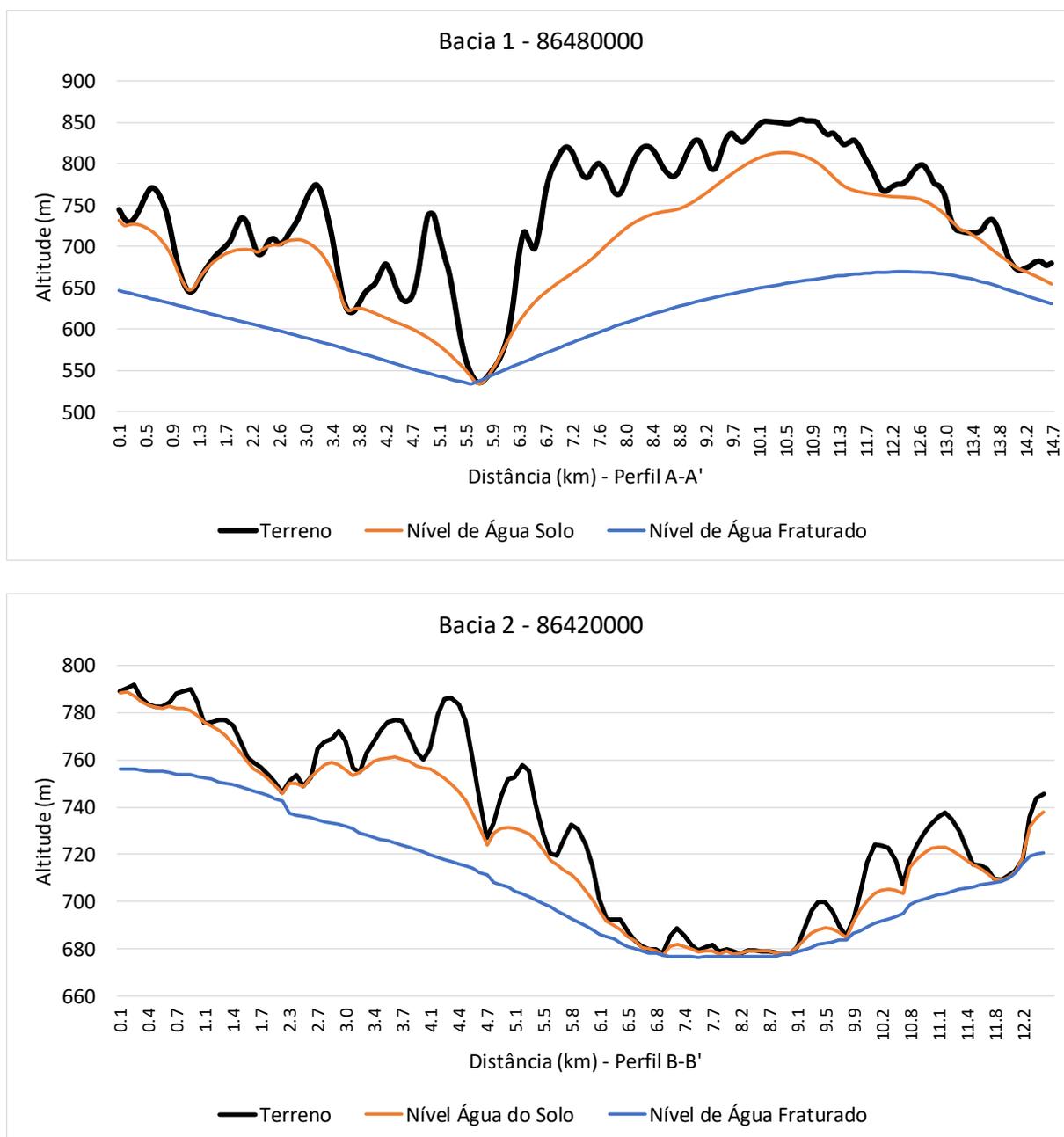


Figura 50 – Superfície de Equilíbrio aproximada para os dois compartimentos aquíferos do SASG

Convém destacar que os resultados encontrados fornecem uma visão contínua e simplificada do nível de equilíbrio de água subterrânea na região estudada, desconsiderando efeitos de anisotropia e heterogeneidade do sistema, principalmente quando se trata do compartimento fraturado. Ainda que existam estas limitações, verificou-se que 72% dos poços

que possuem níveis estáticos inferiores a 10 metros apresentam valores que se enquadram na mesma classe dos níveis encontrados no modelo. Para os poços com níveis mais profundos, o percentual de concordância entre o nível disponível de campo e o modelo foi inferior a 27%, principalmente para poços com profundidades superiores a 50 metros. Isso pode estar associado ao maior número de poços com informações de nível estático em locais adjacentes aos cursos de água, onde os níveis estão mais elevados e são próximos à superfície do terreno.

Os poços com níveis mais profundos podem ter influência da compartimentação estrutural e, portanto, podem não apresentar uma superfície potenciométrica contínua. Geralmente esses poços captam água de aquífero fraturado descontínuo e condicionado, principalmente, por estruturas de resfriamento das rochas e poucas estruturas tectônicas. Assim, o "reservatório do aquífero" passa a ser mais descontínuo, de menor tamanho o que gera um sistema que não está equilibrado com o sistema regional, portanto os níveis passam a ser mais profundos. Reginato et al. (2010), comentam sobre esta diferença, existindo de dois tipos de aquíferos fraturados que apresentam comportamentos hidrodinâmicos variados: um associado a estruturas tectônicas (SGF1), onde os níveis de água estão na sua maioria entre 0 a 10 metros e outro associado a estruturas primárias (SGF2) que tem como condicionante principal, as estruturas primárias das rochas vulcânicas (zonas vesiculares a amigdaloides, brechas, disjunção horizontal), onde o nível estático está abaixo dos 10 metros.

Já para os aquíferos granulares livres, a superfície potenciométrica apresenta correspondência regional com a superfície topográfica do terreno, como também encontrado no trabalho de Bettú et al., (2006), principalmente nos locais cujo solo possui características que favorecem o processo de infiltração. Na bacia 2, que possui relevo mais plano, os níveis do aquífero fraturado se encontram mais elevados, contribuindo para a descarga conjunta do aquífero do solo para os cursos de água, enquanto que na bacia 1, pelo modelo estimado, a contribuição ocorre com maior ênfase nos rios de maior porte.

5.2 Estimativas de recarga

A seguir são apresentados e discutidos os principais resultados de recarga mensal e anual e sua relação com a precipitação para os diferentes métodos aplicados nas duas sub-bacias de estudo.

5.2.1 Balanço Hídrico

Os resultados encontrados para os métodos de balanço hídrico BH1, BH2, BH3 e BH4 utilizados nas duas sub-bacias são apresentados na Tabela 29 e Tabela 30, enquanto a Figura 51 e Figura 52 apresentam a comparação gráfica ao longo dos meses entre os métodos.

Tabela 29 – Resultados do Balanço Hídrico – Bacia 1 (86480000)

Meses	Num de dias	Prec. (mm)	BH1 (mm)	% P	BH2 (mm)	%P	BH3 (mm)	%P	BH4 (mm)	%P
Jan	30	173,5	17,7	10,2	53,9	31,0	24,7	14,2	35,4	20,4
Fev	28	155,2	23,5	15,1	68,3	44,0	30,7	19,7	40,1	25,8
Mar	31	125,2	21,5	17,2	51,4	41,0	25,2	20,1	38,7	30,9
Abr	30	154,8	39,0	25,2	87,3	56,4	33,6	21,7	56,4	36,4
Mai	31	144,0	54,9	38,2	98,4	68,4	36,3	25,2	70,3	48,8
Jun	30	144,0	60,2	41,8	117,3	81,5	41,8	29,0	85,6	59,4
Jul	31	173,1	73,6	42,5	138,6	80,1	51,8	29,9	95,5	55,2
Ago	31	150,5	43,3	28,8	92,0	61,1	43,5	28,9	66,6	44,2
Set	30	189,0	60,4	31,9	133,4	70,6	49,3	26,1	79,4	42,0
Out	31	212,8	52,9	24,9	121,4	57,0	51,7	24,3	62,5	29,4
Nov	30	154,3	17,5	11,4	62,9	40,7	29,2	18,9	34,4	22,3
Dez	31	148,2	17,5	11,8	47,5	32,1	23,3	15,7	30,4	20,5
ANUAL		1925,0	482,0	24,9	1072,4	55,3	440,9	22,8	695,1	36,3
MÉDIAS		160,4	40,2		89,4		36,7		57,9	

Tabela 30 - Resultados do Balanço Hídrico – Bacia 2 (86420000)

Meses	Num de dias	Prec. (mm)	BH1 (mm)	% P	BH2 (mm)	%P	BH3 (mm)	%P	BH4 (mm)	%P
Jan	30	147,79	11,5	7,8	43,3	29,3	22,9	15,5	25,0	16,9
Fev	28	141,25	15,1	10,7	53,0	37,5	27,3	19,3	26,7	18,9
Mar	31	121,32	17,2	14,2	45,8	37,8	25,6	21,1	24,9	20,5
Abr	30	144,31	35,1	24,3	82,9	57,5	38,3	26,5	53,3	37,0
Mai	31	139,24	54,6	39,2	93,2	66,9	43,5	31,3	66,3	47,6
Jun	30	144,86	62,1	42,8	113,6	78,4	49,9	34,4	84,9	58,6
Jul	31	176,83	86,0	48,6	141,0	79,8	64,7	36,6	96,1	54,4
Ago	31	139,75	54,8	39,2	95,4	68,3	54,7	39,2	64,7	46,3
Set	30	178,63	71,4	40,0	133,6	74,8	61,6	34,5	84,1	47,1
Out	31	197,41	62,8	31,8	123,5	62,6	62,5	31,7	67,7	34,3
Nov	30	137,88	19,0	13,8	56,5	41,0	31,5	22,9	30,8	22,3
Dez	31	133,06	16,2	12,2	38,5	28,9	22,8	17,1	16,5	12,4
ANUAL		1802,3	505,7	27,0	1020,3	55,2	505,4	27,5	641,3	34,7
MÉDIAS		150,2	42,1		85,0		42,1		53,4	

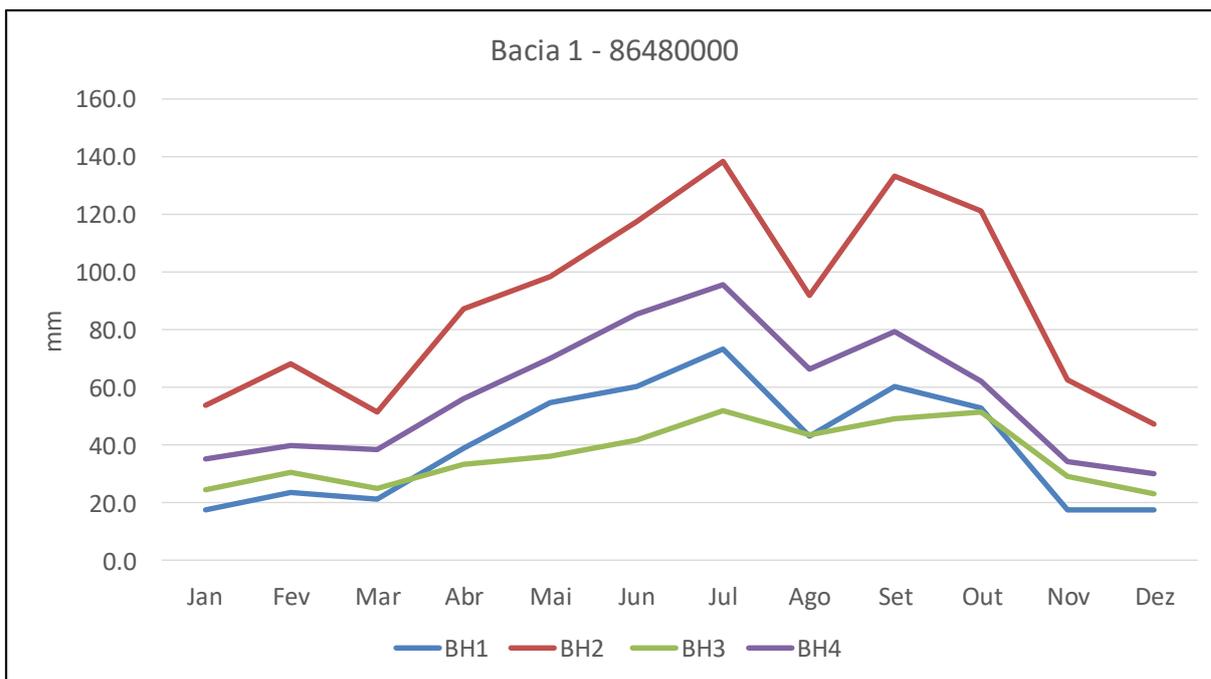


Figura 51 – Recarga obtida a partir dos diferentes métodos de balanço hídrico para a Bacia 1

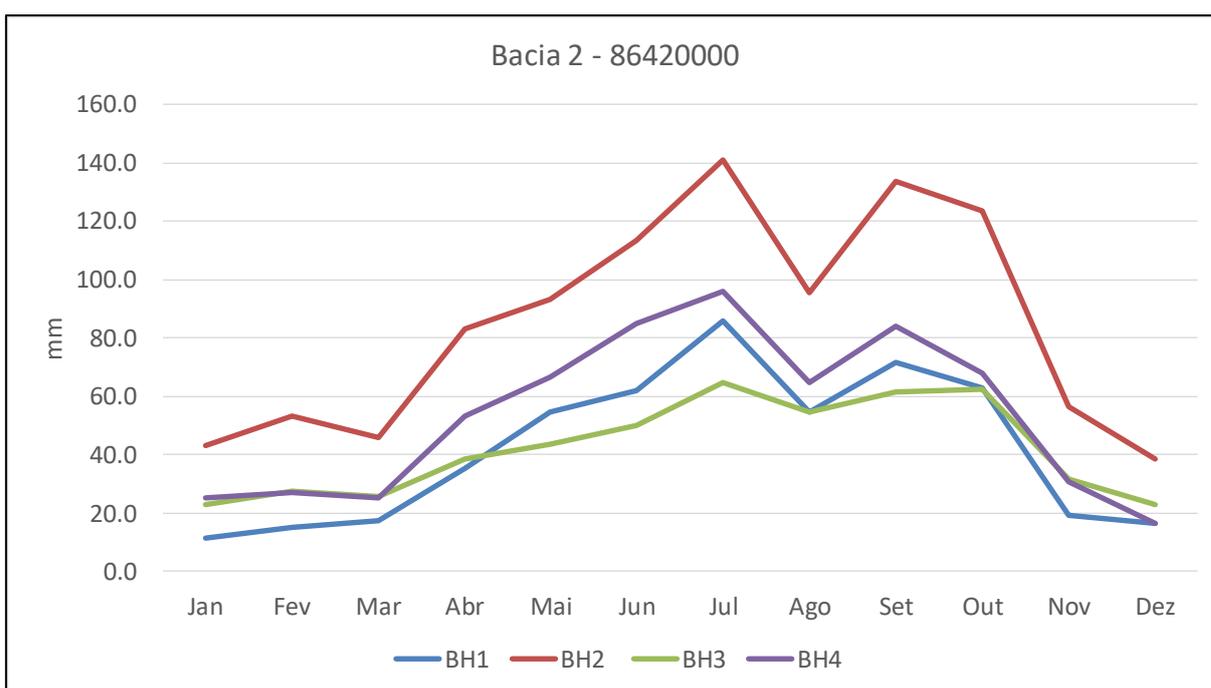


Figura 52 – Recarga obtida a partir dos diferentes métodos de balanço hídrico para a Bacia 2

A recarga depende da variação das precipitações e evapotranspiração, ocorrendo essencialmente durante os meses úmidos, entre maio e outubro. A média de recarga entre os quatro métodos utilizados apresenta valor de 34% para a Bacia 1 e 36% para a bacia 2 em relação à precipitação anual que ocorre em cada bacia. Entretanto, entre os métodos utilizados são observados valores diferentes, sendo as menores taxas para o Método 1, cujas recargas são

inferiores a 27% da precipitação ocorrida. Conforme Wanfried e Hirata (2005), o balanço hídrico, apesar de fornecer valores mensais, deve ser aplicado para períodos longos, de no mínimo um ano. Para este método, aplicado para uma série de dados de 37 anos, há meses em que a recarga é inferior a 20 mm ocorrendo nos meses de dezembro a janeiro, enquanto os meses de julho e setembro são os meses que apresentam os maiores valores, superiores a 65 mm. Destaca-se que os valores utilizados para os coeficientes de escoamento influenciam significativamente nas taxas de recarga em períodos cuja precipitação mensal é menor e a ETP maior. Como a avaliação não é discretizada para cada região com diferentes características de solo e declividade, mas realizada de forma concentrada, pode influenciar na acurácia dos resultados obtidos.

Para o método 2, a infiltração eficaz calculada corresponde à disponibilidade da água de precipitação para a recarga subterrânea sendo aplicada para recarga potencial de aquífero freático, considerando uma capacidade de armazenamento do solo de 100 mm. Dessa forma, obtiveram-se valores de 55% da precipitação anual, para as duas bacias. Entretanto, as hipóteses simplificadoras deste método, que consideram o escoamento superficial insignificante, tornam qualquer avaliação quantitativa vulnerável a questionamentos, principalmente nesta área de estudo em que há necessidade de fazer a separação de escoamento superficial do que realmente infiltra. Os valores corroboram para esta afirmação, uma vez que a bacia com maiores declividades, solos menos espessos apresentaram valores superiores à bacia com região mais plana. Isso ocorre, pelo fato do método não levar em consideração as feições e características do terreno, que influenciam diretamente nas taxas de recarga.

Já os resultados obtidos com o método 3, indicam recarga em todos os meses do ano, sendo que os maiores valores ocorrem nos meses de julho e setembro, os quais são superiores a 40 mm. No período mais seco, as taxas de recarga são inferiores a 30 mm (entre dezembro e março). Os meses de janeiro a março são considerados os mais secos, com precipitações médias inferiores a 111 mm, o que contribui para uma recarga baixa, com valor um pouco superior a 10 mm e uma taxa que equivale a menos de 15 % da precipitação. A partir dos meses de abril e maio até o mês de outubro, onde se intensifica o período de chuvas, as taxas de recarga são maiores de 14% da precipitação que ocorre na bacia.

O método 4, que apresenta uma análise considerando a separação do escoamento superficial pelos valores de CN associados ao tipo de solo e uso do solo indicaram valores próximos, porém superiores ao método 1, com as maiores taxas de recarga também entre os meses de julho e setembro e as menores entre dezembro a março.

Comparando os valores entre as duas bacias, observa-se que a bacia 2 apresenta as maiores taxas de recarga anuais, mesmo com uma menor precipitação, cujos valores variaram de 27% da precipitação total até 55%. Em relação aos valores em lâmina de água, os valores encontrados variaram de 505 a 1020 mm. Já na bacia 1, esta variação entre os métodos corresponde a 440 e 1072 mm. Nos meses mais secos, as taxas de recarga da bacia mais plana (bacia 2) é inferior a bacia 1, ocorrendo processo contrário nos períodos de maior precipitação.

Apesar da simplicidade dos métodos empregados, os métodos BH1 e BH3 apresentam valores semelhantes, sendo que a maior diferença ocorreu nos resultados obtidos com o método BH2. Cabe ressaltar que o método do balanço hídrico não faz a separação da quantidade de água que atinge os dois aquíferos granular (solo) e o fraturado, cuja recarga é caracterizada como potencial, com exceção do método BH4 que envolve também dados de separação de escoamento.

Uma análise variando os métodos de estimativa de evapotranspiração foi realizada para o método do balanço hídrico para a sub-bacia 01, mostrando as diferenças encontradas nas estimativas de recarga. Foram aplicados 14 métodos de evapotranspiração, para a série de 37 anos de dados, obtendo-se diferentes valores entre eles, cuja representação gráfica em box-plot é mostrada na Figura 53.

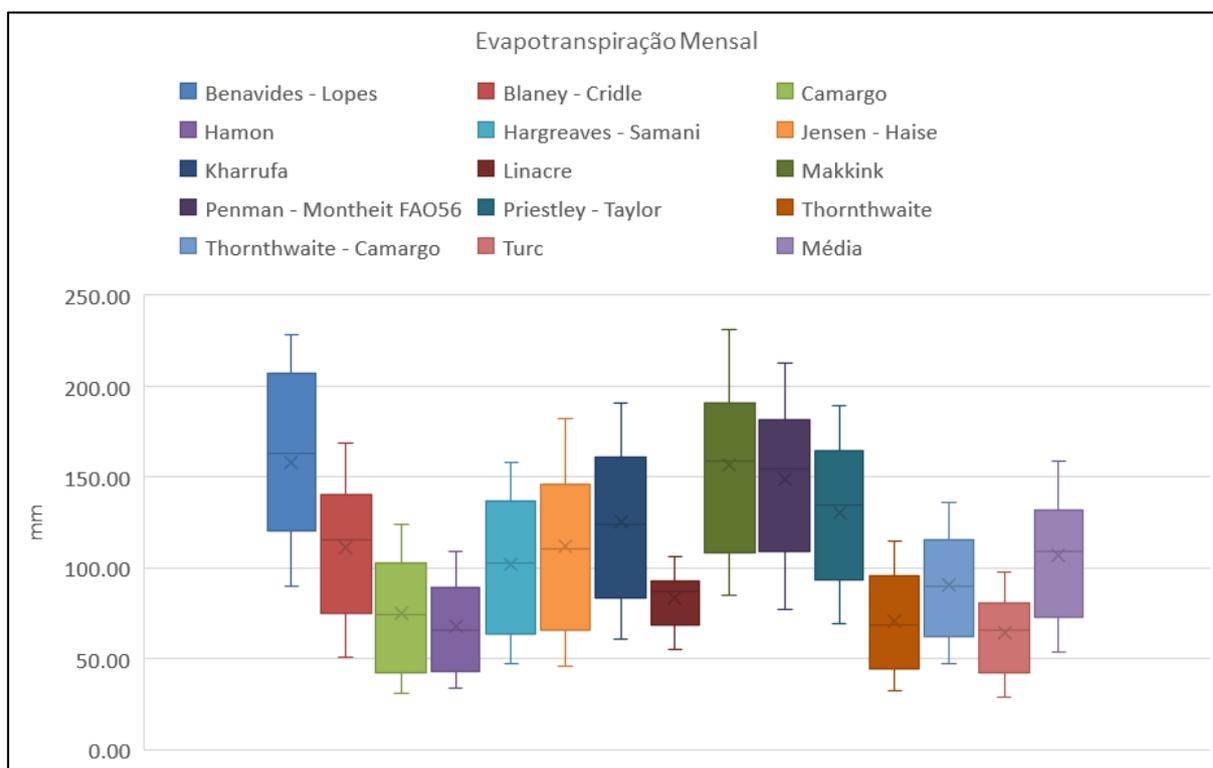


Figura 53 – Box plot comparativo dos valores de evapotranspiração para diferentes métodos

A maior parte dos métodos de estimativa de evapotranspiração potencial destoam da média estimada dentre os métodos apresentando os maiores valores o de Benavides-Lopes, Makkink, Penman-Montheit, enquanto os métodos de Camargo, Linacre, Thornthwaite e Turc estimam valores inferiores à média das metodologias empregadas. A escolha do método de evapotranspiração irá influenciar nos valores calculados por balanço hídrico, já que há uma variação de mais de 100 mm em alguns meses entre as equações utilizadas, como mostrado na Figura 54 e Figura 55.

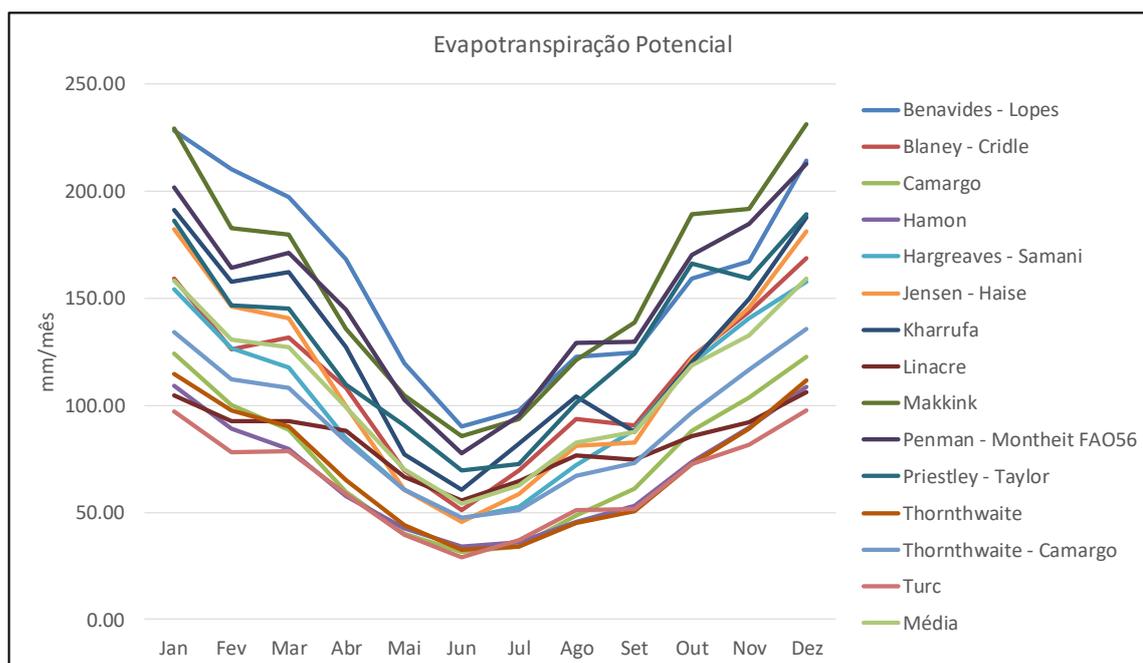


Figura 54 – Variação mensal da evapotranspiração potencial para diferentes métodos

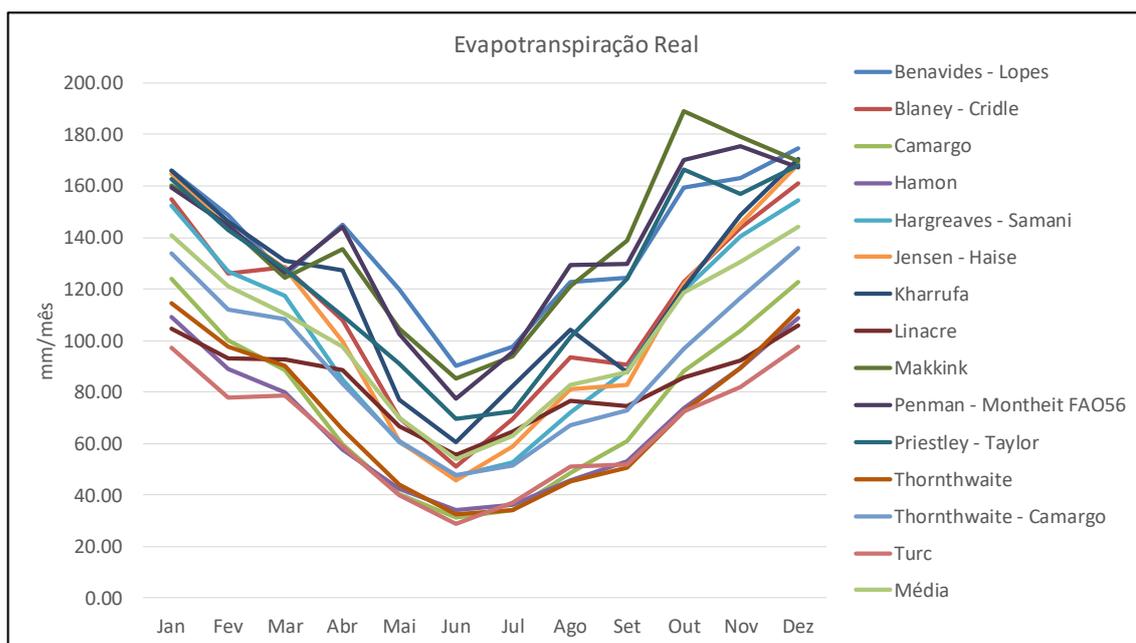


Figura 55 – Variação mensal da evapotranspiração real para diferentes métodos

Como a evapotranspiração é uma das variáveis utilizadas no método do balanço hídrico que também é estimada, dependendo do método que o pesquisador e/ou analista utilizar poderá chegar em resultados distintos de estimativa de recarga, como mostram as Figura 56 e Figura 57.

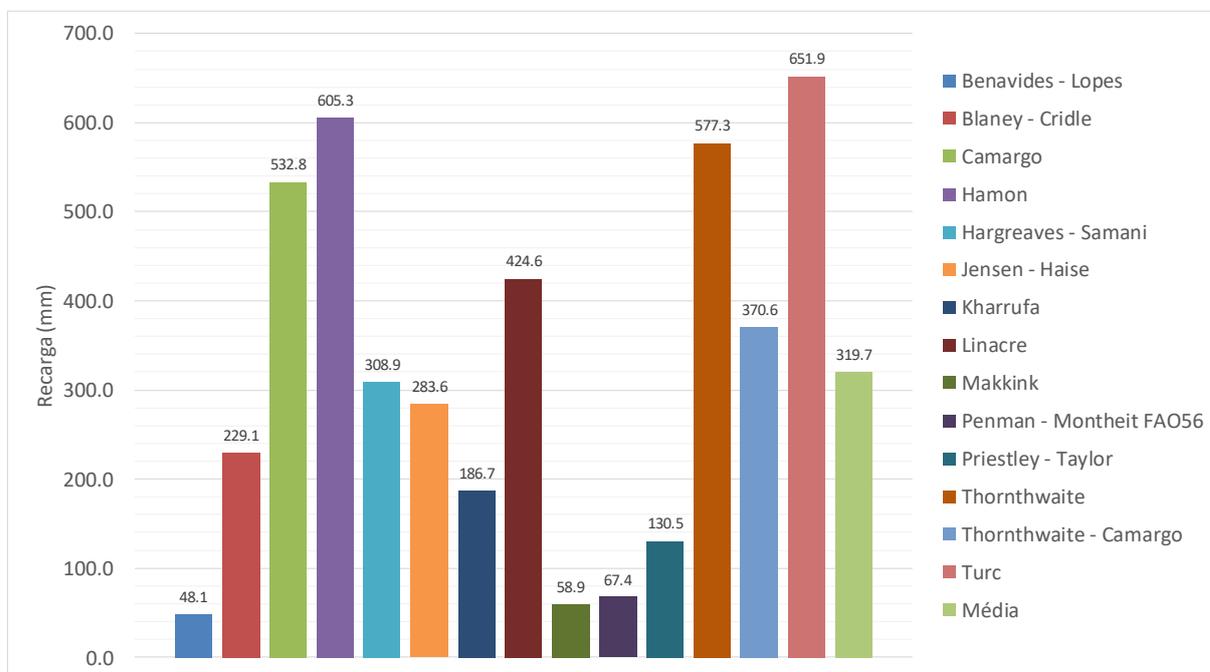


Figura 56 – Recarga anual usando diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração

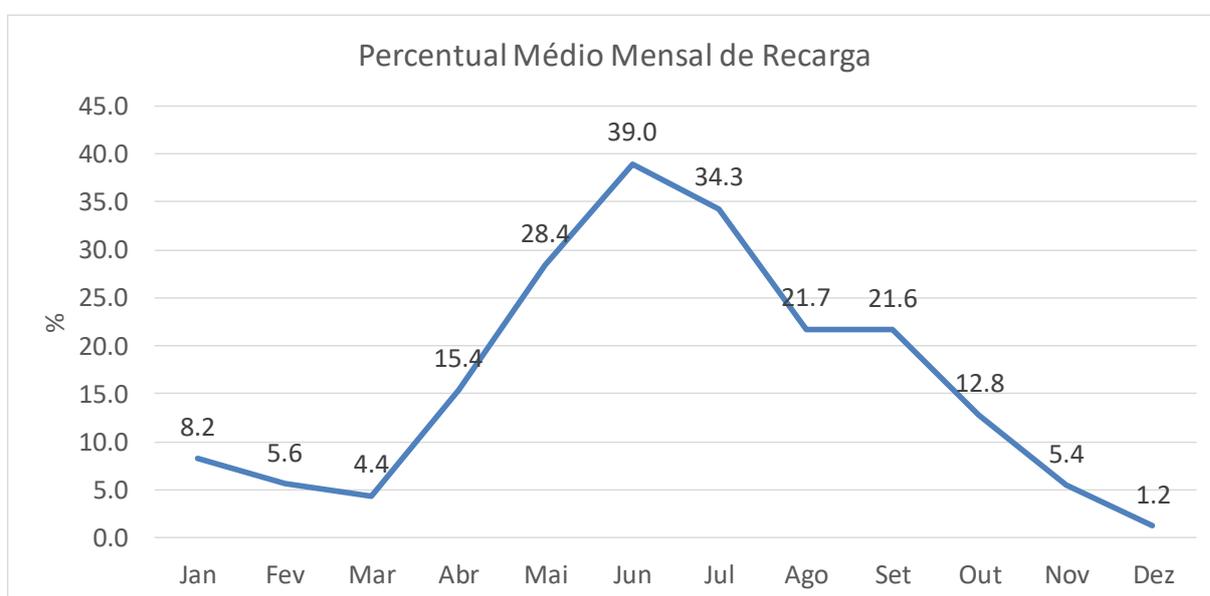


Figura 57 – Percentual médio mensal de recarga em relação a precipitação total para os métodos de evapotranspiração empregados.

Com o uso de diferentes métodos de evapotranspiração, obteve-se valores que variaram de 48,1 mm até 652 mm/ano, extremos encontrados com o método de Benavides-Lopes e Turc,

respectivamente, mostrando que a definição do método de cálculo desta variável influenciará nos resultados de estimativa de recarga.

5.2.2 Métodos de separação de escoamento

Diferentes métodos de separação de escoamento foram utilizados e comparadas as diferenças existentes na definição de escoamento subterrâneo e posterior estimativa de recarga com base na separação do hidrograma. Os gráficos das Figuras 58 a 60 apresentam uma parte do hidrograma analisado pelos métodos de separação de escoamento, tais como PART, HYSEP (1, 2, 3) e BFI padrão e o modificado para uma das bacias de estudo.

