

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

MAURÍCIO DAMBROS MELATI

INTERAÇÕES ENTRE AS ÁGUAS SUPERFICIAIS E O SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL,
NA REGIÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARANÁ 3, ESTADO DO PARANÁ

PORTO ALEGRE

2018

MAURÍCIO DAMBROS MELATI

INTERAÇÕES ENTRE AS ÁGUAS SUPERFICIAIS E O SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL,
NA REGIÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARANÁ 3, ESTADO DO PARANÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Orientador: Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde

Coorientador: Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan

PORTO ALEGRE

2018

Melati, Maurício Dambros
Interações entre as Águas Superficiais e o Sistema
Aquífero Serra Geral, na região da Bacia Hidrográfica
do Paraná 3, estado do Paraná / Maurício Dambros
Melati. -- 2018.

120 f.

Orientador: Gustavo Barbosa Athayde.

Coorientador: Fernando Mainardi Fan.

Dissertação (Mestrado) -- 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. Modelagem Hidrológica. 2. Recarga Subterrânea.
I. Athayde, Gustavo Barbosa, orient. II. Fan,
Fernando Mainardi, coorient. III. Título.

MAURÍCIO DAMBROS MELATI

INTERAÇÕES ENTRE AS ÁGUAS SUPERFICIAIS E O SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL,
NA REGIÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARANÁ 3, ESTADO DO PARANÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em
Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade
Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à
obtenção do grau de mestre.

Aprovado em: Porto Alegre, 02 de Março de 2018.

Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde – IPH/UFRGS
Orientador

Prof. Dr. Pedro Antônio Roehe Reginato – IPH/UFRGS
Examinador

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva – IPH/UFRGS
Examinador

Prof. Dr. Irani dos Santos – LHG/UFPR
Examinador

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Ivar e Edilene, pelo incentivo e apoio durante esta jornada, e a minha irmã Roberta por tudo que fez na minha ausência.

Agradeço a Elisa Kich pelo amor, companheirismo e apoio nas longas horas de dedicação a este trabalho.

Agradeço ao amigo e professor Gustavo Barbosa Athayde pela orientação deste trabalho, pelos ensinamentos em hidrogeologia e conselhos de vida.

Agradeço ao amigo e professor Fernando Mainardi Fan pela coorientação deste trabalho e pelos ensinamentos em hidrologia.

Agradeço a UFRGS pelo ensino gratuito e de qualidade e aos professores do IPH pelas conversas e ensinamentos ao longo do desenvolvimento do mestrado, em especial aos professores Pedro Reginato, Walter Collischonn, Rodrigo Paiva, Marcos Leão e Lawson Beltrame.

Agradeço ao Governo Federal na figura do CNPQ, que me concedeu condições físicas e financeiras para a realização deste trabalho.

Agradeço aos colegas e amigos que conheci e convivi ao longo do mestrado e que tornaram essa caminhada especial, em especial a Raíza, Ayan, Lucas, Alexandre, Pedro, Daniel e Carol.

Agradeço a todos os profissionais com quem pude trabalhar e aprender ao longo da graduação em Engenharia Ambiental e atuação profissional. Sem dúvida todos contribuíram de alguma forma para o meu aperfeiçoamento profissional.

RESUMO

Em regiões úmidas a relação entre os mananciais superficiais e subterrâneos se dá principalmente por meio da descarga dos aquíferos para os rios, essa dinâmica é “alimentada” principalmente pela recarga subterrânea. A área de estudo foi a Bacia do Paraná 3, localizada no Sistema Aquífero Serra Geral, no estado do Paraná. O presente trabalho estudou a recarga subterrânea em duas bacias monitoradas por estações fluviométricas a partir de três diferentes métodos, o balanço hídrico, a separação do escoamento de base usando três diferentes formas de obtenção do parâmetro BFImax (tabelado, curva de permanência e filtro inverso), e a modelagem hidrológica a partir da análise dos reservatórios subterrâneo e subsuperficial do modelo MGB-IPH. Para melhor entender as águas subterrâneas, também se utilizou o TWS do GRACE para avaliar as variações do armazenamento de água na área. Os resultados obtidos mostraram que a maioria dos métodos e suas variações convergiram em grandeza (resultados médio de $491,4 \pm 31,9$ mm para a bacia SFV e $270,1 \pm 39,4$ mm para a bacia SFF), com exceção dos resultados da aplicação da separação do escoamento de base usando o BFImax tabelado ($212,0$ mm para a bacia SFV e $160,6$ mm para a bacia SFF), além disso, verificou-se que o uso do esvaziamento do reservatório subsuperficial e subterrâneo juntos ($612,9 \pm 18,1$ mm para a bacia SFV e $372,8 \pm 25,2$ mm para a bacia SFF) apresenta resultados similares ao uso de filtros e ao balanço hídrico, entretanto, quando se utiliza somente o esvaziamento do reservatório subterrâneo ($509,1 \pm 17,3$ mm para a bacia SFV e $53,5 \pm 9,7$ mm para a bacia SFF), somente uma estação converge em resultados, a outra apresenta valores bastante inferiores, esses resultados foram explicados pelas diferentes geomorfologias das bacias. Foi verificado que a aplicação dos filtros de separação do escoamento de base em dados simulados no modelo MGB-IPH não apresenta prejuízos em relação a aplicação dos mesmos em dados observados (<4%). A variação mensal da recarga subterrânea apresentou um comportamento concordante ao TWS do GRACE. Com os resultados obtidos um modelo hidrogeológico conceitual da área foi proposto com base nas características físicas (geomorfologia, solos, características hidráulicas e hidrológicas e dados dos poços) e com base nos resultados obtidos pela aplicação dos métodos de recarga subterrânea. O modelo mostrou que a existência de topos alongados e aplainados em regiões de baixa declividade favorecem a recarga subterrânea frente a regiões sem topos aplainados e de maior declividade, além disso, a profundidade dos solos também explicou os resultados.

Palavras-chave: Recarga Subterrânea. Modelagem Hidrológica.

ABSTRACT

In humid regions, the relationship between groundwater sources and the rivers is mainly governed by the discharge of aquifers into rivers, this dynamics is fed mainly by groundwater recharge. The study area was the Paraná Basin 3, located in the Serra Geral Aquifer System, in the state of Paraná. The present work studied the groundwater recharge in two basins monitored by gauge stations using three different methods: the water-budget method, the hydrograph separation method using three different ways of obtaining the BFI_{max} parameter (Eckhardt pre-defined values, Q₉₀/Q₅₀ ratio and backwards filter) and the hydrological modeling from the analysis of the groundwater and subsurface reservoirs of the MGB-IPH model. To better understand groundwater, TWS obtained from GRACE was also used to assess variations in water storage in the area. The results showed that most of the methods and their variations converged in magnitude (average of 491,4±31,9mm for SFV basin and 270,1±39,4mm for SFF basin), except for the results of the hydrograph separation using the Eckhardt pre-defined values of BFI_{max} (212,0mm for SFV basin and 160,6mm for SFF basin), in addition, it was verified that the use of the emptying of the subsurface and groundwater reservoir together (612,9±18,1mm for SFV basin and 372,8±25,2mm for SFF basin) presents results similar to the use of hydrograph separation and to the water-budget method, however, when only the emptying of the groundwater reservoir is used (509,1±17,3mm for SFV basin and 53,5±9,7mm for SFF basin), only one station converged in results, the other presented lower values, these results were explained by the different geomorphologies of the basins. It was verified that the application of the hydrograph separation in simulated data does not present damages in relation to the application of the same in observed data (<4%). The monthly variation of the groundwater recharge presented a concordant behavior to the TWS. With the results obtained a conceptual hydrogeological model of the area was proposed based on the physical characteristics (geomorphology, soils, hydraulic and hydrological characteristics and hydrodynamic characteristics of the wells) and based on the results obtained by the application of groundwater recharge methods. The model showed that the existence of elongated and flattened tops in low declivity regions favors groundwater recharge compared to regions with no flattened tops and with greater declivity, in addition, soil depth also influenced the results.

Keywords: Groundwater Recharge. Hydrological Model.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 – Localização da BP3, bacias hidrográficas estudadas, e estações fluviométricas utilizadas.....	5
Figura 2.2 – Evapotranspiração média mensal real (ETR) e potencial (ETP) usando o MOD16	6
Figura 2.3 – Formações geológicas da área estudada.....	8
Figura 2.4 – Mapa potenciométrico da BP3 e poços tubulares profundos utilizados. Fonte: MMA (2015).	10
Figura 2.5 – Perfil hidrogeológico esquemático da cota potenciométrica do SAG. Fonte: Athayde et al. (2014).	11
Figura 2.6 – Vazão e capacidade específica dos poços tubulares profundos utilizados.....	13
Figura 2.7 – Disponibilidade hídrica instalada. Fonte: Diniz et al. (2014)	14
Figura 2.8 - Mapa de altimetria e declividades Fonte: EMBRAPA, 2006; Ladeira Neto, 2013; Weber; Hasenack; Ferreira, 2004.	15
Figura 2.9 – Geomorfologia e localização dos perfis topográficos analisados. Fonte: MINEROPAR (2006).	16
Figura 2.10 – Perfil longitudinal dos rios São Francisco Verdadeiro (64875500) e São Francisco Falso (64892500).	17
Figura 2.11 – Geomorfologia da área de drenagem da estação fluviométrica São Francisco Verdadeiro.	18
Figura 2.12 – Geomorfologia da área de drenagem da estação fluviométrica São Francisco Falso.	19
Figura 2.13 – Aptidão a recarga subterrânea de acordo com o tipo de solo.....	20
Figura 2.14 – Rio efluente e rio afluente.	23
Figura 2.15 – Diferentes origens do escoamento em um rio.	24
Figura 2.16 – Diferentes origens do escoamento em um rio.	25
Figura 2.17 – Dinâmica da água em eventos de cheia nos rios. Fonte: Adaptado de Winter et al., (1998).....	25
Figura 2.17 – Configuração do balanço hídrico utilizado.	28
Figura 2.18 – Modelo de representação da umidade do solo (<i>Soil Moisture Accounting Model</i>). Fonte: Feldman, 2000.	32
Figura 2.19 – Representação esquemática do modelo MGB-IPH. Fonte: Adaptado de Collischonn (2001) e Pontes (2016).	40

Figura 3.1 – Fluxograma dos métodos de recarga utilizados	46
Figura 3.1 – Representação das bacias utilizadas no modelo HEC-HMS.....	48
Figura 3.2 - Localização das estações pluviométricas, fluviométricas e climáticas utilizadas.	52
Figura 3.3 - Mapa de tipo de solo e uso e ocupação da terra. Fonte: EMBRAPA (2007) e Itaipu Binacional (2014).	55
Figura 3.4 - Mapa de unidades de resposta hidrológica.	56
Figura 3.5 - Mapa de sub-bacias e minibacias da área de estudo.....	57
Figura 3.6 - Localização dos pixels do GRACE em relação a área de estudo.	60
Figura 4.1 – Vazão específica de três diferentes períodos de estiagem.	61
Figura 4.2 – Variáveis usadas no cálculo da recarga subterrânea pelo Balanço Hídrico.	63
Figura 4.3 – Resultado do filtro de Eckhardt para os dados observados na estação 64875500 (1.406km ²)	65
Figura 4.4 – Resultado do filtro de Eckhardt para os dados observados na estação 64892500 (568km ²)	65
Figura 4.5 – Hidrograma observado e simulado usado na calibração do modelo MGB-IPH no posto 64875500 (acima) e 64892500 (abaixo)	67
Figura 4.6 – Curva de Permanência usada na calibração do modelo MGB-IPH no posto 64875500 (acima) e 64892500 (abaixo).....	68
Figura 4.7 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios representados para a estação 64875500 (1.406km ²)......	69
Figura 4.8 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios representados para a estação 64892500 (568km ²)......	69
Figura 4.9 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe e Erro de Volume.....	70
Figura 4.10 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe Logaritmo e Erro de Volume.	71
Figura 4.11 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe e Nash Suttcliffe Logaritmo.	71
Figura 4.12 – Hidrograma dos diferentes escoamentos estudados usando diferentes combinações de parâmetros calibráveis obtidos pela Frente de Pareto do modelo MGB-IPH – Estação São Francisco Falso.....	73
Figura 4.13 – Hidrograma dos diferentes escoamentos estudados usando diferentes combinações de parâmetros calibráveis obtidos pela Frente de Pareto do modelo MGB-IPH – Estação São Francisco Verdadeiro.	74

Figura 4.14 – Resultados de recarga subterrânea em % da chuva total anual para os diferentes métodos aplicados nas duas bacias	76
Figura 4.15 – Resultados da aplicação dos métodos de recarga utilizados na estação fluviométrica São Francisco Verdadeiro (1.406km ²)	78
Figura 4.16 – Resultados da aplicação dos métodos de recarga utilizados na estação fluviométrica São Francisco Falso (568km ²)	79
Figura 4.17 – Resultado do TWS do GRACE usando o produto CSR	80
Figura 4.18 – Anomalia do TWS do GRACE e variação do volume no reservatório subterrâneo do MGB-IPH apenas para as estações estudadas.	82
Figura 4.19 – Anomalia do TWS mensal do GRACE e métodos de recarga subterrânea da estação São Francisco Verdadeiro.	83
Figura 4.20 – Anomalia do TWS mensal do GRACE e métodos de recarga subterrânea da estação São Francisco Falso.	84
Figura 4.21 – Modelo hidrogeológico conceitual para a recarga.	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Precipitação total média mensal da área de estudo.....	6
Tabela 4.1 - Indicadores de eficiência do modelo (HEC-HMS)	63
Tabela 4.2 – Resultados do Balanço Hídrico para a estação 64875500	63
Tabela 4.3 - Resultados do Balanço Hídrico para a estação 64892500.....	64
Tabela 4.4 - Descarga obtida pelo filtro de Eckhardt para os dados observados e simulados pelo MGB	65
Tabela 4.5 - Indicadores de eficiência do modelo	66
Tabela 4.6 – Parâmetros utilizados no modelo MGB-IPH para cada URH.	66
Tabela 4.6 - Descarga obtida pelo modelo MGB-IPH	69
Tabela 4.6 – Parâmetros máximos e mínimos obtidos dentro dos conjuntos de resultados obtidos pela calibração manual (um conjunto) e frente de pareto (cinco conjuntos).....	72
Tabela 4.7 – Resultados da descarga dos reservatórios para diferentes pontos da frente de Pareto	75
Tabela 4.7 – Resultados da descarga dos reservatórios considerando o coeficiente de variação.	75
Tabela 4.9 - Resultados de recarga subterrânea para os diferentes métodos.....	76
Tabela 4.10 - Resultados de recarga subterrânea para os diferentes métodos.....	76
Tabela 4.11 – Coeficiente de correlação do TWS mensal do GRACE com os métodos de recarga utilizados na pesquisa.	81
Tabela 4.12 – Demanda de água subterrânea para as áreas estudadas	88

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 – Unidades estratigráficas da Formação Serra Geral na BP3.....	8
Quadro 3.1 – Banco de dados utilizado na pesquisa	45
Quadro 3.2 – Métodos utilizados no modelo.....	49
Quadro 3.3 - Valores pré-definidos para o BFImax	50
Quadro 3.4 - Estações pluviométricas utilizadas.....	53
Quadro 3.5 - Estações fluviométricas utilizadas	54
Quadro 4.1 – Fatores condicionantes de recarga.....	62

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
BFI	<i>Base Flow Index</i>
BFImax	<i>Base Flow Index Máximo</i>
BP3	Bacia do Paraná 3
CFA	Clima Temperado Chuvoso
CN	<i>Curve Number</i>
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CSR	<i>Center for Space Research</i>
DLR	<i>German Aerospace Center</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ETP	Evapotranspiração Potencial
ETR	Evapotranspiração Real
EV	Erro Relativo de Volume
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GMAO	<i>Global Modeling and Assimilation Office</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GWS	<i>Groundwater Storage</i>
HEC	<i>Hydrologic. Engineering Center</i>
HMS	<i>Hydrologic Modeling System</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPH	Instituto de Pesquisas Hidráulicas
MDE	Modelo Digital de Elevação
MGB	Modelo de Grandes Bacias
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NE	Nível Estático
NS	<i>Nash-Sutcliffe</i>
PCH	Pequena Central Hidrelétrica
PRMS	<i>Precipitation-Runoff Modeling System</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
RS	Rio Grande do Sul
SAG	Sistema Aquífero Guarani