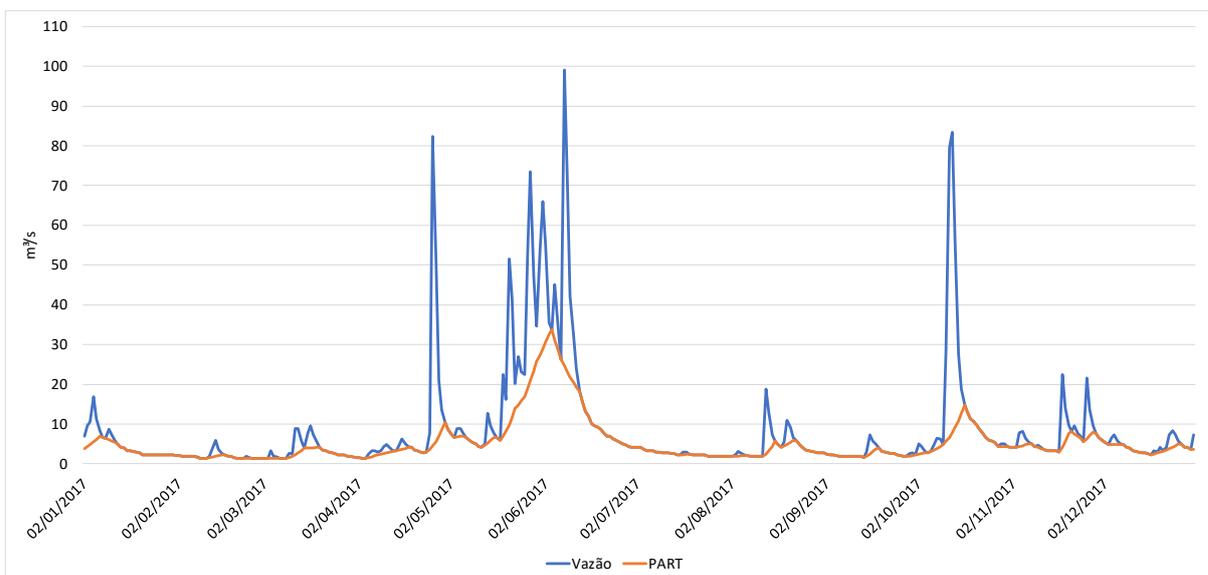


Figura 58 – Separação do escoamento pelo método PART

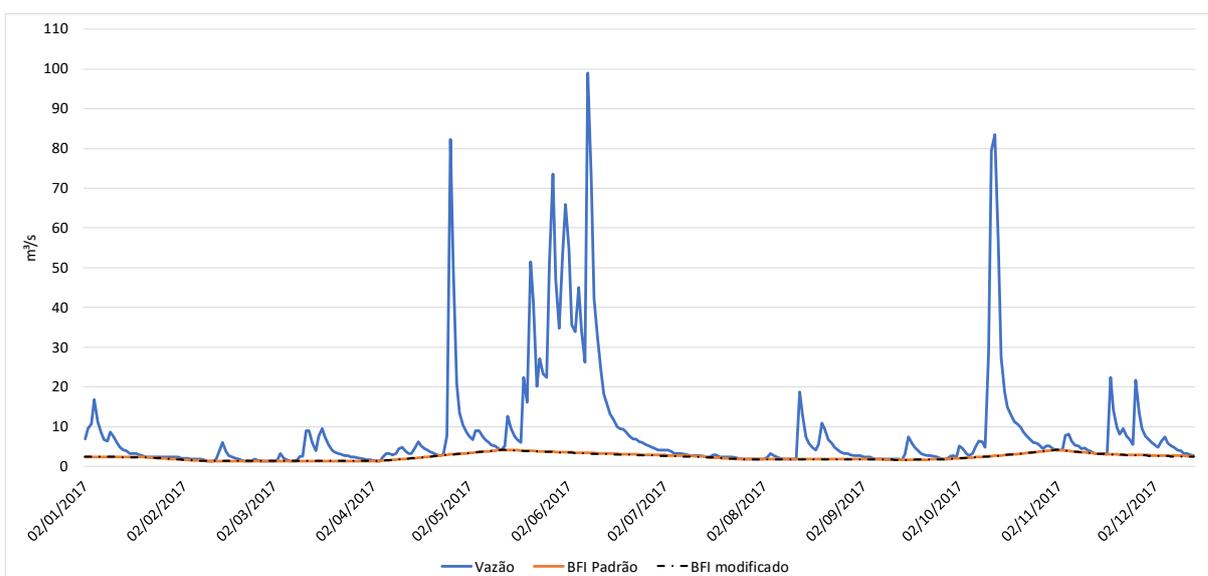


Figura 59 - Separação do escoamento pelos métodos BFI padrão e modificado

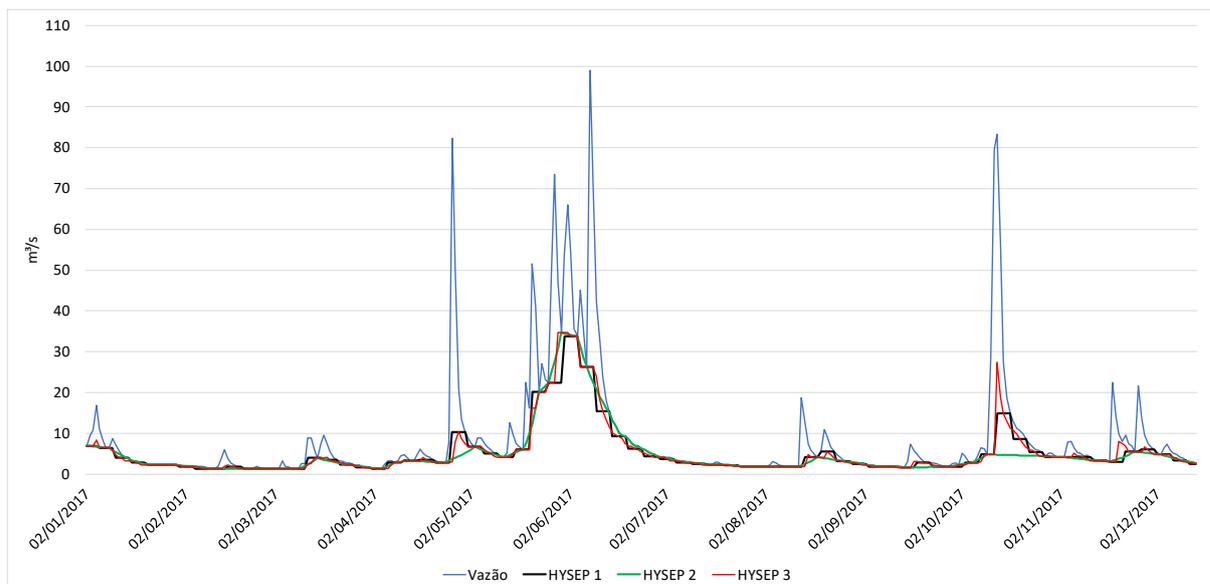


Figura 60 - Separação do escoamento pelos métodos HYSEP 1, 2, 3

A partir destes métodos de separação de escoamento e empregando a equação 54, obtiveram-se os valores de recarga apresentados na Tabela 31 e Tabela 32, para um período de 37 anos de análise.

Tabela 31 – Valores de recarga para 6 métodos de separação de escoamento – Bacia 01 (86480000)

Recarga (mm)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
PART	20,78	20,17	15,87	21,32	32,18	39,46	50,27	40,21	42,55	49,90	36,66	23,14	392,52
HySEP-Fixed	19,17	19,39	14,58	19,12	27,65	36,30	47,65	35,32	41,69	48,33	33,45	21,13	363,77
HySEP-LocMin	17,73	16,53	11,41	16,02	24,11	30,74	39,81	29,96	33,29	40,11	30,76	17,99	308,47
HySEP-Slide	19,37	19,51	13,95	19,49	28,86	36,98	45,60	36,25	40,82	47,42	34,72	20,99	363,95
BFISstandard	12,97	11,29	10,14	12,69	17,07	22,04	29,46	26,44	27,76	31,32	24,53	15,97	241,69
BFIModified	13,12	11,60	10,03	12,55	17,65	24,39	28,86	26,11	27,89	31,45	24,48	16,29	244,42
Média	17,19	16,42	12,66	16,87	24,59	31,65	40,28	32,38	35,67	41,42	30,77	19,25	319,14
Desvio-Padrão	3,35	4,05	2,47	3,70	6,17	7,17	9,28	5,75	6,91	8,47	5,21	2,92	64,93
%Precipitação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
PART	11,98	12,99	12,68	13,77	22,35	27,39	29,04	26,71	22,51	23,45	23,76	15,62	20,39
HySEP-Fixed	11,05	12,49	11,65	12,35	19,20	25,20	27,53	23,46	22,05	22,71	21,68	14,26	18,90
HySEP-LocMin	10,22	10,65	9,11	10,35	16,75	21,35	23,00	19,90	17,61	18,85	19,93	12,14	16,03
HySEP-Slide	11,16	12,57	11,14	12,59	20,04	25,68	26,34	24,08	21,59	22,29	22,50	14,16	18,91
BFISstandard	7,48	7,28	8,10	8,20	11,86	15,30	17,02	17,56	14,68	14,72	15,90	10,78	12,56
BFIModified	7,56	7,48	8,01	8,11	12,26	16,93	16,67	17,35	14,75	14,78	15,87	10,99	12,70
Média	9,75	10,25	9,78	10,52	16,53	21,25	22,71	20,82	18,20	18,89	19,51	12,66	16,10
Desvio-Padrão	1,85	2,43	1,94	2,24	4,03	4,63	5,14	3,63	3,42	3,73	3,15	1,90	3,18

Tabela 32 – Valores de recarga para 6 métodos de separação de escoamento – Bacia 02 (86420000)

Recarga (mm/ano)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
PART	32,60	30,15	27,94	31,30	43,16	56,97	68,64	54,46	57,28	71,91	55,07	35,82	565,30
HySEP-Fixed	30,18	28,66	25,49	32,18	46,59	53,93	69,52	51,19	60,49	73,36	52,19	34,27	558,04
HySEP-LocMin	27,40	26,22	22,17	24,88	36,59	44,26	56,22	46,05	48,12	59,99	46,95	32,01	470,87
HySEP-Slide	30,69	28,67	25,83	31,49	44,05	53,85	70,05	52,86	59,40	70,97	52,21	34,01	554,08
BFISstandard	20,03	20,10	18,72	20,37	26,71	32,22	39,90	34,92	35,56	43,02	36,96	25,03	353,54
BFIModified	20,14	21,18	18,74	20,28	26,49	31,82	39,75	34,87	35,45	42,16	35,68	24,93	351,47
Média	26,84	25,83	23,15	26,75	37,27	45,51	57,35	45,73	49,38	60,23	46,51	31,01	475,55
Desvio-Padrão	5,49	4,23	3,89	5,64	8,90	11,29	14,51	8,85	11,60	14,47	8,33	4,83	101,32
%Precipitação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
PART	22,06	21,34	23,03	21,69	31,00	39,33	38,82	38,97	32,07	36,42	39,94	26,92	31,36
HySEP-Fixed	20,42	20,29	21,01	22,30	33,46	37,23	39,32	36,63	33,86	37,16	37,85	25,75	30,96
HySEP-LocMin	18,54	18,56	18,27	17,24	26,28	30,56	31,80	32,95	26,94	30,39	34,05	24,06	26,13
HySEP-Slide	20,77	20,30	21,29	21,82	31,63	37,17	39,62	37,82	33,25	35,95	37,87	25,56	30,74
BFISstandard	13,55	14,23	15,43	14,11	19,18	22,24	22,56	24,99	19,91	21,79	26,81	18,81	19,62
BFIModified	13,63	14,99	15,44	14,05	19,02	21,96	22,48	24,95	19,85	21,35	25,88	18,74	19,50
Média	18,16	18,29	19,08	18,54	26,76	31,42	32,43	32,72	27,65	30,51	33,73	23,31	26,39
Desvio-Padrão	3,71	2,99	3,21	3,91	6,39	7,79	8,20	6,33	6,49	7,33	6,04	3,63	5,62

O método de PART apresentou os maiores valores para ambas as bacias, sendo 20,39% da precipitação total para a bacia 1 e 31,36% para a bacia 2. Os métodos BFI padrão e modificado, por sua vez, indicaram os menores valores de recarga, inferior a 270 mm/ano para a bacia com maior declividade e inferior a 355 mm/ano para a bacia com relevo mais plano. Em períodos chuvosos, o hidrograma de escoamento de base não tem muita alteração, permanecendo distante do hidrograma que representa a vazão de escoamento superficial (Figura 59). A média entre os métodos empregados resultou respectivamente em 16% e 26% da precipitação anual para a bacia 1 e 2. Entretanto, ao longo do ano o comportamento quanto às estimativas de recarga para todos os métodos manteve-se de forma semelhante com as maiores taxas de junho a outubro e menores valores no mês de março (Figura 61).

Os métodos HySEP-Fixed e HySEP-Slide apresentaram valores semelhantes e somente um pouco menores que o método PART, mas com comportamento semelhante também em termos de grandeza quando comparada as duas bacias, cujos valores foram maiores para a bacia 2. Já o método HySEP-LocMin mostrou valores inferiores aos anteriores, cujo percentual em relação à precipitação para a bacia 1 foi de 16% e para a bacia 2 foi de 26%. Risser et al. (2005) ao aplicarem estes métodos em bacias de rochas fraturadas no leste dos Estados Unidos,

também identificaram o mesmo comportamento quanto à ordem de grandeza entre as metodologias e a semelhança estatística entre HySEP-Fixed e HySEP-Slide, bem como valores maiores para o método PART e menores para HySEP LocMin.

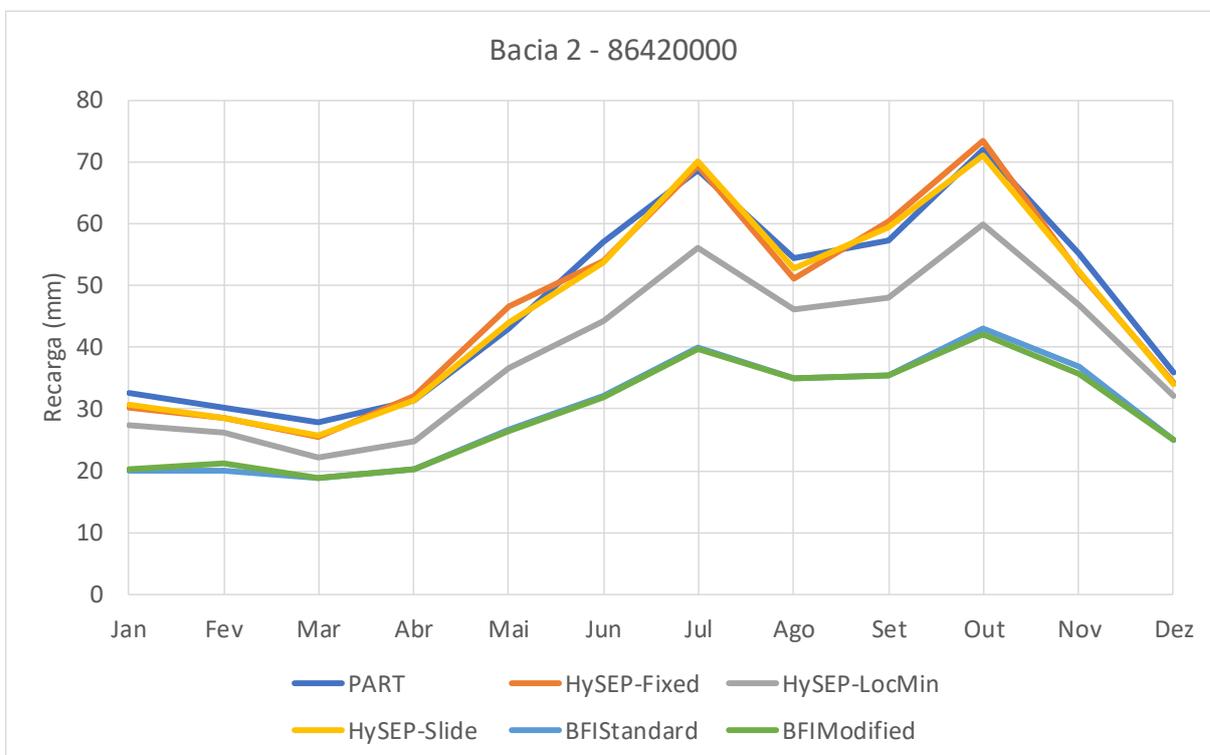
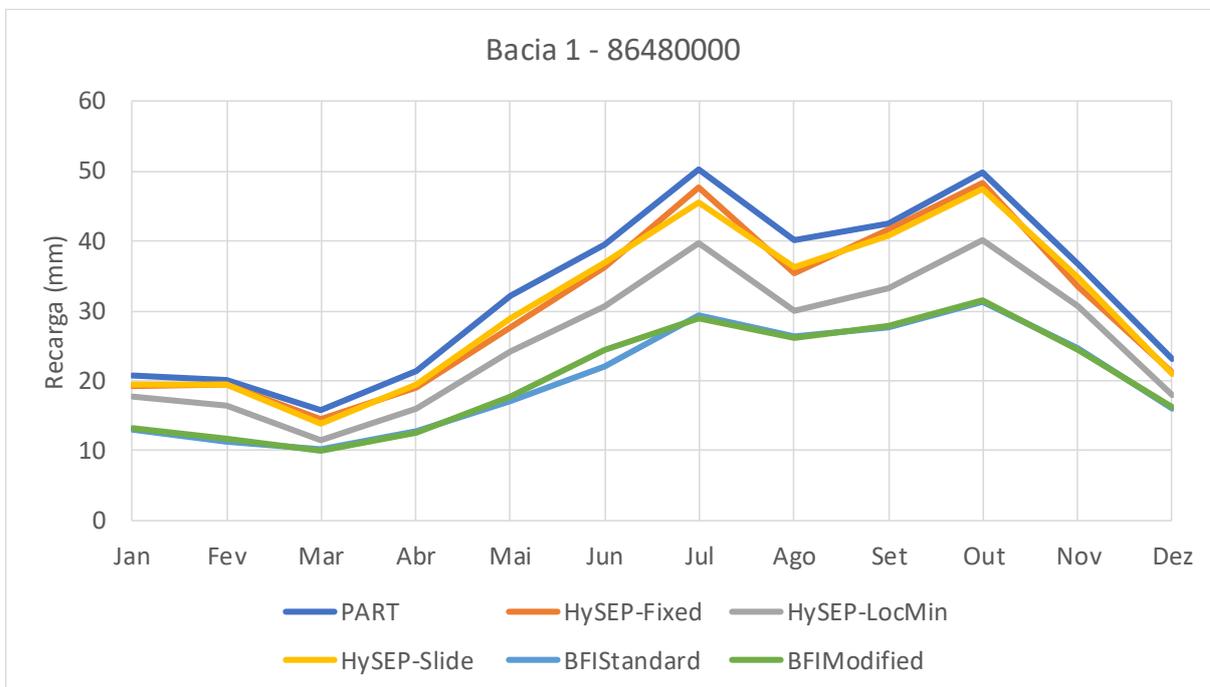


Figura 61 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando diferentes métodos de separação de escoamento

A Figura 62 apresenta uma parte da separação do hidrograma de escoamento de base utilizando filtros digitais de 1 e 2 parâmetros (ARNOLD E ALLEN, 1999; ECKHARDT, 2005) e quatro variações para definir o parâmetro BFI_{max} para o método de Eckhardt: a) uso do valor 0,25 proposto pelo autor para aquíferos com baixa permeabilidade; b) a utilização da relação Q₉₀/Q₅₀ (SMAKHTIN, 2001), como sendo o BFI_{max}; c) a relação Q₉₀/Q₅₀ empregada na equação regional para definição de BFI_{max} de Collischon e Fan (Equação 32); d) e o filtro recursivo inverso proposto por Collischon e Fan (2013). A constante de recessão utilizada (K = 22,71 e a = 0,9569 para a bacia 1 e K = 26,97 e a = 0,9636 para a bacia 2) foi obtida a partir da análise de períodos de recessão com mais de 20 dias sem contribuição de precipitação. A relação Q₉₀/Q₅₀ encontrada corresponde a 0,33 para a bacia e 0,40 para a bacia 2, indicando que a segunda tem maior capacidade de contribuição do aquífero em períodos com maior recessão, destacando a relação do relevo e do solo como fatores que influenciam no armazenamento e na descarga da água subterrânea para as drenagens.

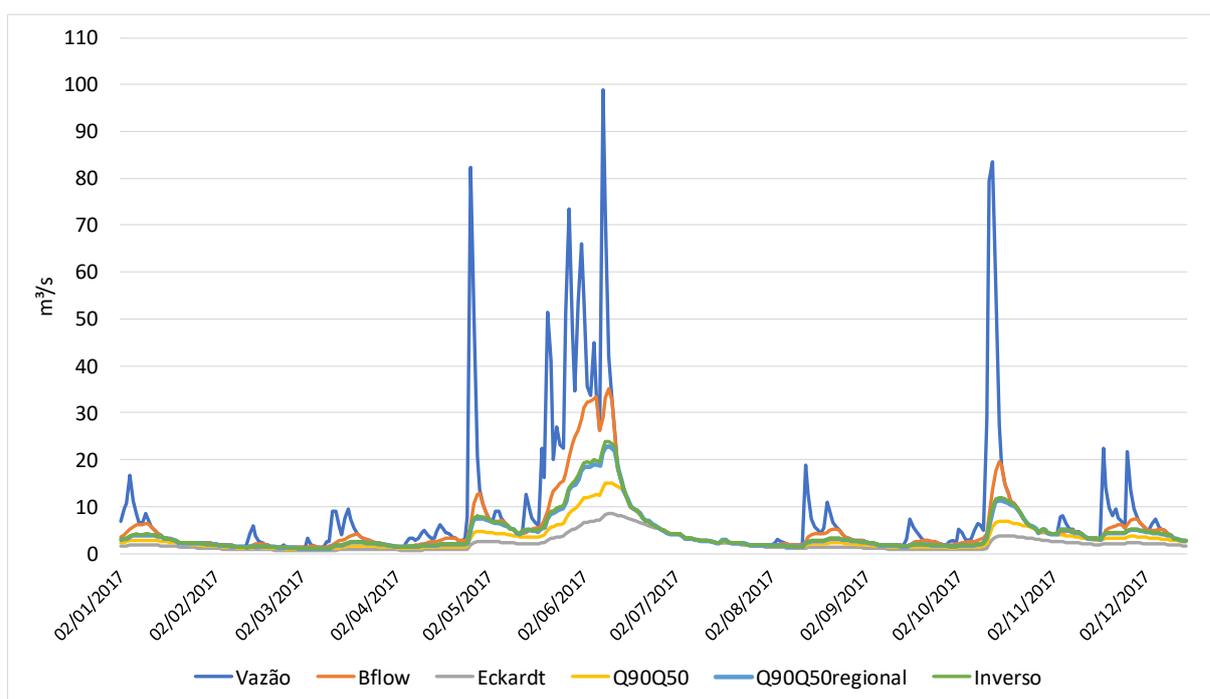


Figura 62 – Separação de escoamento utilizando os métodos de Filtros Digitais

A Tabela 33 e Tabela 34 apresentam os valores de recarga estimados pelo método de filtros digitais.

Tabela 33 – Estimativa de recarga média anual utilizando filtros digitais – Bacia 1 (86480000)

Recarga (mm/ano)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Eckhardt	9,99	10,41	8,89	10,17	15,48	18,66	24,60	22,30	21,56	28,28	21,70	13,53	201,74
Q90/Q50	12,79	13,40	11,23	13,40	20,52	24,37	32,38	28,56	28,11	36,89	27,36	16,86	260,86
Q90/Q50 (regional)	18,01	18,98	15,34	19,59	30,16	35,07	47,32	39,11	40,97	52,40	36,54	22,47	368,83
Filtro Inverso	18,77	19,81	15,92	20,49	31,54	36,64	49,52	40,52	42,90	54,64	37,74	23,24	384,28
Filtro Digital de 1 parâmetro	20,04	20,87	16,52	22,04	29,23	36,12	43,50	36,37	39,82	44,25	36,62	24,18	369,57
Média	15,92	16,69	13,58	17,14	25,39	30,17	39,46	33,37	34,67	43,29	31,99	20,06	317,05
Desvio-Padrão	4,31	4,55	3,34	5,09	7,02	8,18	10,61	7,72	9,34	10,94	7,12	4,63	81,26
%Precipitação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Eckhardt	5,76	6,70	7,10	6,57	10,75	12,96	14,21	14,82	11,40	13,29	14,06	9,13	10,48
Q90/Q50	7,37	8,63	8,97	8,65	14,25	16,92	18,70	18,97	14,87	17,34	17,74	11,38	13,55
Q90/Q50 (regional)	10,38	12,23	12,25	12,65	20,95	24,35	27,34	25,98	21,67	24,63	23,69	15,17	19,16
Filtro Inverso	10,82	12,77	12,72	13,23	21,90	25,44	28,60	26,92	22,70	25,68	24,47	15,68	19,96
Filtro Digital de 1 parâmetro	11,55	13,45	13,20	14,24	20,30	25,08	25,13	24,16	21,06	20,80	23,73	16,32	19,20
Média	9,18	10,76	10,85	11,07	17,63	20,95	22,80	22,17	18,34	20,35	20,74	13,54	16,47
Desvio-Padrão	2,49	2,93	2,67	3,29	4,88	5,68	6,13	5,13	4,94	5,14	4,61	3,12	4,22

Tabela 34 – Estimativa de recarga média anual utilizando filtros digitais – Bacia 2 (86420000)

Recarga (mm/ano)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Eckhardt	13,15	12,65	11,04	11,14	16,17	20,00	26,25	24,84	24,04	29,78	24,68	16,01	225,32
Q90/Q50	20,25	19,78	17,35	17,96	26,82	32,47	42,79	38,88	38,21	47,42	37,47	23,66	355,78
Q90/Q50 (regional)	26,25	25,92	22,69	24,28	36,86	43,53	57,79	49,70	50,83	61,72	46,61	29,68	466,08
Filtro Inverso	26,93	26,59	23,27	25,01	37,96	44,83	59,51	50,82	52,21	63,29	47,54	30,34	478,31
Filtro Digital de 1 parâmetro	29,91	28,79	26,76	30,59	43,52	54,01	70,31	56,61	61,15	73,38	52,80	34,45	562,29
Média	23,30	22,74	20,22	21,80	32,27	38,97	51,33	44,17	45,29	55,12	41,82	26,83	417,55
Desvio-Padrão	6,67	6,56	6,14	7,45	10,83	13,07	17,11	12,56	14,42	16,92	11,06	7,17	130,16
%Precipitação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Eckhardt	8,90	8,96	9,10	7,72	11,61	13,81	14,85	17,78	13,46	15,08	17,90	12,03	12,50
Q90/Q50	13,70	14,00	14,31	12,45	19,26	22,41	24,20	27,82	21,39	24,02	27,18	17,78	19,74
Q90/Q50 (regional)	17,76	18,35	18,70	16,83	26,47	30,05	32,68	35,56	28,45	31,26	33,81	22,31	25,86
Filtro Inverso	18,22	18,82	19,18	17,33	27,26	30,95	33,66	36,37	29,23	32,06	34,48	22,80	26,54
Filtro Digital de 1 parâmetro	20,24	20,38	22,06	21,20	31,25	37,28	39,76	40,51	34,24	37,17	38,30	25,89	31,20
Média	15,76	16,10	16,67	15,11	23,17	26,90	29,03	31,61	25,35	27,92	30,33	20,16	23,17
Desvio-Padrão	4,51	4,64	5,06	5,16	7,77	9,02	9,68	8,99	8,07	8,57	8,02	5,39	7,22

Assim como os métodos anteriores, as estimativas por estes filtros digitais apresentaram valores diferentes entre si, sendo os maiores valores para a bacia 2, estimados pelo filtro digital de 1 parâmetro (BFLOW), representando cerca de 31% da precipitação total. Para a bacia 1, entretanto, os maiores valores de recarga foram encontrados com o método do filtro inverso, correspondendo a aproximadamente 20% da precipitação anual. Os menores valores para ambas as bacias foram encontrados pelo método de Eckhardt, sendo inferiores a 13% da precipitação total. Destaca-se, entretanto, que os estes métodos de filtros digitais são

dependentes dos valores de constante de recessão do escoamento de base, sendo necessário um detalhamento maior para melhorar a acurácia de obtenção desta variável, tal como a aplicação de outras equações que contribuam para uma avaliação mais criteriosa da mesma.

O comportamento mensal é semelhante entre os métodos (Figura 63), com as maiores taxas de julho a outubro superiores a 40 mm mensais para as duas bacias, enquanto no mês de março, os valores não passam de 20 mm/mês.

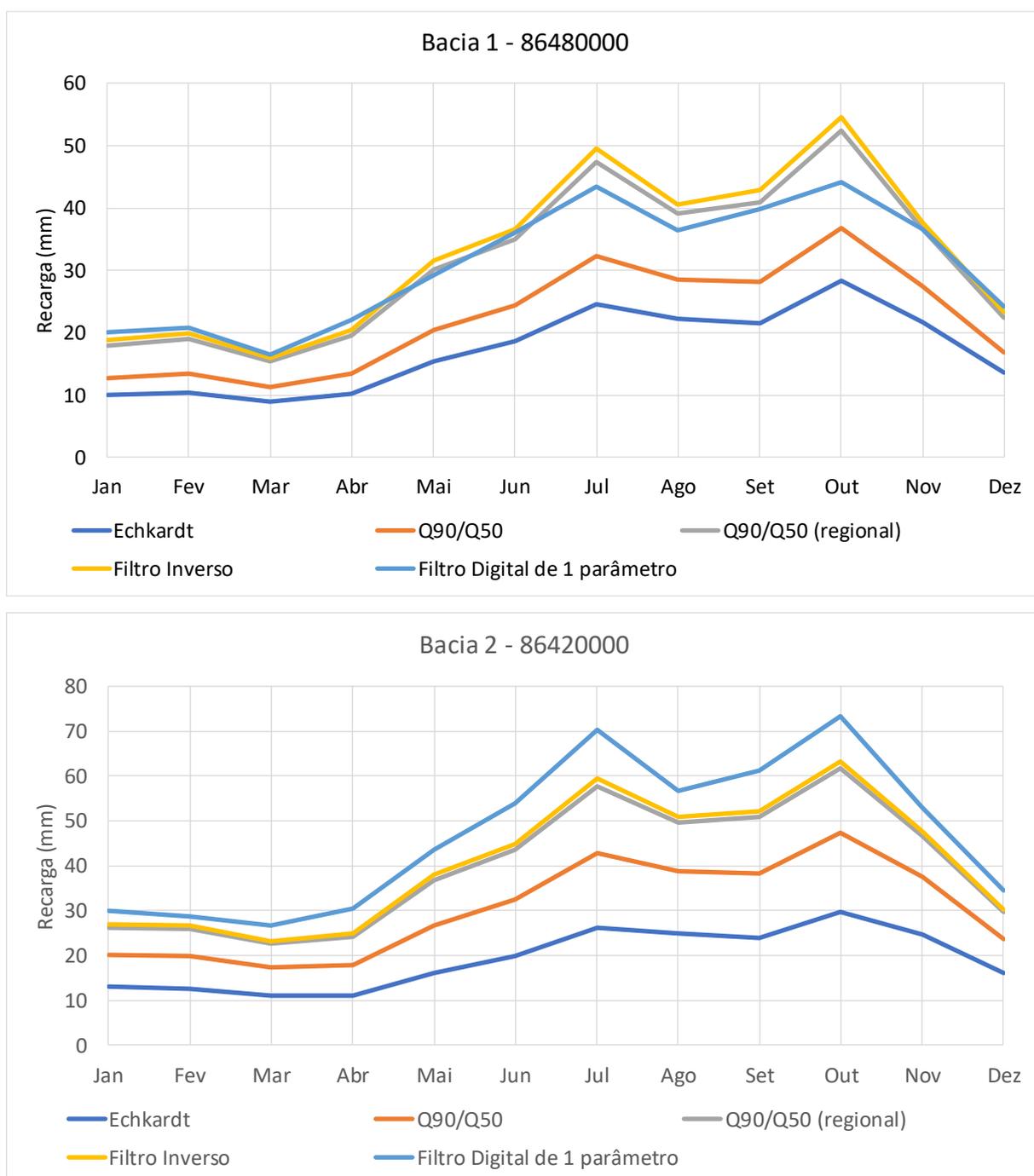


Figura 63 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando diferentes filtros digitais

A contribuição nos meses da precipitação, influenciada pelo regime climático das estações do ano de inverno e primavera, onde ocorrem também as menores taxas de evapotranspiração, propiciam ao aumento do armazenamento no solo e escoamento subterrâneo, facilitando o processo de recarga.

Também, aplicou-se o método RORA, cujo valor de recarga foi o maior de todos os métodos, sendo 595 mm/ano para a bacia 1 e 730 mm/ano para a bacia 2 correspondendo a 31% e 40,5% da precipitação total anual, respectivamente para cada bacia. As variações mensais são semelhantes aos outros métodos, conforme mostra a Tabela 35 e Figura 64.

Tabela 35 – Resultados de recarga obtidos com o método RORA

Bacias	Parâmetros	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Bacia 1 - 86480000	Recarga (mm)	30,47	28,01	23,27	38,10	58,70	60,41	83,09	60,16	71,98	88,78	45,19	34,30	595,53
	Prec. (mm)	173,47	155,22	125,19	154,81	144,00	144,03	173,11	150,52	189,04	212,78	154,28	148,17	1925,00
	%P	17,57	18,04	18,59	24,61	40,77	41,94	48,00	39,97	38,08	41,73	29,29	23,15	30,94
Bacia 2 - 86420000	Recarga (mm)	44,39	38,36	35,09	49,10	73,77	70,93	90,59	66,51	84,36	102,31	51,07	41,57	730,14
	Prec. (mm)	147,79	141,25	121,32	144,31	139,24	144,86	176,83	139,75	178,63	197,41	137,88	133,06	1802,32
	%P	30,04	27,16	28,92	34,03	52,98	48,96	51,23	47,60	47,23	51,82	37,04	31,24	40,51

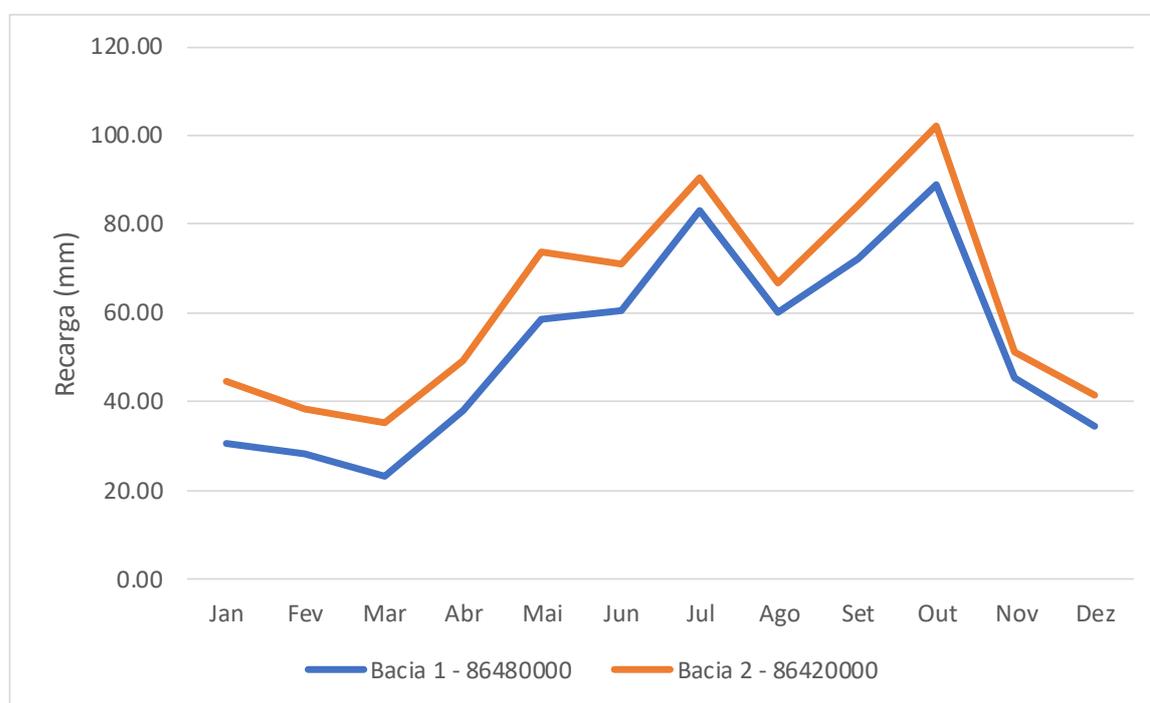


Figura 64 – Variação mensal da recarga para as duas bacias usando o método RORA

A recarga do aquífero varia sazonalmente com base em vários fatores, incluindo clima, condições antecedentes de umidade do solo, propriedades hidráulicas do solo e profundidade

do lençol freático. Um exemplo desta variabilidade sazonal usando o método PART, Filtro Recursivo Digital Inverso e RORA é ilustrado na Figura 65, em que aparece um resumo estatístico de boxplot da recarga mensal total para as duas bacias referentes ao período de 1980 a 2017. A recarga foi maior entre a transição do inverno e primavera, especialmente entre os meses de julho e setembro, correspondendo entre 45 e 50% da recarga anual total das duas áreas de estudo. Um período secundário, de recarga menor, ocorreu entre dezembro a março, correspondendo ao período de verão. Os dados da Figura 65 são típicos da variabilidade mensal na recarga nas bacias, independentemente do método de estimativa, variando apenas a quantidade entre as regiões de estudo e os métodos aplicados.