SANEPAR	Companhia de Saneamento do Estado do Paraná
SASG	Sistema Aquífero Serra Geral
SCS	<i>Soil Conservation Service</i>
SFF	São Francisco Falso
SFV	São Francisco Verdadeiro
SIAGAS	Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SMA	<i>Soil Moisture Accounting</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SWMM	<i>Storm Water Management Model</i>
TWS	<i>Terrestrial Water Storage</i>
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
URH	Unidades de Resposta Hidrológica
USGS	<i>United States Geological Survey</i>

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1 Objetivos.....	3
1.2 Estrutura da Dissertação	4
2 Revisão Bibliográfica.....	5
2.1 Área de Estudo	5
2.1.1 Clima	6
2.1.2 Geologia	7
2.1.3 Hidrogeologia.....	9
2.1.4 Geomorfologia.....	14
2.1.5 Características dos Solos	20
2.2 Modelo Conceitual Hidrogeológico	21
2.3 Interação entre as Águas Superficiais e Subterrâneas	22
2.4 Recarga Subterrânea	26
2.5 Métodos de Recarga Subterrânea	27
2.5.1 Balanço Hídrico.....	28
2.5.2 Separação do Escoamento de Base.....	32
2.5.3 Modelos Hidrológicos	39
2.6 Uso da Gravimetria em satélites para Estudos Hidrogeológicos.....	41
2.7 Considerações sobre a contribuição científica da presente pesquisa.....	43
3 Material e Métodos.....	45
3.1 Base de dados	45
3.2 Demanda de Água Subterrânea	45
3.3 Métodos de Recarga Subterrânea	46
3.3.1 Balanço Hídrico.....	46
3.3.2 Separação do Escoamento de Base.....	49
3.3.3 Modelo Hidrológico MGB-IPH	51
3.4 GRACE.....	59
4 Resultados	61

4.1	Características Hidrológicas	61
4.2	Recarga Subterrânea	62
4.2.1	Balanço Hídrico	62
4.2.2	Separação do Escoamento de Base.....	64
4.2.3	Modelo MGB-IPH.....	66
4.2.4	Comparação dos métodos de recarga subterrânea.....	75
4.3	GRACE.....	80
4.4	Modelo Hidrogeológico Conceitual	85
4.5	Disponibilidades Subterrâneas	88
5	Conclusão	88
5.1	Comparação dos métodos de recarga	89
5.2	Modelagem hidrológica e os filtros de separação do fluxo de base	90
5.3	Modelo hidrológico MGB-IPH	90
5.4	Conclusões relacionadas com a gestão de recursos hídricos subterrâneos.....	91
5.5	Conclusões relacionadas com o uso de dados de satélite.	92
6	Recomendações	92

Capítulo 1

1. Introdução

Um tema frequente quando o assunto gestão de águas subterrâneas é tratado envolve os volumes de água que podem ser explorados de maneira sustentável em um aquífero. As águas subterrâneas constituem uma parcela importante das reservas hídricas utilizadas nas diferentes atividades da sociedade, assim, dada a importância desse manancial, estudos para melhor entendimento dessas reservas são necessários.

Quantificar reservas subterrâneas em aquíferos fraturados é um grande desafio, dada a grande heterogeneidade hidrogeológica e estrutural do sistema, e em muitos casos devido a limitação de dados disponíveis. Entretanto, avaliar somente essas reservas seria imprudente, dado o caráter indissociável dos mananciais hídricos superficiais e subterrâneo em regiões úmidas, sendo assim, estudos dessa dinâmica são desenvolvidos para melhorar o entendimento desses importantes recursos (FEITOSA et al., 2008; HEALY, 2010). Pesquisadores e profissionais concordam que a gestão integrada desses recursos hídricos é necessária (BARTHEL; BANZHAF, 2016).

Um dos mecanismos que alimenta as relações entre águas as superficiais e subterrâneas é a recarga, que consiste no fluxo de água que infiltra no solo e atinge o nível estático (NE) dos aquíferos (HEALY, 2010).

O entendimento da recarga subterrânea não é importante somente na gestão dos recursos hídricos para concessão de outorgas (BRAGA; RÊGO; GALVÃO, 2015; EBRAHIM; VILLHOLTH, 2016), uma grande variedade de temas ambientais e de pesquisa utilizam essa variável, como por exemplo; o entendimento do comportamento da superfície de água subterrânea utilizando modelos (FAN; COLLISCHONN; REGINATO, 2014), na avaliação da vulnerabilidade de aquíferos (ASTM, 2008; BORGES; ATHAYDE; REGINATO, 2017), no entendimento do fluxo de poluentes na zona saturada do solo (BROUYÈRE; DASSARGUES; HALLET, 2004), na avaliação dos riscos de subsidência do solo (PONTES FILHO; CABRAL; SANTOS, 2006), em estudos das relações entre o escoamento de base dos rios com as reservas subterrâneas (SOPHOCLEOUS, 2002), entre outros.

No Brasil, a importância da análise integrada dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos é abordada pela Resolução nº 15 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 2001), a resolução cita que deverão ser incorporadas na Política Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 1997) medidas que assegurem a promoção da gestão integrada das águas superficiais, subterrâneas e meteóricas. Além disso, estabelece que nas outorgas de direito e uso de águas subterrâneas deverão ser considerados critérios que assegurem a gestão

integrada das águas, visando evitar o comprometimento qualitativo e quantitativo dos aquíferos e dos corpos de água superficiais a eles interligados.

Foram estudadas duas bacias hidrográficas inseridas na Bacia do Paraná 3 (BP3), localizadas na fronteira oeste do estado do Paraná, a totalidade das bacias está localizada sobre a Formação Serra Geral. A escolha destas bacias na área foi definida pela disponibilidade de dados fluviométricos existente, as duas áreas são um bom estudo de caso de recarga subterrânea, pois possuem características físicas contrastantes. Além disso, a área já foi estudada em trabalhos anteriores (ATHAYDE, 2008, 2013; ATHAYDE et al., 2014; ROSA FILHO et al., 2006), onde foram fornecidas importantes informações para subsidiar o entendimento da dinâmica desse aquífero.

O município de Cascavel, inserido parcialmente na área de estudo, é o segundo município do estado do Paraná com mais poços tubulares em operação, e o primeiro com maior volume anual total explorado, já o município de Toledo, também inserido na área de estudo, é o quarto município com maior número de poços tubulares operantes, e o quarto com maior volume total anual explorado. (MMA, 2015).

Existem poucos trabalhos que estudam a recarga subterrânea e sua interação com os rios no Sistema Aquífero Serra Geral (BORGES et al., 2017; BORTOLIN; REGINATO; SCHNEIDER, 2016; GASTMANS et al., 2016), e não existem estudos desse tipo na BP3.

Estudos e estimativas de recarga de aquíferos podem ser obtidos a partir de diferentes métodos. Dentre eles, podem ser citados a variação da superfície livre d'água (CARVALHO et al., 2014; DELIN et al., 2007; VARNI et al., 2013), traçadores químicos (NIMMO; HEALY; STONESTROM, 2005), isótopos (CLARK; FRITZ, 1997; STUYFZAND, 1989), balanço hídrico (VASCONCELOS et al., 2013), separação do escoamento de base (EBRAHIM; VILLHOLTH, 2016; FREITAS; BACELLAR, 2013), usando lisímetros (CUNHA; WENDLAND, 2005) e baseados em modelagem/simulação; hidrológica ou numérica (BRAGA; RÊGO; GALVÃO, 2015; LEE; RISLEY, 2002; SANTOS; KOIDE, 2016).

A obtenção das taxas de recarga subterrânea é bastante complexa e difícil, por esta razão, é recomendada a aplicação de múltiplos métodos. Ainda assim, a similaridade entre diferentes metodologias não pode ser considerada como uma indicação de precisão dos métodos (DELIN et al., 2007; HEALY; COOK, 2002; MATTIUZI et al., 2016; RISSER; GBUREK; FOLMAR, 2005).

A presente pesquisa utilizou três diferentes métodos para estimar a recarga subterrânea e melhor entender a sua relação com as águas superficiais, o método do Balanço Hídrico (FEITOSA et al., 2008), a separação do escoamento de base usando o filtro de Eckhardt

(ECKHARDT, 2005) usando diferentes abordagens para obtenção dos parâmetros do filtro (COLLISCHONN; FAN, 2013) e o modelo chuva-vazão MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001).

Os métodos do balanço hídrico e separação do escoamento de base indicados já foram usados em estudos de diversas áreas (BORGES et al., 2017; MATTIUZI et al., 2016), porém, o modelo MGB-IPH nunca foi utilizado para estudos de água subterrânea. Essa é a primeira vez que o modelo foi usado para este fim.

O uso de ferramentas de sensoriamento remoto tem apresentado importantes contribuições para melhorar o entendimento do ciclo hidrológico. Neste trabalho serão usados dois produtos, o MOD16 (MU; ZHAO; RUNNING, 2011), que foi utilizado para obter a evapotranspiração real na aplicação do método do balanço hídrico, e o GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) (TAPLEY et al., 2004).

O GRACE tem sido amplamente utilizado para estudar reservas hídricas e entender as suas variações (CHEN et al., 2009; FRAPPART; RAMILLIEN; RONCHAIL, 2013; GETIRANA, 2016), muitos dos estudos apresentam importantes informações sobre as reservas hídricas subterrâneas (PAIVA et al., 2013; RICHEY et al., 2015; SCANLON; LONGUEVERGNE; LONG, 2012). O Sistema Aquífero Serra Geral nunca foi estudado usando o GRACE, a presente pesquisa avaliou os resultados de recarga em relação as variações do armazenamento total de água (TWS) do GRACE para a área de estudo.

O presente trabalho tem como foco a investigação das relações desse importante manancial com os outros componentes do ciclo hidrológico, em especial as águas superficiais, além de estimar as suas taxas de recarga, que são uma ferramenta de gestão importante para a sustentabilidade do uso das águas subterrâneas.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem como principal objetivo investigar e compreender as relações entre as águas superficiais e subterrâneas da Bacia do Paraná 3 (BP3), localizada no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), além de fornecer estimativas de recarga subterrânea para a região.

Para atingir o objetivo geral, foram cumpridos os seguintes objetivos específicos:

- Comparar estimativas de recarga subterrânea a partir de diferentes métodos;
- Avaliar o uso da modelagem hidrológica (MGB-IPH) para estudos de recarga subterrânea;
- Analisar a relação entre a recarga subterrânea obtida pelos diferentes métodos com a variação do armazenamento de água na região usando dados da missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE);

1.2 Estrutura da Dissertação

A revisão bibliográfica apresentada no capítulo 2 introduz ao leitor a região de estudo, detalhando fatores físicos importantes para melhor entendimento dos mecanismos que serão tratados posteriormente.

Na sequência, é dada ênfase para os mecanismos que regem as relações entre os mananciais superficiais e subterrâneos, destacando a importância de se considerar os fluxos de três maneiras (superficial, subsuperficial e subterrâneo), também são mostrados como esses diferentes fluxos são representados dentro do hidrograma de vazões.

Logo em seguida são apresentadas as características do fenômeno de recarga subterrânea e seu papel no ciclo hidrológico, seguido da descrição dos diferentes tipos de métodos utilizados juntamente com a suas aplicações em diferentes áreas. E por fim, é feito um apanhado geral de como a gravimetria é usada para estudos hidrológicos, e principalmente, hidrogeológicos.

No material e métodos apresentado no capítulo 3 é apresentado o banco de dados com as informações que serão utilizadas no decorrer do trabalho, também são apresentadas as três diferentes formas de estimar a recarga subterrânea propostas, os métodos empregados são o método do balanço hídrico, a separação do escoamento de base e a modelagem hidrológica.

A seguir é apresentado como os dados do GRACE serão obtidos e processados, também é apresentado à resolução espacial do produto em relação à área de estudo.

Os resultados apresentados no capítulo 5 descrevem os resultados da aplicação dos três diferentes métodos de recarga subterrânea, e a comparação entre todos os métodos entre si e com o TWS do GRACE. Os resultados foram explicados a partir das características das bacias e um modelo conceitual hidrogeológico de recarga e interação entre as águas subterrâneas e subsuperficiais foi proposto.

Capítulo 2

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Área de Estudo

A área estudada compreende duas bacias hidrográficas inseridas na BP3, as bacias dos rios São Francisco Verdadeiro e São Francisco Falso, ambas localizadas na margem esquerda do reservatório de Itaipu, as duas bacias são monitoradas pelas estações fluviométricas 64875500 e 64892500, respectivamente. (Figura 2.1). A BP3 contempla 28 municípios, cujos principais são Cascavel, Toledo, Marechal Cândido Rondon e Céu Azul.

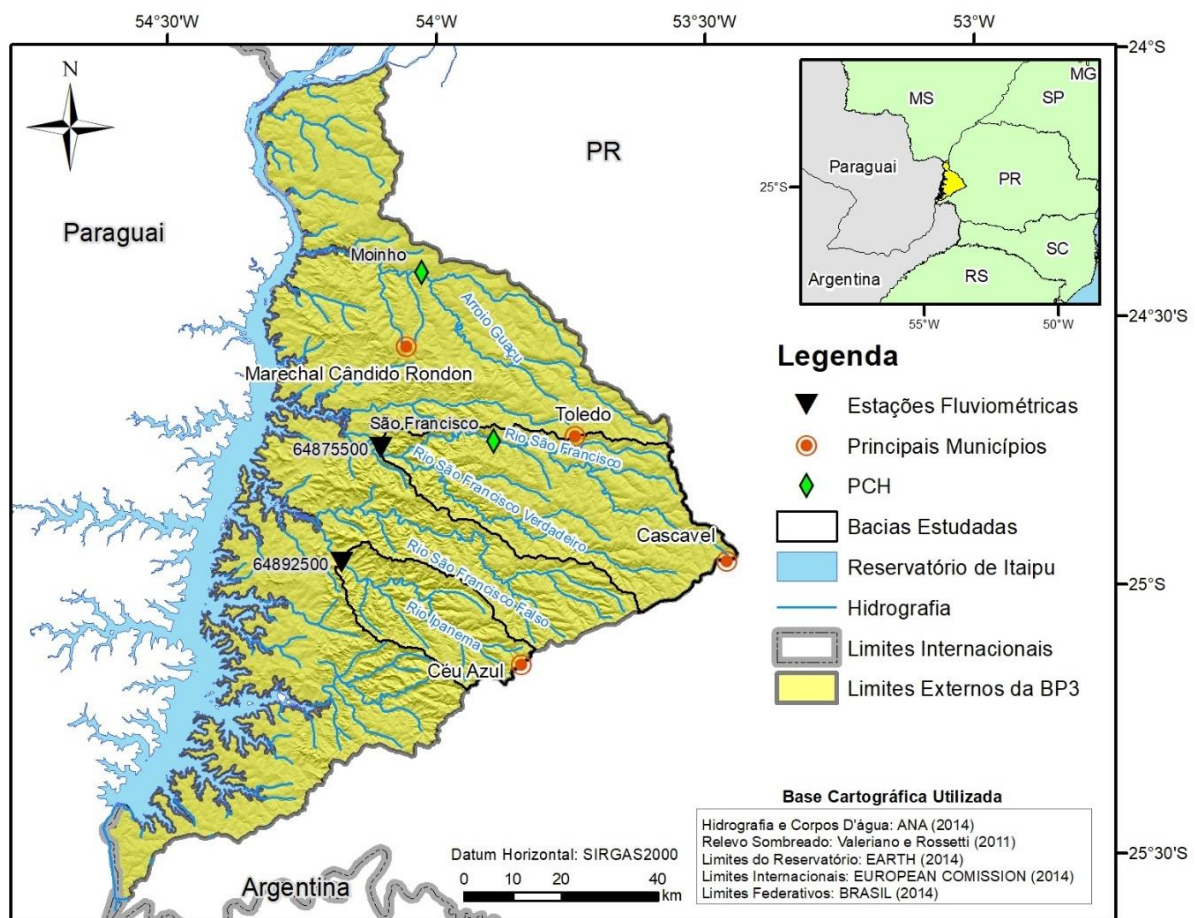


Figura 2.1 – Localização da BP3, bacias hidrográficas estudadas, e estações fluviométricas utilizadas.