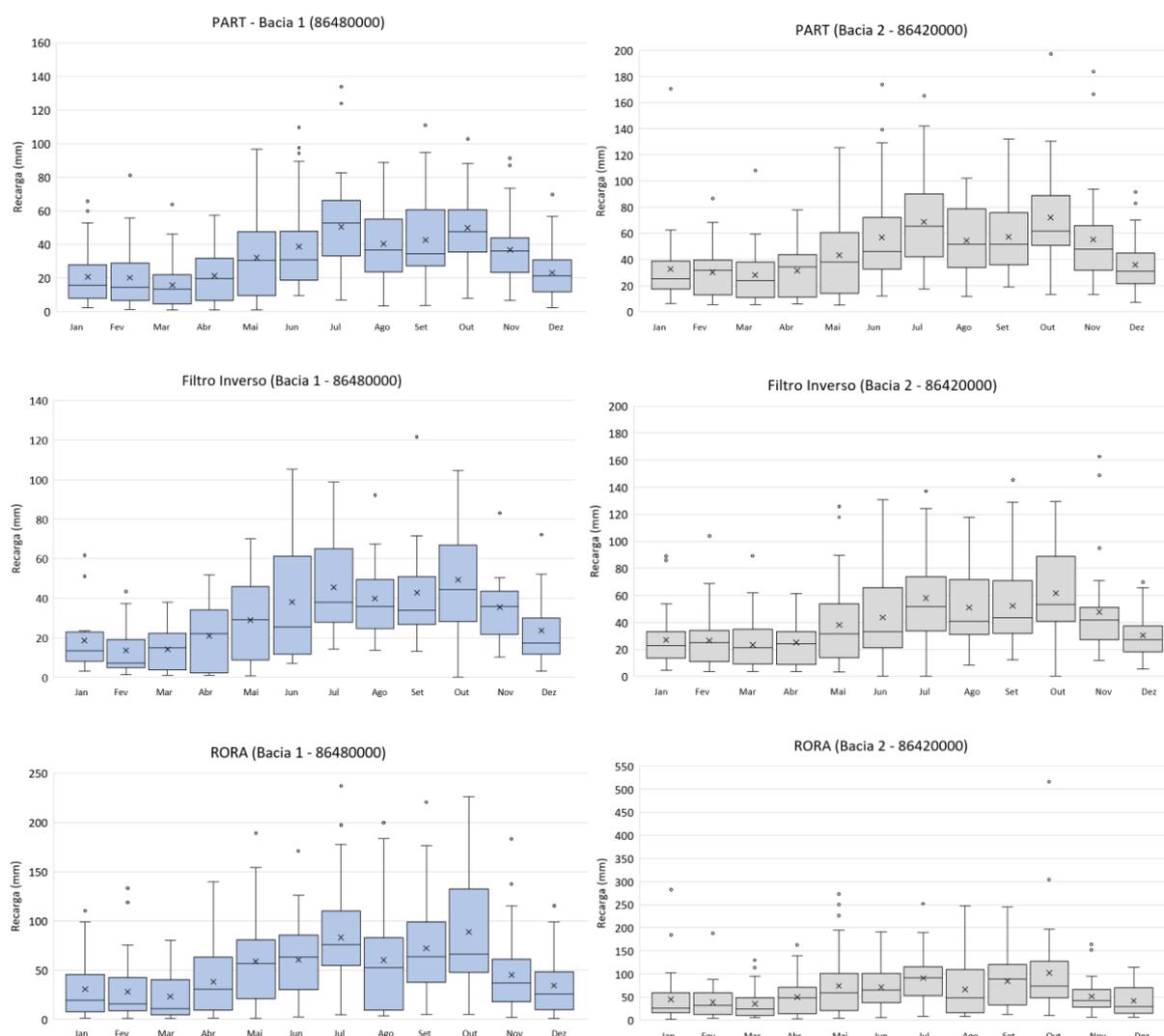


Figura 65 – Resumo estatístico da recarga total mensal nas duas bacias para diferentes métodos

Além da variação intra-anual, apresentada anteriormente nos gráficos boxplots, ocorre uma variação interanual da recarga, como mostra a Figura 66 e Figura 67, principalmente em resposta a mudanças nos padrões climáticos.

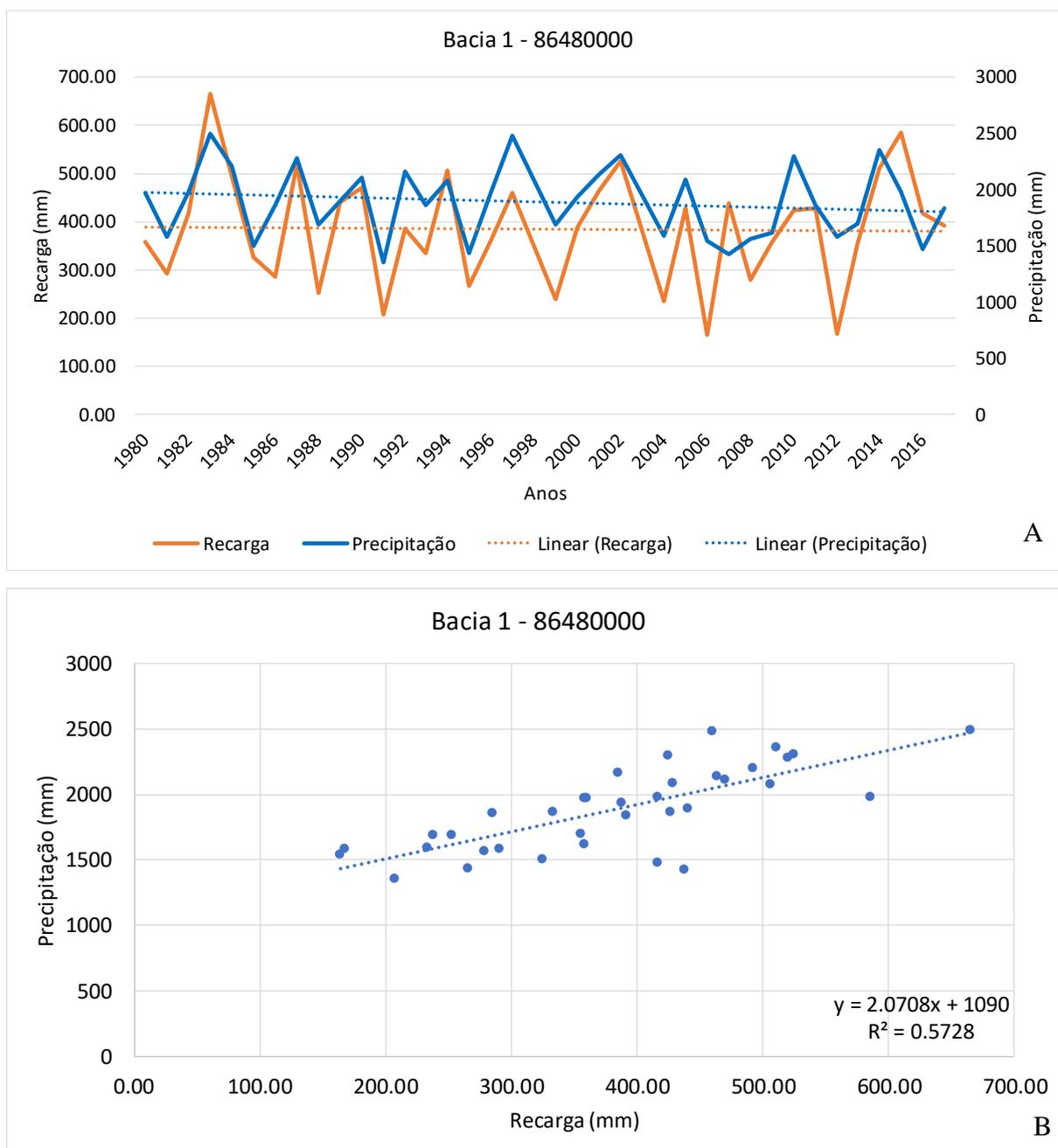


Figura 66 - Variação interanual da recarga (A) e relação com a precipitação anual (B) – Bacia 1

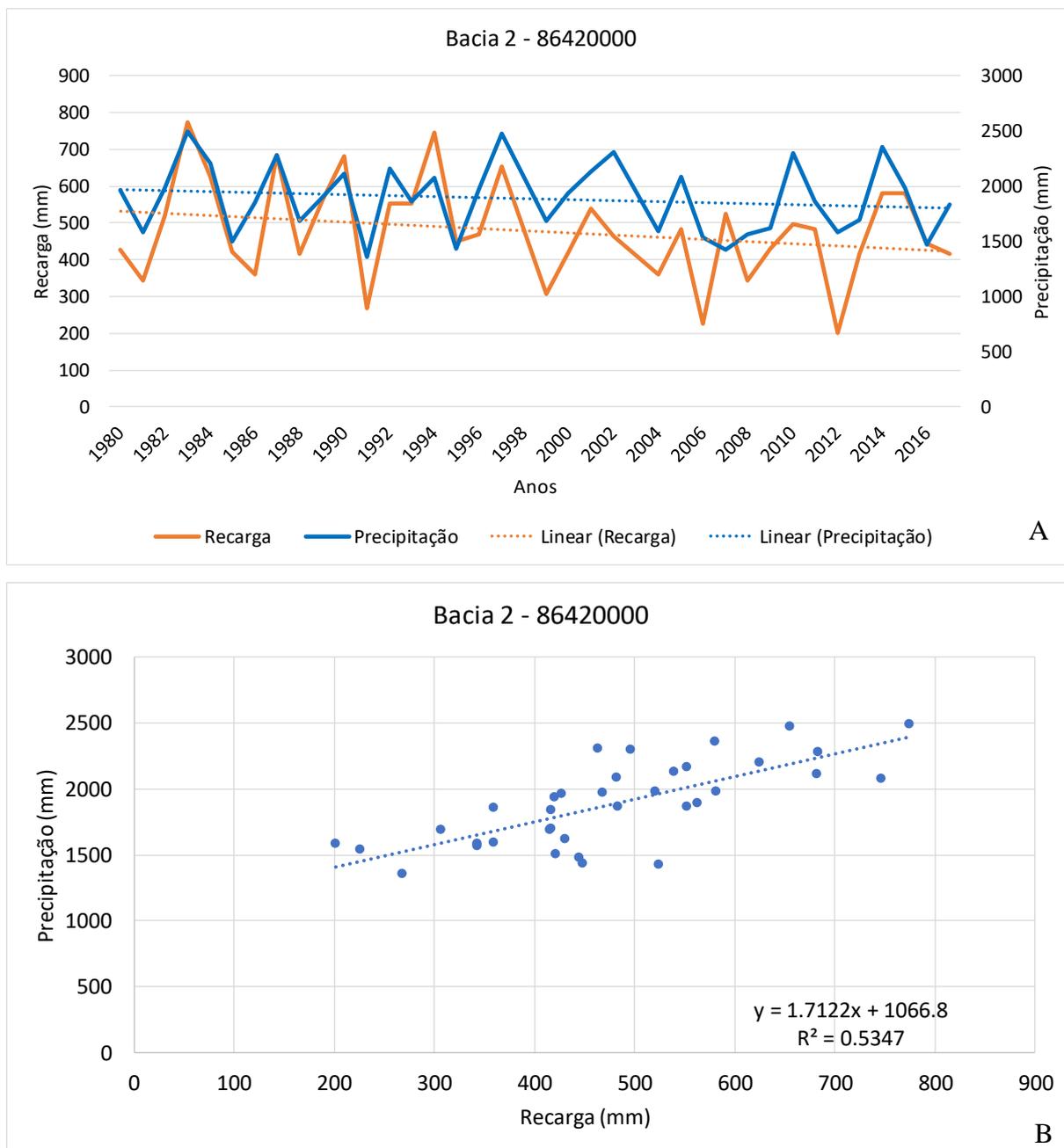


Figura 67 – Variação interanual da recarga (A) e relação com a precipitação anual (B)-Bacia 2

Os dados indicam que durante os 37 anos ocorre uma variabilidade quanto à recarga associada a anos mais secos e outros anos mais chuvosos. Destaca-se também que há uma tendência, ainda que pequena, de redução das taxas de recarga, devida a redução na precipitação e que também pode estar associada a mudança de uso do solo, sendo isso necessário ser investigado. A Tabela 36 mostra a correlação de Spearman entre os métodos utilizados.

Tabela 36 – Matriz de correlação entre os métodos de separação de escoamento

	PART	HYSEP1	HYSEP2	HYSEP3	BFIstd	BFiMod	BFLOW	RORA	ECK	Q90Q50	Q90Q50reg	Inverso
PART	1,000											
HYSEP1	0,963	1,000										
HYSEP2	0,950	0,975	1,000									
HYSEP3	0,978	0,986	0,981	1,000								
BFIstd	0,932	0,959	0,933	0,939	1,000							
BFiMod	0,931	0,955	0,946	0,944	0,979	1,000						
BFLOW	0,946	0,976	0,954	0,969	0,955	0,940	1,000					
RORA	0,917	0,842	0,838	0,872	0,832	0,818	0,840	1,000				
ECK	0,843	0,759	0,757	0,800	0,748	0,744	0,750	0,936	1,000			
Q90Q50	0,945	0,875	0,869	0,916	0,849	0,848	0,873	0,936	0,935	1,000		
Q90Q50reg	0,929	0,851	0,840	0,888	0,839	0,836	0,844	0,954	0,963	0,986	1,000	
Inverso	0,923	0,847	0,836	0,882	0,835	0,831	0,840	0,955	0,967	0,982	0,999	1,000

Os métodos aplicados possuem correlações elevadas, superiores a 0,75 na maioria dos casos, indicando que estes métodos explicam de forma semelhante as variações de recarga para a região, com mesma ordem de grandeza. Entretanto, aplicou-se um teste estatístico para avaliar se haveriam diferenças significativas entre os métodos. O valor do teste de Kruskal-Wallis encontrado foi de 337,60 para 11 graus de liberdade, com a probabilidade associada à estatística igual 0,000. Como $p < 0,01$, rejeita-se a hipótese nula, o que permite concluir, ao nível de confiança de 99%, que há diferença entre os tratamentos (métodos de estimativa de recarga). Para verificar os métodos que possuem diferença significativa entre si, foi utilizado o teste de Mann-Whitney, cujos resultados são apresentados na Tabela 37.

Para os testes entre os métodos, como a probabilidade bilateral associada é menor do que 0,05, a hipótese nula é rejeitada, o que permite concluir, ao nível de confiança de 95%, que as medianas de duas populações são diferentes. De acordo com os dados apresentados na Tabela 37, a maior parte dos métodos possuem diferenças significativas entre si, apesar dos resultados apresentarem grandeza semelhante nas estimativas de recarga. Esta diferença pode ser melhor visualizada no agrupamento entre os métodos apresentados pela Figura 68, com formação de 4 grandes grupos, indicando que os métodos Q90/Q50, Inverso e HYSEP 2 apresentam resultados semelhantes (Grupo I).

O Grupo II é formado pelos métodos de separação de escoamento HYSEP 1, HYSEP 3, BFLOW, PART, enquanto o grupo III é formado pelos métodos BFI padrão, BFI modificado,

Q90Q50 e Filtro de Eckhardt, sendo este último mais distinto dos métodos deste grupo, apresentando os menores resultados de estimativa de recarga. Os maiores resultados de recarga são obtidos com o método RORA, sendo um *outlier* das estimativas, apresentando-se em um Grupo separado dos demais.

Tabela 37 – Probabilidade bilateral do teste de Mann-Whitney para os métodos aplicados

	PART	HYSEP1	HYSEP2	HYSEP3	BFIstd	BFiMod	BFLow	RORA	ECK	Q90Q50	Q90Q50reg	Inverso
PART	-											
HYSEP1	0,275	-										
HYSEP2	0,000	0,013	-									
HYSEP3	0,247	0,994	0,011	-								
BFIstd	0,000	0,000	0,000	0,000	-							
BFiMod	0,000	0,000	0,000	0,000	0,955	-						
BFLow	0,448	0,777	0,005	0,761	0,000	0,000	-					
RORA	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-				
ECK	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-			
Q90Q50	0,000	0,000	0,002	0,000	0,243	0,281	0,000	0,000	0,000	-		
Q90Q50reg	0,089	0,523	0,039	0,523	0,000	0,000	0,377	0,000	0,000	0,000	-	
Inverso	0,248	0,870	0,009	0,867	0,000	0,000	0,701	0,000	0,000	0,000	0,445	-

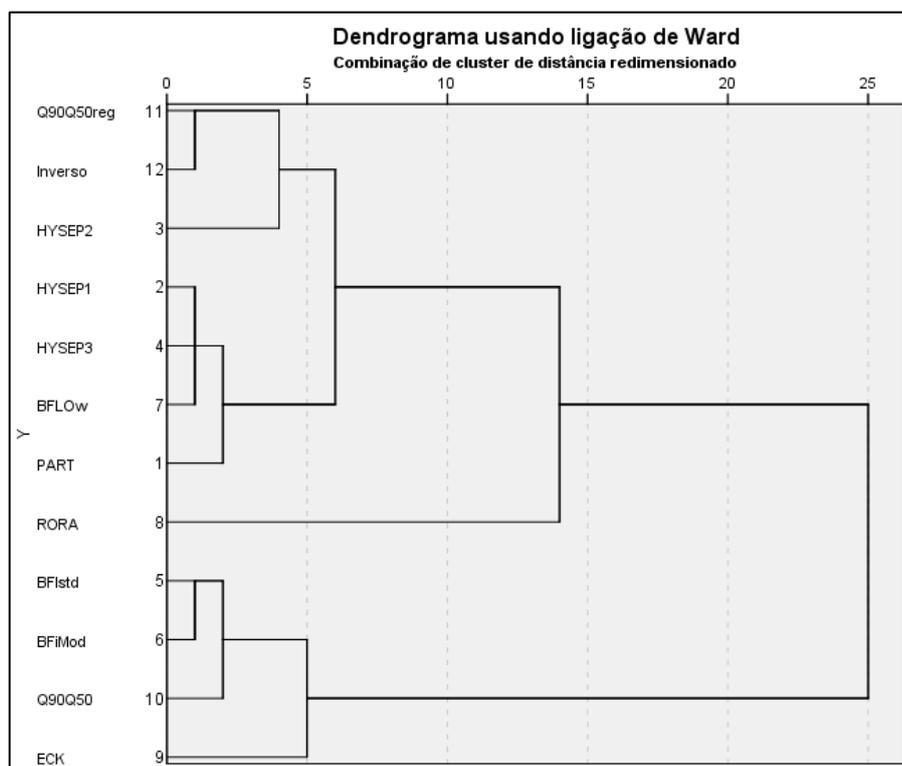


Figura 68 – Dendrograma de agrupamento dos métodos de separação de escoamento

5.2.3 Modelos de Simulação

A seguir são apresentados os resultados obtidos com a utilização do modelo SMAP e MGB-IPH.

5.2.3.1 SMAP

Nesta etapa foi utilizado o modelo de simulação SMAP diário para estimativa de recarga. Os dados de entrada do modelo foram a precipitação, evaporação e vazão diárias do período de 1980 a 2017. Os parâmetros de entrada, de calibração e indicadores de eficiência do modelo são apresentados respectivamente na Tabela 38 e Tabela 39. A Figura 69 apresenta o resultado da calibração, que de acordo com os indicadores são considerados aceitáveis.

Tabela 38 – Parâmetros iniciais e valores calibrados

Parâmetro	Bacia 1 (86480000)		Bacia 2 (86420000)	
	Valores Iniciais	Valores Calibrados	Valores Iniciais	Valores Calibrados
Ai (Abstração Inicial)	4		4	
Capc (Capacidade de Campo)	40		40	
Kkt (Constante de Recessão)	30		30	
Tuin (Teor umidade inicial - ad)	42		42	
Sat (Capacidade de saturação do solo - mm)		440		350
k2t (Constante de recessão do escoamento superficial - dias)		1,82		2
Crec (Coeficiente de Recarga - ad)		0,29		0,6

Tabela 39 – Indicadores de eficiência de calibração e validação do modelo SMAP

Estação Fluviométrica	Calibração			Validação		
	Erro NS	Erro NS log	Erro de Volume	Erro NS	Erro NS log	Erro de Volume
Bacia 1 (86480000)	0,77	0,82	2,34%	0,725	0,78	3%
Bacia 2 (86420000)	0,78	0,74	11,18%	0,786	0,68	15%

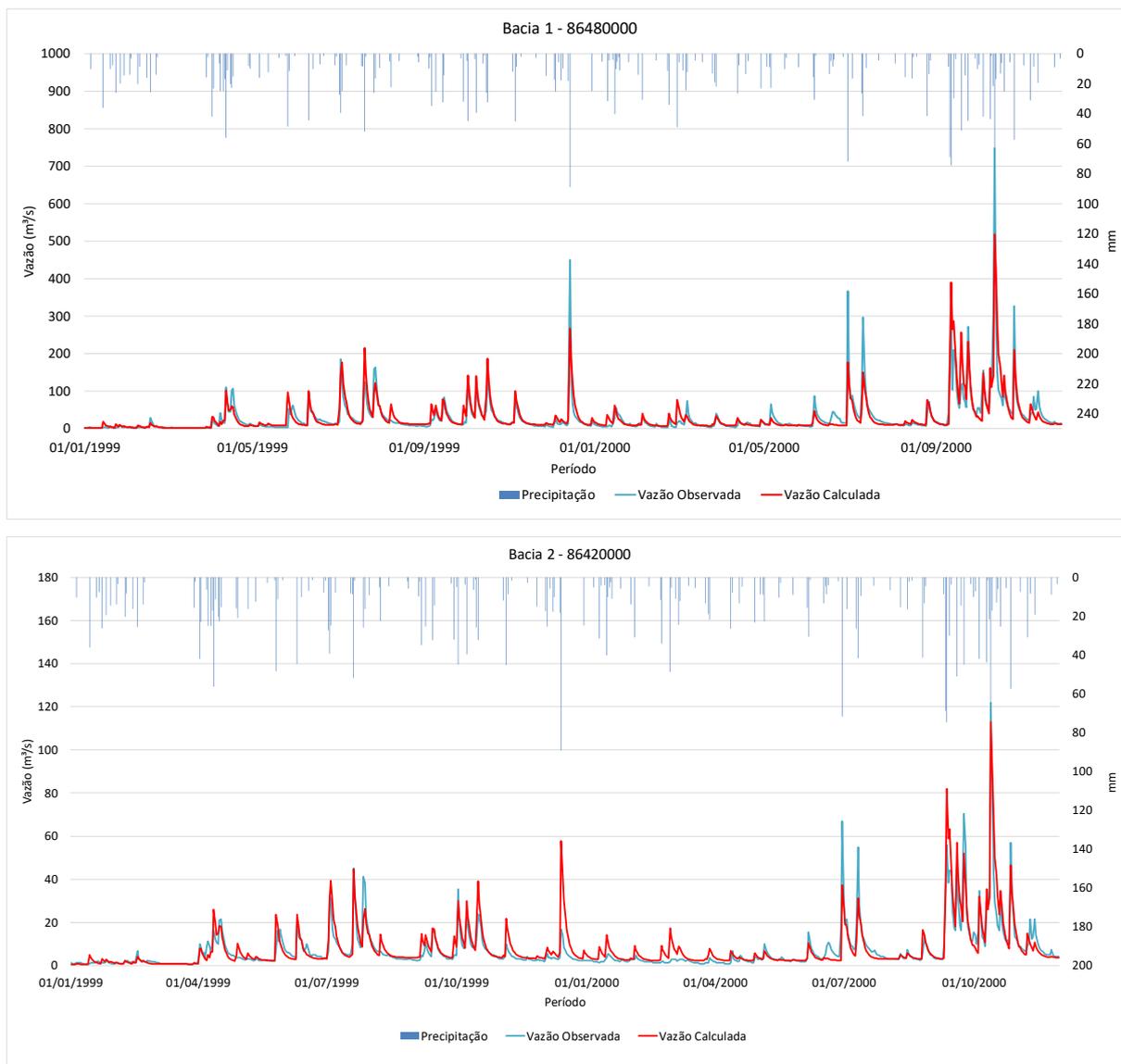


Figura 69 – Resultado da calibração do modelo SMAP para a bacia 86480000 e 86420000

A simulação da estimativa de recarga para um período de 37 anos, é apresentada na Figura 70.

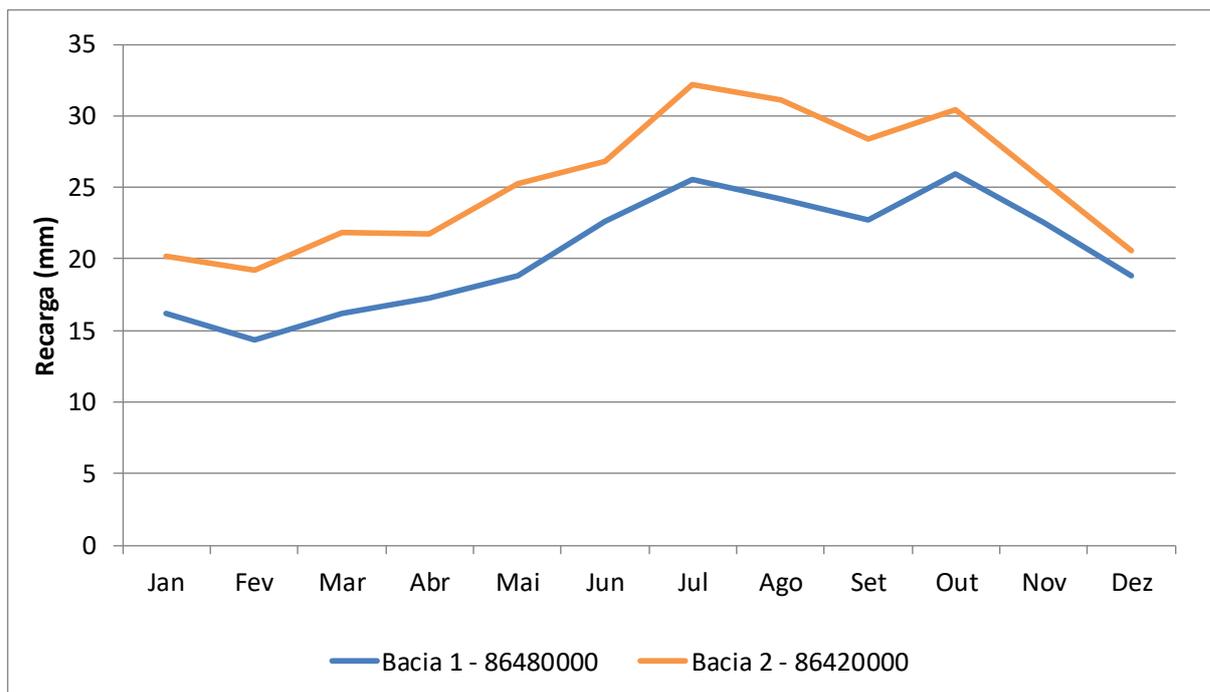


Figura 70 – Recarga média mensal usando o modelo SMAP

Os resultados da estimativa de recarga apontam para um valor médio correspondente a 12,38% da precipitação total para a bacia 1 no período analisado. A média mensal variou de 9,19% no mês de fevereiro até 15,98% no mês de agosto, conforme mostra a Tabela 40. Assim como os outros métodos, a bacia 2 apresenta as maiores recargas com variação de 11,87% da precipitação no mês de janeiro até 20,54% no mês de agosto, com média anual de 303 mm/ano, equivalente a 15,74% da precipitação total anual. Entretanto, o escoamento básico médio é inferior aos outros métodos analisados, correspondendo a 11% da vazão total.

Tabela 40 – Recarga média mensal e anual no período analisado

Bacia 1 – 8648000	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Recarga (mm)	16,24	14,32	16,21	17,28	18,81	22,59	25,53	24,18	22,68	25,94	22,57	18,82	238,54
%P	9,54	9,19	12,98	11,19	13,37	15,70	14,44	15,98	11,83	12,28	14,73	12,29	12,38
Bacia 2 - 8642000	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Recarga (mm)	20,20	19,24	21,87	21,72	25,30	26,80	32,16	31,08	28,35	30,45	25,49	20,62	303,29
%P	11,87	12,35	17,50	14,07	17,99	18,63	18,18	20,54	14,79	14,41	16,64	13,47	15,74

5.2.3.2 MGB-IPH

Os parâmetros de calibração utilizados no modelo MGB-IPH para cada URH são apresentados na Tabela 41.

Tabela 41 – Parâmetros de calibração do modelo MGB

Sub-bacia	URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc	CS	CI	CB	QB
1 (86480000)	Mata Latossolo	200	0,11	0,5	15	0,67	0	0,2	15	120	1100	0,01
	Mata Chernossolo	190	0,11	0,5	15	0,67	0	0,19				
	Agricultura Latossolo	150	0,09	0,5	12	0,67	0	0,15				
	Agricultura Chernossolo	140	0,09	0,5	12	0,67	0	0,14				
	Urbano	100	0,21	0,5	15	0,67	0	0,1				
	Água	0	0	0	0	0	0	0				
	Água	0	0	0	0	0	0	0				
2 (86420000)	Mata Latossolo	200	0,1	1	15	0,67	0	0,2	20	100	1200	0,01
	Mata Chernossolo	190	0,1	1	15	0,67	0	0,19				
	Agricultura Latossolo	150	0,09	1	12	0,67	0	0,15				
	Agricultura Chernossolo	140	0,09	1	12	0,67	0	0,14				
	Urbano	100	0,15	1	15	0,67	0	0,1				
	Água	0	0	0	0	0	0	0				
	Água	0	0	0	0	0	0	0				

A Tabela 42 apresenta os indicadores de eficiência da modelagem realizada, os quais são considerados aceitáveis tanto para calibração como para a validação dos modelos hidrológicos, cujos valores para NS e NSlog foram superiores a 0,70 (COLLISCHONN, 2001).

Tabela 42 - Indicadores de eficiência do modelo MGB-IPH na calibração e validação

Estação Fluviométrica	Calibração			Validação		
	Erro NS	Erro NS log	Erro de Volume	Erro NS	Erro NS log	Erro de Volume
Bacia 1 (86480000)	0,869	0,842	-1,32%	0,803	0,862	-0,93%
Bacia 2 (86420000)	0,836	0,840	-7,15%	0,712	0,852	12,5%

Apesar de Collischonn (2001; 2007) afirmar que o MGB-IPH tem a tendência de não representar bem bacias pequenas porque sua estrutura é adequada para representar bacias superiores a 10.000 km², e porque as bacias pequenas reagem mais rapidamente às chuvas, tornando o intervalo de tempo diário menos adequado, considera-se que neste caso o modelo representou de maneira satisfatória os processos hidrológicos envolvidos. Neste estudo há um interesse especial nas vazões dos períodos de recessão dos hidrogramas as quais são utilizadas nas estimativas de recarga, sendo que estas são melhor calibradas com o NS log, cujos valores

foram superiores a 0,84, indicativo de bons resultados, que também podem ser vistos na comparação dos hidrogramas observados e calculados mostrados na Figura 71, curva de permanência da Figura 72 e correlação entre as séries da Figura 73.

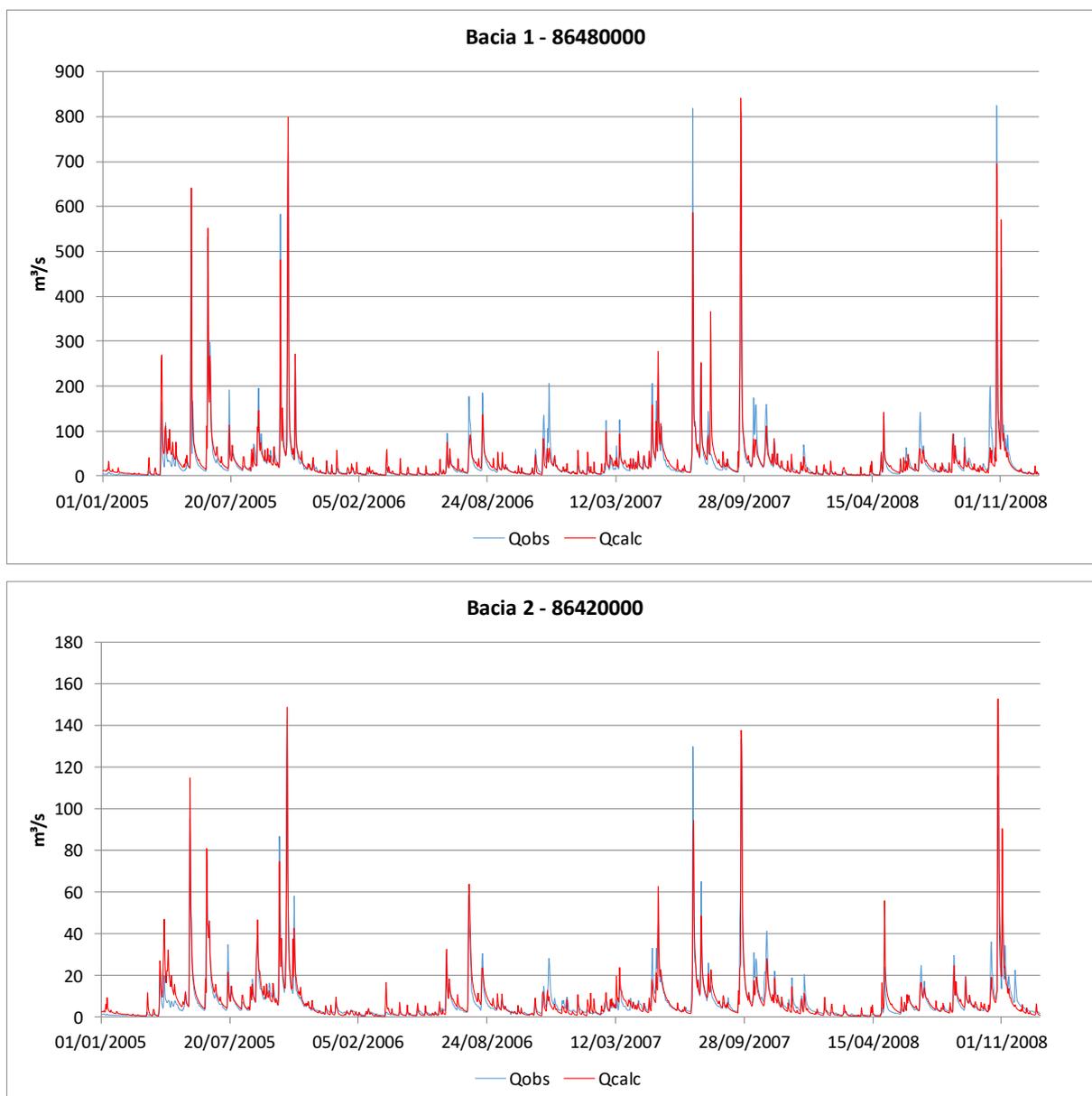


Figura 71 - Hidrograma observado e simulado usado na calibração do modelo MGB-IPH para as duas bacias

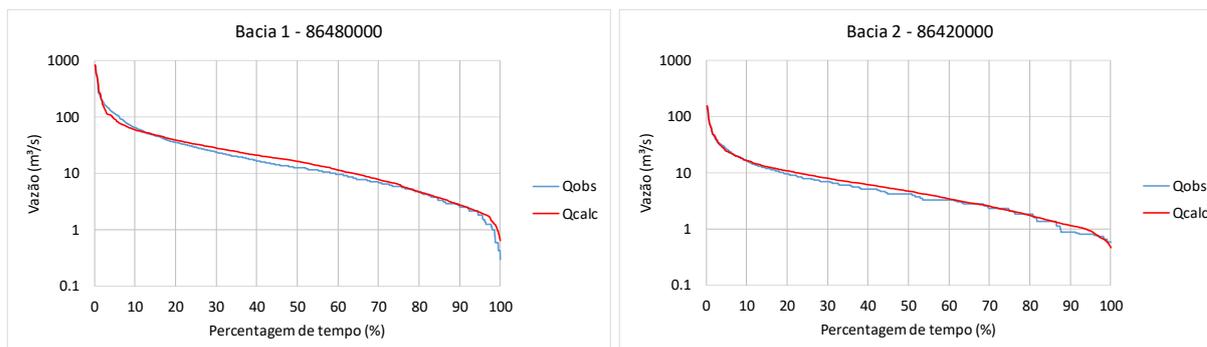


Figura 72 - Curva de Permanência usada na calibração do modelo MGB-IPH para as duas bacias

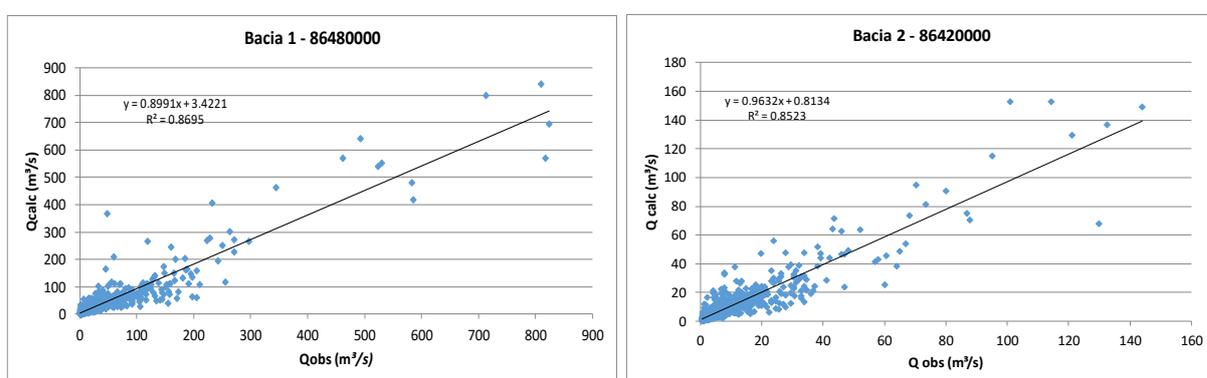


Figura 73 – Correlação entre as vazões observadas e calculadas obtidas para as duas bacias na calibração do modelo MGB-IPH

A Figura 74 apresenta um trecho das vazões de cada reservatório simulado no MGB-IPH. Observa-se que na bacia 1, a qual possui maior declividade, o escoamento de base está mais afastado do escoamento superficial, sendo este formado essencialmente pelo escoamento subsuperficial. Já na bacia 2, observa-se que nos períodos mais secos, ocorre uma contribuição mais significativa do escoamento de base para a formação do escoamento superficial.

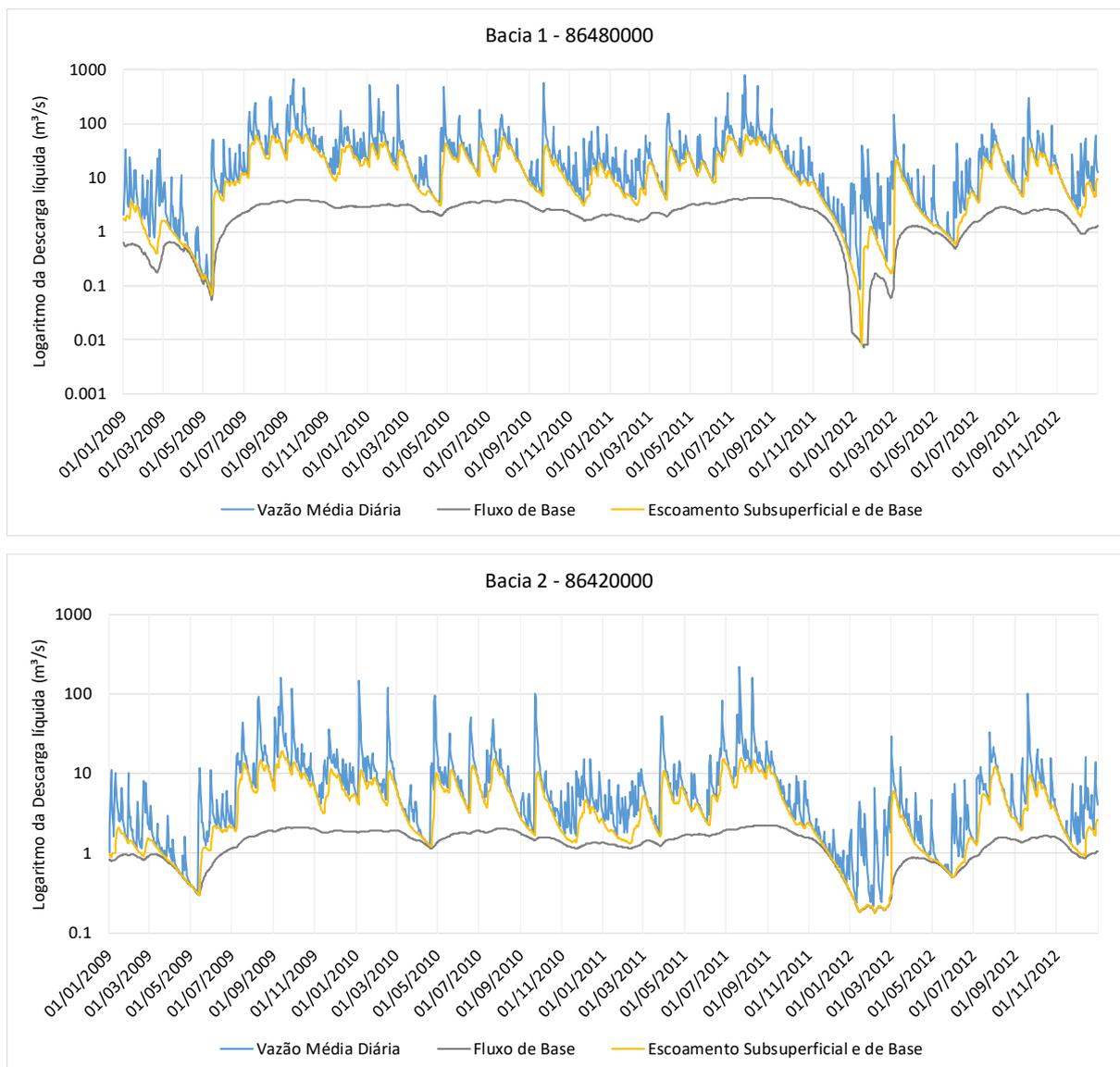


Figura 74 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios nas duas bacias de estudo

As vazões obtidas com a separação dos escoamentos para cada uma das bacias de estudo são apresentadas na Figura 75.

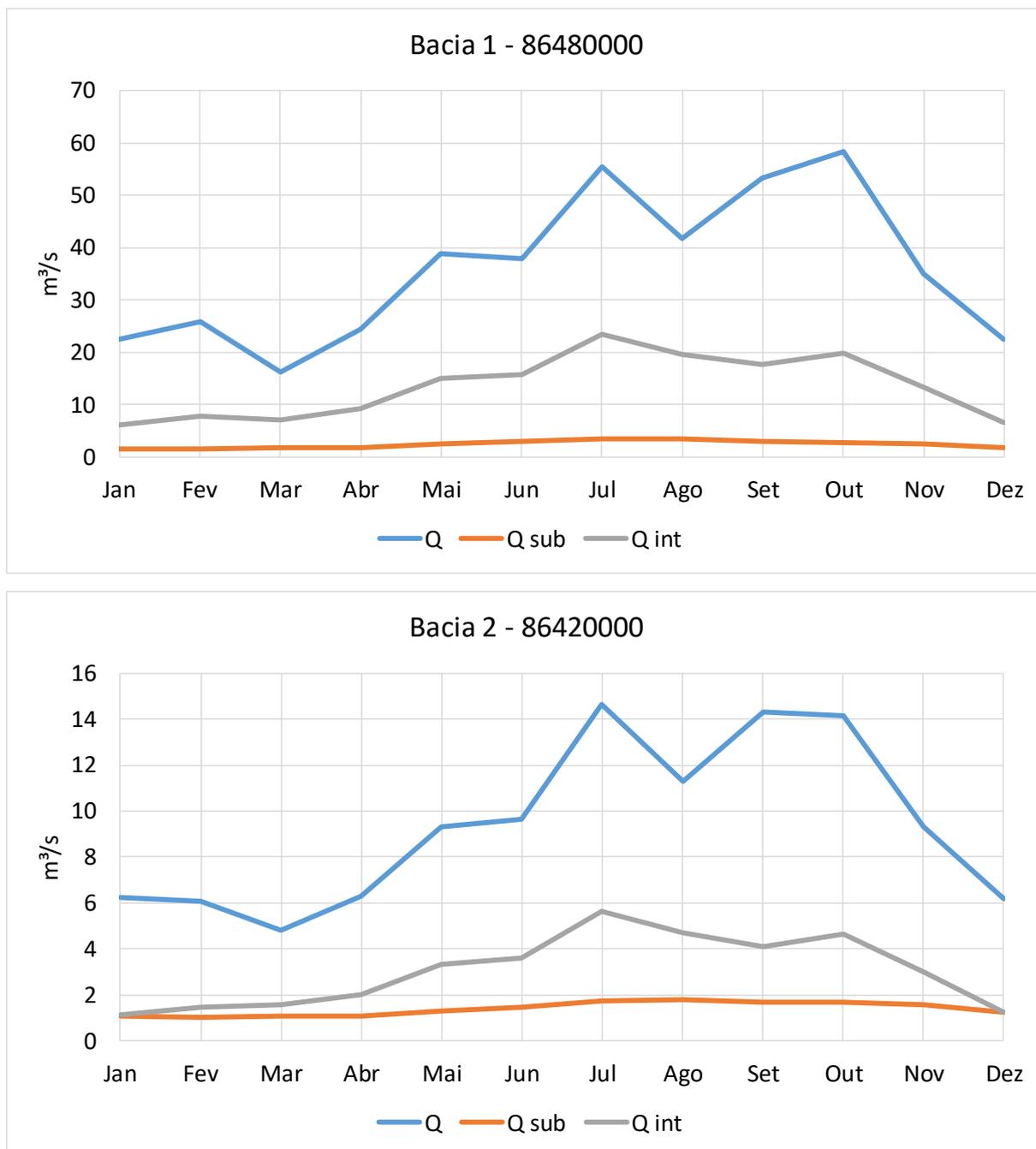


Figura 75 – Vazões médias dos escoamentos (superficial, subterrâneo e subsuperficial) para as duas bacias

A bacia com relevo mais dissecado (Bacia 1) apresenta contribuição menor de escoamento subterrâneo e em todos os meses a vazão do escoamento intermediário (subsuperficial) é maior que a contribuição subterrânea para a formação do escoamento superficial, indicando que ocorre menor recarga para o aquífero fraturado. Entretanto na Bacia 2, por possuir um relevo mais plano, a contribuição subterrânea é muito semelhante ao escoamento intermediário do solo, principalmente nos meses mais secos. De dezembro a março,

as vazões de contribuição subterrânea são próximas às vazões do escoamento subsuperficial, indicando que a água infiltrada anteriormente atingiu o aquífero contribuindo para a recarga do mesmo e em épocas com menores chuvas este aquífero é o reservatório principal responsável pela contribuição da formação do escoamento superficial a partir da descarga do aquífero. Comportamento semelhante foi encontrado por Melati et al. (2018) ao analisar bacias do SASG na região do Paraná. A recarga estimada e o percentual em relação à precipitação são apresentados na Tabela 43.

Tabela 43 – Estimativa de recarga a partir do modelo MGB-IPH

Bacia	Reservatório	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Bacia 1 - 86480000	Qint (mm)	11,7	15,0	13,6	17,7	29,1	30,5	45,4	37,9	34,5	38,5	25,8	12,8	312,5
	Qsub (mm)	3,0	2,9	3,2	3,5	4,6	5,5	6,4	6,4	5,7	5,4	4,7	3,3	54,5
	Qint+Qsub (mm)	14,7	17,9	16,7	21,2	33,7	36,0	51,8	44,3	40,2	43,9	30,5	16,1	366,9
	%P – Qint	6,5	9,5	11,1	11,6	20,5	21,1	25,0	25,4	18,2	18,2	16,4	9,0	16,2
	%P – Qsub	1,7	1,8	2,6	2,3	3,3	3,8	3,5	4,3	3,0	2,6	3,0	2,4	2,8
	%P - Qint+Qsub	8,2	11,3	13,7	13,9	23,8	24,9	28,5	29,7	21,2	20,8	19,4	11,4	19,0
Bacia 2 - 86420000	Qint (mm)	8,6	10,8	12,9	17,6	27,1	32,9	46,2	37,6	33,4	39,4	24,3	10,8	301,6
	Qsub (mm)	9,0	8,2	8,7	9,3	10,9	12,4	14,2	14,6	13,7	13,6	12,7	10,3	137,5
	Qint+Qsub (mm)	17,6	19,1	21,5	26,8	37,9	45,3	60,4	52,2	47,1	53,1	37,0	21,2	439,2
	%P - Qint	5,8	7,7	10,6	12,2	19,4	22,7	26,1	26,9	18,7	20,0	17,6	8,1	16,7
	%P - Qsub	6,1	5,8	7,1	6,4	7,8	8,6	8,0	10,5	7,7	6,9	9,2	7,8	7,6
	%P - Qint+Qsub	11,9	13,5	17,7	18,6	27,2	31,3	34,1	37,3	26,4	26,9	26,8	15,9	24,4

A recarga estimada a partir dos resultados obtidos com o modelo MGB-IPH, é de 367 mm/ano, correspondendo a 19% da precipitação para a Bacia 1 com variação de 8,2% no mês de janeiro até 29,7% no mês de agosto. Já para a Bacia 2, a recarga anual é maior, cerca de 440 mm/ano representando 24% da precipitação total anual, e como a anterior, as maiores recargas ocorrem entre os meses de junho a outubro, período igual ao apresentado pelos métodos de separação de escoamento.

A parcela do escoamento subterrâneo para a Bacia 1 é pouco variável, com média de 4,5 mm, equivalente a 2,8% da precipitação, enquanto o escoamento rápido do solo (*interflow*) é igual a 16%, com variações significativas em função das chuvas que ocorrem durante o ano. Para a Bacia 2, o reservatório subterrâneo tem maior contribuição para o escoamento total da bacia, sendo dessa forma, associado à maior recarga, que chega a ser próxima de 10% da precipitação em alguns meses, com média de aproximadamente 7,7% anualmente. Nesta bacia, que possui menor declividade e solos mais profundos, a água consegue atingir o aquífero fraturado favorecendo a recarga.

Considerando que a parcela do escoamento subsuperficial representa a água que atinge o solo formando também um aquífero temporário, pode-se inferir que do total precipitado cerca de 16% fez parte da recarga do aquífero livre e que pode chegar a atingir o fraturado ou então contribuir para a formação dos rios. Entretanto, não é possível inferir qual o percentual da água da chuva que atinge o fraturado e que posteriormente contribuirá para a formação do escoamento superficial, através de nascentes e olhos d'água. Em ordem de grandeza, os valores encontrados para a soma do escoamento de base e subsuperficial pelo modelo se assemelham aos métodos de separação de escoamento, sendo para a bacia 2, próximo a média dos métodos aplicados, enquanto que na bacia 1 ocorre uma superestimação dos valores.

5.2.4 Técnicas de regressão

Esta análise foi realizada com 32 bacias hidrográficas que possuíam dados de medição de um mesmo período (1977 a 2006), localizados no Sistema Aquífero Serra Geral, distribuídas na região nordeste, noroeste e norte do estado do Rio Grande do Sul. Foram delimitadas as bacias hidrográficas (Figura 76) que drenam estas estações e identificadas as várias características hidrofisiográficas que as caracterizam, as quais são mostradas na Tabela 44.

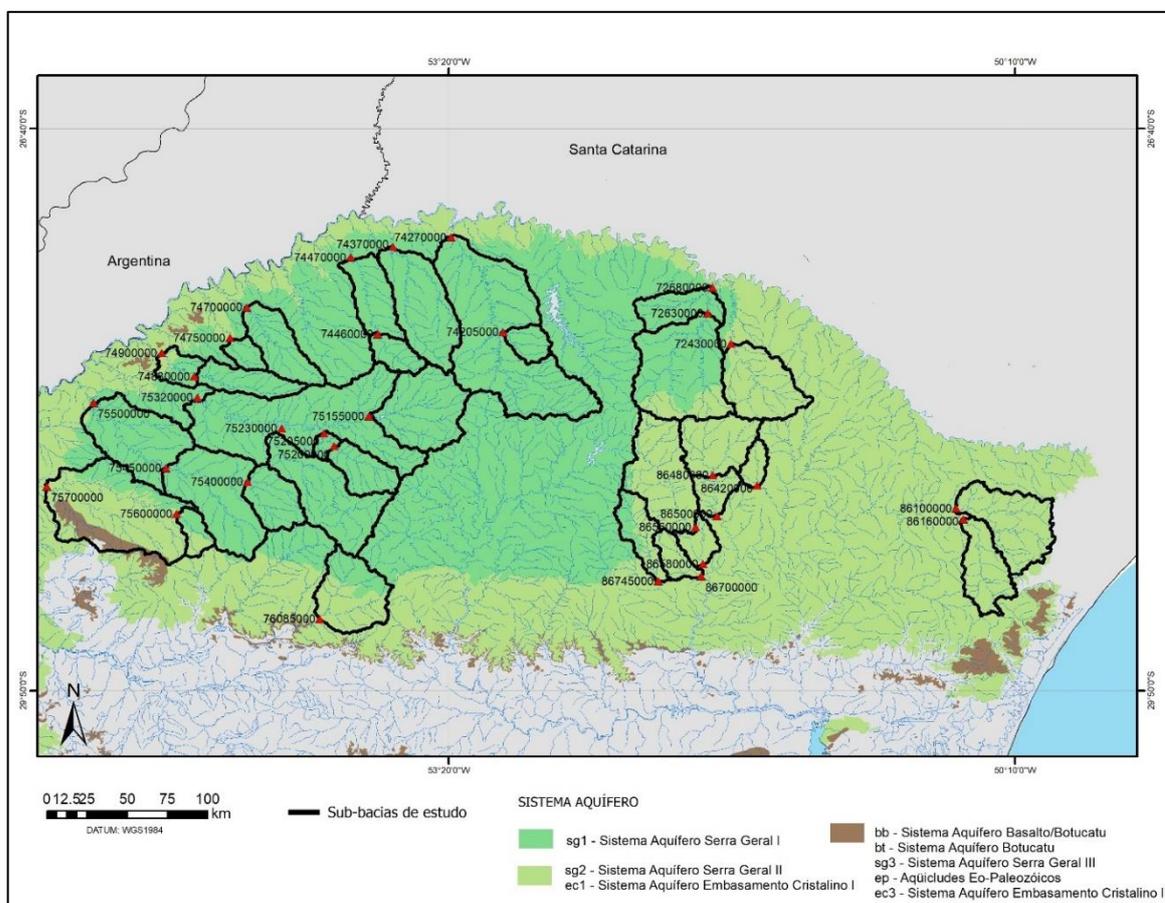


Figura 76 – Localização das sub-bacias hidrográficas utilizadas na análise de regressão

Tabela 44 – Características fisiográficas das sub-bacias utilizadas no estudo

	Posto Fluviométrico	Área da Bacia (km ²)	Perímetro da Bacia (km)	Altitude Média (m)	Declividade Média (graus)	Declividade Média (porcentagem)	Coefficiente de Compacidade	Relação Circular	Relação Hipsométrica	Comprimento do Rio Principal (km)	Comprimento Rede de Drenagem (km)	Comprimento em linha reta da foz ao ponto mais elevado (km)	Coefficiente de Sinuosidade Hidráulica	Altitude Máxima (m)	Altitude Mínima (m)	Declividade Média do Rio Principal (%)	Tempo de Concentração (h)	Densidade de Drenagem	Amplitude Altimétrica (m)	Relação de Relevô	Índice de rugosidade	Solo Grupo A (%)	Solo Grupo B (%)	Solo Grupo C (%)	Solo Grupo D (%)	Sistema Aquífero
1	74205000	436,02	132,3	541,8	6,03	10,61	1,79	0,31	0,85	47,97	141,96	28,58	1,68	632	351	2,33	9,4	0,326	281	9,83	91,49	78	0	0	22	sg1
2	74460000	501,28	156,96	514,15	3,84	6,72	1,98	0,26	0,58	63,16	145,21	32,24	1,96	544	434	1,69	18,54	0,290	110	3,41	31,86	100	0	0	0	sg1
3	74700000	1139,24	241,56	322,5	3,91	6,85	2,02	0,25	0,4	125,13	346,25	63,08	1,98	384	139	2,04	30	0,304	245	3,88	74,46	82	0	0	18	sg1
4	74750000	326,37	117,9	313,36	3,89	6,8	1,84	0,3	0,7	42,2	87,85	27,75	1,52	380	206	1,96	9,75	0,269	174	6,27	46,83	79,7	0	0	20,3	sg1
5	74880000	822,43	224,28	315,09	3,69	6,46	2,21	0,21	0,41	105,94	231,53	60,14	1,76	392	174	1,77	25,89	0,282	218	3,62	61,37	100	0	0	0	sg1
6	74900000	1265,87	309,96	275,5	3,85	6,74	2,46	0,17	0,74	158,32	370,18	80,74	1,96	382	107	1,74	37,66	0,292	275	3,41	80,42	74,7	0	0	25,3	sg1
7	75200000	808,59	194,04	382,18	3,48	6,09	1,92	0,27	0,38	75,42	238,99	43,5	1,73	420	269	1,59	20,14	0,296	151	3,47	44,63	90,2	0	9,8	0	sg1
8	75205000	971,22	228,96	369,68	3,46	6,05	2,07	0,23	0,46	93,81	284,47	52,69	1,78	414	240	1,63	24,54	0,293	174	3,30	50,96	91,8	0	8,2	0	sg1
9	75400000	933,47	196,2	317,53	3,25	5,68	1,81	0,3	2,52	70,74	277,59	38,87	1,82	434	191	1,88	15,58	0,297	243	6,25	72,26	74,2	0	0	25,8	sg1
10	75600000	377,04	131,94	283,08	3,06	5,35	1,92	0,27	0,53	40,8	108,58	28,72	1,42	334	164	2,01	9,47	0,288	170	5,92	48,96	54,3	0	0	45,7	sg1
11	86160000	1117,4	280,44	899,26	4,95	8,74	2,37	0,18	0,5	102,34	315,51	61,65	1,66	887	629	2,22	23,32	0,282	258	4,18	72,85	0	0	99,7	0,3	sg2
12	86420000	316,99	120,96	734,95	4,74	8,32	1,92	0,27	0,59	44,65	83,68	23,56	1,9	810	623	2,19	10,13	0,264	187	7,94	49,36	87	0	0	13	sg2
13	86700000	435,14	149,94	478,35	13,4	24,24	2,03	0,24	0,85	51,37	116,19	34,49	1,49	690	63	4,09	7,47	0,267	627	18,18	167,42	0	0	6,5	93,5	sg2
14	86745000	790,54	241,92	596,98	11,34	20,59	2,43	0,17	0,42	106,05	237,96	59,45	1,78	733	81	3,83	17	0,301	652	10,97	196,26	0	0	54,2	45,8	sg2
15	72430000	1621,03	265,32	742,51	5,16	9,07	1,86	0,29	0,85	110,38	477,01	55,86	1,98	848	572	2,39	24,79	0,294	276	4,94	81,22	0	0	0	100	sg2
16	72630000	2794,71	363,42	659,95	6,84	12,14	1,94	0,27	1,07	157,03	859,06	61,48	2,55	736	412	2,03	35,02	0,307	324	5,27	99,59	57,4	0	0	42,6	sg1
17	72680000	3652,96	430,74	651,05	7,37	13,12	2,01	0,25	0,79	189,88	859,06	77,71	2,44	737	387	2	42,34	0,235	350	4,50	82,31	53,1	0	0	46,9	sg1
18	74270000	5345,88	577,44	492,67	6,43	11,36	2,23	0,2	0,84	370,73	1769,90	132,77	2,79	582	212	2,02	89,75	0,331	370	2,79	122,50	66,7	0	0	33,3	sg1
19	74370000	2020,79	317,88	493,68	5,53	9,77	1,99	0,25	0,53	178,17	630,11	81,42	2,19	536	209	2,59	40,38	0,312	327	4,02	101,96	76,1	0	0	23,9	sg1

20	74470000	1537,44	321,66	461,84	5,11	9,01	2,31	0,19	0,72	179,79	464,45	78,51	2,29	534	211	2,01	41	0,302	323	4.11	97.58	89.4	0	0	10.6	sg1
21	75155000	1941,34	300,06	469,89	4,22	7,4	1,92	0,27	1,49	103,18	571,19	54,3	1,9	528	299	2,03	24,64	0,294	229	4.22	67.38	100	0	0	0	sg1
22	75230000	5434,3	531,72	400,65	3,9	6,82	2,03	0,24	1,54	240,99	1650,69	99,37	2,43	519	198	1,97	57,64	0,304	321	3.23	97.51	95.8	0	1.6	2.6	sg1
23	75320000	9458,21	780,84	361,62	3,67	6,42	2,26	0,19	1,05	387,53	2887,40	145,89	2,66	509	149	1,93	95,47	0,305	360	2.47	109.90	90.9	0	4.8	4.3	sg1
24	75450000	3234,66	393,48	272,22	3,01	5,26	1,95	0,26	1,61	169,81	951,19	79,42	2,14	401	136	1,74	41,42	0,294	265	3.34	77.93	77.5	0	0	22.5	sg1
25	75500000	5232,48	588,24	233,97	2,88	5,04	2,29	0,19	2,73	303,93	1539,15	133,76	2,27	400	83	1,75	75,73	0,294	317	2.37	93.25	78.5	0	0	21.5	sg1
26	75700000	3704,89	435,42	191,43	2,52	4,41	2,02	0,25	3,13	188,34	1115,62	81,77	2,3	332	67	1,91	46,68	0,301	265	3.24	79.80	18.5	22	5.1	54.5	sg2
27	76085000	1542,29	260,28	416,95	3,4	5,97	1,87	0,29	0,42	82,03	448,55	46,17	1,78	470	167	2,3	16,98	0,291	303	6.56	88.12	40.2	0	58	1.8	sg2
28	86100000	1753,71	327,42	988,52	8,57	15,34	2,2	0,21	0,48	123,02	524,76	56,37	2,18	1029	579	4,11	23,28	0,299	450	7.98	134.65	0	0	84.9	15.1	sg2
29	86480000	1329,55	255,24	719,73	7,79	13,89	1,97	0,26	0,69	79,6	386,92	43,15	1,84	812	466	2,4	15,58	0,291	346	8.02	100.69	39.3	0	0	60.7	sg2
30	86500000	1817,66	307,98	677,84	8,36	14,91	2,04	0,24	0,51	142,37	545,75	63,58	2,24	799	249	3,17	25,51	0,300	550	8.65	165.14	32.3	0	0	67.7	sg2
31	86560000	2031,74	344,52	592,46	8,72	15,61	2,16	0,22	0,6	162,68	619,43	67,3	2,42	725	210	3,05	30,52	0,305	515	7.65	157.01	31	0	12.3	56.7	sg2
32	86580000	2463,07	407,88	563,52	9,4	16,9	2,32	0,19	0,71	208,26	743,93	99,87	2,09	671	58	3,42	37,96	0,302	613	6.14	185.15	26.1	0	10.4	63.6	sg2

A Figura 77 apresenta a distribuição dos grupos hidrológicos dos solos nas bacias analisadas enquanto a Tabela 45 apresenta resultados de estimativa de recarga utilizando o filtro inverso de separação de escoamento.

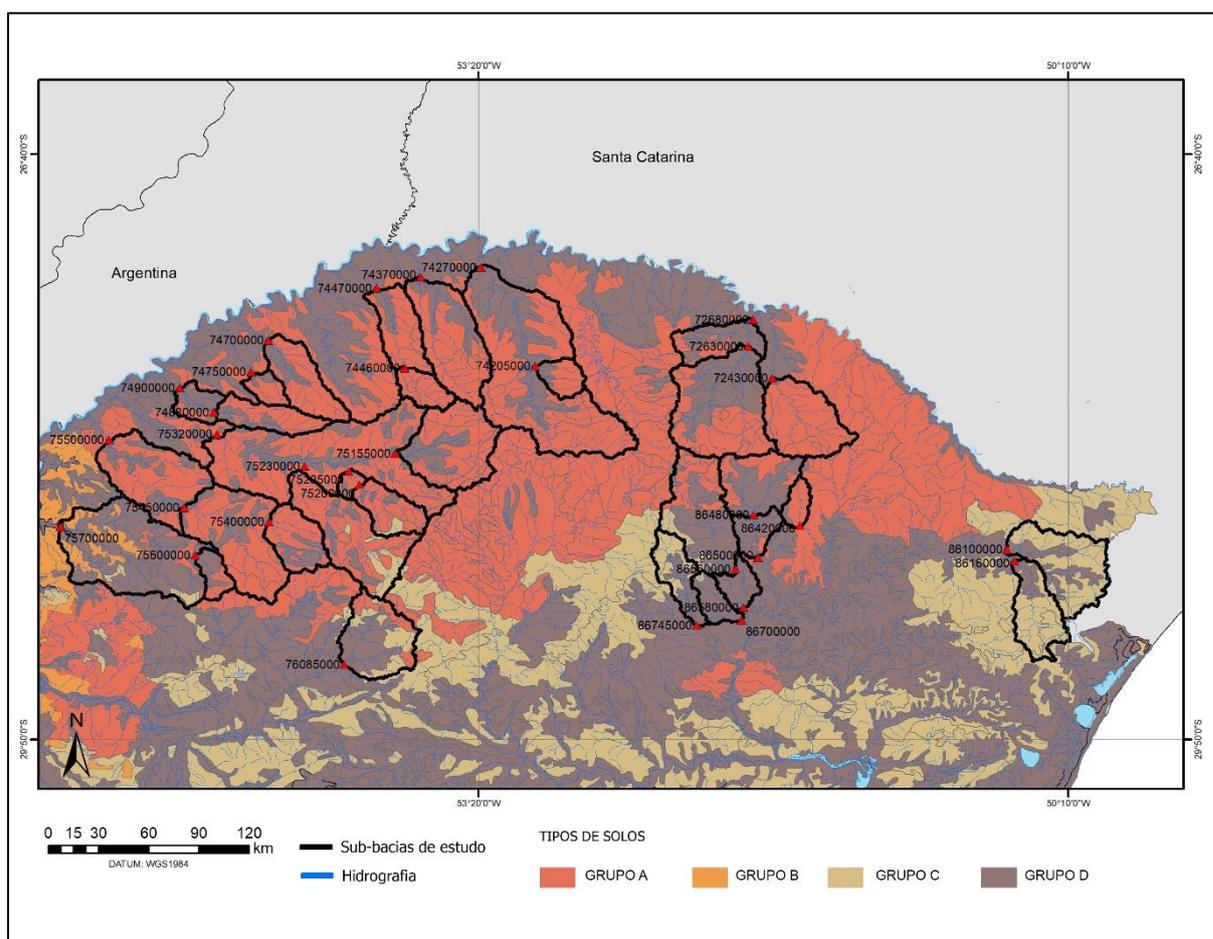


Figura 77 – Distribuição dos grupos hidrológicos de solos

Tabela 45 – Estimativa de recarga utilizando filtro inverso de separação de escoamento

ID	Estação Fluviométrica	Código	BFI	BFI _{max}	a	k	P (mm)	Vazão Média (mm/ano)	Escoamento de Base - Recarga (mm/ano)	%P
1	Linha Cescon	74205000	0,309	0,35	0,949	18,93	1900	860	266	13,98
2	Ponte do Rio Turvo	74460000	0,711	0,74	0,987	74,88	1910	958	681	35,68
3	Tucunduva	74700000	0,535	0,57	0,980	50,57	1822	993	531	29,15
4	Linha Cascata	74750000	0,467	0,51	0,974	37,8	1830	988	462	25,22
5	Passo São João	74880000	0,514	0,55	0,969	31,88	1853	950	488	26,35
6	Linha União	74900000	0,385	0,43	0,969	31,52	1800	938	361	20,07
7	Conceição	75200000	0,589	0,60	0,987	76,77	1814	872	514	28,33

ID	Estação Fluviométrica	Código	BFI	BFI _{max}	a	k	P (mm)	Vazão Média (mm/ano)	Escoamento de Base - Recarga (mm/ano)	%P
8	Ponte Nova do Conceição	75205000	0,589	0,63	0,981	52,27	1820	881	519	28,50
9	Passo dos Dias	75400000	0,397	0,43	0,976	41,02	1830	1087	431	23,56
10	Passo das Turmas	75600000	0,191	0,23	0,944	17,39	1854	1435	274	14,79
11	Passo Tainhas	86160000	0,355	0,39	0,966	28,72	1610	786	279	17,34
12	Ponte do Prata	86420000	0,443	0,49	0,964	26,97	1790	949	420	23,48
13	Ponte do Jacaré	86700000	0,240	0,29	0,951	19,81	1438	819	197	13,69
14	Passo do Coimbra	86745000	0,373	0,43	0,973	36,34	1500	1212	452	30,11
15	Passo do Granzotto	72430000	0,480	0,52	0,976	41,37	1880	856	411	21,87
16	Passo Santa Tereza	72630000	0,548	0,59	0,963	26,78	1800	829	455	25,26
17	Passo Colombelli	72680000	0,432	0,49	0,966	28,91	1780	978	423	23,74
18	Passo Rio da Várzea	74270000	0,539	0,60	0,944	17,48	1807	1084	584	32,33
19	Palmitinho	74370000	0,626	0,67	0,978	44,06	1870	1068	668	35,74
20	Três Passos	74470000	0,578	0,62	0,981	51,02	1780	936	541	30,39
21	Passo Faxinal	75155000	0,571	0,61	0,981	52,63	1830	999	570	31,16
22	Santo Ângelo	75230000	0,624	0,66	0,977	42,92	1944	970	605	31,13
23	Ponte Mística	75320000	0,551	0,59	0,980	49,39	1863	954	526	28,21
24	Passo Santa Maria	75450000	0,438	0,49	0,971	33,95	1900	911	399	21,02
25	Passo do Sarmiento	75500000	0,412	0,46	0,975	39,04	1900	851	351	18,46
26	Passo do Novo	75700000	0,257	0,30	0,944	17,49	1750	831	214	12,21
27	Cachoeira 5 Veados	76085000	0,320	0,36	0,957	22,64	1800	866	277	15,40
28	Passo do Gabriel	86100000	0,431	0,48	0,960	24,28	1630	859	370	22,72
29	Passo Migliavaca	86480000	0,360	0,40	0,957	22,71	1900	839	302	15,91
30	Passo Carreiro	86500000	0,391	0,44	0,957	22,76	1700	865	339	19,92
31	Linha Colombo	86560000	0,372	0,42	0,959	24,05	1650	941	350	21,21
32	Santa Lúcia	86580000	0,451	0,51	0,940	16,12	1600	961	434	27,11

O escoamento de base variou de 197 mm/ano para a bacia Ponte do Jacaré (86700000) até 681 mm/ano para a bacia Ponte do Rio Turvo (74460000) e o fluxo total correspondente variou de 819 a 1212 mm/ano durante o período do estudo (Tabela 45). O escoamento de base que representa a recarga, tende a ser maior na porção noroeste do estado, principalmente porque

esta região é dominada por solos do grupo hidrológico A, formado essencialmente por latossolos profundos com boa capacidade de armazenamento. Associado às menores declividades, esta condição favorece o armazenamento de água no solo que contribuirá posteriormente para a recarga dos aquífero fraturado. Nesta mesma região, as bacias estão localizadas sobre o Sistema Aquífero Serra Geral I, que possui característica de alta a média possibilidade para águas subterrâneas em rochas com porosidade por fraturas (CPRM, 2010).

A Figura 78 mostra a análise de agrupamento dos resultados de estimativa de recarga para as 32 sub-bacias inseridas no SASG que foram analisadas.