Em relação aos barramentos existentes, além do barramento da Usina de Itaipú, que é o exutório de todos os rios da área de estudo, ainda existem duas pequenas centrais hidrelétricas, a Pequena Central Hidrelétrica (PCH) Moinho, localizada no Arroio Guaçu que iniciou sua operação no ano de 2014, e a PCH São Francisco, localizada no Rio São Francisco Verdadeiro

com início de suas operações no ano de 2010, conforme apresentado na Figura 2.1 (ANEEL, 2016)

2.1.1 Clima

O clima na BP3, segundo a classificação de Köppen, predomina o tipo Cfa, que representa o clima temperado chuvoso, não ocorrendo uma estação seca, as temperaturas são moderadamente quentes, com médias superiores a 22°C no verão, e inferiores a 18°C no inverno (AYOADE, 2010). De acordo com o Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR, 2017), a evapotranspiração média anual da BP3 varia entre 1000 e 1200mm.

A Figura 2.2 apresenta a variação média mensal da evapotranspiração real e potencial para toda a área de estudo usando o MOD16 (MU; ZHAO; RUNNING, 2011), o produto MOD16 será apresentado com maiores detalhes no decorrer do trabalho. Os dados foram adquiridos a partir do *Numerical Terradynamic Simulation Group* (NTSG) no formato raster e tratados espacialmente para obtenção dos valores médios.

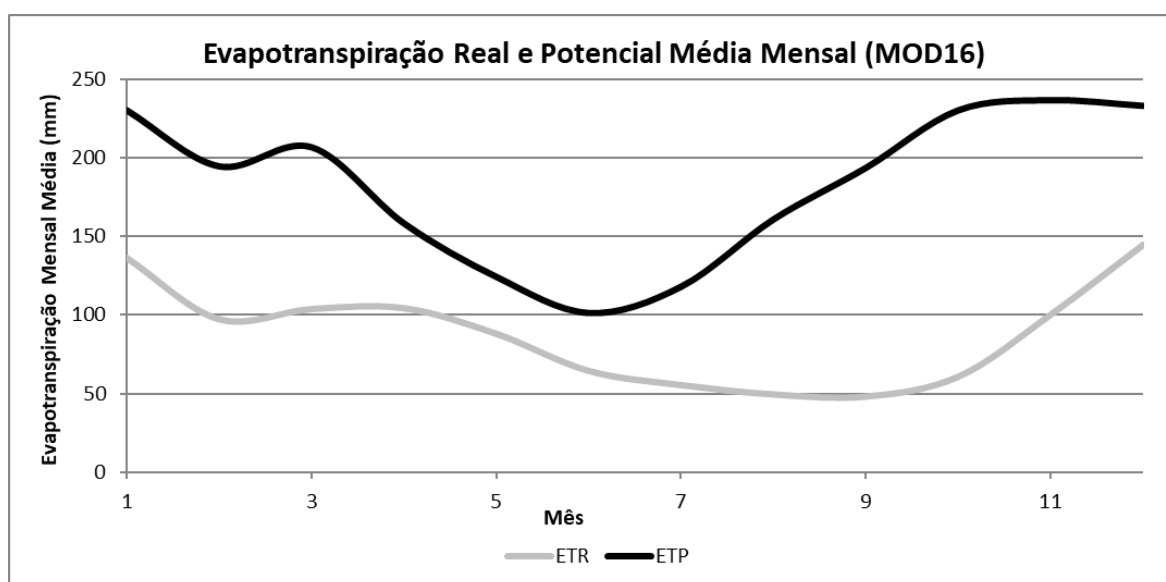


Figura 2.2 – Evapotranspiração média mensal real (ETR) e potencial (ETP) usando o MOD16

Os valores obtidos para a evapotranspiração média anual real são de 1.054mm, os valores estão dentro da faixa apresentada pelo IAPAR.

De acordo com o Atlas Pluviométrico do Brasil, elaborado a partir de médias históricas de precipitação compreendidas entre os anos de 1977 e 2014 (PINTO et al., 2014), a Tabela 2.1 mostra a distribuição mensal das precipitações na área estuda e adjacências.

Tabela 2.1 – Precipitação total média mensal da área de estudo

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Precipitação (mm)	164,2	141,4	123,4	140,7	171,2	119,6	87,8	89,0	148,3	197,8	169,6	166,1

Fonte: Atlas Pluviométrico do Brasil (PINTO et al., 2014).

Percebe-se que as precipitações totais médias históricas mensais variam entre 87,8mm (julho) e 197,8mm (outubro), nota-se também que o período de menor precipitação está compreendido no trimestre representado pelos meses de junho, julho e agosto, com 119,6, 87,8 e 89,0mm, enquanto que o período de maior precipitação está compreendido entre os meses de outubro, novembro, dezembro e janeiro, com 197,8, 169,6, 166,1 e 164,2mm. Em relação à precipitação total média anual para a BP3, tem-se 1719,2mm.

Em relação à variação espacial das precipitações, se avaliou de forma separada três diferentes bacias dentro da área de estudo, as bacias do Arroio Iguazu, localizada na parte norte, do Rio São Francisco Verdadeiro, localizada na parte central, e do Rio São Francisco Falso, localizado mais ao sul, as precipitações foram 1685,2, 1769,9 e 1764,3mm, respectivamente. Percebe-se que as precipitações na parte norte da bacia são um pouco inferiores às áreas mais centrais e ao sul, que são bastante similares. Os dados pluviométricos apresentados possibilitam, existindo condições hidrogeológicas, a ocorrência de recarga subterrânea ao longo de todo o ano, uma vez que não existe um período seco.

2.1.2 Geologia

A BP3 está inserida em um contexto geológico denominado Bacia Sedimentar do Paraná, esse espesso pacote sedimentar foi coberto por um intenso vulcanismo do tipo fissural, dando origem a Formação Serra Geral. As rochas vulcânicas acumuladas nesse processo representam uma das maiores províncias de basaltos de platô do Planeta, com $1,2 \times 10^6 \text{km}^2$ (WHITE, 1906; WILDNER, 2004; ZALÁN et al., 1990). A Figura 2.3 mostra a localização da Formação Serra Geral e da Bacia Sedimentar do Paraná.

A Formação Serra Geral está constituída de forma predominante por basaltos e basalto-andesitos de filiação toleítica, os quais contrastam com riolitos, riolacitos e latitos aflorantes (NARDY et al., 2002).

Uma característica das rochas basálticas é a forma que ocorrem, constituindo empilhamentos sucessivos de lavas, em regra unidades tabulares individualmente bem definidas, com espessura média de 30m (NARDY et al., 2002).

A seção geológica de um derrame nessa formação é constituída em sua base por finas camadas de aspecto vítreo com pequenas vesículas, devido ao rápido resfriamento no contato com o substrato. Logo acima, têm-se uma zona de disjunção horizontal, a parte intermediária apresenta uma zona de disjunção vertical, sobreposta por outra camada com disjunção horizontal. Enquanto que a parte superior do derrame, zona de desgaseificação superficial das lavas em resfriamento rápido, tem aspecto vesicular e escoriáceo (LEINZ, 1949).

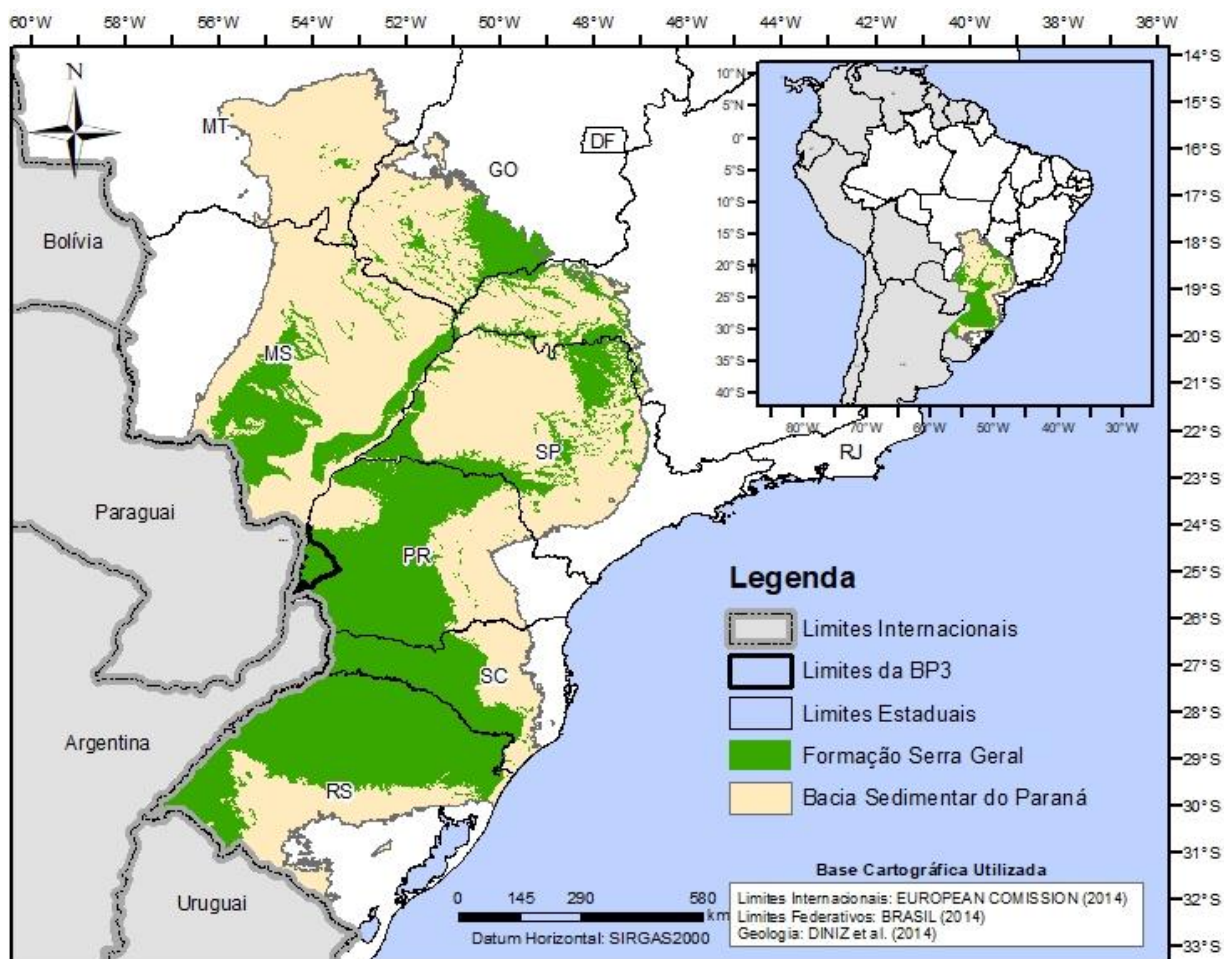


Figura 2.3 – Formações geológicas da área estudada

O mapeamento geológico do grupo Serra Geral (MINEROPAR, 2013), propõe a classificação do SASG em diferentes unidades estratigráficas, na BP3 são encontradas as seguintes unidades: Formação Cascavel e Formação Barracão. Dentro dessas unidades ainda existem diferentes membros, o Quadro 2.1 apresenta um resumo com as unidades estratigráficas e membros da BP3.

Quadro 2.1 – Unidades estratigráficas da Formação Serra Geral na BP3.

Unidade Estratigráfica	Classe	Descrição
Formação Cascavel	Membro Toledo	Derrames tabulares de ferro-basalto cinza-arroxeadado com entablamento em cunha, sigmoidal e disjunção mais comumente tetragonal, intercalados a brecha hidrovulcanoclástica, hidrotufo e lobos de basalto cinza.
	Membro Santa Quitéria	Intercalação de derrames lobados de basalto vesicular, com abundantes brechas de fluxo cimentadas por sílica e calcita, brecha hidrovulcanoclástica, arenito conglomerático de grânulos, hidrotufo fino.
	Membro Foz do Iguaçú	Lobos tabulares de basalto cinza intercalados a níveis de hidrotufo.
Formação Barracão	Membro Flor da Serra do Sul	Derrames tabulares de ferro-basalto roxo-esverdeado com entablamento em cunha, sigmoidal e tetragonal, intercalados a brecha hidrovulcanoclástica.

Fonte: MINEROPAR (2013).

2.1.3 Hidrogeologia

A BP3 contempla duas unidades aquíferas, o SASG em toda a sua área aflorante, e em elevadas profundidades tem-se o SAG confinado, com mais de 600m de basalto sobre ele, a espessura do conjunto de sedimentos do SAG, incluindo os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, varia de 70 a 125m (DINIZ et al., 2014; ROSA FILHO et al., 2006).

O SASG corresponde aos basaltos da Formação Serra Geral, onde a ocorrência de água está comumente associada a basaltos brechados, cavidades entre derrames em corda, fraturas paralelas ao sentido de fluxo do derrame ou as disjunções colunares, presença de vesículas, tubos de lavas, fraturas e falhas (ATHAYDE, 2008, 2013).

É importante destacar que o SASG contempla também uma fina camada de solo alterado que representa o aquífero superficial freático, e que representa um papel importante na interação com os rios. Reginato (2003) e Reginato e Strieder (2006) estudando o SASG no RS apresentaram que o aquífero localizado no manto de alteração sobre as rochas vulcânicas possui como principais condicionantes o solo, o relevo, a tipologia e o clima, os autores ainda indicam que os dois sistemas aquíferos (fraturado e freático) podem ou não apresentar conexão, entretanto, o freático tem papel importante com relação a recarga do aquífero fraturado quando existe conexão entre eles.

O principal fluxo subterrâneo em aquíferos vulcânicos ocorre na horizontal, e secundariamente por estruturas verticais. As estruturas verticais possibilitam a recarga e mistura de águas entre diferentes derrames, bem como intercomunicam diferentes aquíferos dependendo das relações potenciométricas existentes (ATHAYDE, 2013).

Em relação à potencimetria, o SASG é caracterizado como livre em escala regional no estado do Paraná, uma vez que a topografia do nível estático do aquífero acompanha, em geral, o contorno da superfície do terreno. O fluxo se dá de leste para oeste, sendo diretamente influenciada pela direção de mergulho regional da Formação Serra Geral (direção E-W). O controle desse fluxo se dá a partir de duas ordens de grandeza, uma de caráter regional, controlado pelo gradiente da bacia, e outra mais detalhada, caracterizada pelos gradientes de fluxo localizado, condicionados pelas principais drenagens (ATHAYDE, 2013). Na Figura 2.4 está apresentado o mapa potenciométrico da BP3.

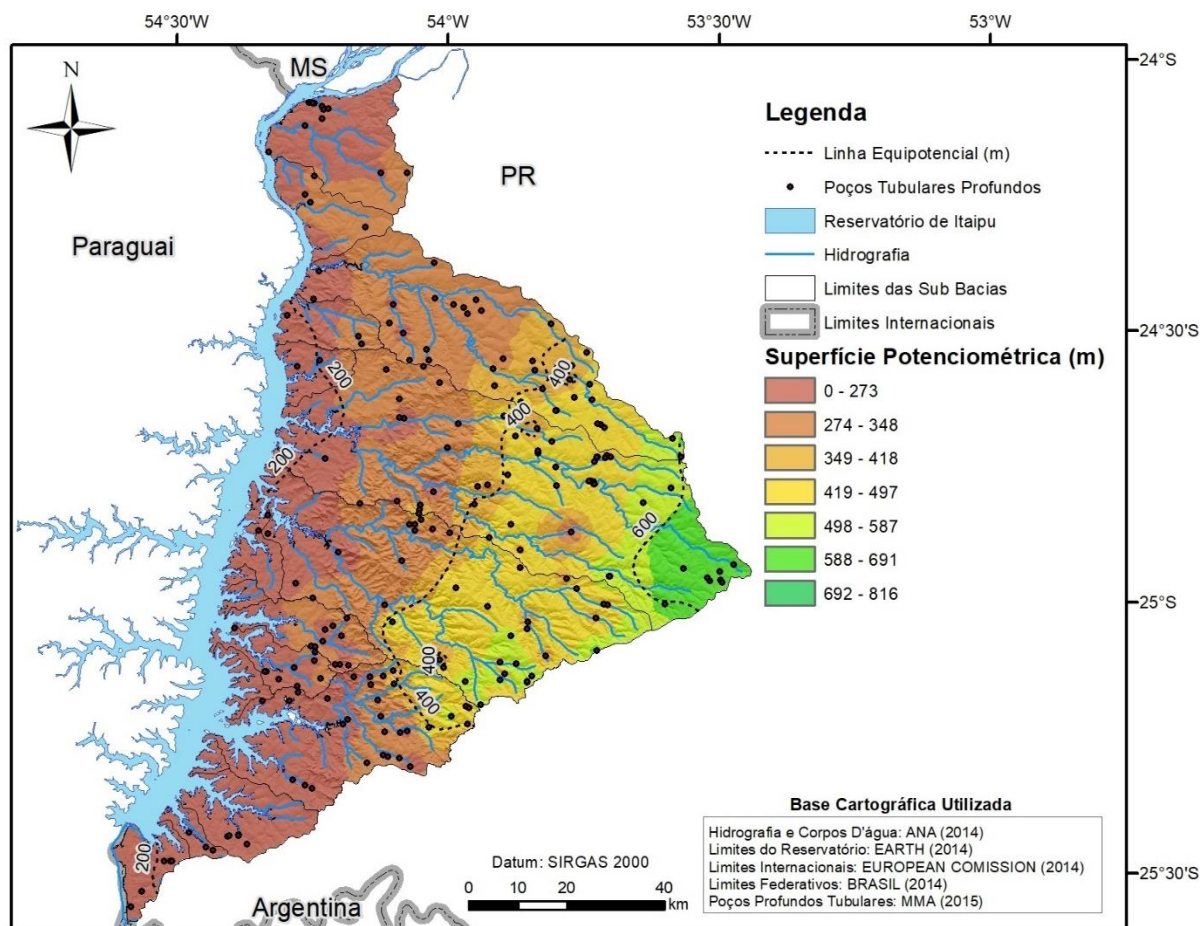


Figura 2.4 – Mapa potenciométrico da BP3 e poços tubulares profundos utilizados. Fonte: MMA (2015).