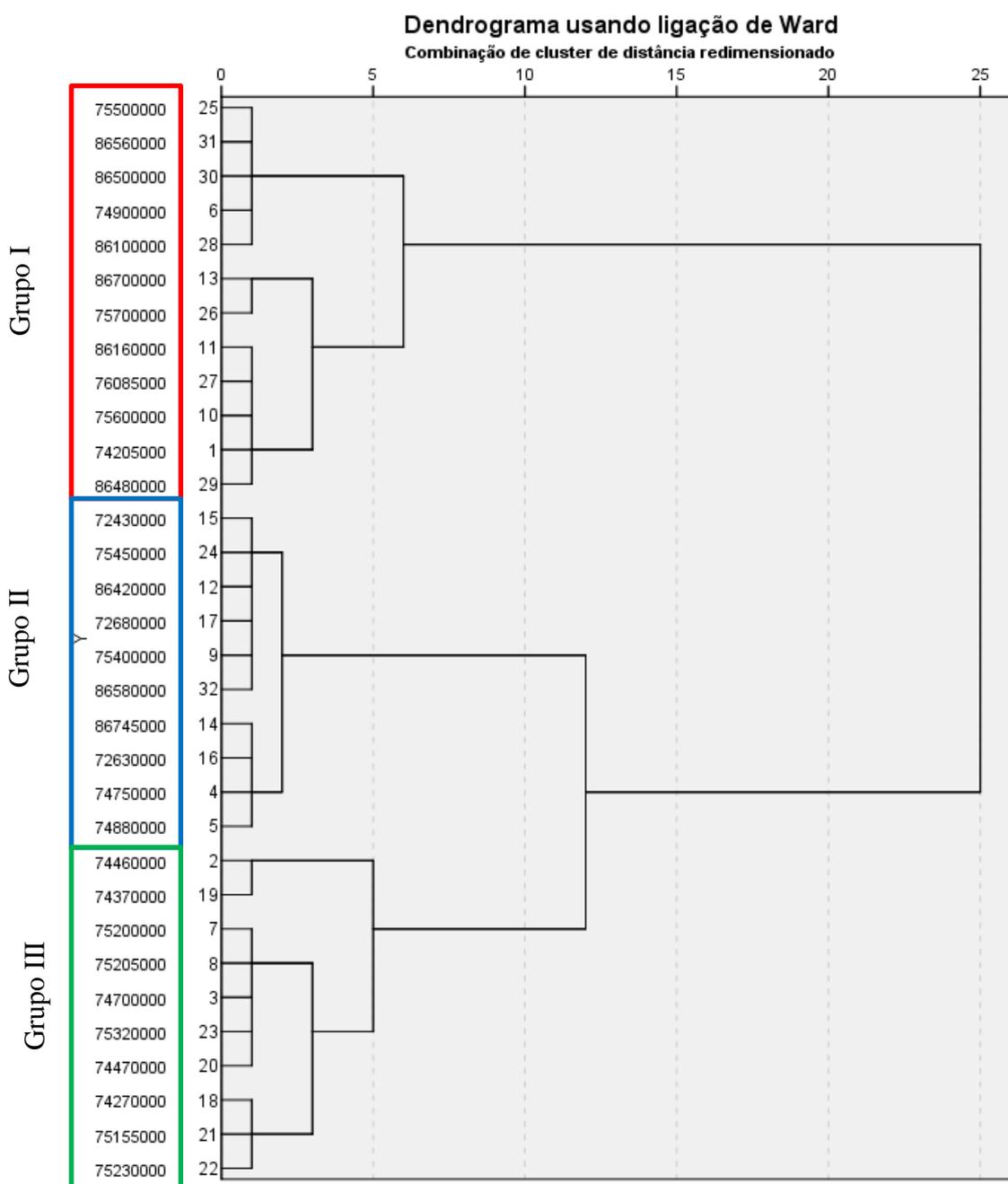


Figura 78 – Agrupamento de bacias do SASG em função da recarga estimada por filtro digital

A análise de agrupamento mostra 3 grandes grupos quanto ao comportamento das estimativas de recarga. O primeiro grupo (Grupo I) formado por bacias que estão localizadas em região com solo menos permeável, em região de relevo mais dissecado, cujo valor de recarga estimada média entre as bacias foi de 300 mm/ano correspondendo a 17% da precipitação. Neste grupo todas as bacias apresentaram recarga inferior a 400 mm/ano, ainda que estejam em locais de volume precipitado distintos. É neste grupo que a bacia 1 deste estudo está inserida. Já o grupo II agrupa bacias localizadas em solos do Grupo A, as quais apresentam média de recarga de 440 mm/ano correspondendo a 25% da precipitação, onde se insere a bacia 2 deste estudo, enquanto o grupo III engloba um grupo de bacias cuja estimativa de recarga é superior a 550 mm/ano, equivalente a mais de 30% da precipitação. Este último grupo é formado por sub-bacias localizadas em região plana com latossolos profundos com boa capacidade de armazenamento e também boas condições de infiltração.

O teste KMO apresentou índice igual a 0,683 e o teste de Bartlett foi altamente significativo ($\chi^2(120) = 694,451$ e $p\text{-valor} < 0,001$), portanto, a aplicação da ACP é apropriada à presente amostra. A análise de componentes principais realizada para avaliação das variáveis explicativas em cada componente é apresentada na Tabela 46, onde foram extraídos 4 componentes que representam 86,36% da variância compartilhada pelas variáveis originais.

Tabela 46 – Cargas fatoriais das variáveis para os CPs encontrados

	Componente			
	1	2	3	4
Densidade Drenagem	0,330	0,099	0,053	0,579
Grupo A – Solo	-0,068	-0,803	-0,411	0,223
BFI	0,212	-0,442	-0,628	0,418
Declividade Rio Principal	0,058	0,929	-0,053	0,213
Relação de Relevo	-0,567	0,682	0,181	0,213
Relação Circular	-0,774	-0,087	0,453	0,349
Perímetro	0,967	-0,036	0,177	0,056
Coefficiente Compacidade	0,725	0,117	-0,458	-0,398
Amplitude Altimétrica	0,518	0,821	-0,004	0,109
Comprimento Rio Principal	0,983	-0,022	0,043	0,072
Área	0,903	-0,136	0,261	0,142
Declividade da Bacia	0,110	0,849	-0,237	0,242
Relação Hipsométrica	0,317	-0,246	0,726	-0,188
Precipitação	-0,102	-0,779	0,172	0,324
Comprimento da Drenagem	0,909	-0,135	0,250	0,182
Comprimento da Bacia	0,989	-0,032	0,016	-0,007
Total	6,519	4,302	1,794	1,202
% Variação	40,746	26,888	11,215	7,513
% Variação Acumulada	40,746	67,634	78,849	86,362

A Tabela 47 mostra o teste de correlação entre as variáveis utilizadas para a análise de componentes principais.

Tabela 47 – Matriz de correlação entre as variáveis utilizadas

Parâmetro	Área	Densidade de Drenagem	BFI	Declividade Rio Principal	Relação de Relevo	Relação Circular	Precipitação	Coefficiente de Compacidade	Amplitude Altimétrica	Comprimento Rio Principal	Declividade da Bacia	Relação Hipsométrica	Perímetro	Grupo A – Solo	Grupo D – Solo	Comprimento da Drenagem	Comprimento da Bacia
Área	1,00																
Densidade de Drenagem	0,51	1,00															
BFI	0,22	0,26	1,00														
Declividade Rio Principal	-0,03	0,20	-0,38	1,00													
Relação de Relevo	-0,51	-0,17	-0,53	0,75	1,00												
Relação Circular	-0,33	-0,16	-0,02	-0,08	0,29	1,00											
Precipitação	0,07	0,06	0,36	-0,48	-0,42	0,41	1,00										
Coefficiente de Compacidade	0,32	0,16	0,02	0,08	-0,28	-1,00	-0,43	1,00									
Amplitude Altimétrica	0,48	0,42	-0,24	0,69	0,33	-0,48	-0,45	0,47	1,00								
Comprimento Rio Principal	0,91	0,54	0,27	-0,04	-0,56	-0,59	-0,05	0,59	0,53	1,00							
Declividade da Bacia	0,00	0,20	-0,10	0,81	0,63	-0,24	-0,51	0,25	0,73	0,07	1,00						
Relação Hipsométrica	0,49	0,19	-0,06	-0,19	-0,26	0,13	0,27	-0,14	0,14	0,37	-0,17	1,00					
Perímetro	0,97	0,49	0,16	-0,01	-0,51	-0,51	-0,06	0,51	0,54	0,95	0,05	0,46	1,00				
Grupo A – Solo	-0,25	-0,14	0,70	-0,52	-0,41	0,00	0,53	-0,02	-0,56	-0,15	-0,30	-0,11	-0,25	1,00			
Grupo D – Solo	0,01	-0,03	-0,29	0,34	0,34	0,07	-0,23	-0,05	0,40	-0,04	0,47	0,14	-0,04	-0,83	1,00		
Comprimento da Drenagem	1,00	0,54	0,23	-0,03	-0,51	-0,33	0,07	0,32	0,48	0,91	0,00	0,50	0,97	-0,24	0,01	1,00	
Comprimento da Bacia	0,86	0,51	0,21	-0,08	-0,60	-0,66	-0,06	0,66	0,48	0,97	-0,01	0,31	0,92	-0,16	-0,06	0,87	1,00

A análise de correlação mostrou que vários parâmetros fisiográficos agrupados no componente principal 1, possuem alta correlação, com valores superiores a 0,8, como exemplo Área, Perímetro, Comprimento do rio principal e Comprimento de drenagem. Desta forma, foram escolhidos apenas um dos parâmetros de cada grupo, a fim de minimizar o efeito de multicolinearidade nos modelos de regressão (FÁVERO, 2017).

Como visto, as 32 bacias analisadas e que estão inseridas no SASG do estado do Rio Grande do Sul apresentam três regiões fisiográficas com variadas respostas hidrológicas.

As equações de regressão foram realizadas considerando dois dos grupos homogêneos de bacias, considerando os grupos que abrangiam as duas áreas de estudo (Bacia 01 e 02). Conforme Smakhtin (2001), uma região homogênea pode ser vista como uma coleção de bacias hidrográficas, que são semelhantes em termos de resposta hidrológica, mas não necessariamente geograficamente contíguas. O desenvolvimento de um modelo de regressão separado para cada uma das regiões homogêneas identificadas pode melhorar a capacidade preditiva das equações de regressão.

As análises de regressão resultaram no desenvolvimento de 2 equações para estimativa de escoamento de base para duas regiões homogêneas, que abrangem a sub-bacia 1 (86480000) e sub-bacia 2 (86420000), os quais são apresentadas na Tabela 48. A transformação do escoamento de base em recarga foi realizada aplicando-se os mesmos procedimentos utilizados nos métodos de separação de escoamento.

Tabela 48 – Equações de regressão para estimativa de recarga

Bacia	Modelo	Equação	R ²
Bacia 1-86480000	Modelo 1	$Qb = 0,906A^{0,921}P^{1,794}GHSD^{-0,018}$	0,931
Bacia 1-86480000	Modelo 2	$Qb = 2,550E - 07A^{1,147}P^{3,430}DeclBacia^{0,594}GHSD^{-0,055}$	0,991
Bacia 2-86420000	Modelo 1	$Qb = 3811,14A^{0,910}P^{0,812}GHSA^{-0,160}$	0,993
Bacia 2-86420000	Modelo 2	$Qb = 10,761A^{0,862}P^{1,564}DeclBacia^{0,170}GHSA^{-0,104}$	0,998

Qb = fluxo de base anual (m³); A = área (km²); P = precipitação (mm/ano); DeclBacia = Declividade média da bacia (%); GHSA: Grupo Hidrológico do Solo Tipo A; GHSD: Grupo Hidrológico do Solo Tipo D.

A Tabela 8 mostra o desempenho dos modelos em relação a R², ENS e ER para os modelos A e B das duas sub-bacias, enquanto a Figura 79 mostra a comparação dos resultados obtidos com o método de regressão e o método de separação de escoamento usado como padrão.

Tabela 49 – Performance dos modelos de regressão aplicados às duas sub-bacias de estudo

Bacia	Modelo	Erro Relativo (ER)	Erro Nash (ENS)	R ²
Bacia 1-86480000	Modelo A1	4,77	-1,08	0,578
	Modelo B1	-12,1	0,65	0,536
Bacia 2-86420000	Modelo A2	-5,21	-0,81	0,533
	Modelo B2	-22,67	0,21	0,540

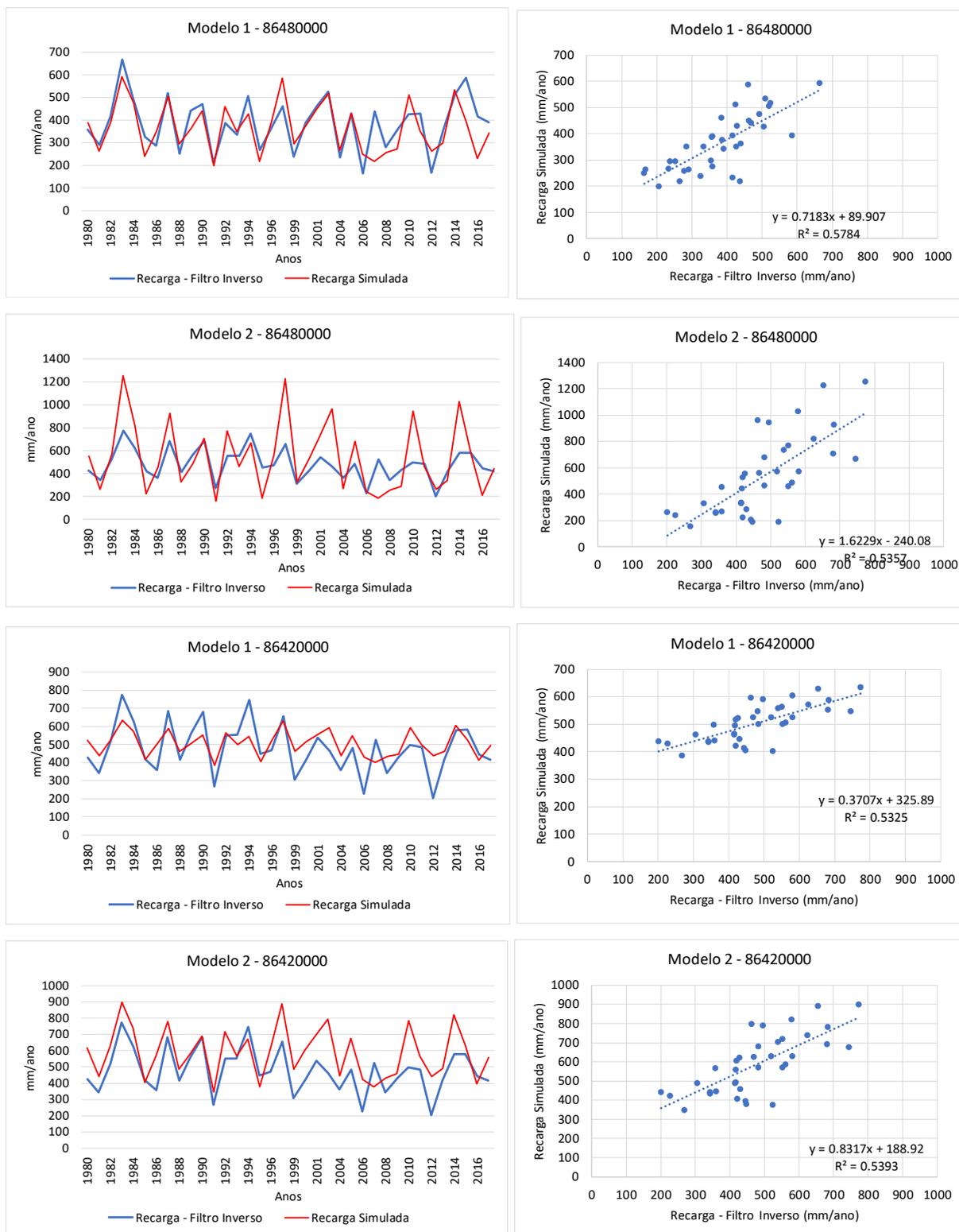


Figura 79 – Comparação da recarga simulada com o método de regressão

O erro relativo variou de -22,67 a 4,77, considerado satisfatório por Moriasi et al., (2007), o qual estabelece valores menores ou iguais a 25% para este índice de eficiência

apresentar-se adequado. O coeficiente de determinação foi superior a 0,5 para todos os modelos e o Erro Nash apresentou melhores resultados para o modelo B1, cujo resultado foi de 0,65.

A recarga média encontrada para os modelos A1 e B1 foram respectivamente 366 e 536 mm/ano, e para os modelos A2 e B2 foram de 503 e 587 mm/ano. Apenas o modelo A1 não apresenta valores maiores que o método de separação de escoamento utilizado, porém os valores estimados com a regressão estão próximos aos valores estimados por outros métodos deste estudo.

Todos os modelos conseguem prever bem os valores intermediários de recarga, porém os valores máximos e mínimos não apresentam bons resultados. Isso pode ocorrer pela dificuldade de prever questões relativas à capacidade de infiltração como umidade antecedente do solo, heterogeneidade do sistema aquífero, resposta de comportamento de vazão em relação aos eventos de precipitação, entre outros.

Outra limitação é a incerteza na escolha da técnica de separação de fluxo de base. Não há um padrão na escolha de uma determinada técnica de separação hidrográfica para o desenvolvimento de regressão equações e/ou para comparar fluxo de base simulados por outra técnica (AHIABLAME et al., 2013). Não há roteiro a seguir quanto à seleção da melhor técnica de separação a ser escolhida em uma determinada região específica, já que não há dados de fluxo de base observados que dê suporte à escolha. O método de filtro inverso foi utilizado no presente estudo por ser um método que apresentou valores dentro de uma medida de tendência central, que é a média em relação a todos os métodos empregados.

Ainda que a maioria das variáveis independentes nos modelos desenvolvidos sejam facilmente acessíveis, disponíveis e aplicáveis para outros locais, deve-se ter cautela no uso dessas equações em regiões com características de paisagem totalmente diferentes. Esses modelos foram desenvolvidos com dados topográficos, geológicos, solo, vegetação e atributos climáticos específicos para estas regiões do SASG.

5.2.5 Variação dos Níveis de Água (VNA)

Durante o período de um ano, entre junho de 2017 a julho de 2018 (com intervalos de tempo menores para alguns poços), níveis de água foram monitorados em 5 poços cacimba localizados no aquífero do solo e 2 poços tubulares inseridos no aquífero fraturado, cujas variações de níveis e precipitação são apresentadas nas Figura 86 a 86.

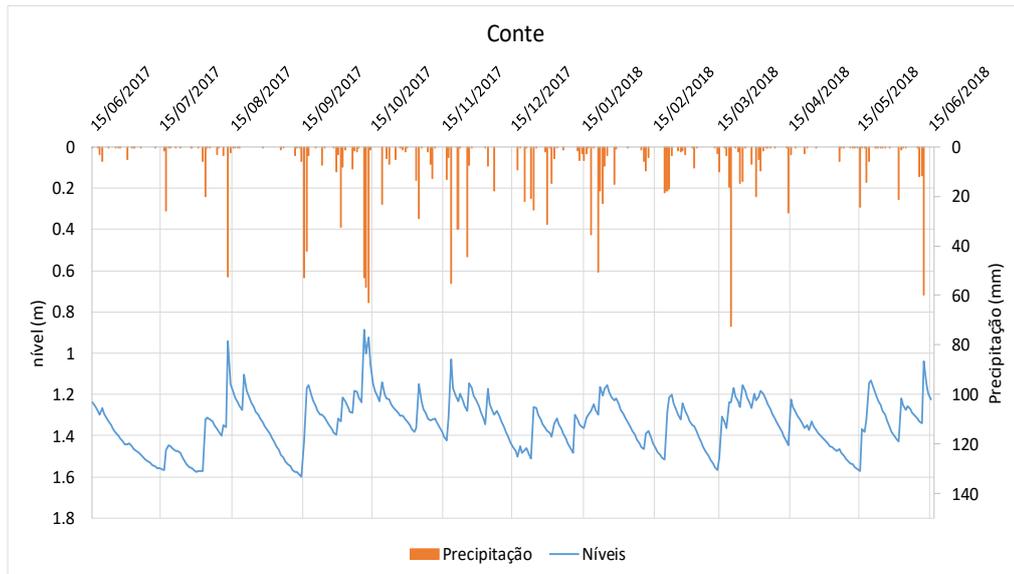


Figura 80 – Variação do nível de água no poço cacimba PC1 - Conte

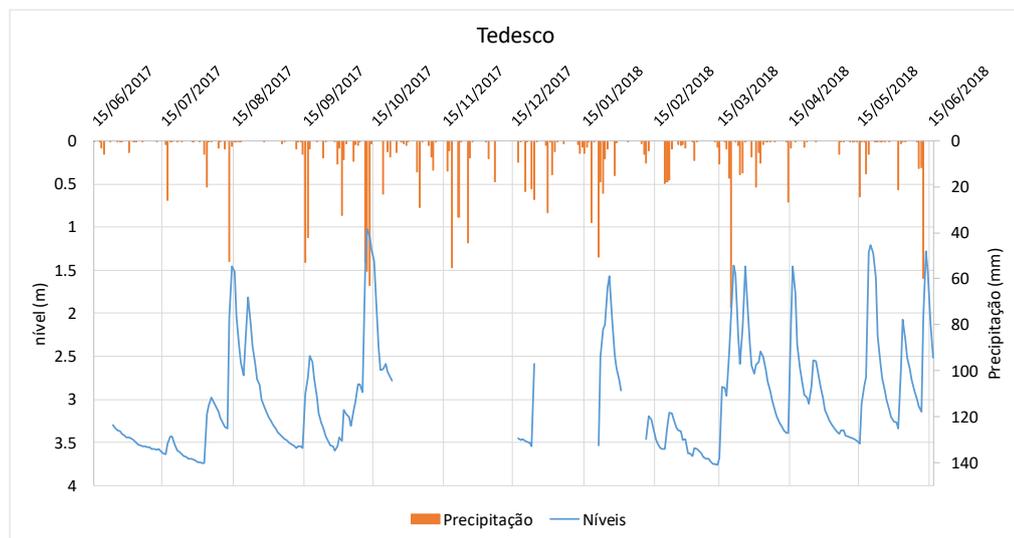


Figura 81 - Variação do nível de água no poço cacimba PC2 - Tedesco

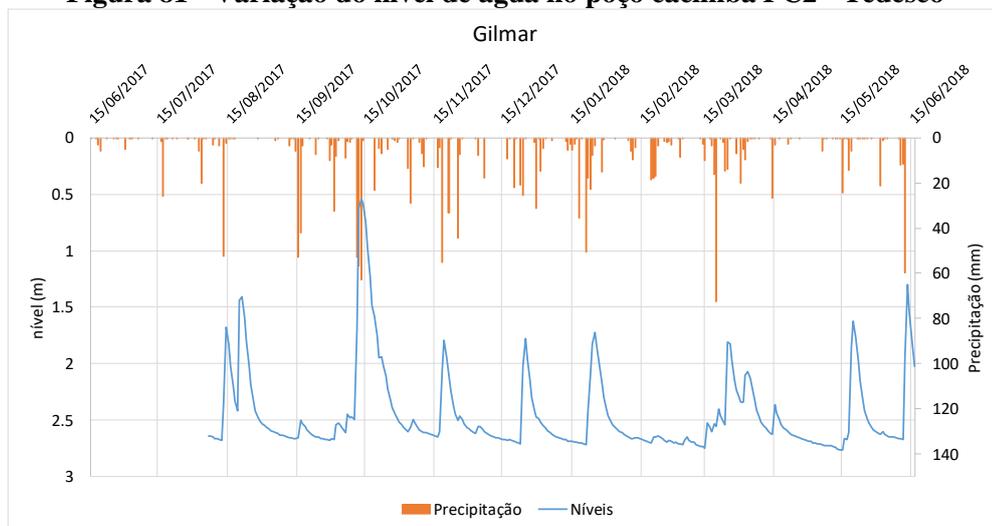


Figura 82 - Variação do nível de água no poço cacimba PC3 – Gilmar

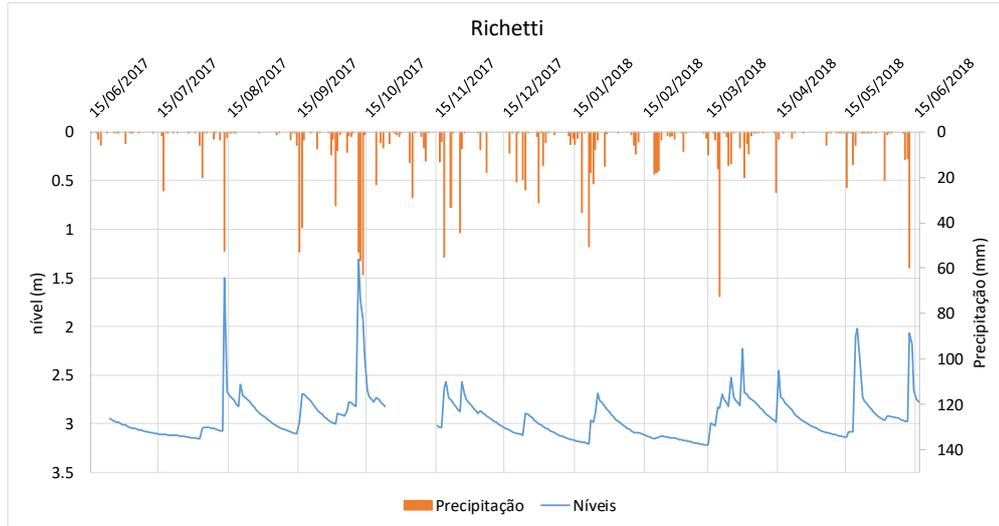


Figura 83 - Variação do nível de água no poço cacimba PC4 – Richetti

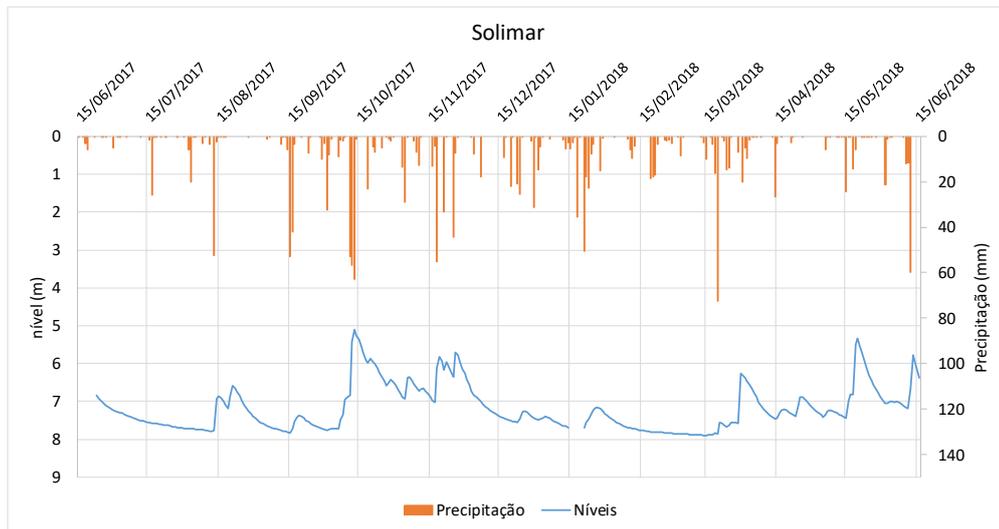


Figura 84 - Variação do nível de água no poço cacimba PC5 – Solimar

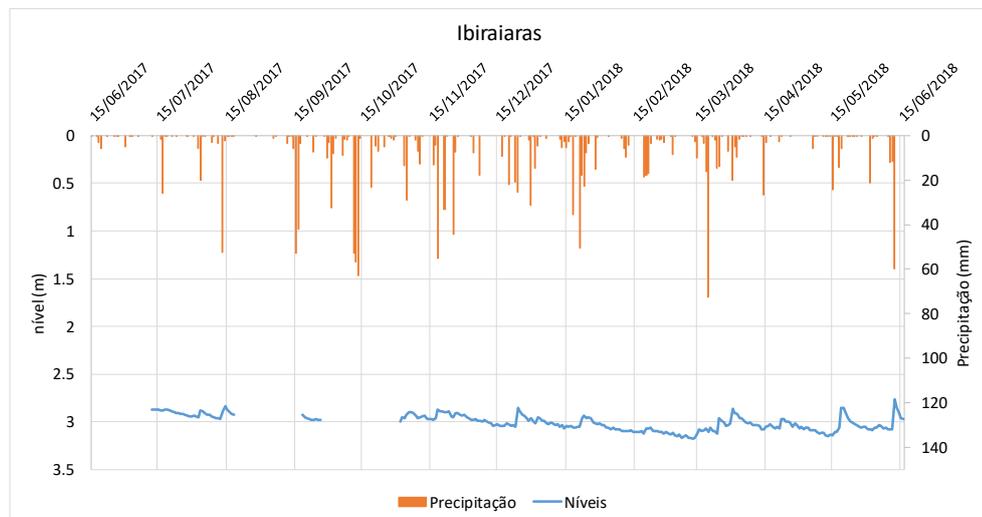


Figura 85 - Variação do nível de água no poço cacimba PT1 – Ibiraiaras

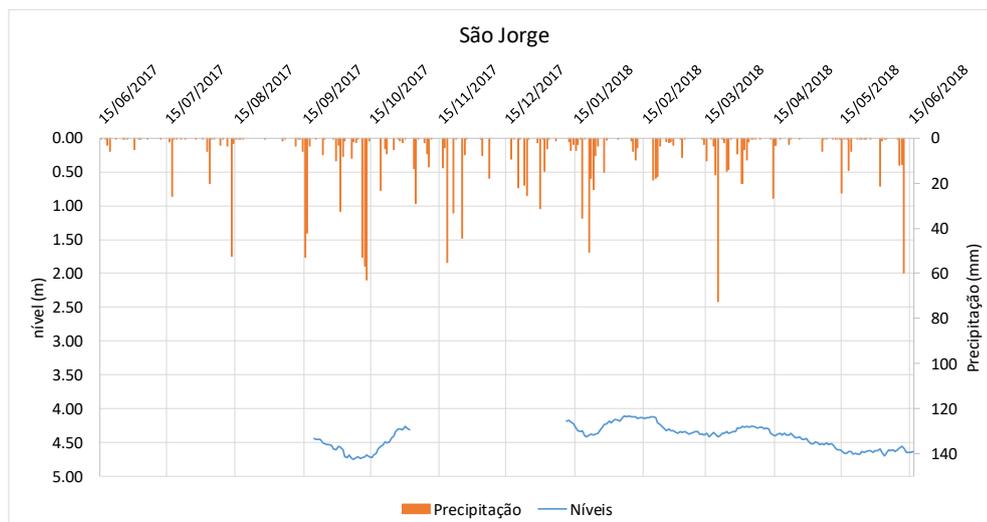
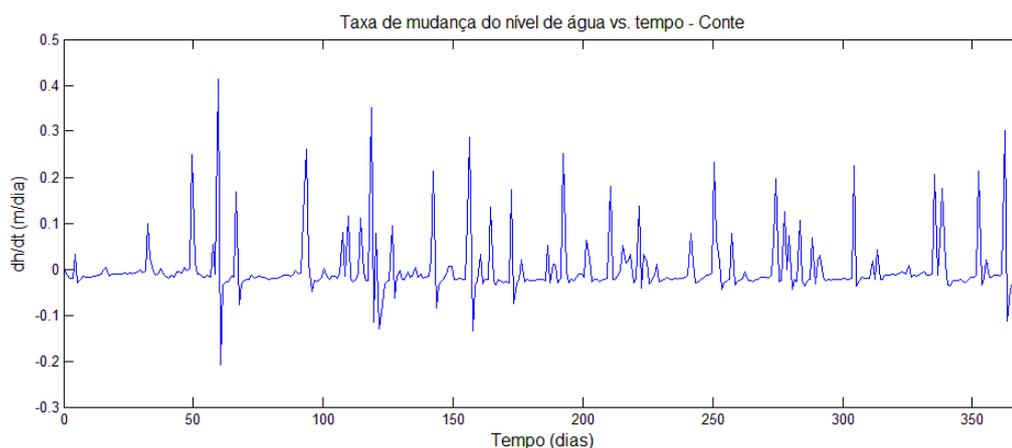
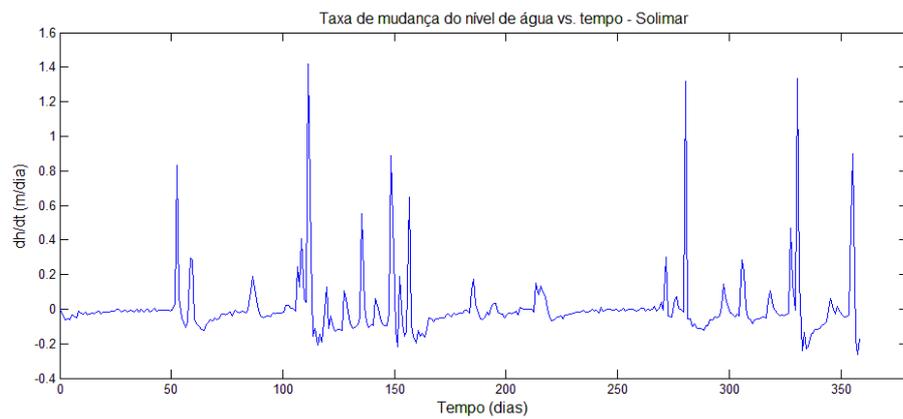
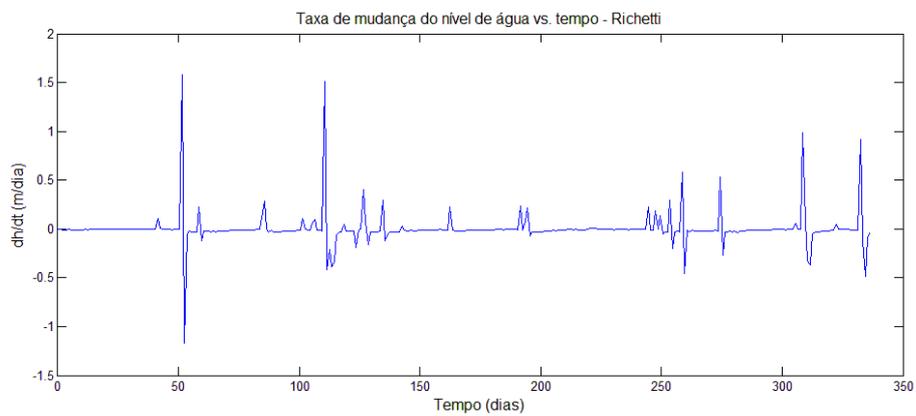
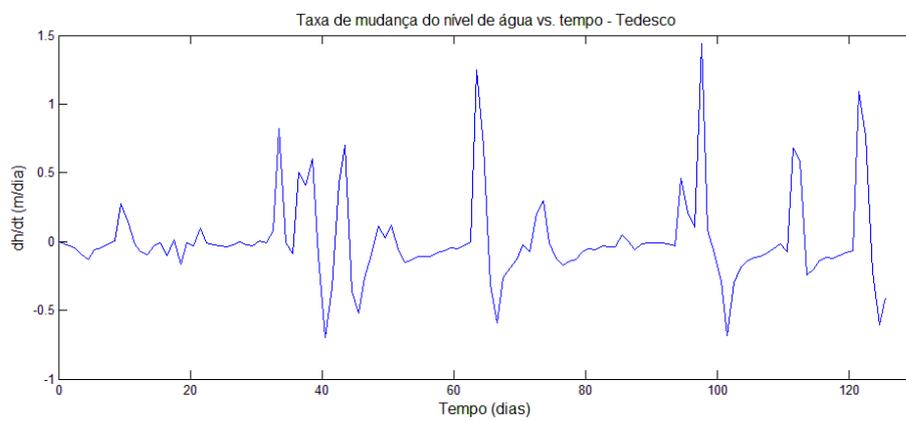
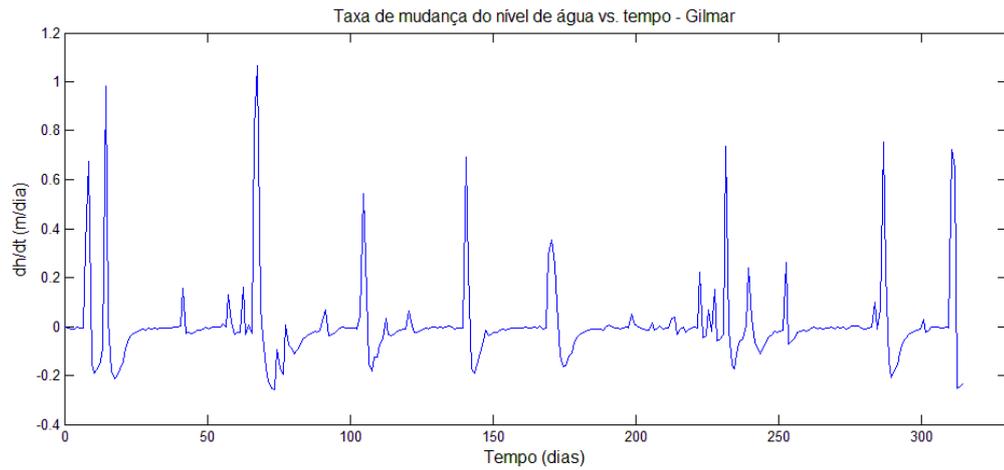


Figura 86 – Variação do nível de água no poço cacimba PT2 – São Jorge

Durante os períodos de recessão, os níveis de água dos poços cacimbas diminuíram gradualmente e aumentaram rapidamente após a precipitação, a taxas de até 1,5 m/dia para poços inseridos no aquífero do solo e taxas de até 0,3 m/dia para poços inseridos no aquífero fraturado. Os níveis dos poços tubulares não tiveram alterações significativas após eventos de precipitação, cujas taxas de acréscimo de nível de água em média foram inferiores a 0,02 m/dia, conforme apresentado na Figura 87. Isso reflete uma alteração inicial mais rápida na recarga do aquífero localizado no solo, sendo que parte desta água pode contribuir para a recarga do fraturado e outra parcela acaba sendo descarregada para o rio.