Na área de estudo, são conhecidos inúmeros casos de jorrância nos poços que captam o SASG, estes casos demonstram que existe a possibilidade física de mistura de águas entre o SASG e o SAG em função das diferentes cargas hidráulicas (ATHAYDE, 2013). Os sistemas de falhas geológicas presentes em toda a bacia do Paraná possibilitam a conectividade hidráulica entre o SASG e o SAG, esse tema já foi objeto de estudo de diversos autores (ATHAYDE, 2008; FERNANDES et al., 2006; PORTELA FILHO, 2003; SOUZA, 2004).

Nanni et al. (2013), em estudo desenvolvido em poços do sistema aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul (RS), analisando águas com teor anômalo de fluoreto e padrões de mistura de água, demonstraram que existe um complexo sistema de mistura entre as águas do SASG e o do SAG, com recarga oriunda da água das chuvas e da água ascendente que se infiltra através de um intenso sistema de fraturas.

Em estudo das relações potenciométricas entre o SASG e o SAG, Athayde et al. (2014) apresentou um perfil esquemático na BP3 (Figura 2.5), com direção norte-sul, considerando poços localizados nos municípios de Marechal Cândido Rondon, Itaipulândia e Foz do Iguaçu.

Nesse perfil pode-se perceber que as relações potenciométricas favorecem a possibilidade de mistura dessas águas, principalmente em cotas inferiores a 300m.s.n.m.

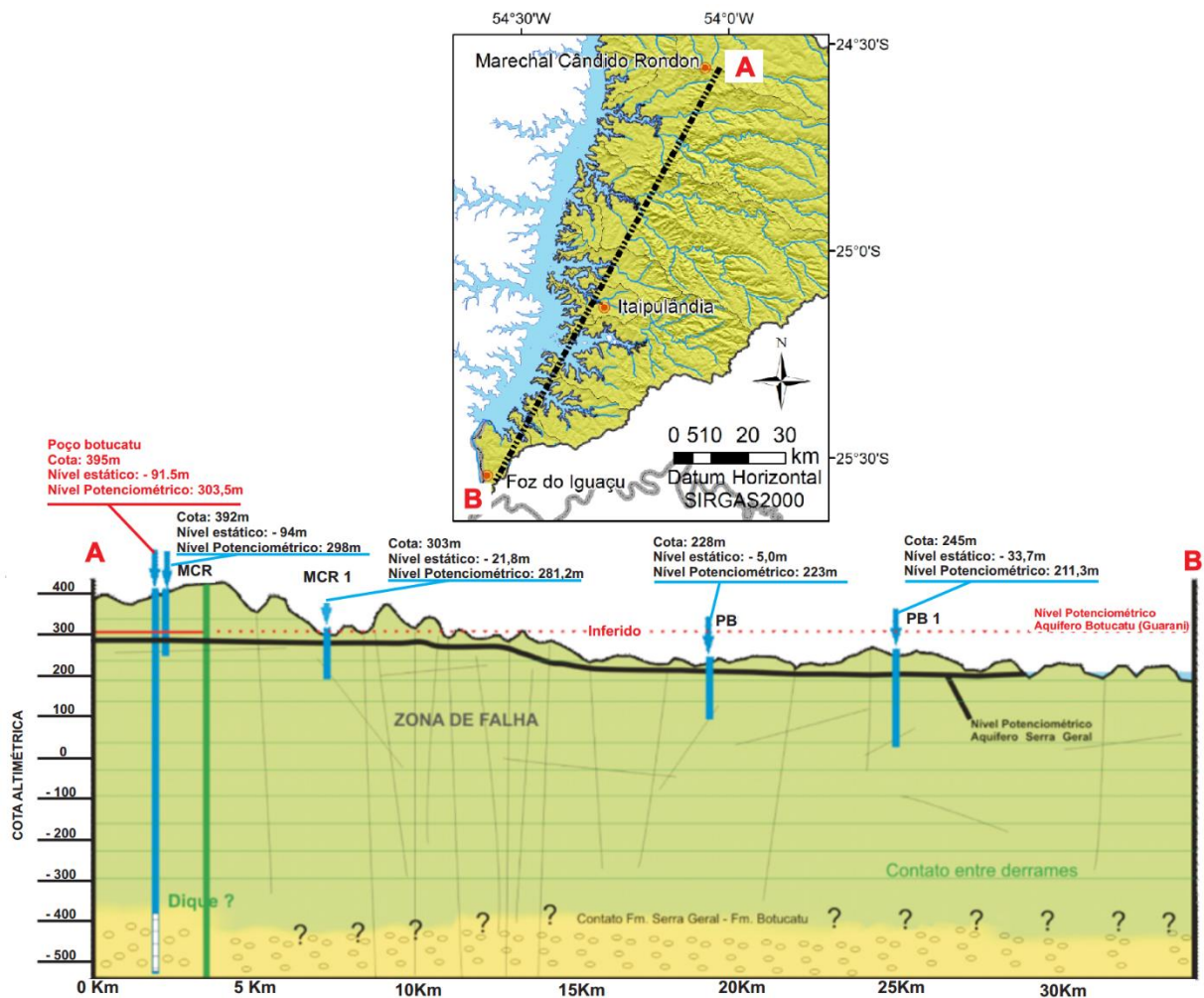


Figura 2.5 – Perfil hidrogeológico esquemático da cota potenciométrica do SAG. Fonte: Athayde et al. (2014).

Também na BP3, Rosa Filho et al. (2006) observou que em diversas localidades, a água do SAG ascende por pressão e se mistura com as águas do SASG. E por meio das estruturas com direções SE-NW, onde os principais rios estão encaixados, ocorre à descarga de águas do SAG na área de estudo.

As duas estações fluviométricas utilizadas na pesquisa (São Francisco Verdadeiro e São Francisco Falso) estão localizadas na cota de 238m, ambas abaixo da cota de 300m indicada como cota potenciométrica do SAG, portanto, existe a possibilidade de que águas oriundas do SAG estejam sendo contabilizadas nas estações fluviométricas utilizadas.

2.1.3.1 Produtividade dos Poços e Aquífero

Conforme apresentado por MMA (2015), a BP3 é a região que apresenta a maior produtividade do aquífero Serra Geral no estado do Paraná, com capacidade específica entre 2 e 4 $\text{m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$, e vazão entre 50 e 100 m^3h^{-1} .

Athayde (2013), analisou 337 poços tubulares profundos destinados ao abastecimento público, pertencentes à SANEPAR e prefeituras, obteve uma vazão média de 21,5 m^3h^{-1} para o SASG, em relação à capacidade específica, foi apresentado o valor de 1,5 $\text{m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$.

O Mapa Hidrogeológico do Brasil ao Milionésimo (DINIZ et al., 2014) indica que a BP3 possui 1.317 poços, os quais apresentam dados de vazão indicam uma média de 18,1 m^3h^{-1} , em relação à capacidade específica, foi apresentado o valor de 2,75 $\text{m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$.

O CBH (2011) mostra que a BP3 possui uma vazão média de 35 m^3h^{-1} nos poços analisados, já considerando somente poços com elevadas profundidades, tem-se o valor de 15 m^3h^{-1} . O trabalho também apresenta que o número de entradas de água nos poços decresce com a profundidade, aproximadamente 90% dessas entradas, concentram-se até a faixa dos 90 aos 110m de profundidade. O trabalho não apresenta os valores de capacidade específica obtidos, entretanto, indica que os valores obtidos estão bastante similares com a variação média de 2 a 5 $\text{m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$, que é a variação verificada em bacias situadas na unidade aquífera Serra Geral Norte.

Para avaliar as características de produtividade da área de estudo foi utilizada a base de dados da Carta das Águas Subterrâneas do Paraná (MMA, 2015), que consistiu e compilou duas bases de dados de poços tubulares profundos, a do Mapa Hidrogeológico do Paraná (CPRM, 2014), e os dados de outorga do Instituto das Águas Paraná. Os poços estão apresentados na Figura 2.6 juntamente com a respectiva vazão e capacidade específica.

Em relação aos aspectos de produtividade, na BP3 a vazão e a capacidade específica média são de 26,2 m^3h^{-1} e 2,7 (m^3h^{-1}) m^{-1} , respectivamente. A vazão dos poços para as áreas de drenagem das estações 64875500 (1406 km^2) e 64892500 (568 km^2) são de 43,4 e 20,6 m^3h^{-1} , respectivamente. Enquanto que, a capacidade específica das estações é de 1,7 e 1,5 (m^3h^{-1}) m^{-1} , respectivamente. Com base nestes resultados, percebe-se que a área de drenagem da bacia 64875500 apresenta maior favorabilidade a ocorrência de águas subterrâneas.

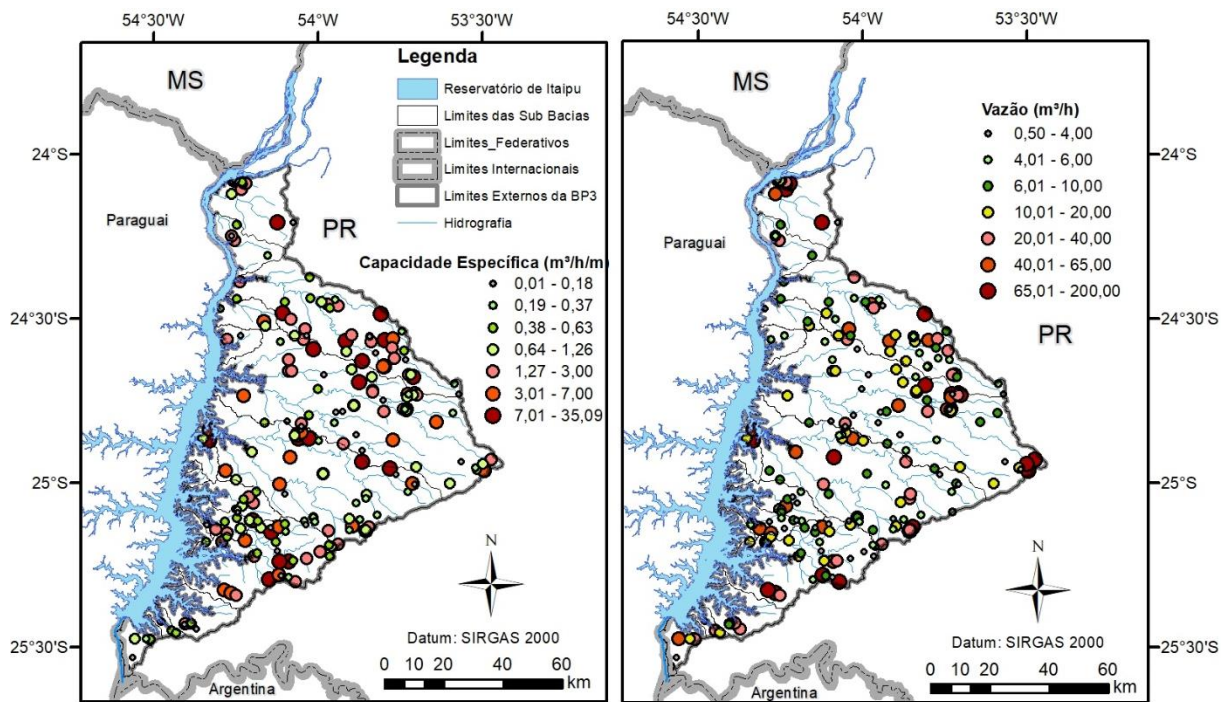


Figura 2.6 – Vazão e capacidade específica dos poços tubulares profundos utilizados.

2.1.3.2 Disponibilidade Hídrica Instalada

O Mapa Hidrogeológico do Brasil (DINIZ et al., 2014) apresenta uma estimativa de disponibilidade hídrica instalada anual de água subterrânea para todo o Brasil com base no banco de dados SIAGAS da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), os autores verificaram que muitos poços não fornecem todas as informações necessárias para determinar os volumes explorados, dessa forma, nos poços com dados disponíveis, os autores adotaram diferentes tempos de bombeamento diário de acordo com a utilização do poço. No mesmo estudo, verificou-se que a região onde está localizada a BP3 mostrou elevados volumes anuais (Figura 2.7) comparativamente com outras regiões do Brasil.

O Sistema Aquífero Serra Geral a região da BP3 possui quatro dos oito municípios com maiores vazões outorgadas no estado do Paraná. O número de poços operantes nestes quatro municípios (Toledo, Cascavel, Foz do Iguaçu e Marechal Cândido Rondon) é de 668 (MMA, 2015).

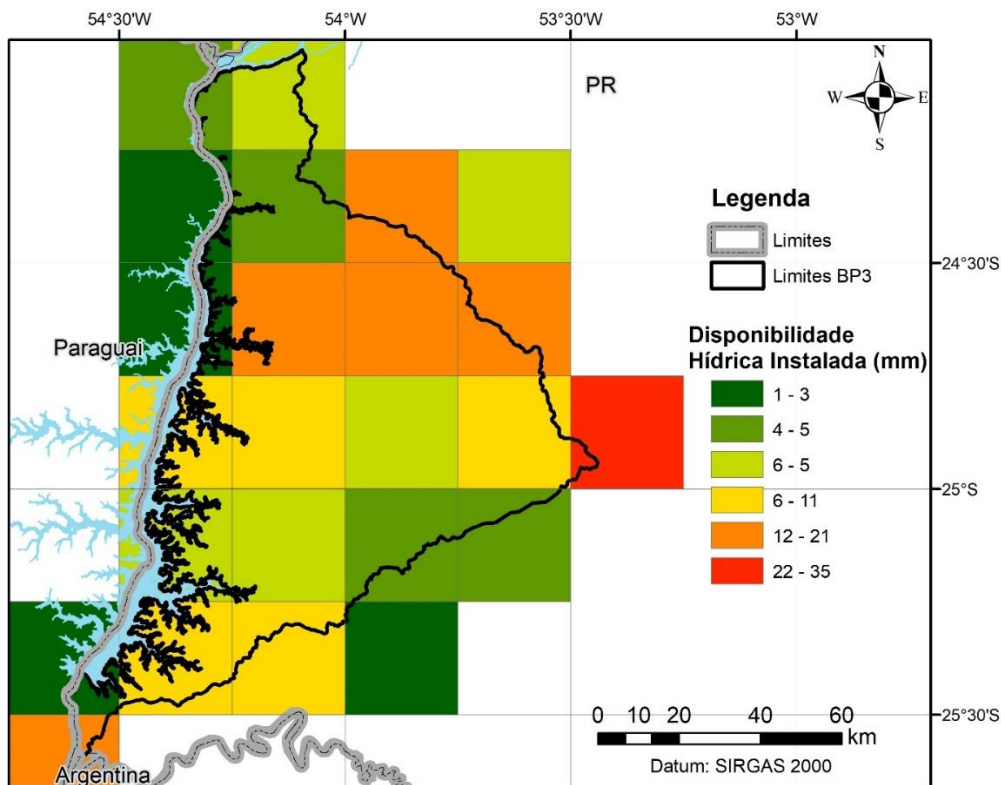


Figura 2.7 – Disponibilidade hídrica instalada. Fonte: Diniz et al. (2014)

2.1.4 Geomorfologia

A geomorfologia desempenha um papel importante para a recarga subterrânea, declives acentuados costumam apresentar baixas taxas de infiltração, e elevadas taxas de escoamento superficial (HEALY, 2010). O fator relevo corresponde a um dos condicionantes dos aquíferos fraturados, por conta principalmente do grau de dissecação (REGINATO; STRIEDER, 2006).

A altimetria da área de estudo foi avaliada por meio do Modelo Digital de Elevação *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com 90m de resolução espacial (WEBER; HASENACK; FERREIRA, 2004). Já o relevo foi avaliado por meio do mapa de declividades do solo (LADEIRA NETO, 2013) que utiliza a classificação de relevo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2006), na qual são apresentadas cinco classes definidas por meio da declividade predominante, conforme apresentado na Figura 2.8.

Em relação à altimetria, percebe-se que a região leste da bacia, nas proximidades do município de Cascavel, apresenta as maiores altitudes, atingindo o valor máximo de 781m. No sentido Leste-Oeste ocorre uma redução de altitude, nas proximidades ao reservatório de Itaipú, a altitude é de 93m.

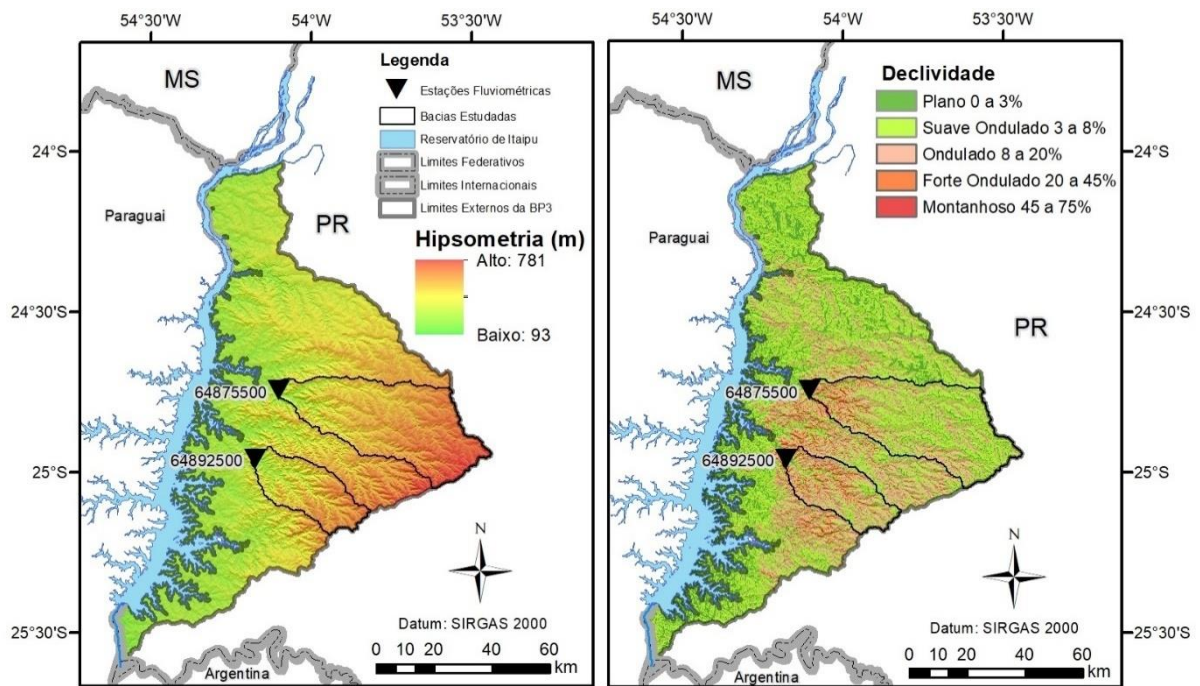


Figura 2.8 - Mapa de altimetria e declividades Fonte: EMBRAPA, 2006; Ladeira Neto, 2013; Weber; Hasenack; Ferreira, 2004.

Os relevos predominantes na área são o suave ondulado e o ondulado, na transição entre as elevadas altitudes para as baixas, ocorre o relevo ondulado, essas regiões estão localizadas nas áreas centrais e ao sul, o restante da área predomina o relevo suave ondulado.

Athayde (2013) comparou condicionantes geomorfológicos apresentados por MINEROPAR (2006) com características hidrodinâmicas de poços em todo o Paraná, verificando que a dissecação do relevo é inversamente proporcional à produtividade dos poços, onde áreas de baixa dissecação apresentariam processos erosivos reduzidos, baixas velocidades de escoamento superficial e maior potencial de infiltração (favorecendo a recarga do aquífero fraturado). Além dos aspectos geomorfológicos, o autor também concluiu que aspectos estruturais e tectônicos também governam a ocorrência de poços com relevantes índices de produção.

Os condicionantes geomorfológicos obtidos por MINEROPAR (2006) na escala de 1:250.000 foram avaliados para as bacias hidrográficas das estações fluviométricas São Francisco Verdadeiro (64875500) e São Francisco Falso (64892500), conforme apresentado na Figura 2.9.

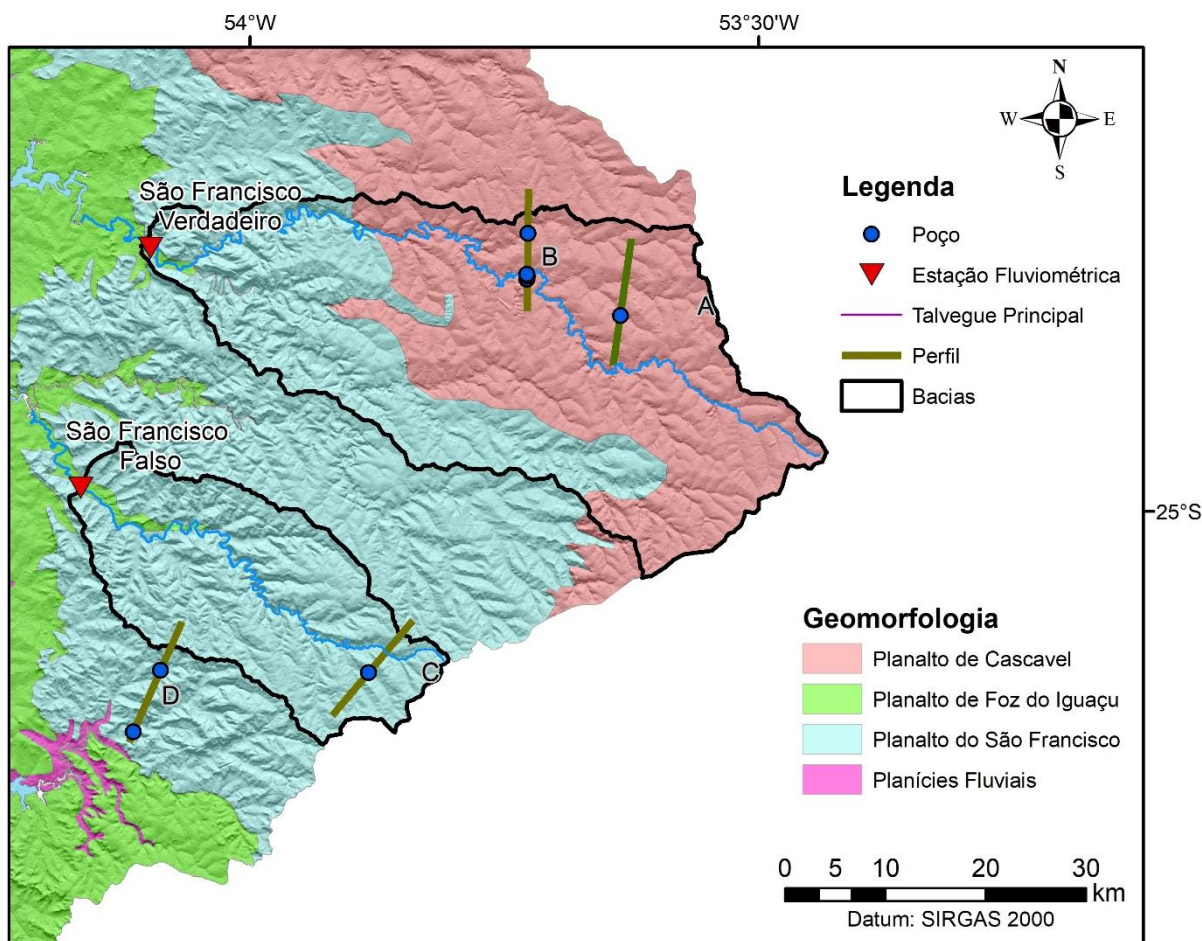


Figura 2.9 – Geomorfologia e localização dos perfis topográficos analisados. Fonte: MINEROPAR (2006).

A área de drenagem da estação São Francisco Verdadeiro (64875500) contempla os planaltos de Cascavel e São Francisco. A porção leste e nordeste da área contempla o planalto Cascavel de dissecação média, essa região apresenta topos alongados e aplainados, com baixas declividades (menores que 12%), também são encontradas vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

A área de drenagem da estação São Francisco Falso (64892500) contempla o planalto São Francisco, a região apresenta as mesmas características do planalto Cascavel, a diferença principal entre as áreas é a declividade (menores que 30%), e também em relação aos topos, o planalto São Francisco apresenta topos somente alongados, enquanto que o planalto Cascavel apresenta topos alongados e aplainados.

A Figura 2.11 e a Figura 2.12 apresentam perfis longitudinais obtidos por geoprocessamento usando um modelo digital de elevação para regiões dentro das duas estações fluviométricas de geomorfologia distintas estudadas. Nessas figuras é possível ver as diferenças entre os topos somente alongados e os topos alongados e aplainados, além disso, é possível ver o nível estático de poços tubulares localizados no perfil.

Nos perfis percebe-se que os topos alongados e aplainados, característica predominante na estação 64875500, apresentam maior tendência a infiltração das águas das chuvas, já os topos somente alongados, predominante na estação 64892500, favorecem a geração do escoamento superficial.

Portanto, em uma análise inicial considerando somente a geomorfologia é de se esperar que as taxas de recarga subterrânea da estação 64875500 sejam superiores a estação 64892500.

Uma diferença bastante marcante entre as duas estações estudadas é a declividade do leito principal do rio desde a sua nascente (Figura 2.9), conforme apresentado na Figura 2.10. A estação 64892500 apresenta uma declividade do canal menor, enquanto que a estação 64875500 apresenta uma rápida queda de altitude.

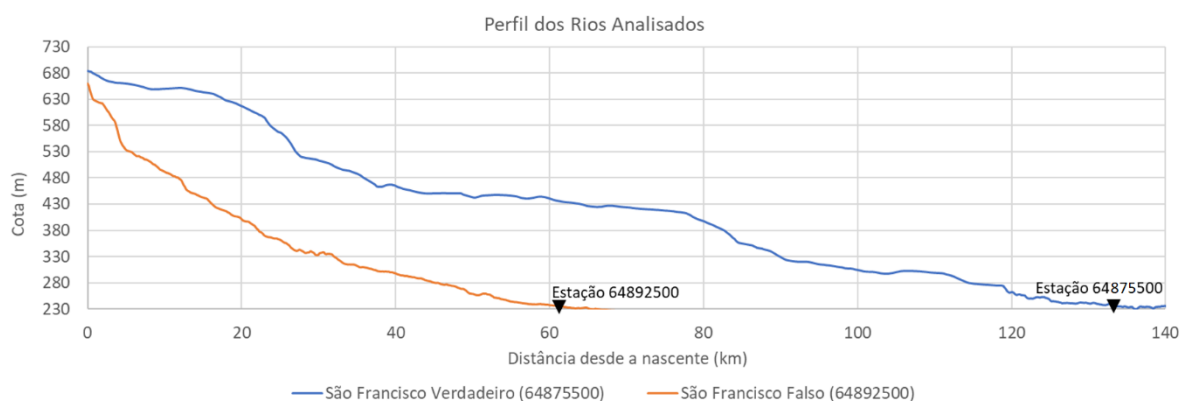


Figura 2.10 – Perfil longitudinal dos rios São Francisco Verdadeiro (64875500) e São Francisco Falso (64892500).

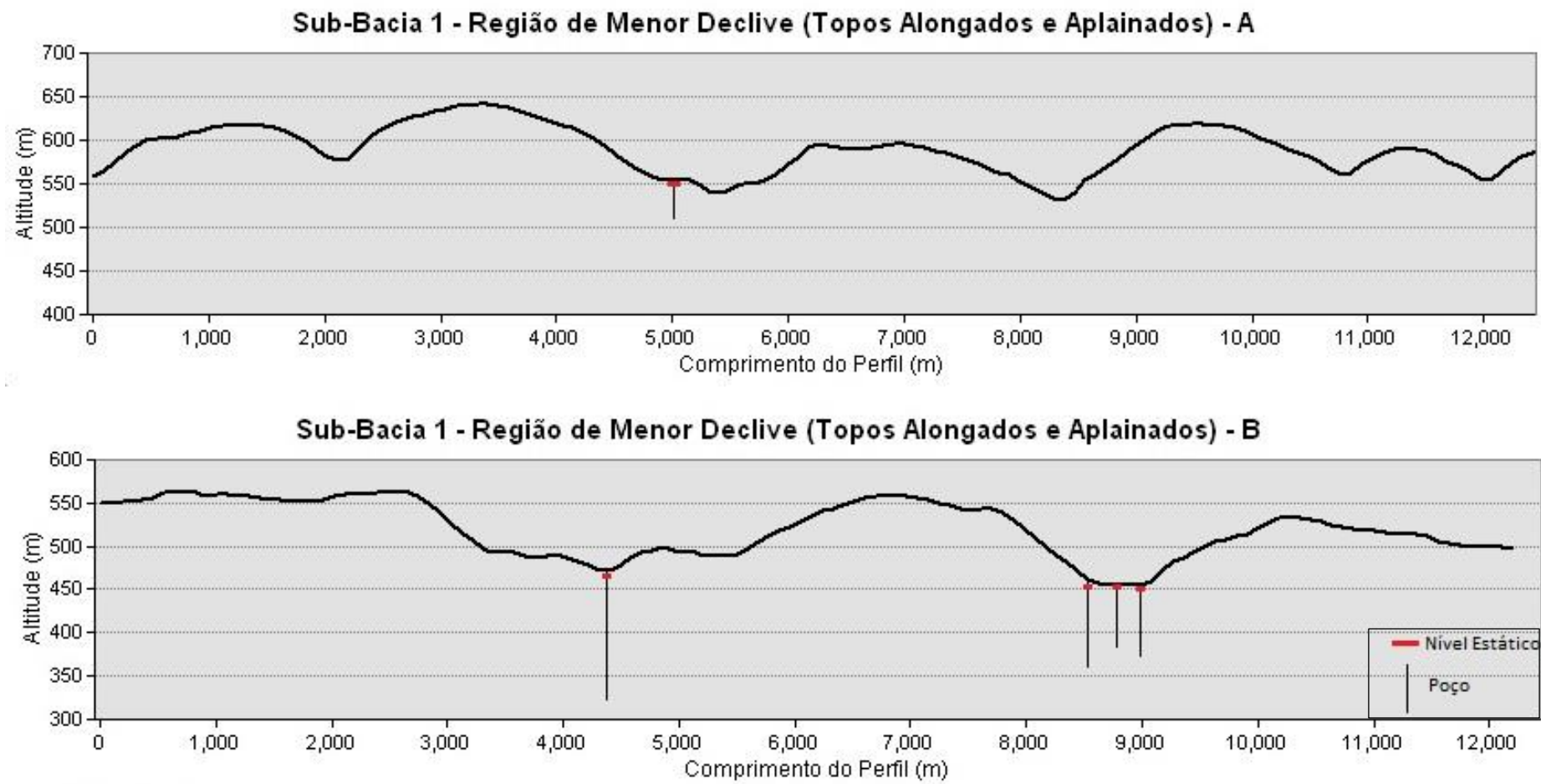


Figura 2.11 – Geomorfologia da área de drenagem da estação fluviométrica São Francisco Verdadeiro.