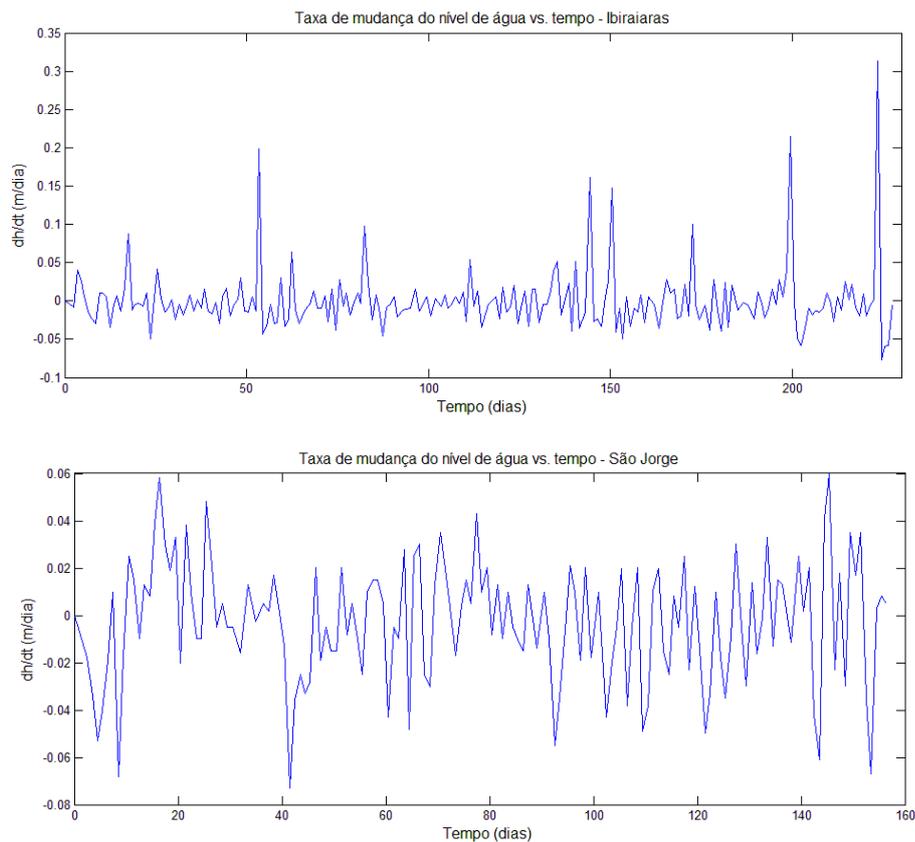


Figura 87 – Taxa de mudança dos níveis de água em relação ao tempo para os poços monitorados

A função de correlação cruzada gerou os correlogramas (Figura 88), os quais mostram a correlação (positiva ou negativa) entre os elementos de entrada e saída para cada intervalo de tempo t . O atraso entre as séries de entrada e saída é definido como o intervalo de tempo entre $t = 0$ e o valor máximo do correlograma. Quanto menor esse intervalo, mais rapidamente a série de saída (níveis) reage a um sinal da série de entrada (precipitação). Se não houver intervalo de tempo entre a entrada e a saída, a influência da primeira sobre a última é instantânea e a correlação máxima é encontrada para $t = 0$.

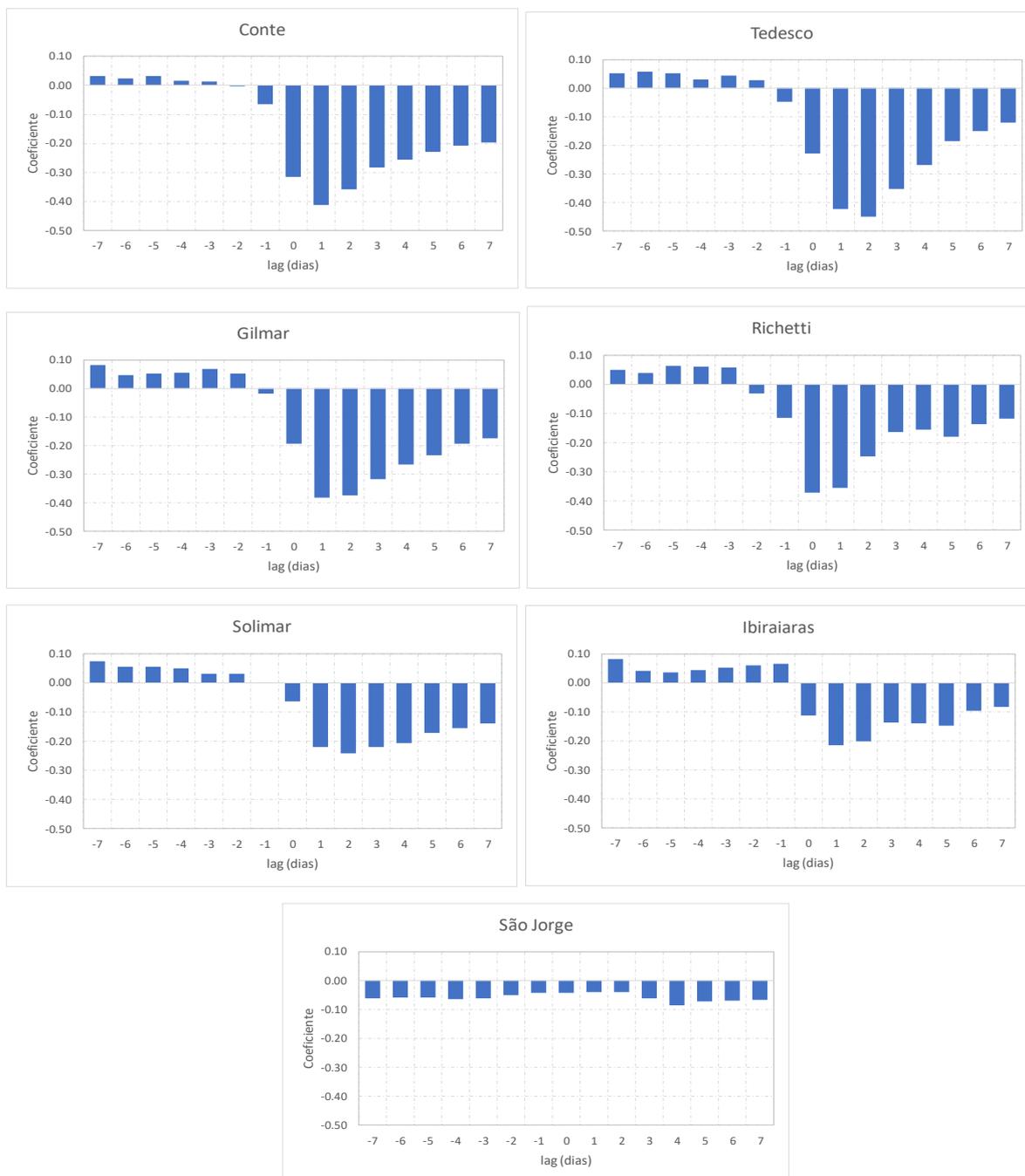


Figura 88 - Análise da correlação cruzada entre precipitação e nível piezométrico

Dos poços monitorados, apenas o poço Richetti teve correlação máxima para $t = 0$ ($r = 0,37$; prob. t-Student $< 0,1\%$), enquanto nos outros poços do aquífero do solo, os valores de correlação máxima ocorreram entre o primeiro ou segundo dia. Para os poços Solimar, Ibiraiaras e São Jorge, as correlações máximas foram inferiores a 0,2 (prob. t-Student $< 0,1\%$), indicando baixa relação entre a precipitação e o aumento de níveis do aquífero. Para o poço de São Jorge, não foi possível identificar uma forte relação entre os dados de chuvas e variação de

níveis, corroborando para uma recarga mais tardia, diferentemente do que se encontra no poço Ibiraiarás. Isso pode estar associado às diferentes estruturas, forma de micro-bacia e lineamentos, bem como relações com as entradas de água do poço.

A autocorrelação foi aplicada para cada série de dados dos níveis e de precipitação e é mostrada na Figura 89.

A função de autocorrelação é a correlação cruzada de uma série temporal com ela mesma em diferentes pontos no tempo a qual quantifica a dependência linear de valores sucessivos ao longo de um período de tempo (LAROCQUE et al., 1998) e investiga o “efeito memória” (o tempo necessário para um sistema “esquecer” suas condições iniciais) (MANGIN, 1984). Para a série de precipitação que não é correlacionada pode-se observar um declínio acentuado para abaixo 0,2 (CAI e OFTERDINGER, 2016) dentro um intervalo de um dia.

Entretanto, para os poços, pode-se observar um declínio lento por um período de tempo, sendo que para os poços cacimba as funções de autocorrelação das variações de nível de chuva e de água subterrânea diminuem até atingirem um valor nulo em intervalo de aproximadamente 7 a 9 dias. Já as variações para o poço Solimar e os poços tubulares mostram um declínio por um período de tempo maior e ainda acima do valor crítico de 0,2 mesmo após 16 dias de atraso. Isso representa um forte dependência linear e comportamento de repetição diária/semanal do nível de água.

O comportamento de dependência pode sugerir que as variações do nível do lençol freático são influenciadas pelo armazenamento do solo e da matriz rochosa, sendo que onde está localizado o poço Solimar, o solo possui maiores espessuras contribuindo para maior tempo de armazenamento. Para os poços tubulares, as variações dos níveis também demoram mais tempo para ocorrer, podendo estar relacionada às seguintes hipóteses:

- primeiro a água recarrega o aquífero granular, sendo que nas áreas onde há ocorrência de fraturas, a água desse aquífero acaba recarregando também o aquífero fraturado.

- segundo, nas áreas onde não há formação do aquífero granular a água vai infiltrar no solo e só haverá recarga do fraturado nas áreas onde há ocorrência de fraturas abertas. Por isso, dependendo da região poderão ocorrer respostas diferenciadas, mas em geral mais lentas, pois a água até chegar as fraturas acaba percolando por diferentes meios e situações.

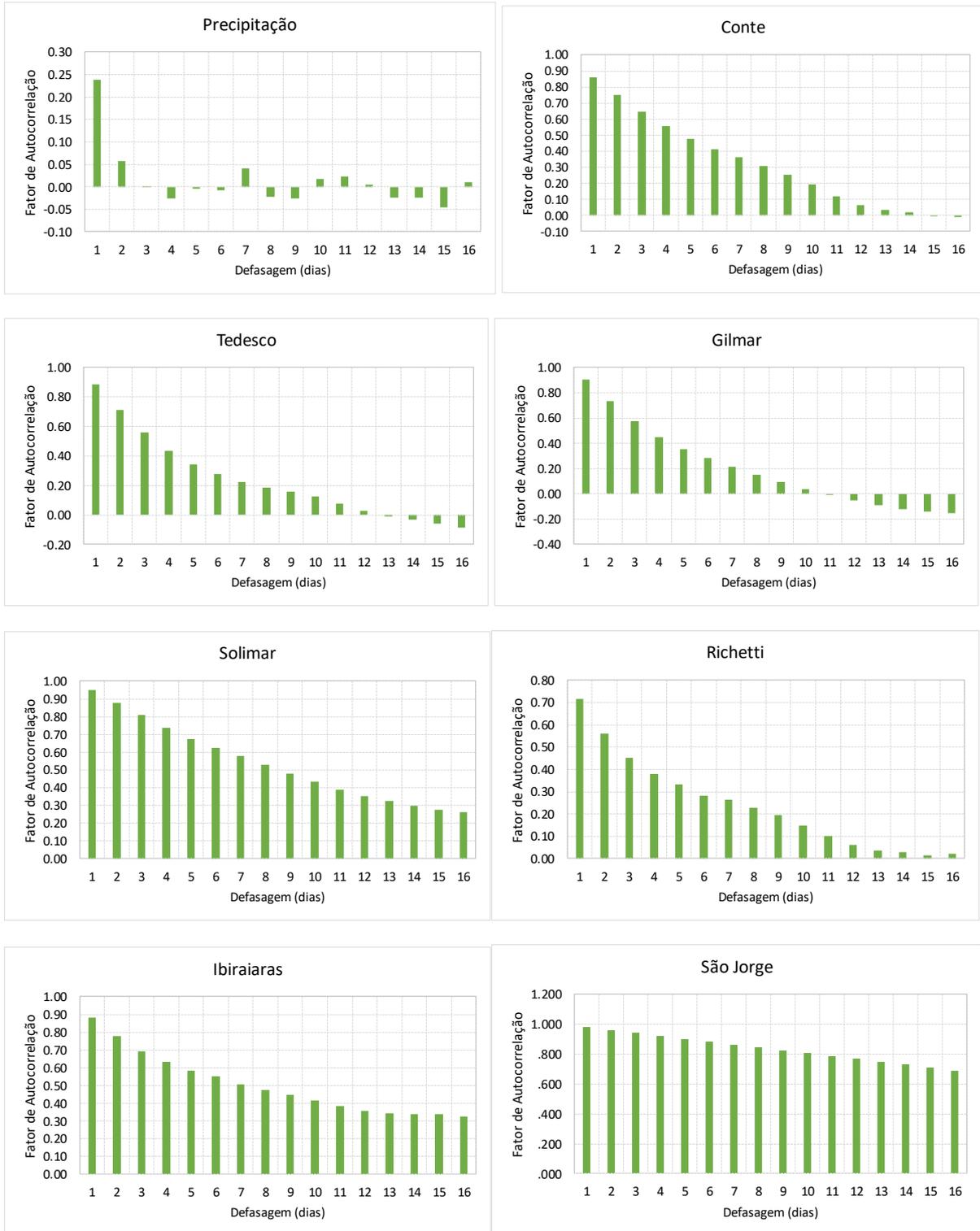


Figura 89 – Autocorrelação das séries temporais de nível

Além disso, se na região onde o poço está instalado é uma área com maior grau de fraturamento então haverá uma maior transferência da água do aquífero granular para o fraturado. Já em áreas com menor fraturamento haverá um caminho de percolação maior no

solo até chegar na área onde estão presentes essas poucas fraturas. Dessa forma, a resposta passa a ser mais demorada.

O aquífero fraturado, onde estão localizados os poços São Jorge e Ibiraiaras, possui um maior efeito de memória que modula o sinal de entrada (chuva), enquanto o sistema superior, onde se localizam os poços cacimba responde à precipitação do local mais rapidamente devido à infiltração direta através da zona do solo.

A Figura 90 mostra um exemplo dos diferentes métodos empregados para a análise do parâmetro Δh para os poços monitorados.

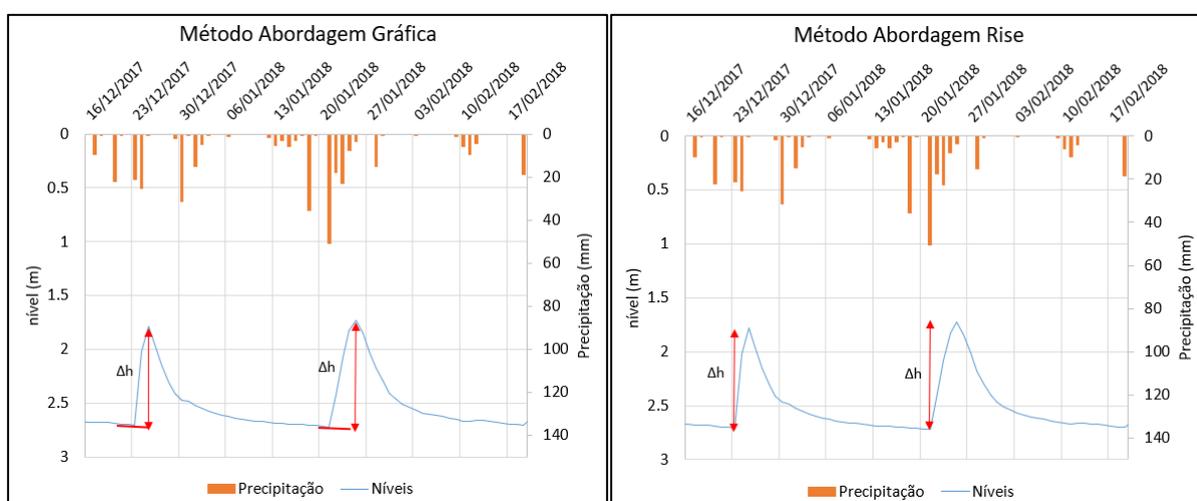


Figura 90 – Exemplo de seleção do parâmetro Δh para as abordagens utilizadas

Como as estimativas de recarga usando os vários métodos representam diferentes períodos de tempo e uma vez que a precipitação e outros fatores climáticos variam com o tempo, uma comparação direta das taxas de recarga não pode ser razoavelmente feita. Para facilitar a comparação, portanto, as taxas de recarga totais para cada período analisado foram computadas como uma fração da precipitação ocorrida naquele período, conforme mostra a Tabela 50.

Tabela 50 - Taxas médias de recarga como porcentagem da precipitação estimada usando o método de flutuação do lençol freático para análise diária.

	Método Sy*	Sy	P (mm)	Abordagem gráfica (%)	RISE (%)	MRC (%)	Média (%)
Conte		0,042	1559	19,96	17,80	24,90	20,89
	1	0,074		35,41	31,57	45,95	37,64
	2	0,050		23,99	21,39	31,13	25,50
	3	0,029		13,77	12,27	18,06	14,70
	4						
Gilmar		0,131	1488	-	-	-	-
	1	0,174		-	-	-	-
	2	0,030		25,71	23,93	36,49	28,71
	3	0,018		15,43	14,36	21,90	17,23
	4						
Richetti		0,079	1477	58,11	52,05	71,25	60,47
	1	0,100		73,64	65,95	90,18	76,59
	2	0,020		14,79	13,24	18,04	15,36
	3	0,024		17,45	15,63	21,65	18,24
	4						
Solimar		0,056	1550	60,59	53,63	78,39	64,20
	1	0,081		87,79	77,71	-	82,75
	2	0,020		21,68	19,19	27,99	22,95
	3	0,046		50,01	44,26	64,39	52,89
	4						
Tedesco		0,059	1178	-	-	-	-
	1	0,080		-	-	-	-
	2	0,030		59,29	57,40	90,73	69,14
	3	0,010		20,39	19,74	30,25	23,46
	4						
Ibiraiaras		0,050	1148	15,80	12,38	16,62	14,94
	1	0,066		20,70	16,21	21,76	19,56
	2	0,020		6,27	4,91	6,59	5,93
	3	0,040		12,64	9,90	13,19	11,91
	4						
São Jorge		0,047	936	14,69	10,27	17,10	14,02
	1	0,064		19,90	13,91	23,29	19,03
	2	0,020		6,24	4,36	7,28	5,96
	3	0,038		11,92	8,33	13,83	11,36
	4						

* 1 = Valor mínimo obtido em laboratório; 2 = Média obtida em laboratório; 3 = Johnson (1967), Loheide et al. (2005), Healy (2010); 4 = Calculado por Balanço Hídrico;

Os valores de recarga variam de 5,93 a 20 % para os poços tubulares utilizando as três abordagens de definição da variação do nível e os diferentes valores de porosidade efetiva. Para os poços do aquífero granular, o percentual em relação à precipitação é maior, sendo que alguns valores em função dos resultados anômalos, foram desconsiderados nos cálculos. O poço Conte localizado em área mais plana e mais próxima ao curso de água apresentou as menores estimativas de recarga, cuja média esteve entre 14,7 e 37,6% da precipitação total. Os outros poços apresentaram valores entre 17 e 83%, muito variáveis devido às diferenças dos valores de S_y empregados.

A recarga média estimada usando a abordagem MRC para o método VNA foi 21% maior do que as estimativas de recarga feitas usando a abordagem gráfica e 32% maior do que as estimativas de recarga feitas usando a abordagem do programa RISE (Tabela 50). Isso era esperado porque a abordagem do MRC responde por todas as recargas indicadas pelas flutuações do lençol freático, não importando a duração ou a magnitude, e também pela curva de recessão projetada. Por outro lado, a abordagem gráfica pode não explicar os volumes menores de recarga, sendo dependente do analista, enquanto a abordagem RISE ignora a curva de recessão projetada.

Outro ponto a ser destacado está associado ao período de tempo que os dados são coletados. Medições feitas com menos de uma semana de intervalo resultaram em estimativas de recarga substancialmente reduzidas, como pode ser observado no exemplo da Figura 91. Os níveis de água, medidos a cada hora, foram editados em conjunto de dados menores, representando medições diárias, a cada três dias, semanais, quinzenais e mensais. Este resultado foi observado para em pelo menos duas abordagens de estimativa de recarga de VNA em todos os poços de medição contínua, sendo que para a abordagem MRC não foi aplicada devido à quantidade de dados.

Para as diferentes abordagens, houve uma subestimação de 36,42% ao reduzir o conjunto de dados horários para semanais, e de 87% ao reduzir o conjunto de dados de medições mensais. Isso ocorre pelo fato de que eventos de recarga inesperados podem não ser quantificados se os dados não tiverem sido coletados em intervalo menores, como também foi observado por Delin et al., (2007), cujas diferenças foram de 23% e 48%, para dados semanais e mensais, respectivamente. Os mesmos autores mostraram que estas diferenças são variáveis de ano para ano, dependendo dos fatores climáticos.

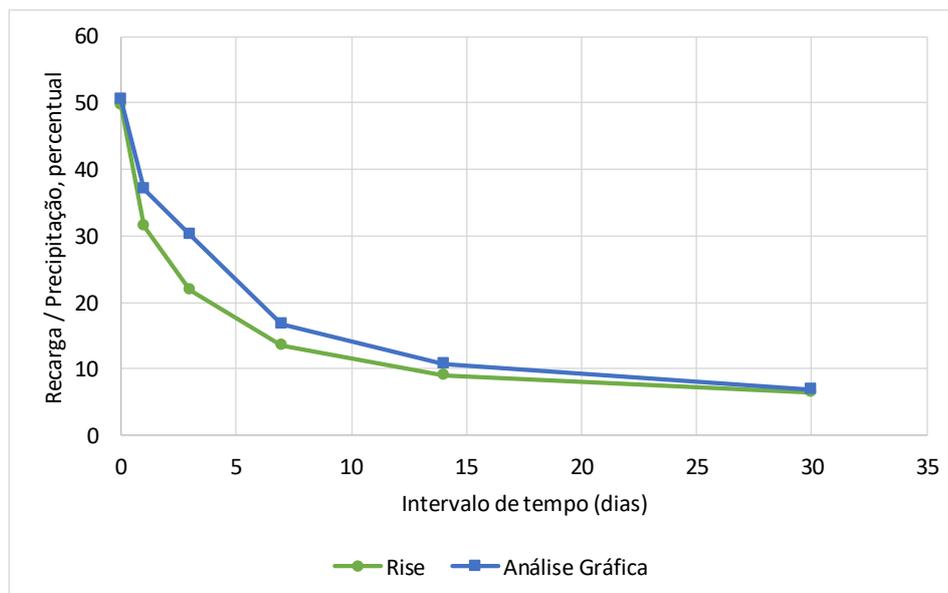


Figura 91 – Efeitos da frequência de medidas na recarga estimada pelo método VNA no poço Conte usando duas abordagens

5.2.6 Resumo e análise integrada dos métodos

A Tabela 51 apresenta um resumo das estimativas de recarga anual e o percentual de precipitação para todos os métodos utilizados, com exceção do método de VNA que não possui o mesmo período de análise.

Tabela 51 – Resumo das estimativas de recarga para os métodos empregados

Classe de Método	Método	Bacia 1 - 86480000		Bacia 2 - 86420000	
		Recarga (mm/ano)	% Precipitação	Recarga (mm/ano)	% Precipitação
1. Balanço Hídrico	1.1 - BH1	482	24,9	505,7	27
	1.2 - BH2	1072,4	55,3	1020,3	55,2
	1.3 - BH3	440,9	22,8	505,4	27,5
	1.4 - BH4	695,1	36,8	641,3	34,7
2. Métodos de Separação de Escoamento	2.1 - PART	392,52	20,39	565,3	31,36
	2.2 - HYSEP1	363,77	18,9	558,04	30,96
	2.3 - HYSEP2	308,47	16,03	470,87	26,13
	2.4 - HYSEP3	363,95	18,91	554,08	30,74
	2.5 - BFI Padrão	241,69	12,56	353,54	19,62
	2.6 - BFI Modificado	244,42	12,7	351,47	19,5
	2.7 - Filtro Recursivo Digital 2 parâmetros (Filtro de Eckhardt)	201,74	10,48	225,32	12,5
	2.8 - Q90/Q50	260,86	13,55	355,78	19,74
	2.9 - Q90/Q50 regional	368,83	19,16	466,08	25,86

Classe de Método	Método	Bacia 1 - 86480000		Bacia 2 - 86420000	
		Recarga (mm/ano)	% Precipitação	Recarga (mm/ano)	% Precipitação
	2.10 - Filtro Inverso	384,28	19,96	478,31	26,54
	2.11 – Filtro Digital de 1 parâmetro (BFLOW)	369,57	19,2	562,29	31,2
	2.12 - Deslocamento da Curva de Recessão (RORA)	595,53	30,94	730,14	40,51
3. Modelos de Simulação	3.1 – SMAP	238,54	12,38	303,29	15,74
	3.2 – MGB/IPH				
	3.2.1 - Q int	312,5	16,2	301,6	16,7
	3.2.2 - Q sub	54,5	2,8	137,5	7,6
	3.2.3 - Qint+Qsub	366,9	19	439,2	24,4
4. Técnicas de Regressão	4.1 – Modelo 1	365,9	19,4	503,22	26,7
	4.2 – Modelo 2	536,2	28,4	586,73	31,1
Média		393,66	20,49	482,52	26,42
Média sem BH2		361,34	18,83	456,91	25,05
Desvio-padrão		204,70	10,64	184,44	10,01
Desvio-padrão sem BH2		140,95	7,44	143,42	7,87
Mínimo		54,5	2,8	137,5	7,6
Máximo		1072,4	55,3	1020,3	55,2
Coef. de Variação		1,92	1,93	2,62	2,64

Uma recomendação comum na literatura é que a recarga deve ser estimada a partir de múltiplos métodos e os resultados comparados, mas, na realidade, a comparação dos resultados pode ser difícil devido às diferenças inerentes aos métodos (RISSER et al., 2005; KHAN et al., 2016). Embora haja esta dificuldade, é possível ter um conjunto de métodos que apresentam valores semelhantes ou que destoam dos valores médios. Os métodos aplicados para um mesmo período de tempo (1980-2017), cujos resultados são mostrados na Tabela 51, indicam uma média de 393,7 mm/ano para a bacia 1, representando cerca de 20,5% da precipitação total ocorrida, enquanto para bacia 2, a média encontrada foi de 483 mm/ano, cerca de 25% da precipitação. O desvio padrão para a bacia 1 foi de 204,7 enquanto que para a bacia 2, este valor correspondeu a 184 mm/ano. Os métodos também apresentaram média de 40 e 47% da vazão total, respectivamente para a bacia 1 e 2, demonstrando que a bacia 2 apresenta maior infiltração e conseqüentemente maior recarga, favorecida essencialmente pelas características de relevo e tipo de solo. Desconsiderando o maior valor, referente ao BH2, a média de recarga entre os métodos diminui para 361 mm/ano para a bacia 1 e 457 mm/ano para a bacia 2.

Apesar de possuir uma ordem de grandeza semelhante, há diferença significativa nos resultados encontrados, sendo que três métodos destoam muito da média: RORA, BH2 e Eckhardt. Entretanto, todos os métodos apresentam comportamento semelhante ao longo dos meses do ano, apresentando maiores taxas de recarga nos períodos úmidos (junho a outubro) e menores nos períodos secos (novembro a maio), ocorrendo também variação interanual devido às mudanças de precipitação ao longo dos anos. O modelo MGB permitiu simular a contribuição das taxas de recarga para o aquífero granular (solo) e o fraturado, mostrando desta forma, que a maior parte dos métodos de escoamento está indicando a contribuição de recarga para o aquífero do solo, também verificado nos resultados encontrados pelo método de variação dos níveis de água.

Neste sentido, os resultados indicam que o solo é um reservatório de maior importância para a recarga, mas que a maior parte da água é direcionada para os rios e não para o fraturado e que há necessidade de serem realizados estudos mais aprofundados para avaliar essa relação entre o aquífero do solo e o fraturado para poder entender melhor a dinâmica e os processos de recarga, uma vez que a estrutura do modelo é uma simplificação e não leva em consideração todas as características do solo real.

5.3 Modelo Conceitual

Com base no referencial bibliográfico pesquisado e os dados encontrados com os métodos empregados, foi elaborado o modelo conceitual do SASG na região de estudo, o qual envolve a recarga de aquíferos em duas etapas consecutivas, como mostram as Figura 92 e Figura 93.

A infiltração de parte da precipitação através do solo até alcançar a zona saturada do domínio granular em um primeiro instante, quando este existe e possui características que permitem armazenar água, denominada como recarga subsuperficial ou do aquífero do solo. Neste sentido é importante sua avaliação através dos métodos propostos para compreender sua influência no aquífero fraturado.

Uma parte da água infiltra no solo, mas pode não formar um aquífero, especialmente em profundidades menores ou em solos com baixa capacidade de armazenamento, sendo que essa água pode chegar nas fraturas e também recarregar o aquífero fraturado.

A infiltração da base da zona saturada do domínio granular até a superfície potenciométrica do domínio fissural em um segundo instante (recarga do domínio fissural).

Uma vez que ocorreu a percolação da água presente no solo, inicia-se a contribuição no aquífero fraturado. Destaca-se que esta contribuição é variável devido às características climáticas, topográficas, pedológicas, uso e cobertura do solo, que poderão auxiliar no entendimento da definição das áreas potenciais de recarga e descarga através de fontes e nascentes. Também é resultado do grau de fraturamento da rocha e da ocorrência de localização de fraturas abertas onde as estruturas subverticais passam a ter maior importância para os processos de recarga. Neste caso, em um primeiro momento, considera-se que a recarga é local e dependente dos fatores supracitados.

Áreas mais favoráveis à recarga se encontram em zonas com declividades baixas, que possuem vegetação, solo espesso (com presença de latossolos e/ou nitossolos), forma do terreno divergente e convexa, além de apresentarem relação com a densidade de lineamentos e de drenagem. Áreas mais íngremes e dissecadas possuem menores taxas de recarga,

O modelo conceitual considera apenas recarga direta não sendo abordado recarga indireta ou recarga ascendente por conexão de fraturas com outros aquíferos como o Sistema Aquífero Guarani (SAG).

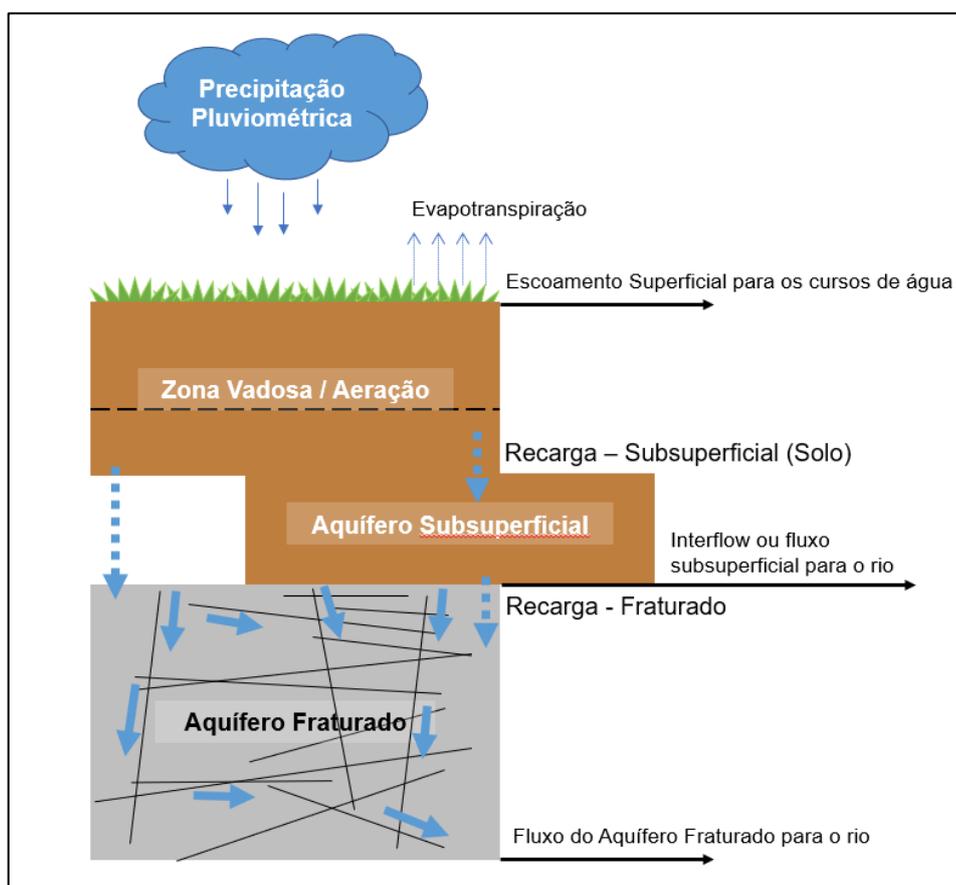


Figura 92 – Modelo Conceitual Geral de Recarga no SASG

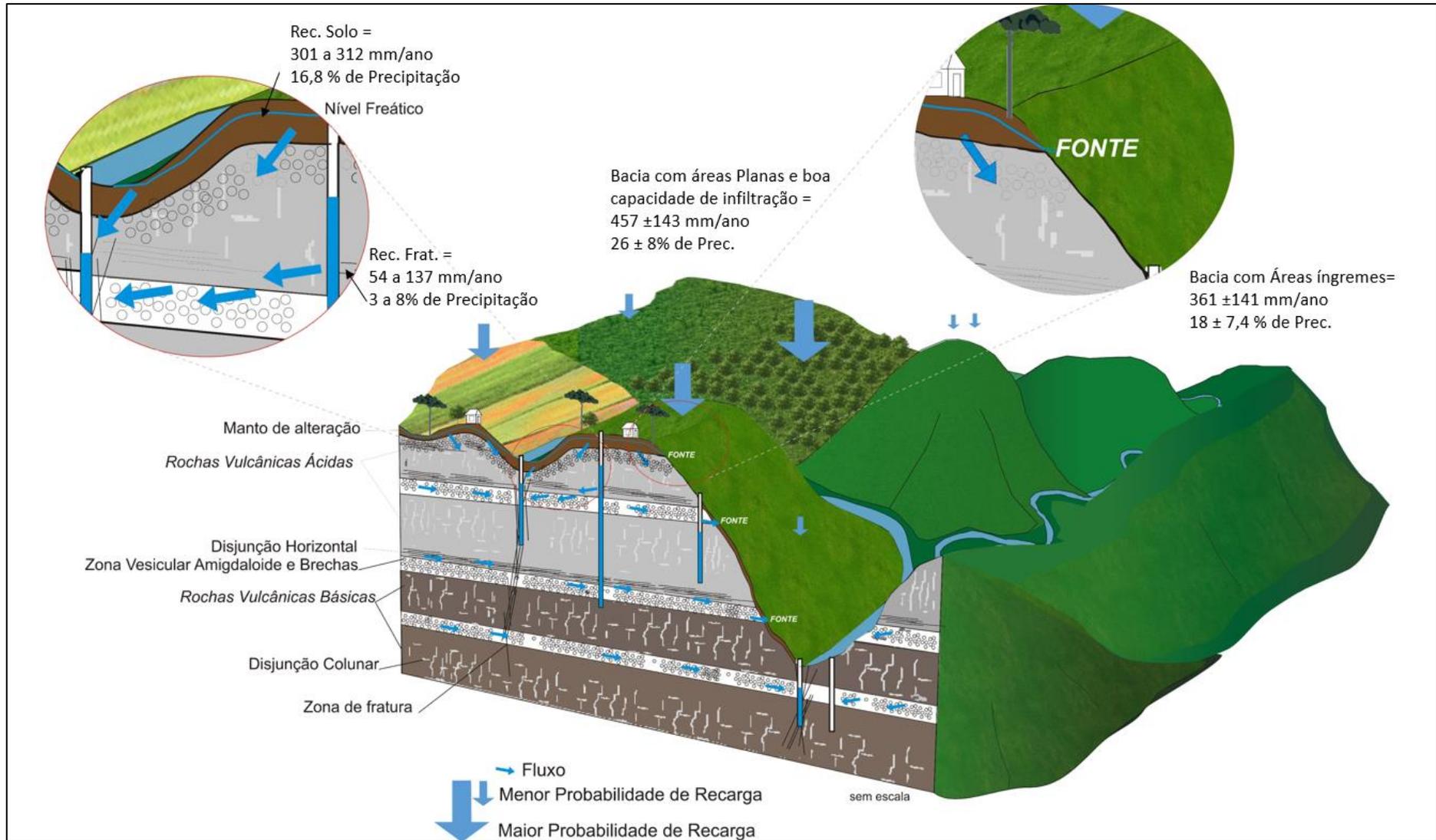


Figura 93 - Modelo conceitual de recarga no Sistema Aquífero Serra Geral considerando as feições de relevo e uso do solo

Em toda a extensão do SASG, um possível modelo de superfície potenciométrica baseada em trabalhos como o de Lousada e Campos (2005), modelo de superfície de equilíbrio aplicada (FAN, COLLISCHONN e REGINATO, 2014), e dados de níveis dos poços existentes e alguns monitorados, pode ser representado pela Figura 94 e Figura 95.

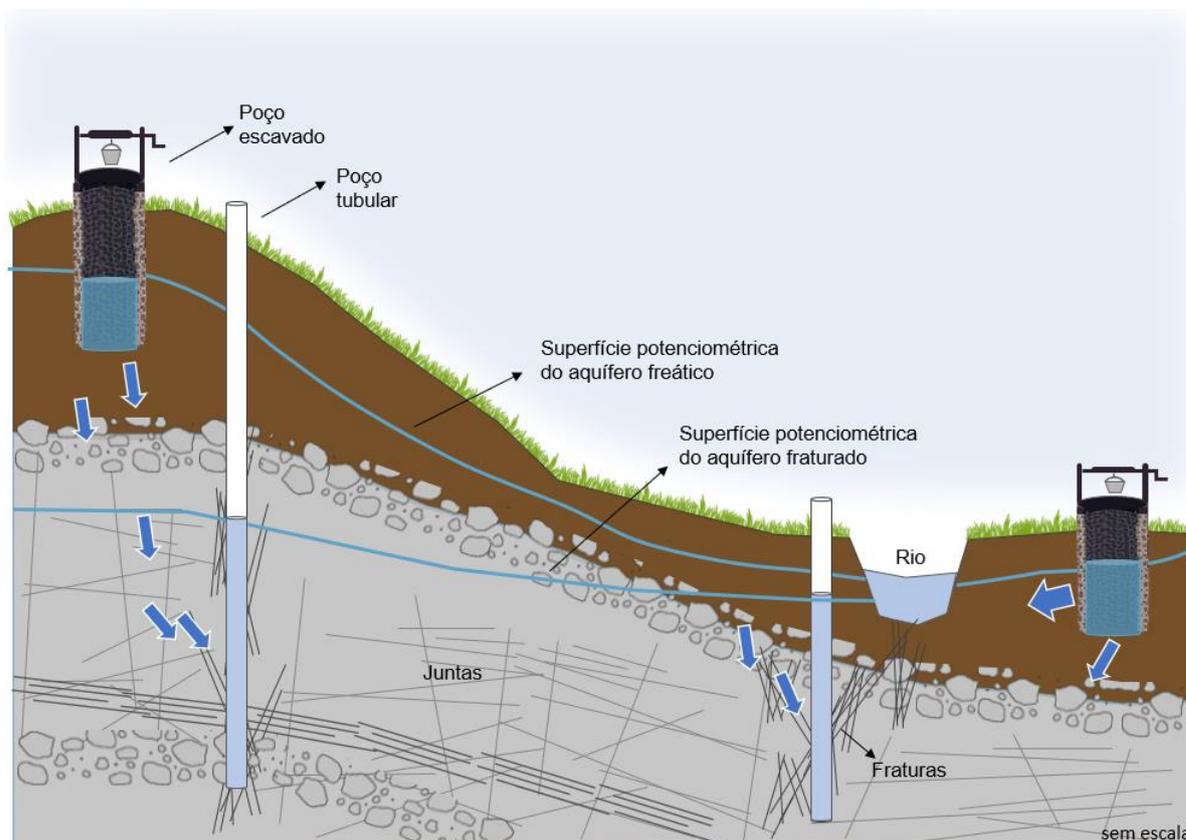


Figura 94 – Modelo conceitual de Recarga do SASG com interação aquífero granular (solo) – aquífero fraturado

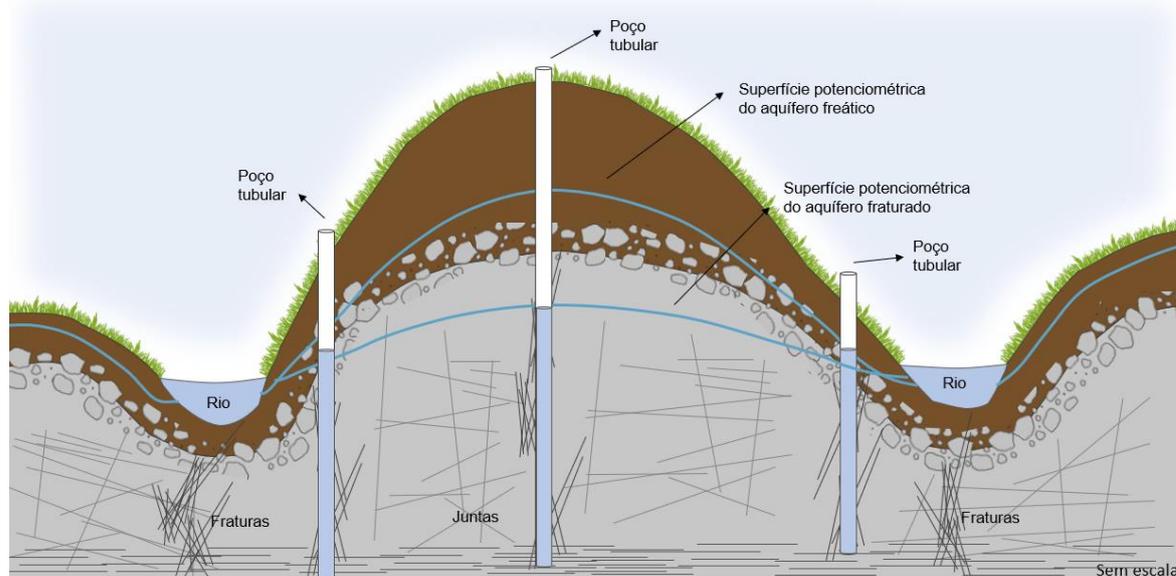


Figura 95 – Modelos de superfícies potenciométricas do SASG

O modelo considera duas superfícies potenciométricas, em que existe uma zona não saturada entre a base do aquífero granular poroso saturado (solo) e o topo da zona representada pelas fraturas saturadas. Neste modelo, o topo do aquífero fraturado coincidiria com os planos de descontinuidades como juntas, falhas e diáclases que compõe os reservatórios. Para o meio fraturado apresentar-se saturado, o aquífero freático deve ter carga hidráulica suficiente para iniciar a passagem da água do meio superior para as fraturas na rocha sã, sendo que nos meses chuvosos pode ocorrer a junção das zonas saturadas dos dois aquíferos. Nas regiões mais baixas e próximas aos cursos de água, os níveis dos dois aquíferos tendem a ser muito próximos, sendo que ambos passam a contribuir para a descarga nos rios.

Este modelo se sustenta na área de estudo do SASG considerando as variações dos níveis de água que são diferentes entre os dois compartimentos e possuem respostas distintas ao longo do período monitorado.

Entretanto, devem ser avaliadas outras regiões e os dados precisam ser refinados com um maior número de poços a serem monitorados e por um período de tempo maior, preferencialmente com utilização de poços existentes no sistema fraturado e do meio poroso. Isso possibilitará avaliar outras configurações dos modelos de superfícies potenciométricas que atualmente ainda não foram exploradas no SASG.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A necessidade de conhecimento sobre a quantidade de água subterrânea que está disponível para as diferentes atividades humanas a fim de melhorar sua gestão e uso, requer uma série de estudos, entre eles a estimativa de recarga. Este trabalho, desenvolvido em duas sub-bacias hidrográficas do Sistema Aquífero Serra Geral localizadas na Bacia Hidrográfica Taquari Antas, uma das maiores bacias do Estado do Rio Grande do Sul, abrangeu diferentes técnicas e métodos para a estimativa destes valores de recarga. Foram utilizados modelos de balanço hídrico, métodos de separação de escoamento, modelos de simulação hidrológica, análise de regressão e variação dos níveis de água. Considerações importantes sobre a aplicação de tais métodos são comentadas a seguir.

Os métodos de balanço hídrico apresentaram valores de recarga que variaram de 23 a 55% da precipitação total ocorrida nas bacias. Apesar de ser um método universal e adaptável que contabiliza a diferença entre entradas e saídas de uma bacia hidrográfica ou região, os resultados obtidos são muito dependentes das variáveis que compõe o balanço, como exemplo a evapotranspiração, que dependendo do método escolhido para sua estimativa, resultará em valores diferentes de estimativa de recarga.

Embora haja quantidade significativa de conhecimento especializado acumulado no campo da hidrologia de baixo fluxo nas últimas décadas, o entendimento de mecanismos específicos de geração de fluxo de base e a relevância de diferentes processos de ganhos e perdas para a ampla variedade de processos climáticos, topográficos e as condições geológicas permanecem bastante limitadas. Estas limitações são verificadas também ao se aplicar diferentes métodos de separação de escoamento, que resultaram em estimativas de recarga que variaram de 12 a 30% da precipitação da região. Ainda que os métodos possuam uma grandeza semelhante, estes também apresentam diferenças estatisticamente significativas. Sendo assim, para agrupar a maior variedade de recargas possíveis, recomenda-se a comparação da recarga com os diferentes métodos que agrupam os maiores valores (RORA, PART), métodos que possuem os menores valores (ECKHARDT, BFLOW) e os intermediários (HYSEP, Inverso). Outra abordagem útil, é comparar os resultados de dois métodos: um que calcula a potencial recarga que entra no sistema de águas subterrâneas (como por exemplo o método RORA) e outro que estima o fluxo de base deixando o sistema, baseado nos outros métodos de separação de escoamento.

Os modelos de simulação utilizados (SMAP e MGB) responderam de forma satisfatória aos dados de entrada, cujos resultados são semelhantes aos encontrados por outros métodos aplicados. A utilização do MGB permitiu simular a separação da água que atinge os diferentes aquíferos que posteriormente contribuem para o rio.

As variáveis independentes que podem ser extraídas de informações das diferentes bacias hidrográficas permitiram elaborar diferentes modelos de regressão para estimativa de recarga nas sub-bacias de estudo, os quais também apresentaram valores semelhantes aos outros métodos. Entretanto, os modelos precisam ser refinados quanto à utilização de outras variáveis nas diferentes bacias do SASG. A recarga baseada na regionalização de dados locais ou em escala de bacia deve ser usada com cautela para estimativas anuais de recarga em outros locais, pois os valores médios de precipitação, recarga e outras variáveis foram empregados para a elaboração de equações de regressão em regiões com características específicas.

Os resultados obtidos com todos os métodos aplicados neste estudo mostram claramente que as taxas de recarga variam sazonalmente e anualmente em qualquer local. Variações temporais de recarga são decorrentes de fatores como a quantidade, intensidade e duração da precipitação, taxas de evapotranspiração, entre outros. Mudanças no uso da terra, tais como práticas agrícolas, também podem afetar significativamente a recarga. Todos os métodos aplicados apresentam similaridade em relação ao comportamento intraanual e interanual. As maiores taxas de recarga são encontradas durante o período de inverno e primavera, que ocorrem nos meses de junho a outubro, e os menores valores entre os meses de novembro a maio. Também foram identificadas mudanças nas recargas anuais, as quais possuem forte relação com a precipitação ocorrida. As diferentes características das sub-bacias, principalmente em relação à configuração geomorfológica também representa diferenças entre os resultados encontrados, uma vez que na bacia com menor declividade foram observadas taxas de recarga superiores à bacia com maior declividade na ordem de 457 mm/ano, enquanto que na bacia com relevo mais íngreme as taxas são cerca de 362 mm/ano.

A despeito das várias limitações de cada um dos métodos aplicados neste estudo, todos mostraram que a bacia com características mais planas e solos com maior permeabilidade, possui as maiores taxas de recarga. Para a bacia 1, o conjunto de métodos formado pelo filtro inverso, PART e filtro digital de 1 parâmetro são mais próximos aos valores médios de todos os métodos aplicados, enquanto para a bacia 2, os métodos que estiveram mais próximos a esta medida de tendência central foram o método inverso, Q90/Q50 regional e HySEP2.

O método de variação dos níveis de água deve ser usado com cautela em locais de rocha fraturada e solo, devido à variabilidade da resposta do nível de água em poços de observação e à sensibilidade de recarga as quais podem levar a erros na sua estimativa, principalmente no que se refere ao rendimento específico, aos métodos para definição do ΔH , bem como intervalo de medições. Há a necessidade de que as estimativas de recarga sejam realizadas em múltiplos poços de observação, se possível.

Também foi aplicada a técnica de Análise Hierárquica Processual (AHP) para avaliação de áreas de recarga, que permitiu definir com certa adequabilidade as áreas com maior potencial de recarga, indicando que estas estão situadas principalmente nos altos topográficos, em regiões com menor declividade e curvatura de topo com características convexas e divergentes, principalmente associadas a solos mais profundos como os nitossolos ou latossolos. Convém ressaltar que as diferentes escalas dos Planos de Informação utilizados também influenciam nos resultados empregados pelo método.

Os resultados obtidos permitiram explicar um modelo conceitual do SASG na região, o qual explica que a recarga ocorre em dois momentos, sendo que a precipitação atinge o solo (aquífero granular) em um primeiro momento para posteriormente contribuir para a recarga do fraturado e que possivelmente estes possuem diferentes superfícies potenciométricas.

Os resultados obtidos são úteis no refinamento da informação sobre a estimativa de recarga, contribuindo para o entendimento do comportamento de um sistema aquífero relevante para o estado do Rio Grande do Sul, auxiliando em processos de gestão das águas subterrâneas. No entanto, são necessários estudos que possam contribuir para a continuidade desta pesquisa, refinando informações e contribuindo para o conhecimento dos processos hidrogeológicos da região.

7 RECOMENDAÇÕES DE ESTUDOS FUTUROS

Para subsidiar o refinamento dos dados e continuidade desta pesquisa são sugeridas outras abordagens que irão aprofundar e enriquecer este estudo de recarga no Sistema Aquífero Serra Geral, tais como:

- Utilizar diferentes métodos de separação de escoamento em outras bacias dos SASG, bem como avaliar a adequabilidade das curvas de recessão utilizadas na análise para separação dos escoamentos;
- Explorar múltiplos métodos para extração da recessão dos hidrogramas e a parametrização do modelo de armazenamento-escoamento;
- A análise de tendência de longo prazo do fluxo de base usando os resultados deste estudo é uma abordagem lógica para avaliar o efeito de vários fatores, como a mudança do uso da terra e alterações climáticas e sua influência nos recursos de água subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral;
- Analisar o efeito de escala (tamanho da bacia) de diferentes bacias hidrográficas localizadas no SASG quanto aos métodos utilizados para separação de escoamento;
- Empregar traçadores ambientais para auxílio na separação de escoamento subterrâneo e subsuperficial que possam contribuir com os resultados encontrados através de modelagem das bacias;
- Ampliar a rede amostral de variação de níveis de água em bacias com diferentes características e que contenham poços tubulares inseridos no aquífero fraturado e poços inseridos no aquífero granular;
- Aplicação de outros parâmetros como permeabilidade, textura e profundidade do solo, dados de transmissividade, precipitação, orientação e tamanho dos lineamentos, inclusive, testando outros pesos para todas as variáveis utilizadas e relações entre estas na avaliação de áreas potenciais de recarga;
- Incluir dados de levantamento de campo associados à geologia local a fim de proporcionar uma validação mais adequada das zonas potenciais de recarga;

- Avaliação das diferentes escalas de outros planos de informação utilizados para a determinação das áreas de recarga;
- Refinar o modelo conceitual estabelecido considerando uma rede amostral com maior número de poços tubulares inseridos no aquífero fraturado e no solo, a fim de identificar os diferentes comportamentos das superfícies potenciométricas de cada aquífero em períodos chuvosos e secos.

8 REFERÊNCIAS

- ABBOTT, M. D.; LINI, A.; BIERMAN, P. R. $\delta^{18}\text{O}$, δD and 3H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 228, n. 1–2, p. 101–112, 2000.
- ADAMS, Shafick; TITUS, R.; XU, Y. **Groundwater recharge assessment of the basement aquifers of central Namaqualand**. 2003. PhD Thesis - University of the Western Cape, [s. l.], 2003.
- AESCHBACH-HERTIG, W. et al. A $3\text{H}/3\text{He}$ study of ground water flow in a fractured bedrock aquifer. **Groundwater**, [s. l.], v. 36, n. 4, p. 661–670, 1998.
- AHIABLAME, Laurent et al. Estimation of annual baseflow at ungauged sites in Indiana USA. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 476, p. 13–27, 2013.
- AKSOY, Hafzullah; KURT, Ilker; ERIS, Ebru. Filtered smoothed minima baseflow separation method. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 372, n. 1–4, p. 94–101, 2009.
- AKSOY, Hafzullah; WITTENBERG, Hartmut. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. **Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques**, [s. l.], v. 56, n. 2, p. 226–237, 2011.
- ALBUQUERQUE, Ana CLS; CHAVES, Henrique ML. Estimativa de recarga da bacia do Rio das Fêmeas através de métodos manuais e automáticos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s. l.], v. 15, n. 11, p. 1123–1130, 2011.
- ALCALÁ, Francisco J.; CUSTODIO, Emilio. Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 28, n. 2, p. 218–236, 2014.
- ALEMAYEHU, Tewodros et al. Multi-proxy approach ($2\text{H}/\text{H}$, $18\text{O}/16\text{O}$, $13\text{C}/12\text{C}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) for the evolution of carbonate-rich groundwater in basalt dominated aquifer of Axum area, northern Ethiopia. **Chemie der Erde-Geochemistry**, [s. l.], v. 71, n. 2, p. 177–187, 2011.
- ALLASIA, Daniel Gustavo et al. Large basin simulation experience in South America. **IAHS PUBLICATION**, [s. l.], v. 303, p. 360, 2006.
- ALLEN, Richard G. et al. Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. In: 1991, **Anais...** : ASCE, 1991.
- ALLOCCA, V. et al. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 529, p. 843–853, 2015.
- ARIHOOD, Leslie D.; GLATFELTER, Dale R. **Method for estimating low-flow characteristics of ungauged streams in Indiana**. [s.l.] : United States Government Printing Office, 1991.

ARNOLD, J. G. et al. Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. **Ground Water**, [s. l.], v. 33, n. 6, p. 1010–1018, 1995.

ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment part i: model development. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 34, n. 1, p. 73–89, 1998.

ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 35, n. 2, p. 411–424, 1999.

ATHAYDE, Gustavo Barbosa; ATHAYDE, Camila de Vasconcelos Müller; FILHO, Ernani Francisco da Rosa. Compartimentação hidroestrutural e aptidões químicas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 42, n. s1, 2012.

BALEK, J. Groundwater recharge concepts. *In*: SIMMERS, C. (Ed.). **Estimation of natural groundwater recharge**. Dordrecht: Reidel, 1998. p. 3-9.

BARLOW, Paul M. et al. U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox, a graphical and mapping interface for analysis of hydrologic data (Version 1.0) — User guide for estimation of base flow, runoff, and groundwater recharge from streamflow data. **U.S. Geological Survey Techniques and Methods**, [s. l.], n. book 3, chap. B10, p. 27, 2015.

BARRETO, A. B. C. **Avaliação de Recarga e de Sustentabilidade de Recursos Hídricos Subterrâneos de uma Micro-bacia usando Modelagem Numérica**. 2010. 211 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

BARRETO, C. E. A. G. **Balanço hídrico em zona de afloramento do sistema aquífero guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa**. 2006. 249 p. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Carlos, São Carlos, 2006.

BATELAAN, O., DE SMEDT, F. Wetspass: a flexible, GIS based, distributed recharge methodology for regional groundwater modelling. *In*: Gehrels, H., Peters, J., Hoehn, E., Jensen, K., Leibundgut, C., Griffioen, J., Webb, B., Zaadnoordijk, W.-J. (Eds.), **Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics**, vol. Publ. No. 269. IAHS, Wallingford, 2001, pp. 11–17.

BEAR, J.; BELJIN, M. S.; ROSS, R. R. **Fundamentals of Ground-Water Modeling**. Environmental Protection Agency (EPA): Groundwater Issue, 1992.

BEAR, Jacob. **Hydraulics of groundwater**. London; New York: McGraw-Hill International Book Co, 1979.

BETTÚ, Daniel Fabian et al. Compartimentação estrutural e conectividade dos sistemas aquíferos Caiuá e Serra Geral no Noroeste do Paraná - Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 24, n. 3, p. 393–409, 2006.

- BETIOLLO, L. M. **Caracterização estrutural, hidrogeológica e hidroquímica dos sistemas aquíferos Guarani e Serra Geral no nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil.** 2006. 117 p. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, 2006.
- BLACKBURN, G.; MCLEOD, S. Salinity of atmospheric precipitation in the Murray-Darling drainage division, Australia. **Soil Research**, [s. l.], v. 21, n. 4, p. 411, 1983.
- BOCKGARD, N.; NIEMI, A. Role of Rock Heterogeneity on Lateral Diversion of Water Flow at the Soil-Rock Interface. **Vadose Zone Journal**, [s. l.], v. 3, n. 3, p. 786–795, 2004.
- BORGES, Vinícius Menezes et al. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 31, n. 4, p. 338, 2017.
- BORTOLIN, T.A. **Padrões Hidroquímicos e Isotópicos do Sistema Aquífero Serra Geral no município de Carlos Barbosa, Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul.** 2014. 119 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2014.
- BOSCH, David D. et al. Temporal variations in baseflow for the Little River experimental watershed in South Georgia, USA. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, [s. l.], v. 10, p. 110–121, 2017.
- BOUCHAOU, L. et al. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 352, n. 3–4, p. 267–287, 2008.
- BOUSSINESQ, J. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des 252 sources. **Journal de Mathématiques Pures et Appliquées**. 10, 5–78, 1904.
- BREDEHOEFT, John. The conceptualization model problem?surprise. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 37–46, 2005.
- BRESCIANI, E. et al. Spatial variability of chloride deposition in a vegetated coastal area: Implications for groundwater recharge estimation. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 519, p. 1177–1191, 2014.
- BRUTSAERT, Wilfried; NIEBER, John L. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 13, n. 3, p. 637–643, 1977.
- BUMA, Willibroad; LEE, Sang-II. Investigating the Changes within the Lake Chad Basin Using GRACE and LANDSAT Imageries. **Procedia Engineering**, [s. l.], v. 154, p. 403–405, 2016.

CARVALHO, Vinicius et al. Estimativa da Recarga em uma Sub-bacia Hidrográfica Rural Através do Método da Variação do Nível D-Água (VNA). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 271–280, 2014.

CARVALHO, A. M. **Modelagem numérica como ferramenta para a gestão das águas subterrâneas em São José do Rio Preto, SP**. 2013. 170 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

CAI, Zuansi; OFTERDINGER, Ulrich. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 535, p. 71–84, 2016.

CASTANY, G.; CASTANY, G.; JULIÁ, Juan Ramón. **Prospección e explotación de las aguas subterráneas**. Barcelona: Ediciones Omega, 1975.

CARDOZO, C. L., LIMA, L. A., ALVES, L. F., NERES, A. O.; MENEZES, J. M. Uso de Geotecnologias e Análise de Multicritério para Mapeamento de Recarga Hidrogeológica da Região Sul Fluminense do RJ. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, 15., 2011, Curitiba. **Anais [...]**. INPE, 2011 p.3835.

CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLOS (BRAZIL) (ED.). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: Serviço de Produção de Informação, 1999.

SANTOS, Humberto Gonçalves Dos; EMBRAPA. CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLOS. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

CLARK, I.D.; ARAVENA, R. **Environmental Isotopes in Ground Water Resource and Contaminant Hydrogeology**. San Diego: NGWA, 2005. 103p.

CHACHADI, A. G. New Indicator Based Method SALDIT for Delineation of Natural Groundwater Recharge Areas. **Aquatic Procedia**, [s. l.], v. 4, p. 649–659, 2015.

CHAPMAN, Tom. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 13, n. 5, p. 701–714, 1999.

CHARRON, Christian; OUARDA, Taha B. M. J. Regional low-flow frequency analysis with a recession parameter from a non-linear reservoir model. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 524, p. 468–475, 2015.

CHEN, Wei-Ping; LEE, Cheng-Haw. Estimating ground-water recharge from streamflow records. **Environmental Geology**, [s. l.], v. 44, n. 3, p. 257–265, 2003.

CHERKAUER, Douglas S.; ANSARI, Sajjad A. Estimating Ground Water Recharge from Topography, Hydrogeology, and Land Cover. **Ground Water**, [s. l.], v. 43, n. 1, p. 102–112, 2005.

CHILTON, P. J.; FOSTER, S. S. D. Hydrogeological Characterization And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 3, n. 1, p. 36–49, 1995.

CHOW, Ven Te. **Open-channel hydraulics**. Reissued ed. Boston, Mass.: McGraw-Hill, 1988.

CHOW, Ven Te; MAIDMENT, David R.; MAYS, Larry W. **Applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1988.

CLARK, Ian D.; FRITZ, P. **Environmental isotopes in hydrogeology**. Boca Raton, FL: CRC Press/Lewis Publishers, 1997.

CHOW, VEN TE; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Hidrología aplicada**. NY: McGraw-Hill, 1994.

CHOWDHURY, Alivia; JHA, Madan K.; CHOWDARY, V. M. Delineation of groundwater recharge zones and identification of artificial recharge sites in West Medinipur district, West Bengal, using RS, GIS and MCDM techniques. **Environmental Earth Sciences**, [s. l.], v. 59, n. 6, p. 1209–1222, 2010.

CLARK, Ian D.; FRITZ, P. **Environmental isotopes in hydrogeology**. Boca Raton, FL: CRC Press/Lewis Publishers, 1997.

COELHO, Victor; ALMEIDA, Cristiano; SILANS, Alain. Análise da Flutuação do Nível D'água para Estimativa da Recarga Subterrânea da Bacia Representativa do Rio Gramame no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 17, n. 2, p. 241–252, 2012.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 270 p. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, Walter et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007.

COLLISCHONN, Walter; FAN, Fernando Mainardi. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter: DEFINING PARAMETERS FOR ECKHARDT'S DIGITAL BASEFLOW FILTER. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 27, n. 18, p. 2614–2622, 2013.

CONICELLI, B. P. Gestão das Águas Subterrâneas na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (SP). 2014. 163 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

COOK, P. G. et al. Groundwater ages in fractured rock aquifers. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 308, n. 1–4, p. 284–301, 2005.

COOK, P. G.; ROBINSON, N. I. Estimating groundwater recharge in fractured rock from environmental ^3H and ^{36}Cl , Clare Valley, South Australia. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 38, n. 8, p. 11-1-11–13, 2002.

COOK, P. G.; HERCZEG, A. L. **Groundwater chemical methods for recharge studies**. Australia: CSIRO, 1998.

COSTA, Fernanda; BACELLAR, Luis. Caracterização Hidrogeológica de Aquíferos a Partir do Fluxo de Base. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 15, n. 3, p. 173–183, 2010.

CONGALTON, R; MEAD, R., A Quantitative Method to Test for Consistency and Correctness in Photointerpretation. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, [s. l.], v. 49, n. 1, p. 69-74, 1983.

COUTAGNE, Aimé. MÉTÉOROLOGIE ET HYDROLOGIE - Etude générale des débits et des facteurs qui les conditionnent. **La Houille Blanche**, [s. l.], n. 3, p. 228–245, 1948.

CPRM. **Mapeamento geológico integrado da bacia hidrográfica do Guaíba: carta geológica: FolhaSH.22-V-D – Caxias do Sul**. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Porto Alegre (Brasil), 2010

CROSBIE, R. S. et al. Can the dataset of field based recharge estimates in Australia be used to predict recharge in data-poor areas? **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 14, n. 10, p. 2023–2038, 2010.

CROSBIE, Russell S.; BINNING, Philip; KALMA, Jetse D. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method: INFERRING GROUNDWATER RECHARGE. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 41, n. 1, 2005.

DANIEL, C.C.. **Ground-water recharge to the regolith- fractured crystalline rock aquifer system**. Orange County, North Carolina: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96–4220, 59 p, 1996.

DAVIS, S. N. **Hidrogeology**. New York: 1966.

DE VRIES, Jacobus J.; SIMMERS, Ian. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.

DELIN, Geoffrey N. et al. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 334, n. 1–2, p. 231–249, 2007.

DELIN, Geoffrey N.; HERKELRATH, William N. USE OF SOIL MOISTURE PROBES TO ESTIMATE GROUND WATER RECHARGE AT AN OIL SPILL SITE. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 41, n. 6, p. 1259–1277, 2005.

DELOTTIER, H. et al. Estimating groundwater recharge uncertainty from joint application of an aquifer test and the water-table fluctuation method. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 26, n. 7, p. 2495–2505, 2018.

DENG, Zijuan et al. Canopy enhanced chloride deposition in coastal South Australia and its application for the chloride mass balance method. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 497, p. 62–70, 2013.

DEWANDEL, B. et al. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 274, n. 1–4, p. 248–269, 2003.

DIAS, F.A. **Caracterização Estrutural e Hidrogeológica do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) na região de Carlos Barbosa (RS)**. 2013. 58 p. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2013.

DIAS, J.P.R.V. **Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio da precipitação e sua relação com as águas subterrâneas na cidade de São Paulo**. 2005. 98 p. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2005.

DISSELDORP, D., YEE, M., MONERRIS, A., WALKER, J.. A temporal stability analysis of the Australian SMAP mission validation site. In: International Congress on Modelling and Simulation, 20., 2013. **Proceedings [...]** Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, Adelaide, p. 2869–2875, 2013.

DIGGLE, P. J. Time Series: A Biostatistical Introduction. **Biometrics**, [s. l.], v. 49, n. 4, p. 1286, 1993.

DÖLL, Petra. Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. **Environmental Research Letters**, [s. l.], v. 4, n. 3, p. 035006, 2009.

DUTRA, T. O. **Avaliação da exploração de poços tubulares, no sistema aquífero serra geral, por sistema de monitoramento automatizado**. 2016. 152 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2016.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 352, n. 1–2, p. 168–173, 2008.

EDDY-MILLER, C.A., CONSTANTZ, JIM, WHEELER, J.D., CALDWELL, R.R., BARLOW, J.R.B., Demonstrating usefulness of real-time monitoring at streambank wells coupled with active streamgages—Pilot studies in Wyoming, Montana, and Mississippi: U.S. **Geological Survey Fact Sheet 2012–3054**, 6 p., 2012.

EDMUNDS, W. M.; GAYE, C. B. Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 156, n. 1–4, p. 47–59, 1994.

EILERS, V.H.M. Estimativa de Recarga de Águas Subterrâneas Utilizando o Método do Balanço Hídrico. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13., 2004, Cuiabá. **Anais [...]**. ABAS, Cuiabá, 2004.

EMBRAPA. Documentos 263 - **Evapotranspiração-Uma Revisão sobre os Métodos Empíricos**. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária Embrapa Arroz e Feijão Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 2010.

FAMIGLIETTI, J. S. The global groundwater crisis. **Nature Climate Change**, [s. l.], v. 4, n. 11, p. 945–948, 2014.

FAN, Fernando; COLLISCHONN, Walter; REGINATO, Pedro. Simulação da Superfície de Equilíbrio de Água Subterrânea Aproximada em Escala Regional. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 19, n. 3, p. 263–276, 2014.

FAN, Fernando; MELLER, Adalberto; COLLISCHONN, Walter. Incorporação de filtro numérico de separação de escoamento na assimilação de dados para previsão de vazões utilizando modelagem hidrológica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 20, n. 2, p. 472–483, 2015.

FAN, Ying; MIGUEZ-MACHO, Gonzalo. A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. **Climate Dynamics**, [s. l.], v. 37, n. 1–2, p. 253–278, 2011.

FÁVERO, L.P; BELFIORE, P. **Análise de Dados: Técnicas Multivariadas Exploratórias com SPSS e STATA**. Elsevier Editora, 2017.

FELIPPE, Miguel. F. ; MAGALHAES JR., A. P. . Espacialização e classificação de topos como zonas preferenciais de recarga natural de aquíferos: o caso de Belo Horizonte MG. **Geografias (UFMG)**, v. 5, p. 67-82, 2009.

FENN,D. HANLEY, K., DE GEARE, T. **Use of the Water Balance Method for predicting leachate generation from solid waste disposal sites**. US Environmental Protection Agency Report. 1975.

FERNANDES, Amélia João. Aquíferos fraturados: uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. **Revista do Instituto Geológico**, [s. l.], v. 29, n. 1–2, p. 49–72, 2008.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. 4th ed ed. Upper Saddle River, N.J: Prentice Hall, 2001.

FINKLER, Nicolás Reinaldo et al. Qualidade da água superficial por meio de análise do componente principal. **Rev. Ambient. Água**, Taubaté , v. 10, n. 4, p. 782-792, 2015.

FLEISCHMANN, Ayan et al. Modelling hydrologic and hydrodynamic processes in basins with large semi-arid wetlands. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 561, p. 943–959, 2018.

FLORES, C. A. et al. **Solos da Região da Serra Gaúcha-RS**. Projeto Zoneamento Vitivinícola do Estado do Rio Grande do Sul. EMBRAPA/UFRGS/IBRAVIN. 2006.

FOSTER S. S. D. Groundwater Systems in the Humid Tropics. *In: Hydrology and Water Management in the Humid Tropics: hydrological Research Issues and Strategies for Water Management*. Cambridge: University, 1993.

FOSTER, S. S. D.; CHILTON, P. J. Groundwater: the processes and global significance of aquifer degradation. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences**, [s. l.], v. 358, n. 1440, p. 1957–1972, 2003.

REBOUÇAS, Aldo Da Cunha; FRAGA, Carlos Gilberto. Hidrogeologia das rochas vulcânicas do Brasil. **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 12, n. 1, 1988.

FREEZE R. A.; CHERRY J. A. **Groundwater**. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey., 1979.

FREITAS, S. M. A. C. Aplicação e técnicas de quantificação da Infiltração e da recarga de aquíferos do alto Rio das velhas (MG). 2010 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, 2010.

FREITAS, M. A. de; CAYE, B. R.; MACHADO, J. L. F. **Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI. 2002.

FREITAS, M. A. E MACHADO, J. L. F. Hydrochemistry of Serra Geral Aquifer In Western Santa Catarina State. JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 1.2000. **Anais [...]**. Fortaleza, 2000.

FREITAS, Marcos et al. Avaliação do Potencial Hidrogeológico, Vulnerabilidade Intrínseca e Hidroquímica do Sistema Aquífero Serra Geral no Noroeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 17, n. 2, p. 31–41, 2012.

GARCÍA, M. Gabriela et al. Sources of dissolved REE in mountainous streams draining granitic rocks, Sierras Pampeanas (Córdoba, Argentina). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [s. l.], v. 71, n. 22, p. 5355–5368, 2007.

GBUREK, William J.; FOLMAR, Gordon J. A groundwater recharge field study: site characterization and initial results. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 13, n. 17, p. 2813–2831, 1999.

GEBERT, Warren A. et al. Use of Streamflow Data to Estimate Base Flow/Ground-Water Recharge For Wisconsin1: Use of Streamflow Data to Estimate Base Flow/Ground-Water Recharge for Wisconsin. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 43, n. 1, p. 220–236, 2007.

GEBERT, Warren A.; KRUG, William R. STREAMFLOW TRENDS IN WISCONSIN'S DRIFTLESS AREA. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 32, n. 4, p. 733–744, 1996.

GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: evaluation based on in situ and spatial altimetry data. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 24, n. 22, p. 3219–3236, 2010.

GODOY, M.M; BINOTTO, R. B.; WILDNER, W., **Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul**. CPRM, 2011. Disponível em:
<http://www.cprm.gov.br/publique/media/gestao_territorial/geoparques/canions/creditos.html>
> Acesso em: Mar. 2016.

GOMES, F.E.M. Geoprocessamento em Ambiente SIG aplicado à Hidrogeologia. *In*: FEITOSA, A.C. (org.) **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3 ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID. 2008.

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

GRAHAM, D. N., BUTTS, M. B.; FREVERT, D. K. Flexible integrated watershed modeling with MIKE SHE. *In*: **Watershed Models**, ed. V. P. Singh and D. K. Frevert. Boca Raton, Florida: CRC Press. 2006.

GREEN, C.; VANGRIENSVEN, A. Autocalibration in hydrologic modeling: Using SWAT2005 in small-scale watersheds. **Environmental Modelling & Software**, [s. l.], v. 23, n. 4, p. 422–434, 2008.