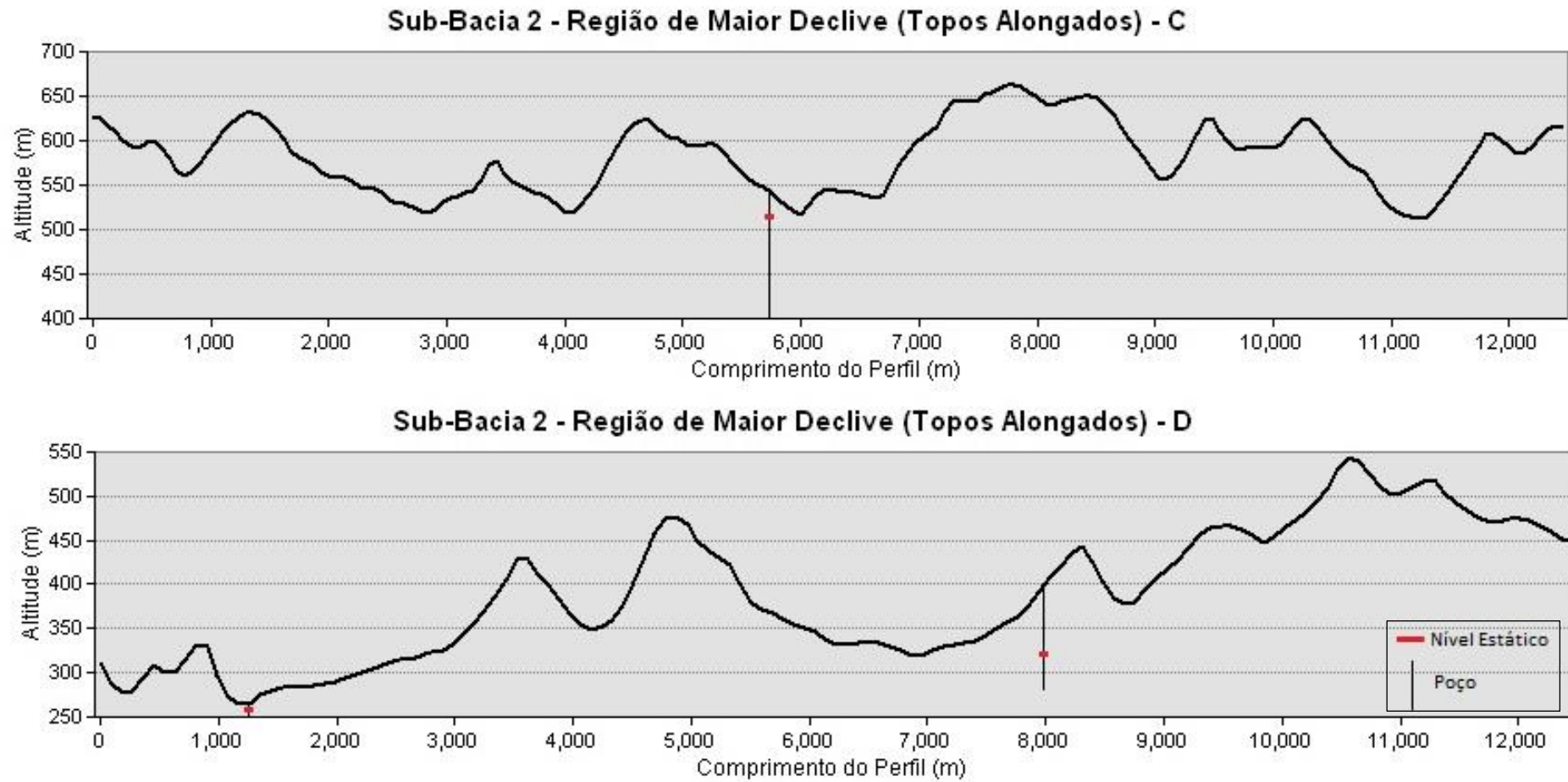


Figura 2.12 – Geomorfologia da área de drenagem da estação fluviométrica São Francisco Falso.

2.1.5 Características dos Solos

Os tipos de solos obtidos por EMBRAPA (2007) foram avaliados para as bacias hidrográficas das estações fluviométricas 64875500 e 64892500, os solos foram agrupados segundo suas características de geramento de escoamento superficial. Os latossolos, nitossolos, chernossolos, argissolos e organossolos foram considerados solos com elevada capacidade de armazenamento e baixa geração de escoamento superficial, enquanto que, os neossolos foram considerados como solos de baixa capacidade de armazenamento e elevado potencial de geração de escoamento superficial, conforme apresentado na Figura 2.13.

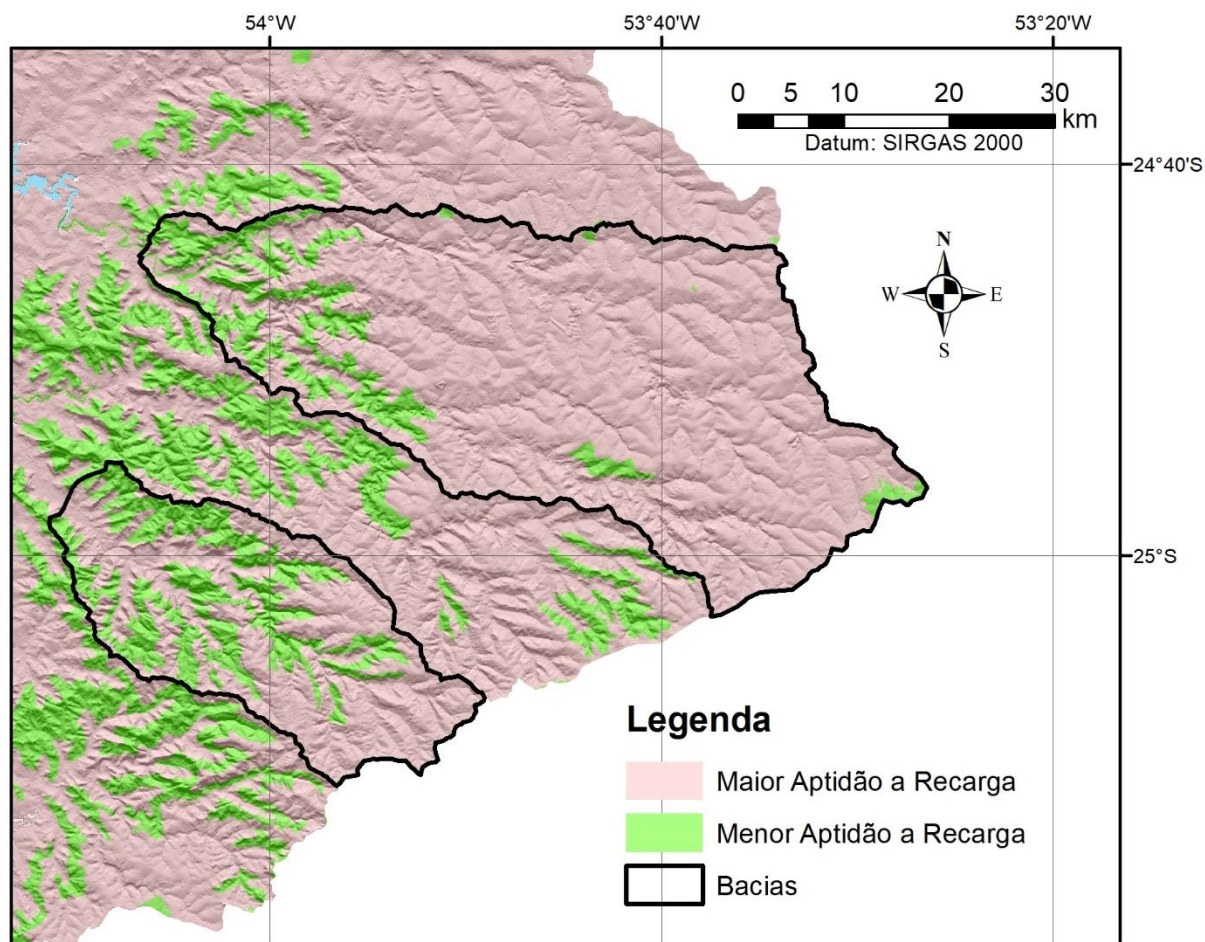


Figura 2.13 – Aptidão a recarga subterrânea de acordo com o tipo de solo

A área de drenagem da estação São Francisco Verdadeiro (64875500) apresenta predominância de Latossolos e de Nitossolos com 48% e 41%, respectivamente, em menores porções também afloram neossolos (10%). Os latossolos estão localizados em sua maior parte nas regiões mais planas da bacia sobre os topos alongados e aplainados, já os nitossolos estão localizados juntos as drenagens e em áreas próximas. Os neossolos somente estão presentes nas partes mais a jusante da bacia, onde as declividades são mais elevadas.

Na bacia da estação São Francisco Falso (64892500) ocorre uma redução dos latossolos (21%) como resposta a redução das áreas mais planas, nessa região ocorre a predominância de

Nitossolos e Neossolos com 47 e 33%, respectivamente. Os Nitossolos estão presentes ao longo da drenagem dos rios, enquanto que os neossolos aparecem de maneira bastante representativa nos topos alongados em regiões de maior declive.

Analisando os resultados, percebe-se que para a bacia São Francisco Verdadeiro (64875500) apresenta baixo potencial de geração de escoamento superficial, favorecendo a infiltração da água, essa é uma característica de latossolos e nitossolos em regiões de baixo declive.

Enquanto que para a bacia São Francisco Falso (64892500), a existência de elevadas porções de neossolos aliado as elevadas declividades favorece a geração de escoamento superficial, com restrição à ocorrência de infiltração. Assim como a geomorfologia, os solos existentes na região indicaram que a estação 64875500 apresenta maior tendência à ocorrência de recarga subterrânea.

EMBRAPA (2012) indica que na região do planalto do São Francisco ocorre predominância de Nitossolos com profundidades entre 1 e 2m, além disso, na encostas ocorrem neossolos rasos com profundidades inferiores a 50cm. Já para a região do planalto de Cascavel ocorrem nitossolos com profundidades entre 1 e 2m, além de latossolos com profundidades acima de 2m. Portanto, percebe-se que a bacia do São Francisco Verdadeiro apresenta solos mais profundos que a bacia do São Francisco Falso, principalmente pelas menores proporções de neossolos. A profundidade dos solos apresenta papel fundamental na ocorrência da recarga subterrânea (REGINATO; STRIEDER, 2006).

Os estudos apresentados anteriormente trazem muitas informações valiosas a respeito das águas subterrâneas da região, entretanto, a questão da recarga subterrânea ocasionada pela chuva, e a descarga do aquífero para os rios segue pouco compreendida até então, evidenciando assim, a importância deste estudo para a área.

Portanto, para complementar o entendimento da dinâmica das águas subterrâneas da região, serão utilizadas técnicas que quantificam a entrada de água da chuva até os níveis dos aquíferos e a descarga destes para os rios. Os capítulos seguintes deste trabalho tratam dos métodos que serão utilizados para investigar essa dinâmica na área de estudo.

2.2 Modelo Conceitual Hidrogeológico

Modelos hidrogeológicos conceituais buscam simplificar as informações de campo para permitir a implementação de modelos computacionais, para isso, procura-se estabelecer a geometria do sistema com suas camadas geológicas, seus contornos, suas interconexões hidráulicas, suas recargas e bombeamentos. No modelo conceitual procura-se conciliar a

representação da realidade hidrogeológica da forma mais fiel possível, com algumas simplificações que facilitem a aplicação de modelos numéricos (FEITOSA et al., 2008).

Diversos trabalhos já apresentaram propostas de modelos conceituais para o Sistema Aquífero Serra Geral em diferentes locais. Lastoria et al. (2006) apresentam um modelo para entender os fluxos dentro do aquífero para o estado do Mato Grosso do Sul, verificando uma predominância de fluxo e acúmulo das águas em sistemas de juntas horizontais.

Fernandes et al. (2016) e Fernandes, Maldaner e Rouleau (2011) apresentam um modelo preliminar conceitual do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) com o objetivo de entender a conectividade entre o SASG e o SAG na região de Ribeirão Preto (SP), os autores utilizaram investigação geológica detalhada e análises químicas para propor o modelo.

Athayde e Athayde (2015) descrevem para o SASG paranaense que áreas com características geomorfológicas como topos alongados e aplainados; vertentes retilíneas e côncavas na base; vales em calha; vales em V e vales em V encaixados estão associadas a poços com bons índices de produção.

Dessa forma, o presente estudo visa fornecer importantes contribuições sobre a relação aquífero-rio, visando complementar o entendimento da dinâmica de fluxo desses aquíferos, pois a água se movimenta tanto nas camadas de solos como nas fraturas.

A seguir serão apresentadas importantes informações sobre os mecanismos que influenciam na dinâmica das águas subterrâneas, além disso, também serão apresentadas as características físicas da área da BP3. Esse detalhamento permite melhorar o entendimento da dinâmica hidrogeológica da área de estudo, corroborando na interpretação dos resultados gerados.

2.3 Interação entre as Águas Superficiais e Subterrâneas

As águas subterrâneas e superficiais não são componentes isoladas no sistema hidrológico, ao invés disso, elas interagem em uma variedade de cenários físicos e climáticos (SOPHOCLEOUS, 2002). As interações entre as águas superficiais e subterrâneas são governadas, na maioria das bacias, pelas diferenças entre o nível do aquífero e do rio (WINTER et al., 1999).

Quando o nível do aquífero é superior ao do rio, situação que ocorre em regiões mais úmidas, o rio é efluente, quando a cota do rio é superior a cota do aquífero, tem-se um rio afluente, conforme apresentado na Figura 2.14 (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

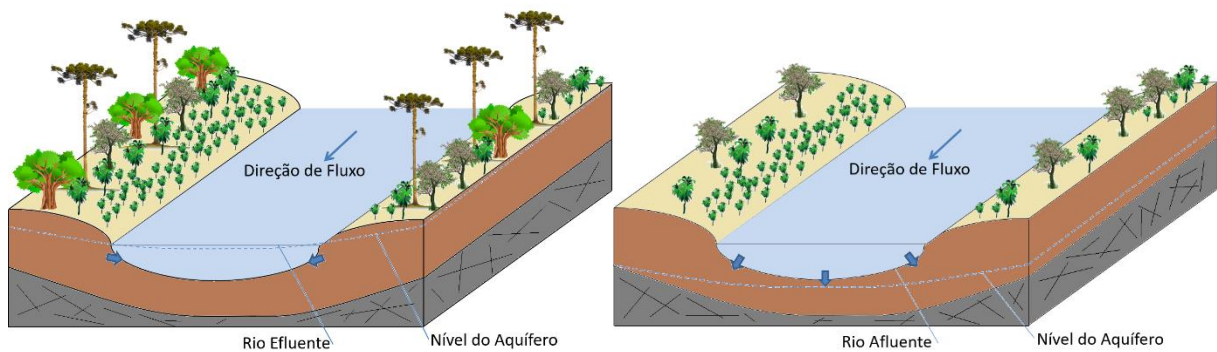


Figura 2.14 – Rio efluente e rio afluente.

A interação de um rio efluente com o aquífero é verificada principalmente por meio do escoamento de base dos rios perenes, normalmente em regiões mais úmidas. O momento posterior a um evento de chuva, somado ao tempo de concentração de uma determinada bacia, representa o instante em que a vazão do rio é equivalente à vazão de descarga de um determinado aquífero, esse fluxo é chamado de fluxo de base (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013; FEITOSA et al., 2008; HEALY, 2010).

O “fluxo de base” é a fração da descarga de um rio que não é atribuída ao escoamento superficial originado pela precipitação, sustentada por um fluxo contínuo mesmo em situações de seca, sendo um exutório natural de descarga dos aquíferos. Sendo assim, as águas subterrâneas apresentam um papel importante na dinâmica dos rios (EBRAHIM; VILLHOLTH, 2016).

Conforme Sophocleous (2002), uma fração do escoamento de base é derivada da drenagem de lagos e banhados, ou até mesmo da lenta drenagem de solos de fina granulometria, entretanto, a maior parte é oriunda do fluxo subterrâneo.

A vazão de um rio é gerada pela combinação da água que retorna do compartimento subterrâneo (*baseflow*), subsuperficial, que é a água oriunda do subsolo com rápido escoamento (*interflow*), e da água oriunda do escoamento superficial em áreas pouco permeáveis ou temporariamente saturadas (*saturated overland flow*). A Figura 2.15 apresenta de maneira simplificada as três diferentes fontes de escoamento dos rios em um hidrograma (FREEZE; CHERRY, 1979; MAIDMENT, 1992).

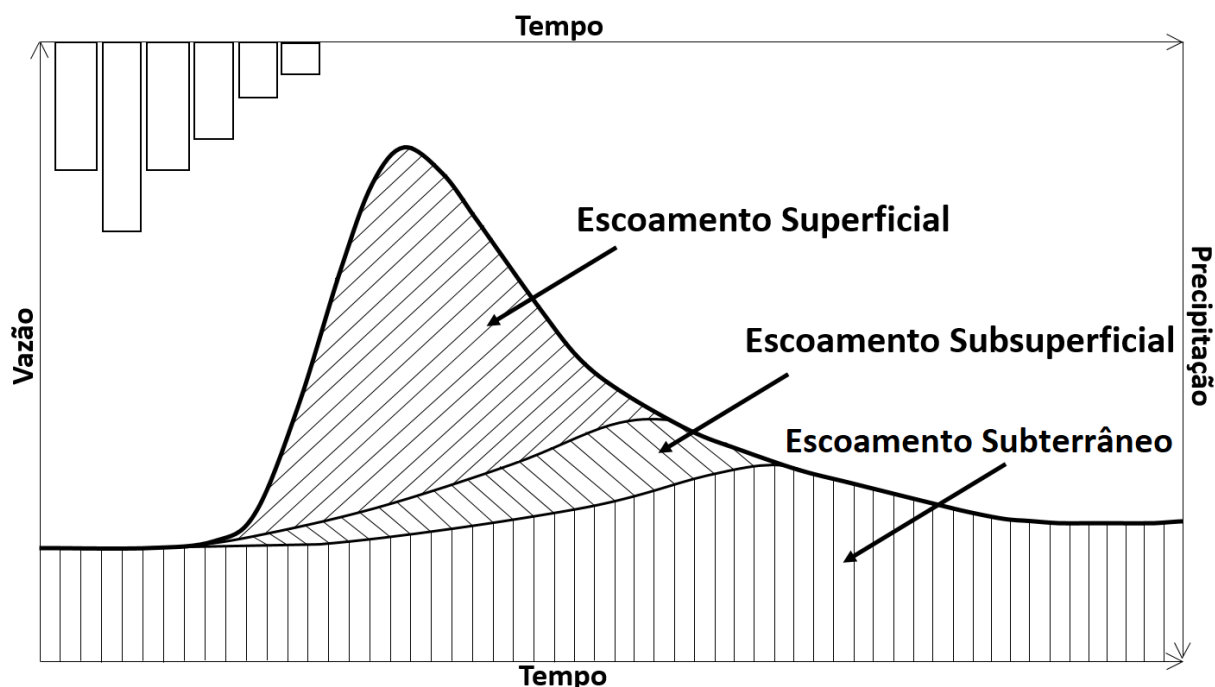


Figura 2.15 – Diferentes origens do escoamento em um rio.

Dessa forma, a origem das águas de um rio deve ser estudada considerando as suas três diferentes origens: escoamento superficial (*saturated overland flow*), subsuperficial (*interflow*), e subterrâneo (*baseflow*).

O escoamento subsuperficial (*interflow*) foi mostrado experimentalmente por Hewlett e Hibbert (1963). Para o processo ser observado é necessário um solo de alta permeabilidade em sua superfície (FREEZE; CHERRY, 1979). A Figura 2.16 mostra uma representação dos três tipos de escoamentos.

Healy (2010) e Linsley (1982) descrevem o fluxo de base como a fração representada por toda porção de água que não é originada diretamente do escoamento superficial e subsuperficial, podendo também incluir a água oriunda do *bank storage*.

Conforme Maidment (1992), as vazões rápidas (*interflow* e *saturated overland flow*) podem ser avaliadas de forma conjunta, e são convencionalmente separadas das vazões lentas (*base flow*) por meio da análise do hidrograma, no qual uma linha que vai desde o início do aumento das vazões até o momento em que as vazões decaem (recessão).

Um rio pode rapidamente passar de receptor para fornecedor de água subterrânea como resposta a uma elevação da água do rio associada a um grande evento de chuva (FEITOSA et al., 2008; HEALY, 2010).

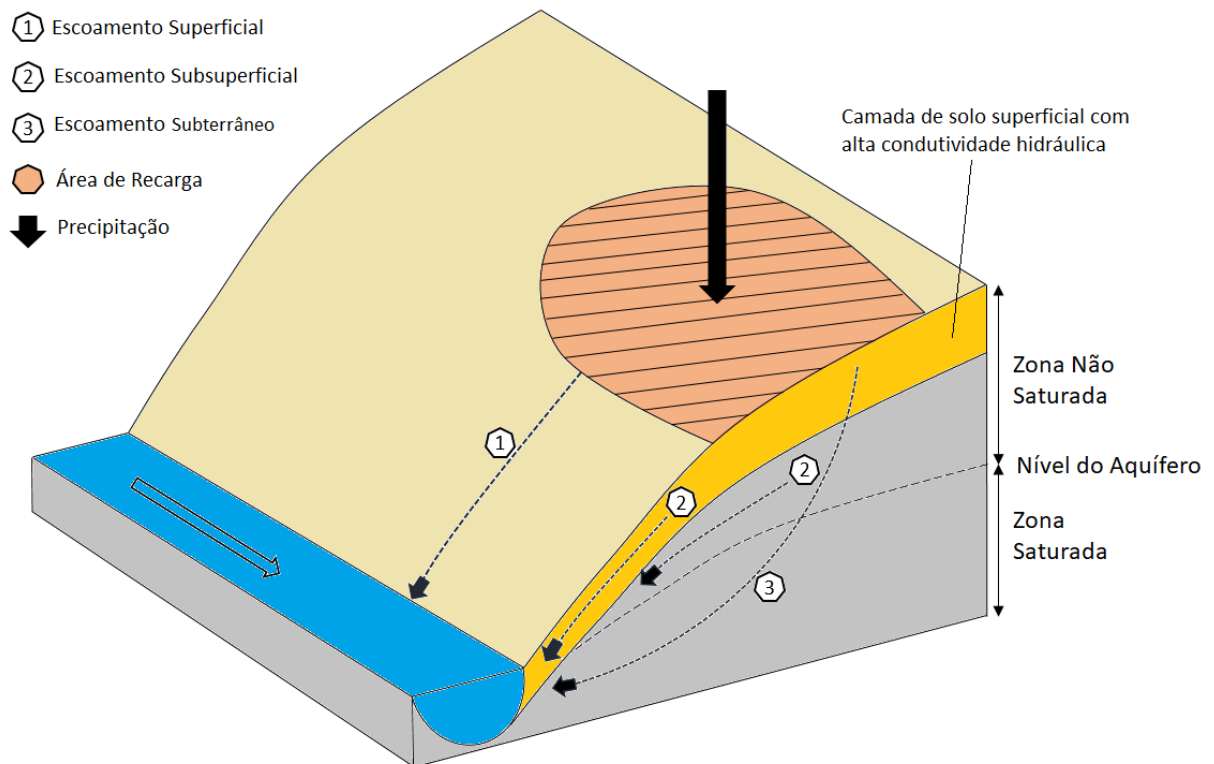


Figura 2.16 – Diferentes origens do escoamento em um rio.

Quando o nível se eleva, as águas fluem para as margens onde permanecem armazenadas, essas regiões são também conhecidas como *stream banks*. Se o NE do aquífero é conectado ao rio, o armazenamento da água nas margens é conhecido como *bank storage*. A partir do momento que o nível do rio voltar a sua posição normal abaixo do nível do aquífero, a água armazenada no *bank storage* retornará (HEALY, 2010). A Figura 2.17 apresenta de maneira simplificada esse mecanismo.

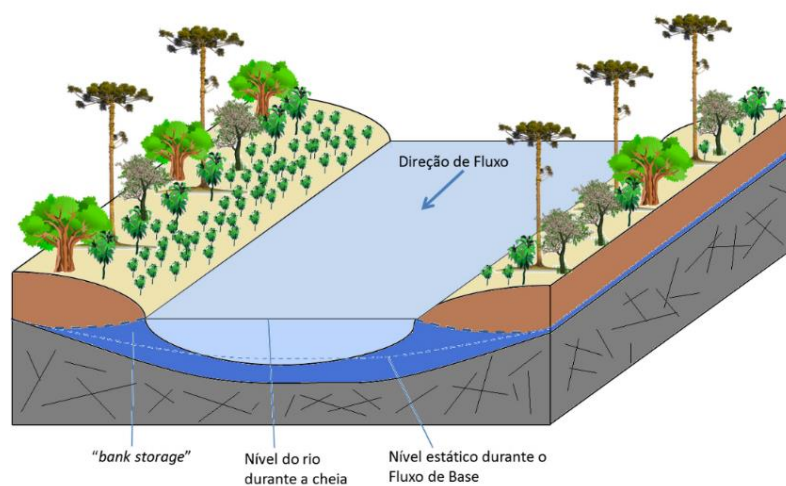


Figura 2.17 – Dinâmica da água em eventos de cheia nos rios. Fonte: Adaptado de Winter et al., (1998).

As contribuições da água armazenada nos *bank storage* podem manter as vazões de um rio por determinados períodos de tempo após eventos de chuva, e é dependente do tamanho da cheia e das propriedades hidráulicas dos solos (HEALY, 2010).

2.4 Recarga Subterrânea

Um dos principais mecanismos que rege as relações entre as águas superficiais e subterrâneas é a recarga dos aquíferos, Healy (2010) define a recarga como o fluxo de água que infiltra no solo e atinge o nível estático de água subterrânea, essa definição não considera o fluxo de água entre diferentes sistemas aquíferos. Normalmente a recarga é apresentada em unidade de volume por tempo ($\text{m}^3\text{ano}^{-1}$) ou volume por unidade de área em um determinado período de tempo ($\text{mm}^1\text{ano}^{-1}$), além disso, costuma-se avaliar as frações de recarga em relação à chuva total anual das regiões estudadas.

A recarga é um dos mais importantes componentes do balanço de massa em estudos de água subterrânea, e também é um dos componentes menos entendidos, especialmente porque varia largamente no espaço e tempo, e as taxas são dificilmente medidas de forma direta (HEALY, 2010).

Diferentemente da recarga, a infiltração no solo é caracterizada como a entrada de água na superfície do solo e seu deslocamento vertical através do perfil do solo (BRUTSAERT, 2005). Para que a água infiltrada se transforme em recarga, ela deve satisfazer a capacidade de campo de um determinado solo, e atingir o nível estático do aquífero (HEALY, 2010).

Freeze e Cherry (1979) apresentam que em áreas elevadas ocorre a recarga, e nas áreas de topografia mais baixa ocorre a descarga dos aquíferos, os autores ainda citam que as áreas de descarga dos aquíferos normalmente constituem entre 5 e 30% da área da bacia. Entretanto, a altitude não é o único fator que pode definir as áreas de recarga, Healy (2010) mostra que o relevo local e a orientação das cadeias de montanhas também são fatores topográficos adicionais que podem afetar a recarga.

O grau de dissecação tem um papel importante na formação de zonas de descarga dos aquíferos, prejudicando assim as recargas e a ocorrência de aquíferos fraturados. As zonas que apresentam alto grau de dissecação são menos favoráveis à ocorrência de águas subterrâneas, visto que o armazenamento é menor e a descarga passa a ser maior em função da possibilidade de fontes nas encostas originadas pela quebra do relevo (HAUSMAN, 1995; LISBOA, 1993 apud REGINATO; STRIEDER, 2006).

Tendências sistemáticas na dinâmica da recarga são normalmente associadas a tendências no clima, entretanto, o uso do solo e a geologia também são importantes. A aleatoriedade na

variação espacial da recarga é normalmente verificada em escalas pontuais, podendo ser atribuída à heterogeneidade da drenagem de solos, à variação da vegetação, entre outros (HEALY, 2010; LORENZ; DELIN, 2007).

Boas condições de recarga são fundamentais para a manutenção de forma sustentável das vazões nas drenagens em épocas de estiagem, com importantes reflexos nas atividades humanas e na preservação dos ecossistemas (FREITAS; BACELLAR, 2013).

Uma enorme quantidade de trabalhos encontrados na literatura estuda a recarga subterrânea para diferentes regiões do mundo, a seguir estão apresentados alguns importantes estudos de recarga em regiões onde existem aquíferos fraturados.

Risser, Gburek e Folmar (2005) avaliaram diferentes métodos de cálculo para estimar a recarga na região leste central da Pensilvânia nos Estados Unidos em área com sistemas aquíferos fraturados e clima úmido continental. Os aquífe

ros da área estudada são compostos por folhelhos dobrados e fraturados, siltitos e arenitos das Formações Trimmers Rock e Catskill de idade devoniana e mississippiana. Os autores obtiveram resultados variando entre 251 e 355mm, esses limites representam 24 e 33% da precipitação total anual.

Bortolin, Reginato e Schneider (2016) estudaram a recarga subterrânea em uma bacia hidrográfica no SASG no estado do Rio Grande do Sul usando o método do balanço hídrico, os resultados obtidos indicaram uma taxa de recarga média mensal de 25% e anual de 18% em relação à precipitação que ocorre na bacia.

Borges et al. (2017) estudaram a recarga subterrânea do SASG no estado do Paraná em importantes bacias hidrográficas usando a separação do escoamento de base, obtendo valores recarga entre 11 e 28% em relação à chuva total anual, as bacias estudadas na presente pesquisa não contemplaram a área da BP3.

A BP3 não apresenta estudos na qual as taxas de recarga são quantificadas em detalhe. A seguir são apresentados os métodos utilizados que permitem que essas taxas sejam quantificadas.

2.5 Métodos de Recarga Subterrânea

A escolha de um método de recarga depende dos dados existentes, dos objetivos propostos e da dimensão do sistema envolvido (HEALY, 2010).

Delin e Risser (2007) mostram uma série de trabalhos de recarga realizados nos Estados Unidos da América, os autores mostram que o método do balanço hídrico é normalmente utilizado para representar a recarga em escala local, enquanto que, o método da separação do

escoamento de base costuma ser utilizado para escalas de bacia. Scanlon, Healy e Cook (2001) mostra que modelos chuva-vazão podem ser usados para avaliar a recarga em grandes áreas.

A seguir estão apresentados três diferentes métodos de estimativa da recarga subterrânea (balanço hídrico, separação do escoamento de base e modelagem hidrológica), de especial interesse da presente pesquisa, pois serão aplicados na área de estudo.

2.5.1 Balanço Hídrico

O método do balanço hídrico para estimativa de recarga subterrânea é largamente utilizado, normalmente o uso do balanço é derivado de um volume de controle, como um exutório ou um aquífero. Em que todos os componentes, exceto a recarga, são medidos ou estimados, dessa forma, a recarga é atribuída ao resíduo desse balanço (HEALY, 2010).

A equação do balanço hídrico obedece ao princípio da conservação da massa ou princípio da continuidade, onde a diferença entre as entradas e saídas é igual à variação do armazenamento do sistema (FEITOSA et al., 2008).

De acordo com Feitosa et al. (2008), visando estimar a recarga de uma determinada região, a equação básica do balanço hídrico de um sistema pode ser escrita conforme a Figura 2.18 e a equação a seguir.

$$P - ETR - ES - R = \Delta S \quad (\text{Equação 2.1})$$

em que P representa a precipitação (mm), ETR representa a evapotranspiração real (mm), ES representa o escoamento superficial (mm), R representa a recarga (mm), e ΔS representa a variação no armazenamento de água no solo (mm).