GRISMER, Mark E.; BACHMAN, S.; POWERS, T. A comparison of groundwater recharge estimation methods in a semi-arid, coastal avocado and citrus orchard (Ventura County, California). **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 14, n. 14, p. 2527–2543, 2000.

GUAN, H. et al. Factors influencing chloride deposition in a coastal hilly area and application to chloride deposition mapping. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 14, n. 5, p. 801–813, 2010.

GUSTAFSSON, M.R., HALLGREN LARSSON, E., Spatial and temporal patterns of chloride deposition in Southern Sweden. **Water Air Soil Pollut.** v. 124 (3–4), p. 345– 369, 2000.

HAGEDORN, Benjamin et al. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3H chemistry. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 409, n. 3–4, p. 650–662, 2011.

HALFORD, Keith J.; MAYER, Gregory C. Problems Associated with Estimating Ground Water Discharge and Recharge from Stream-Discharge Records. **Ground Water**, [s. l.], v. 38, n. 3, p. 331–342, 2000.

HALFORD, K.J., Discussion on “Update on the use of the RORA program for recharge estimation,” Al Rutledge: **Ground Water**, v. 46, n. 1, p. 10–11., 2008.

HALL, F. R. Base-flow recessions: a review. **Water Resources Research**, v. 4, n. 5, p. 973–983, 1968.

HAUSMAN, A. Comportamento do freático nas áreas basálticas do Rio Grande do Sul. **Boletim Paranense de Geografia**. nº18. 20 p. 177-215., 1966.

HAUSMAN, A. Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul, RS. Estudos Tecnológicos: **Acta Geológica Leopoldensia**, Série Mapas. nº 2. P.1-127, 1995.

- HEALY, R. W. **Estimating groundwater recharge**. RU: Cambridge University Press, 2010. 245 p.
- HEPPNER, C.S., NIMMO, J.R., 2005. A computer program for predicting recharge with a master recession curve. **US Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5172**, 2005. 8p.
- HEPPNER, Christopher S. et al. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 15, n. 5, p. 915–927, 2007.
- HELSEL, D. R. AND HIRSCH, R. M. **Statistical Methods in Water Resources**. US Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, Book 4, Chapter A3., 2002.
- HENRY, Chris M.; ALLEN, Diana M.; HUANG, Jianliang. Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 19, n. 4, p. 741–755, 2011.
- HERLINGER, R. ; VIERO, A. P. Estimativa da recarga do aquífero Coxilha das Lombas através do método balanço de cloretos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13., 2004, Cuiabá. **Anais [...]** São Paulo, ABAS, 2004.
- HALL, David W.; RISSER, Dennis W. EFFECTS OF AGRICULTURAL NUTRIENT MANAGEMENT ON NITROGEN FATE AND TRANSPORT IN LANCASTER COUNTY PENNSYLVANIA. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 55–76, 1993.
- HOSONO, Takahiro et al. Multiple isotope (H, O, N, S and Sr) approach elucidates complex pollution causes in the shallow groundwaters of the Taipei urban area. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 397, n. 1–2, p. 23–36, 2011.
- HILL, M. C. **Methods and guidelines for effective model calibration**. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98–4005, 1998.
- HILL, M. C., TIEDEMAN, C. R. **Effective Groundwater Model Calibration**. Hoboken, NJ: John Wiley and Sons, Inc., 2007.
- HIRATA, Ricardo C. A.; FERREIRA, Luciana M. R. Os aquíferos da bacia hidrográfica do Alto Tietê: disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 31, n. 1, p. 43–50, 2001.
- JAIN, Sharad K.; SUDHEER, K. P. Fitting of Hydrologic Models: A Close Look at the Nash–Sutcliffe Index. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s. l.], v. 13, n. 10, p. 981–986, 2008.
- JAMES, E. R. et al. The use of temperature and the isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent of groundwater flow. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 237, n. 1–2, p. 100–112, 2000.

JEELANI, Gh.; BHAT, Nadeem A.; SHIVANNA, K. Use of $\delta^{18}\text{O}$ tracer to identify stream and spring origins of a mountainous catchment: A case study from Liddar watershed, Western Himalaya, India. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 393, n. 3–4, p. 257–264, 2010.

INSTITUTE OF HYDROLOGY, **Research report, v. 1 of Low flow studies**: Wallingford, United Kingdom, Institute of Hydrology, 1980. 42 p.

JOHNSON, A. I. **Specific yield: compilation of specific yields for various materials**. US Geological Survey Water-Supply Paper 1662-D., 1967.

JOLLIFFE, I. T. **Principal component analysis**. 2 ed. New York: Springer-Verlag, 2002. 487 p

KALIRAJ, S.; CHANDRASEKAR, N.; MAGESH, N. S. Identification of potential groundwater recharge zones in Vaigai upper basin, Tamil Nadu, using GIS-based analytical hierarchical process (AHP) technique. **Arabian Journal of Geosciences**, [s. l.], v. 7, n. 4, p. 1385–1401, 2014.

KEYWOOD, M. D. et al. The accession of chloride to the western half of the Australian continent. **Soil Research**, [s. l.], v. 35, n. 5, p. 1177, 1997.

KIRCHNER, James W. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward: **Water Resources Research**, [s. l.], v. 45, n. 2, 2009.

KREŠIĆ, Neven. **Hydrogeology and groundwater modeling**. 2nd ed ed. Boca Raton: CRC Press, 2007.

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

KUNDZEWICZ, Zbigniew W.; DÖLL, Petra. Will groundwater ease freshwater stress under climate change? **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 54, n. 4, p. 665–675, 2009.

SARAVANA KUMAR, U. et al. Environmental isotopes investigation on recharge processes and hydrodynamics of the coastal sedimentary aquifers of Tiruvadanai, Tamilnadu State, India. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 364, n. 1–2, p. 23–39, 2009.

KUNZLER, J. C. S. **Estimativa da recarga da bacia sedimentar do rio do Peixe através da modelagem matemática do fluxo subterrâneo**. 2007. 86 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Campina Grande. São Paulo, 2007.

LABAUGH, James W.; ROSENBERRY, Donald O.; WINTER, Thomas C. Groundwater contribution to the water and chemical budgets of Williams Lake, Minnesota, 1980–1991. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, [s. l.], v. 52, n. 4, p. 754–767, 1995.

LADEKARL, U. L. et al. Groundwater recharge and evapotranspiration for two natural ecosystems covered with oak and heather. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 300, n. 1–4, p. 76–99, 2005.

- LAROCQUE, M. et al. Groundwater contribution to river flows – using hydrograph separation, hydrological and hydrogeological models in a southern Quebec aquifer. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, [s. l.], v. 7, n. 5, p. 7809–7838, 2010.
- LEE, Kwang-Sik; WENNER, David B.; LEE, Insung. Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 222, n. 1–4, p. 65–74, 1999.
- LENHART, T. et al. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, [s. l.], v. 27, n. 9–10, p. 645–654, 2002.
- LEAVESLEY, G.H., LICHTY, R.W., TROUTMAN, B.M., AND SAINDON, L.G., **Precipitation-runoff modeling system-User's manual**. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4238, 1983, 207 p.
- LERNER DN; ISSAR AS; SIMMERS I. **Groundwater recharge**. A guide to understanding and estimating natural recharge. Int Contrib Hydrogeol Verlang Heinz Heise 8, 1990. 345 p.
- LIANG, Xu et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 99, n. D7, p. 14415, 1994.
- LIM, Kyoung Jae et al. AUTOMATED WEB GIS BASED HYDROGRAPH ANALYSIS TOOL, WHAT. **Journal of the American Water Resources Association**, [s. l.], v. 41, n. 6, p. 1407–1416, 2005.
- LIMA, L.A. DE. **Vulnerabilidade Geral de Aquíferos Fraturados: Bacia Hidrográfica do Rio São Domingos – São José de Ubá/RJ**. 2009. 118p. Dissertação de Mestrado (Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro. 2009.
- LINSLEY, Ray K.; KOHLER, Max Adam; PAULHUS, Joseph L. H. **Hydrology for engineers**. 3rd ed. New York: McGraw-Hill, 1982.
- LISBOA, N.A. **Fácies, estratificações hidrogeoquímicas e seus controladores geológicos, em unidades hidrogeológicas do sistema aquífero Serra Geral, na bacia do Paraná, Rio Grande do Sul**. 1996. 135 p. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1996.
- LISBOA, N.A.. Compartimentação Hidrogeológica e Diferenciação Hidrogeoquímica em Aquíferos do Extremo Sul do Planalto Meridional do Rio Grande do Sul. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10, Gramado/RS, 1993. **Anais [...]**. Gramado, 1993. p.539-548.
- LO RUSSO, Stefano et al. Chloride profile technique to estimate water movement through unsaturated zone in a cropped area in subhumid climate (Po Valley—NW Italy). **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 270, n. 1–2, p. 65–74, 2003.

- LOHEIDE, Steven P.; BUTLER, James J.; GORELICK, Steven M. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 41, n. 7, 2005.
- LONGOBARDI, Antonia; VILLANI, Paolo. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 355, n. 1–4, p. 63–75, 2008.
- LOBO-FERREIRA, J. P. Mathematical model for the evaluation of the recharge of aquifers in semiarid regions with scarce (lack) hydrogeological data. In: EUROMECH, 143., 1981, Rotterdam. **Proceedings...** Rotterdam: [s.n.], 1981.
- LOPES JEG, BRAGA BPF & CONEJO JGL. SMAP – A simplified hydrologic model. Applied modelling in catchment hydrology/ Ed. V.P. Singh. **Water Resources Publication**, Littleton, Colorado, USA, 167–176 p., 1982.
- LOOPER, Jonathan P.; VIEUX, Baxter E. An assessment of distributed flash flood forecasting accuracy using radar and rain gauge input for a physics-based distributed hydrologic model. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 412–413, p. 114–132, 2012.
- LORENZ, David L.; DELIN, Geoffrey N. A Regression Model to Estimate Regional Ground Water Recharge. **Ground Water**, [s. l.], v. 45, n. 2, p. 196–208, 2007.
- LOUSADA, Enéas Oliveira; CAMPOS, José Elói Guimarães. PROPOSTA DE MODELOS HIDROGEOLÓGICOS CONCEITUAIS APLICADOS AOS AQUÍFEROS DA REGIÃO DO DISTRITO FEDERAL. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 35, n. 3, p. 407–414, 2005.
- LUCAS, M. C. **Influência da precipitação e do uso do solo sobre a taxa de recarga em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. 2012. 155 p. Dissertação. Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
- LYNE, V.D., HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall runoff modeling. **Hydro. and Water Resources Symposium Institution of Engineers**, Perth, Australia, pp. 89–92, 1979.
- MATTIUZI, Camila Dalla Porta et al. Estimativa de recarga subterrânea a partir da Separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do Rio Ibicuí (América do Sul). **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 285, 2016.
- MACHADO, J. L. F., **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. 2005. 237 p. [Tese], Programa de Pós-Graduação em Geologia—Área de Concentração em Geologia Sedimentar, Universidade do Vale do Rio Dos Sinos, São Leopoldo, 2005.
- MACHADO, J.L.F.; FREITAS, M.A. de. **Projeto Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul: relatório final**. Porto Alegre. CPRM. 65p. il. mapa. 2005.
- MAGNA. **Avaliação Quali-Quantitativa das Disponibilidades e Demandas de Água na Bacia Hidrográfica do Sistema Taquari-Antas**. Magna Engenharia Ltda. Departamento dos Recursos Hídricos e Saneamento. Porto Alegre, 1997.

MALDANER, C.H. **Recarga de aquífero em área urbana: estudo de caso de Urânia (SP)**. 2010. 95 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2010.

MAILLET, E.. **Mécanique et physique du globe, essais d'hydraulique souterraine et fluviale**. A. Hermann, 1905.

MACHIWAL, Deepesh; JHA, Madan K.; MAL, Bimal C. Assessment of Groundwater Potential in a Semi-Arid Region of India Using Remote Sensing, GIS and MCDM Techniques. **Water Resources Management**, [s. l.], v. 25, n. 5, p. 1359–1386, 2011.

MANGIN, A.. The use of auto-correlation and spectral analyses to obtain a better understanding of hydrological systems. **Journal of Hydrology**. v. 67, n. 1, p. 25–43, 1984.

MARTINS, V.T.S. **Aplicação de isótopos de Pb, Sr, H e O como traçadores da recarga e da contaminação de aquíferos metropolitanos: um exemplo da Bacia do Alto Tietê: um exemplo da Bacia do Alto Tietê**. 2008. 220 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

MAZIERO, T. A.; WENDLAND, E. Avaliação da recarga subterrânea de bacias urbanas no município de São Carlos, SP. *In*: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, II SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUDESTE. 14., 2005. **Anais [...]** São Paulo, ABAS, 2005.

MELATI, M. D., FAN, F. M., & ATHAYDE, G. B. Estudo das interações entre as águas superficiais e subterrâneas na Bacia do Paraná 3 utilizando modelagem hidrológica e separação do escoamento de base. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 22., 2018. Florianópolis. **Anais [...]**. Florianópolis, ABRH, 2018.

MEIRESONNE, L. et al. Water flux estimates from a Belgian Scots pine stand: a comparison of different approaches. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 270, n. 3–4, p. 230–252, 2003.

MEYBOOM, P. Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 66, n. 4, p. 1203–1214, 1961.

MILLOT, R. et al. Chemical, multi-isotopic (Li–B–Sr–U–H–O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. **Chemical Geology**, [s. l.], v. 283, n. 3–4, p. 226–241, 2011.

MINARDI P.S.P., VELÁSQUEZ L.N.M., BOMTEMPO V.L. I **Relatório de Avanço Técnico e Financeiro Apresentado à Secretaria Geral do Projeto Sistema Aquífero Guarani – SAG**. UFMG e CDTN/CNEN, Belo Horizonte, MG, Brasil., 2004.

MINARDI, P.S.P.; VELÁSQUEZ, L.N.M.; BOMTEMPO, V.L.; COTA, S.D.S.; RODRIGUES, P.C.H. Técnicas isotópicas aplicadas em estudos hidrogeológicos no município de Araguari. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 15., 2018. **Anais [...]**. Minas Gerais, 2008.

MISSTEAR, B. D. R.; BROWN, L.; JOHNSTON, P. M. Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 17, n. 3, p. 693–706, 2009.

MOBÜS, G. **Análise estrutural e hidrogeológica do aquífero fraturado da Formação Serra Geral-Região noroeste do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 1987. 124 p. Dissertação de Mestrado IPH/UFRGS. Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. Porto Alegre, 1987.

D. N. MORIASI et al. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. **Transactions of the ASABE**, [s. l.], v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

MOURÃO M. A. A. **Caracterização Hidrogeológica do Aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG**. 2007. 299 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2007.

NACHABE, Mahmood H. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage: TECHNICAL NOTE. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 38, n. 10, p. 11-1-11-7, 2002.

NANNI, A. S. **O flúor em águas do Sistema Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico**. 2008. 145 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

NELMS, D. L., HARLOW, G. E. JR. AND HAYES, D. C. Base-flow characteristics of streams in the Valley and Ridge, the Blue Ridge, and the Piedmont physiographic provinces of Virginia. **US Geological Survey Water-Supply Paper 2457.**, 1997.

NELMS, D.L., MESSINGER, TERENCE, AND MCCOY, K.J., Annual and average estimates of water-budget components based on hydrograph separation and PRISM precipitation for gaged basins in the Appalachian Plateaus Region, 1900–2011: **U.S. Geological Survey Data Series 944**, 10 p., 2015.

NETO, Dagmar C.; CHANG, Hung K.; VAN GENUCHTEN, Martinus Th. A Mathematical View of Water Table Fluctuations in a Shallow Aquifer in Brazil. **Groundwater**, [s. l.], v. 54, n. 1, p. 82–91, 2016.

NIMMO, John R.; HOROWITZ, Charles; MITCHELL, Lara. Discrete-Storm Water-Table Fluctuation Method to Estimate Episodic Recharge. **Groundwater**, [s. l.], v. 53, n. 2, p. 282–292, 2015.

NRCS - Natural Resources Conservation Service. **Estimation of direct runoff from storm rainfall**, Part 630, National Engineering Handbook. Washington, DC: US Department of Agriculture. Series C 222. Reidel, Dordrecht, pp 223–238., 2004.

NWANKWOR, G. I.; CHERRY, J. A.; GILLHAM, R. W. A Comparative Study of Specific Yield Determinations for a Shallow Sand Aquifer. **Ground Water**, [s. l.], v. 22, n. 6, p. 764–772, 1984.

OLIVEIRA L.A. **O Sistema Aquífero Bauru na Região de Araguari/MG: Parâmetros Dimensionais e Proposta de Gestão**. 2002. 118 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2002.

OLIVEIRA, M. M. Aplicação de dois métodos diferentes para a estimativa da recarga de águas subterrâneas numa área de Estarreja. *In: CONGRESSO DA ÁGUA*, 7., 2004, Lisboa. **Resumos...** Lisboa: APRH, 2004. 14 p.

OLIVEIRA, A. C. V., LIMA, A.S. Spatial variability in the stable isotopes of modern precipitation in the northwest of Iberia†. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, [s. l.], v. 46, n. 1, p. 13–26, 2010.

ORDENS, Carlos M. et al. Groundwater recharge to a sedimentary aquifer in the topographically closed Uley South Basin, South Australia. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 20, n. 1, p. 61–72, 2012.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS (ONU). **Resolution adopted by the General Assembly on 28 July 2010**. The human right to water and sanitation. Disponível em: <http://www.un.org/en/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/64/292>. Acesso em: Mar. 2016.

PARALTA, E. A. et al. Avaliação da recarga do sistema aquífero dos Gabros de Beja segundo critérios múltiplos: disponibilidades hídricas e implicações agroambientais. *In: SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA*, 6., 2003, Lisboa. **Anais[...]** Lisboa: SILUSBA, 2003. 1 CD-ROM.

PALMER, P. Charles; GANNETT, Marshall W.; HINKLE, Stephen R. Isotopic characterization of three groundwater recharge sources and inferences for selected aquifers in the upper Klamath Basin of Oregon and California, USA. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 336, n. 1–2, p. 17–29, 2007.

PETTYJOHN, W.A., HENNING, ROGER., Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio: Columbus, Ohio State University, **Water Resources Center Project Completion Report 552**, 323 p., 1979.

PONTES, L. M. **Avaliação e uso do modelo de balanço hídrico diário – BALSEQ para estimativa da recarga potencial**. 2013. 104 f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Lavras. Lavras, 2013.

PIGGOTT, Andrew R.; MOIN, Syed; SOUTHAM, Chuck. A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow / Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 50, n. 5, 2005.

PONTES, Lucas M. et al. Hydrological Modeling of Tributaries of Cantareira System, Southeast Brazil, with the Swat Model. **Engenharia Agrícola**, [s. l.], v. 36, n. 6, p. 1037–1049, 2016.

PONTES, Paulo Rógenes Monteiro et al. MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. **Environmental Modelling & Software**, [s. l.], v. 94, p. 1–20, 2017.

PRAAMSMA, Titia et al. Using stable isotopes and hydraulic head data to investigate groundwater recharge and discharge in a fractured rock aquifer. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 366, n. 1–4, p. 35–45, 2009.

RABELO, J. L. **Estudo da Recarga do Aquífero Guarani no Sistema Jacaré-Tietê**. 200 f., 2006. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

REBOUÇAS, A.. Groundwater in Brazil. **Episodes** [s. l.], v. 11, n. 3, 1988.

REGINATO, P. A. R.; STRIEDER, Adelir José. Caracterização Hidrogeológica e Potencialidades dos Aquíferos Fraturados da Formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13., 2004, Cuiabá. **Anais [...]**. São Paulo: ABAS, 2004.

REGINATO, P.A.R. **Integração de Dados Geológicos para Prospecção de Aquíferos Fraturados em Trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS)**. 2003. 254 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e dos Materiais. Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2003.

REGINATO, Pedro Antonio Roehe et al. Caracterização hidrogeológica e hidroquímica do aquífero livre localizado no manto de alteração da Formação Serra Geral, na bacia hidrográfica Taquari-Antas, região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. **Ambiente e Agua - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, [s. l.], v. 7, n. 2, 2012.

REGINATO, Pedro Antônio Roehe; STRIEDER, Adelir José. Caracterização estrutural dos aquíferos fraturados da formação serra geral na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 36, n. 1, p. 12–22, 2006.

REGINATO, P.A.R.; STRIEDER, A.J. Caracterização Hidrogeológica dos Recursos Hídricos Subterrâneos da Formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL, 1., 2005. **Anais [...]** Santa Maria (RS). 2005. 1 CD-ROM.

REGINATO, P.A.R.; AHLERT, S.; GILIOLI, K.C. Hidrodinâmica de Diferentes Aquíferos Fraturados Associados à Formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E XVII ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 16., 2010, São Luís. **Anais [...]**. São Luís, ABAS, 2010.

RICHARDS, L. A.; GARDNER, W. R.; OGATA, Gen. Physical Processes Determining Water Loss from Soil. **Soil Science Society of America Journal**, [s. l.], v. 20, n. 3, p. 310, 1956.

RICHEY, Alexandra S. et al. Quantifying renewable groundwater stress with GRACE: QUANTIFYING RENEWABLE GROUNDWATER STRESS WITH GRACE. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 51, n. 7, p. 5217–5238, 2015.

RISSER, D. W., GBUREK, W. J., & FOLMAR, G. J. Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. **U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report**, 31., 2005.

ROISENBERG, A.; VIERO, A.P. O Vulcanismo Mesozoico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Edit.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. Porto Alegre, 2000. 444p. il.- Edição Revista, 2002.

ROISENBERG, A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. 1989. 285p. Tese (Doutorado) - Institutos de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

RORABAUGH, M.I., Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow: **International Association of Scientific Hydrology Publication** 63, p. 432–441. 1964.

ROSE, S. Groundwater. *In: Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*. UNESCO, 2009.

ROSENBERRY, D. O., LABAUGH, J. W., HUNT, R. J.. Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water. *In: Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*, ed. D. I. Rosenberry and J. W. Labaugh. US Geological Survey Techniques and Methods 4-D2, 39–70, 2008.

ROSENBERRY, D.O., LABAUGH, J.W. **Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water**. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 4, chap. D2, 128 p., 2008.

ROSSATO. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 2011. 253 f. Tese Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Porto Alegre, 2011.

Rushton, K.R. Numerical and Conceptual Models for Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Zones. In: Simmers, I., Ed., **Estimation of Natural Groundwater Recharge**, NATO ASI Series C 222, Reidel, Dordrecht, 223-238, 1988.

RUTLEDGE, A. T. Update on the Use of RORA Program for Recharge Estimation. **Groundwater**, v. 45, n. 3, p. 374–382, 2007.

RUTLEDGE, A.T.; DANIEL, C.C., III, Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records: **Ground Water**, v. 32, no. 2, p. 180–189. 1994.

RUTLEDGE, A.T., Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow

records—Update: **U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98–4148**, 43 p., 1998.

RUTLEDGE, A. T. AND MESKO, T. O.. Estimated hydrologic characteristics of shallow aquifer systems in the Valley and Ridge, the Blue Ridge, and the Piedmont physiographic provinces based on analysis of streamflow recession and base flow. **US Geological Survey Professional Paper 1422-B**, 1996.

SAATY, Thomas L. **Decision making for leaders: the analytic hierarchy process for decisions in a complex world**. 3. ed., 5 print ed. Pittsburgh, Pa: RWS Publ, 2012.

SANTHI, C. et al. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 351, n. 1–2, p. 139–153, 2008.

SANTIAGO, M. F.; FRISCHKORN, H.; Silva, C. M. S. V. , 2008. **Métodos Isotópicos** in FEITOSA F. A. C. et. al., 2008, *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*, CPRM, 812 p. Il. Rio de Janeiro, RJ, 2008.

GENOVEZ, Abel; NETO, Francisco; SARTORI, Anderson. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 10, n. 4, p. 5–18, 2005.

SAGHRAVANI, Seyed Reza et al. Estimating recharge based on long-term groundwater table fluctuation monitoring in a shallow aquifer of Malaysian tropical rainforest catchment. **Environmental Earth Sciences**, [s. l.], v. 74, n. 6, p. 4577–4587, 2015.

SCANLON, Bridget R. et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 20, n. 15, p. 3335–3370, 2006.

SCANLON, Bridget R. et al. Groundwater recharge in natural dune systems and agricultural ecosystems in the Thar Desert region, Rajasthan, India. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 18, n. 4, p. 959–972, 2010.

SCANLON, Bridget R.; HEALY, Richard W.; COOK, Peter G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 18–39, 2002.

SCHOFIELD, Shane; JANKOWSKI, Jerzy. Hydrochemistry and isotopic composition of Na–HCO₃-rich groundwaters from the Ballimore region, central New South Wales, Australia. **Chemical Geology**, [s. l.], v. 211, n. 1–2, p. 111–134, 2004.

SCHWARTZ, R. C.; BAUMHARDT, R. L.; HOWELL, T. A. Estimation of Soil Water Balance Components Using an Iterative Procedure. **Vadose Zone Journal**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 115, 2008.

SEILER, K. P.; GAT, J. R. **Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation**. Dordrecht: Springer, 2007.

SENANAYAKE, I. P. et al. An approach to delineate groundwater recharge potential sites in Ambalantota, Sri Lanka using GIS techniques. **Geoscience Frontiers**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 115–124, 2016.

SIMMERS, I.; NORTH ATLANTIC TREATY ORGANIZATION (EDS.). **Estimation of natural groundwater recharge**. Dordrecht; Boston: Norwell, MA, U.S.A: D. Reidel Pub. Co.; Sold and distributed in the U.S.A. and Canada by Kluwer Academic Publishers, 1987.

SINGH, Krishan P.; STALL, John B. Derivation of Base Flow Recession Curves and Parameters. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 7, n. 2, p. 292–303, 1971.

SINGH, V. P. (ED.). **Computer models of watershed hydrology**. Rev. ed ed. Highlands Ranch, Colo: Water Resources Publications, 1995.

SINGH, V. P., FREVERT, D. K. (EDS.). **Watershed Models**. Boca Raton, Florida: CRC Press., 2006.

SIQUEIRA, Vinícius A. et al. Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in South America. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 22, n. 9, p. 4815–4842, 2018.

SLOTO, R.A., AND CROUSE, M.Y., HYSEP—A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. **U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96–4040**, 46 p., 1996.

SMAKHTIN, V.. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 240, n. 3–4, p. 147–186, 2001.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; BETTU, D. F. ; HOLZ, M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências**, São Paulo, v. 26, p. 297–311, 2008.

SOARES, P.C.; BARCELOS, P.E.; CSORDAS, S.M. **Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Relatório RT-342/82-PAULIPETRO- Consórcio CESP/IPT, 1982.

SOMARATNE, N.; SMETTEM, K. R. J. Theory of the generalized chloride mass balance method for recharge estimation in groundwater basins characterised by point and diffuse recharge. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, [s. l.], v. 11, n. 1, p. 307–332, 2014.

STE – SERVIÇOS TÉCNICOS DE ENGENHARIA. **Plano da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas**. Disponível em: <https://taquariantas.wixsite.com/comite>. Acesso em: dez 2015.

STEENHUIS, Tammo S. et al. Measurement of groundwater recharge on eastern Long Island, New York, U.S.A. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 79, n. 1–2, p. 145–169, 1985.

- STEUER, J. J. AND HUNT, R. J. Use of a watershed-modeling approach to assess hydrologic effects of urbanization, North Fork Pheasant Branch Basin near Middleton, Wisconsin. **US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 2001–4113**, 2001.
- STONESTROM, D. A., HARRILL, J. R. Groundwater recharge in the arid and semiarid southwestern United States: climatic and geologic framework. In: **Ground-water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States**, ed. D. A. Stonestrom, J. Constantz, T. P. A. Ferre and S. A. Leake. US Geological Survey Professional Paper 1703, Chapter A, 1–28., 2007.
- STONESTROM, D.A., CONSTANTZ, JIM, eds, **Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams**: U.S. Geological Survey Circular 1260, 96 p., 2003.
- STRECK, E. V.; KAMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2 ed. Porto Alegre: EMATER/RS. 2008. 222 p.
- STRICKER, V. Base flow of streams in the outcrop area of southeastern sand aquifer, South Carolina, Georgia, Alabama, and Mississippi. **US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83–4106.**, 1983.
- SURRETTE, M.J. **Quantifying Heterogeneity in Variability Fractured Rock Using a Hydrostructural Domain Approach**, Gulf Islands, British Columbia. Unpublished M.Sc. Thesis. Simon Fraser University., 2006.
- SZILAGYI, Jozsef; HARVEY, F. Edwin; AYERS, Jerry F. Regional Estimation of Base Recharge to Ground Water Using Water Balance and a Base-Flow Index. **Ground Water**, [s. l.], v. 41, n. 4, p. 504–513, 2003.
- THAPA, Raju et al. Assessment of groundwater potential zones using multi-influencing factor (MIF) and GIS: a case study from Birbhum district, West Bengal. **Applied Water Science**, [s. l.], v. 7, n. 7, p. 4117–4131, 2017.
- THORNTHWAITE, C. W. An Approach toward a Rational Classification of Climate. **Geographical Review**, [s. l.], v. 38, n. 1, p. 55, 1948.
- TUCCI, Carlos E. M. **Hidrologia ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS ABRH, 2009.
- TYLER, S. W. et al. Soil-water flux in the Southern Great Basin, United States: Temporal and spatial variations over the last 120,000 years. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 32, n. 6, p. 1481–1499, 1996.
- UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY – USEPA. **Ground Water Resource Assessment**. Office of Ground Water and Drinking Water, 1993. 232 p.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME; DIVISION OF EARLY WARNING AND ASSESSMENT. **A survey of methods for analysing groundwater recharge in arid and semi-arid regions**. Nairobi: UNEP Division of Early Warning and Assessment, 2002.

VASCONCELOS, Vitor; MARTINS JÚNIOR, Paulo; JANO, Douglas R. Arquitetura de conhecimentos sobre sistemas aquíferos. **RDBCI: Revista Digital de Biblioteconomia e Ciência da Informação**, [s. l.], v. 9, n. 1, p. 184, 2011.

VASCONCELOS, Vitor Vieira; MARTINS JUNIOR, Paulo Pereira; HADAD, Renato Moreira. Methodology for rapid assessment of aquifer recharge areas. **Geologia USP. Série Científica**, [s. l.], v. 13, n. 2, p. 69–96, 2013.

VALERIANO M.D.M. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. INPE - São José dos Campos, 2008.

VARNI, Marcelo et al. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 58, n. 7, p. 1445–1455, 2013.

VIDAL, Alexandre Campane; ROSTIROLLA, Sidnei Pires; KIANG, Chang Hung. Análise da favorabilidade para a exploração de água subterrânea na região do médio Tietê, estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], p. 475–481, 2007.

VIERO, Ana Cláudia; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade da (Orgs.). **Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul**. Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamento da Geodiversidade. Porto Alegre: CPRM, 2010. 1 DVD.

VIVIANI-LIMA, J.B. **Estimativa de recarga em áreas urbanizadas: estudo de caso na Bacia do Alto Tietê**. 2007. 219 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

VOGEL, Richard M.; KROLL, Charles N. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 28, n. 9, p. 2451–2458, 1992.

WAHL, K.L., WAHL, T.L., Determining the flow of Comal Springs at New Braunfels, Texas, *In: Proceedings*: of Texas Water 95, August 16–17, 1995, San Antonio, Tex.: American Society of Civil Engineers, p. 77–86., 1995.

WAHNFRIED, Ingo; HIRATA, Ricardo. Comparação de Métodos de Estimativa de Recarga de Aquíferos em Uma Planície Aluvionar na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 10, n. 2, p. 15–25, 2005.

WARD, A. e TRIMBLE, S. **Environmental hydrology**. 2ª ed. Lewis Publishers: Boca Raton, 2004.

WALTON, William Clarence. **Groundwater resource evaluation**. New York: McGraw-Hill, 2007.

WENDLAND, E.; CUNHA, A. T. Estimativa experimental da taxa de recarga para a Zona de Afloramento do Aquífero Guarani, na região de São Carlos - SP. **Rev. Bras. Rec. Híd.**, v. 1, p. 1-12., 2003.

WENDLAND, Edson; RABELO, Jorge. Incertezas nos Modelos de Fluxo Subterrâneo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 15, n. 3, p. 147–160, 2010.

WESTENBROEK, S.M.; KELSON, V. A.; DRIPPS, W.R.; HUNTE, R. J.; BRADBURY, K. R. SWB – A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge. **U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6 – A31**, 60p., 2010.

WICKEL, B.A.J. **Procesos eco-hidrológicos y servicios ambientales. Curso Centroamericano de Servicios Hidrológicos**. World Wildlife Fund - WWF. Conservation Science Program. Guatemala, 2009.

WILDNER, W.; ORLANDI FILHO, V.; GIFFONI, L.E. Itaimbezinho e Fortaleza, RS e SC- Magníficos Cânions Esculpidos nas Escarpas Aparados da Serra do Planalto Vulcânico da Bacia do Paraná. In: *Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (Edit.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, 2006*. Disponível em: <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio050/sitio050.pdf>>. Acesso em: jan 2018.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná – Conceitos básicos e divisão faciológica. In: REUNIÃO ABERTA DA COMISSÃO BRASILEIRA DE ESTRATIGRAFIA, 2004. **Anais [...]** Porto Alegre: SBG, 2004. p.62-77.

WINTER, T. C., HARVEY, J. W., FRANKE, O. L., ALLEY, W. M. Ground water and surface water; a single resource. **US Geological Survey Circular 1139.**, 1998.

WITTENBERG, Hartmut. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 13, n. 5, p. 715–726, 1999.

WOLOCK, D. M. Estimated mean annual natural ground-water recharge in the conterminous United States. **US Geological Survey Open-File Report**, EUA, n. 2003–311, 2003.

WOOD, Warren W. Use and Misuse of the Chloride-Mass Balance Method in Estimating Ground Water Recharge. **Ground Water**, [s. l.], v. 37, n. 1, p. 2–3, 1999.

WOOD, Warren W.; SANFORD, Ward E. Chemical and Isotopic Methods for Quantifying Ground-Water Recharge in a Regional, Semiarid Environment. **Ground Water**, [s. l.], v. 33, n. 3, p. 458–468, 1995.

YATES, D. et al. WEAP21 – A demand, priority, and preference-driven water planning model. Part 1: Model Characteristics. **IWRA, Water International**, v. 30, n. 4, p. 487-500, 2005.

YEE, Mei Sun et al. On the identification of representative in situ soil moisture monitoring stations for the validation of SMAP soil moisture products in Australia. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 537, p. 367–381, 2016.

YEH, Hsin-Fu et al. Mapping groundwater recharge potential zone using a GIS approach in Hualian River, Taiwan. **Sustainable Environment Research**, [s. l.], v. 26, n. 1, p. 33–43, 2016.

YOUNG, M. H.; WIERENGA, P. J.; MANCINO, C. F. LARGE WEIGHING LYSIMETERS FOR WATER USE AND DEEP PERCOLATION STUDIES: **Soil Science**, [s. l.], v. 161, n. 8, p. 491–501, 1996.

ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. L.; ASTOLFI, A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO O. A.; MARQUES A. Tectonics and Sedimentation of Paraná Basin. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7., 1991. **Proceedings...**, Tasmania, Australia: [s.n.], 1991.

ZANINI, L. et al. Ground Water Flow in a Fractured Carbonate Aquifer Inferred from Combined Hydrogeological and Geochemical Measurements. **Ground Water**, [s. l.], v. 38, n. 3, p. 350–360, 2000.

ZHANG, L. et al. Estimation of soil moisture and groundwater recharge using the TOPOG_IRM Model. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 35, n. 1, p. 149–161, 1999.

ZHANG, Yinqin et al. Regression Modeling of Baseflow and Baseflow Index for Michigan USA. **Water**, [s. l.], v. 5, n. 4, p. 1797–1815, 2013.

ZHENG, Chunmiao; BENNETT, Gordon D. **Applied contaminant transport modeling**. 2. ed ed. New York, NY: Wiley-Interscience, 2002.

ZHU, Chen; WINTERLE, James R.; LOVE, Erica I. Late Pleistocene and Holocene groundwater recharge from the chloride mass balance method and chlorine-36 data. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 39, n. 7, 2003.

ZHU, Yuanhong; DAY, Rick L. Regression modeling of streamflow, baseflow, and runoff using geographic information systems. **Journal of Environmental Management**, [s. l.], v. 90, n. 2, p. 946–953, 2009.