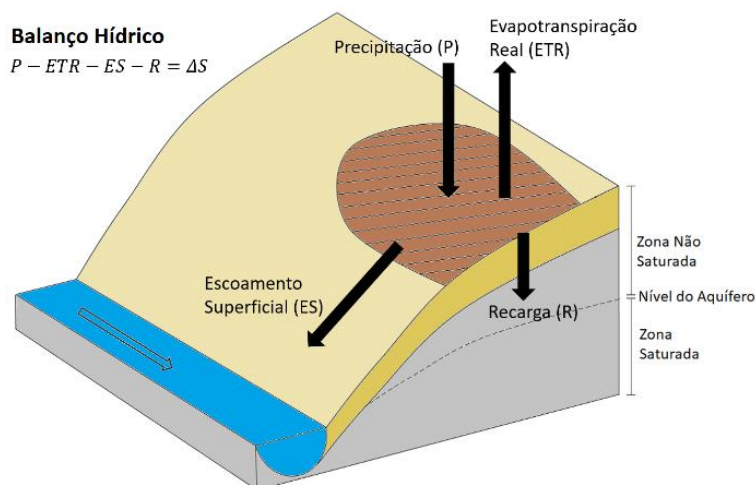


Figura 2.18 – Configuração do balanço hídrico utilizado.

A equação proposta por Feitosa et al. (2008) considera os principais componentes do balanço hídrico, entretanto, apesar da sua simplicidade, nem sempre os termos são facilmente

ou adequadamente quantificados. É importante destacar que a recarga indicada na equação do balanço hídrico adotada contempla o escoamento subterrâneo e o escoamento subsuperficial juntos.

As incertezas na estimativa pelo balanço hídrico em zonas mais úmidas são pequenas em relação ao total da recarga, sendo adequado para escalas de tempo de um ano ou mais, principalmente por causa do balanço de umidade do solo (DE VRIES; SIMMERS, 2002; WAHNFRIED; HIRATA, 2005).

Os componentes de precipitação, evapotranspiração real e escoamento superficial direto serão apresentados a seguir de maneira independente, na bibliografia existem inúmeros métodos que descrevem formas de calcular cada uma dessas variáveis. A seguir estão apresentadas informações dos métodos escolhidos e suas características.

2.5.1.1 Precipitação

Os componentes do balanço hídrico apresentados podem ser medidos *in situ* ou estimados de forma indireta. Usualmente somente a precipitação é medida de forma direta por meio de postos pluviométricos, entretanto, também pode ser estimada de forma indireta por meio de satélites ou radares (HUFFMAN et al., 2007), a medição de maneira direta não garante uma maior precisão quando se deseja avaliar a precipitação em grandes áreas.

As medições podem ser realizadas por pluviômetros, onde os dados obtidos são diários, ou pode ser realizada por pluviógrafos, onde é possível observar a variação temporal dos eventos chuvosos (TUCCI, 1993). Os dados de estações pluviométricas disponíveis no Brasil são disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) por meio do Hidroweb (BRASIL, 2016).

Os dados de precipitação medidos de forma direta cobrem uma área pequena (área de coleta), sendo uma estimativa pontual, quando comparada a área de uma bacia hidrográfica, para extrapolar a informação para áreas maiores pode-se utilizar diferentes métodos como a média aritmética, as isoietas, os polígonos de Thiessen ou interpolações em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

2.5.1.2 Evapotranspiração Real

A transferência de água para a atmosfera ocorre por meio dos processos de evaporação e transpiração das plantas, sendo conhecido como evapotranspiração. Para uma determinada cobertura vegetal, a taxa de evapotranspiração que ocorre quando não existem limitações de disponibilidade hídrica é chamada de evapotranspiração potencial, enquanto que a taxa que

ocorre para condições reais de umidade do solo é chamada de evapotranspiração real (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

A evapotranspiração pode ser calculada por meio de diversos métodos empíricos de base física, os mais tradicionais fornecem uma estimativa potencial da grandeza, como o método de Thornthwaite e o método de Penman-Monteith (TUCCI, 1993).

Na equação de balanço hídrico apresentada anteriormente é necessário utilizar valores de ETR. Tradicionalmente utilizam-se coeficientes de cultivo para se estimar a ETR por meio da ETP, também é comum o uso do modelo climático de Thornthwaite e Mather (1955) para a obtenção da ETR.

Freeze e Cherry (1979) apresentam que em áreas de descarga subterrânea, as águas subterrâneas proporcionam um contínuo suprimento de umidade, nesses locais a evapotranspiração pode se aproximar da ETP, já nas áreas de recarga, a ETR será consideravelmente menor que a ETP.

A ETR também pode ser estimada através de medidas por sensores orbitais (MU; ZHAO; RUNNING, 2011). Inclusive, no presente trabalho, optou-se por utilizar um produto de sensoriamento remoto que fornece a ETR.

O produto utilizado é o MOD16, que é baseado na equação de Penman-Monteith. Uma das principais vantagens desse método consiste na possibilidade de aplicação em escala global e em diferentes intervalos de tempo. Os dados do satélite *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) captam duas imagens diárias da terra em 36 bandas. A grande frequência para obtenção de dados prejudica a resolução espacial das informações, entretanto, possibilita uma boa resolução temporal (MU; ZHAO; RUNNING, 2011).

O algoritmo MOD16 (MU; ZHAO; RUNNING, 2011) foi concebido para estimar a evapotranspiração global da superfície a partir de imagens do sensor MODIS (Terra e Aqua) e dados meteorológicos provenientes do *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO). O algoritmo adapta a equação de Penman-Monteith para uso com dados de sensoriamento remoto. As informações meteorológicas e de balanço de energia são obtidas a partir de reanálise, enquanto que os dados de vegetação são obtidos do satélite MODIS.

Os dados de entrada MODIS requeridos para o algoritmo MOD16 possuem resolução espacial entre 500m e 1km e incluem os produtos globais de uso e cobertura da terra, índice de área foliar, radiação fotossinteticamente ativa e albedo. Com relação aos parâmetros meteorológicos necessários para o algoritmo, são utilizados dados de reanálise diários do GMAO referentes à radiação solar incidente, temperatura do ar e pressão de vapor da água, com resolução espacial de 1,00° x 1,25° (ZHAO et al., 2005). Em suma, os dados MOD16 possuem

1km de resolução espacial e abrangem uma superfície de ≈ 109 milhões de km^2 (MORAES; OLIVEIRA, 2015).

Ruhoff (2011) verificou que as estimativas de evapotranspiração pelo MOD16 apresentam melhores resultados a longo prazo e em grandes áreas, além disso, os resultados estão em um intervalo aceitável de acurácia, indicando um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de evapotranspiração de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

Existem diversos trabalhos na literatura onde na aplicação do método do balanço hídrico para estimativas de recarga foi utilizado o MOD16 para obter estimativas mensais de evapotranspiração real (JOVANOVIC et al., 2015; LUCAS et al., 2015; RAWAT et al., 2012).

2.5.1.3 Escoamento Superficial Direto

Para representar a componente do balanço hídrico escoamento superficial direto, pode-se utilizar diferentes métodos, dentre os mais utilizados pode-se citar o SCS-CN (RAWAT et al., 2012). Porém, como para determinadas regiões o escoamento superficial não apresenta valores significativos, normalmente em regiões mais secas e relevo plano, diversos autores já consideraram o escoamento superficial como nulo para aplicação do método do Balanço Hídrico (LANGSHOLT, 1992; STEENHUIS et al., 1985; VASCONCELOS et al., 2013).

Como a geração do escoamento superficial é dependente das condições de umidade do solo anteriores ao evento de chuva, modelos contínuos acabam sendo mais adequados para representar essa variável, para isso, os modelos chuva-vazão acabam sendo uma boa forma para obtenção do escoamento superficial direto.

Dentro do modelo chuva-vazão MGB-IPH, a geração do escoamento superficial é feita usando o modelo ARNO (TODINI, 1996), na qual toda a chuva que cai sobre um solo já saturado gera escoamento superficial, essa área de contribuição para a geração do escoamento superficial é variável, o modelo é baseado no processo dunneano de geração de escoamento superficial (DUNNE; BLACK, 1970).

O *Hydrologic Modeling System* (HEC-HMS) é uma das ferramentas de simulação mais utilizadas para simulações chuva-vazão, o *Soil Moisture Accounting* (SMA) (BENNETT, 1998) é um dos modelos utilizados para geração do escoamento superficial dentro do HEC-HMS, o modelo simula o movimento e armazenamento de água na vegetação, superfície do solo, perfil do solo e camadas subterrâneas de solo (FELDMAN, 2000). A Figura 2.19 apresenta os processos de fluxo e armazenamento de água dentro do modelo SMA.

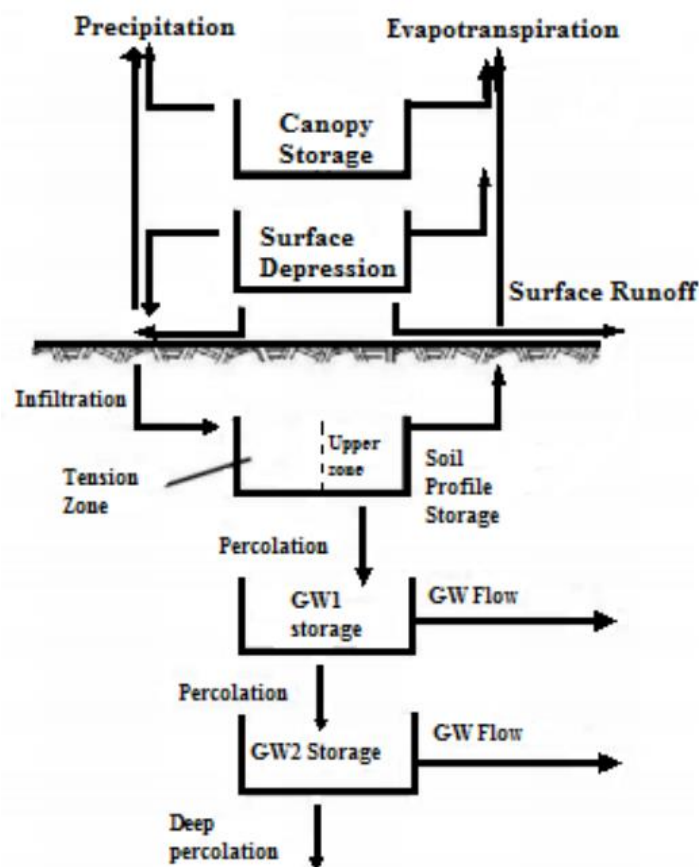


Figura 2.19 – Modelo de representação da umidade do solo (*Soil Moisture Accounting Model*).
 Fonte: Feldman, 2000.

Os diferentes armazenamento de água no modelo SMA são a interceptação da vegetação, a interceptação da superfície, o perfil do solo e os reservatórios subterrâneos. Os fluxos são a precipitação, a infiltração no perfil do solo, a percolação no solo, o escoamento superficial direto, o fluxo subterrâneo e a evapotranspiração (FELDMAN, 2000).

Portanto, uma vez que um modelo chuva-vazão está calibrado com dados observados de vazão, é possível que a parcela da vazão dos rios que é unicamente oriunda do escoamento superficial direto seja estimada.

2.5.2 Separação do Escoamento de Base

Os métodos de recarga buscam quantificar a água adicionada à zona saturada, enquanto que os métodos de fluxo de base obtidos por meio da separação de hidrogramas são atribuídos à descarga dos aquíferos (RISSER; GBUREK; FOLMAR, 2005).

O método de recarga subterrânea usando a separação do escoamento de base está baseado no balanço hídrico subterrâneo. Healy (2010) mostra que o balanço hídrico de um aquífero pode ser representado pela seguinte equação.

$$\Delta S_{gw} = R - Q_{bf} - ET_{gw} - Q_{gwoff} + Q_{gwon} \quad (\text{Equação 2.2})$$

em que R: recarga (mm/ano); ΔS_{gw} : mudança no armazenamento de água no aquífero (mm/ano); Q_{bf} : fluxo de base (mm/ano); ET_{gw} : evapotranspiração de água subterrânea (mm/ano); Q_{gwoff} : fluxo subterrâneo para fora da bacia (mm/ano); Q_{gwon} : fluxo subterrâneo para dentro da bacia (mm/ano).

Dessa forma, assumir que a recarga difusa da bacia é igual ao fluxo de base é equivalente a assumir que todos os outros termos dessa equação podem ser desconsiderados. Essa abordagem acaba acarretando em incertezas na quantificação dos montantes, na área estudada, por exemplo, existem 1.317 poços tubulares que captam água (DINIZ et al., 2014), essa água explotada é representada pelo termo “ Q_{gwoff} ” na equação do balanço apresentada anteriormente.

Além disso, considerar que toda a água de recarga descarrega dentro da bacia pode acarretar em erros. De acordo com Sophocleous (2002) a descarga de um aquífero não ocorre somente ao longo dos canais dos rios, também ocorre em função do gradiente da bacia analisada. Se o fluxo de base é usado para estimar a recarga média, erros significativos podem estar inseridos nas estimativas.

Freeze e Cherry (1979) também mostram que a água que entra em um sistema de fluxo subterrâneo pode descarregar em áreas de topografia baixa próximas ou podem ser transmitidas para a descarga regional nas áreas de vale.

Regiões úmidas com presença de rios e riachos perenes costumam ser uma indicativa de interações entre águas superficiais e subterrâneas, a parte decrescente de um hidrograma após um evento de chuva, conhecida como recessão, representa o momento em que se pode dizer que toda a vazão do rio tem origem subterrânea (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013; FEITOSA et al., 2008).

Para avaliar se a abordagem do escoamento de base é uma boa aproximação para estimar a recarga de um aquífero, deve-se avaliar se toda a água que recarrega um aquífero termina sendo descarregada em um rio, e se as vazões em períodos secos se constituem exclusivamente de água subterrânea (HEALY, 2010).

Usualmente, as medições ou estimativas de fluxo de base são divididas pela área de drenagem da bacia no ponto medido e apresentadas como uma média de recarga em milímetros por unidade de área (km²).

A fração da vazão de um rio que representa o fluxo de base pode ser aproximada por meio de diferentes técnicas, as mais comuns, são os métodos de separação dos hidrogramas,

que apesar de terem uma base física, apresentam componentes arbitrários para definir a linha que separa os diferentes escoamentos (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

Chow, Maidment e Mays (1988) apresenta diferentes métodos alternativos para efetuar a separação do escoamento de base, como o método da linha reta, o método da base fixa, e o método da declividade variável.

Sloto e Crouse (1996) desenvolveram o programa *HYSEP* que utilizar três métodos originalmente descritos por Pettyjohn e Henning (1979) para separar os componentes superficial e subterrânea do hidrograma, o método do intervalo fixo, dos mínimos locais e da declividade variável.

O programa *PART* (RUTLEDGE, 1998), calcula o fluxo de base do hidrograma por meio da identificação dos dias na qual o escoamento superficial é irrelevante e o fluxo de base é igual a toda a vazão do rio, e interpola linearmente esses dias para determinar o fluxo de base para o restante do hidrograma.

Ambos os programas de separação do escoamento de base (*HYSEP* e *PART*) são disponibilizados por meio de ferramentas do *U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox*, programa desenvolvido pela *United States Geological Survey* (USGS) para estudo de separação de escoamento de base e cálculo de recarga para dados de vazão (BARLOW et al., 2015).

Risser, Gburek e Folmar (2005) calcularam a recarga subterrânea em pequenas bacias nos Estados Unidos onde predominam sistemas aquíferos fraturados, concluindo que a partir da separação do escoamento de base em vazões de longos períodos, a recarga obtida é comparável com outros métodos hidrogeológicos.

Rutledge (1998) sugere que as técnicas de análise do hidrograma sejam aplicadas em bacias com área de drenagem de até 1300 km², pois em grandes bacias a chuva pode não ser distribuída de maneira homogênea para todos os eventos de chuva, e a bacia pode sobrepor diferentes aquíferos.

Assumindo que a recessão das vazões, na ausência de precipitação e escoamento superficial consiste na descarga de todos os aquíferos freáticos representando um reservatório linear, a análise dessas vazões infere informações do armazenamento de água subterrânea nesses aquíferos (BRUTSAERT; SUGITA, 2008).

Outros métodos também podem ser utilizados para entender as diferentes origens das águas que escoam num rio em diferentes momentos, como isótopos ou análises químicas (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013; ECKHARDT, 2008), a aplicação dessas metodologias são largamente encontradas na literatura (HUGENSCHMIDT et al., 2014; KLAUS; MCDONNELL, 2013).

De acordo com Maidment (1992), o uso de técnicas com isótopos permite distinguir entre as águas quais são novas e velhas, e costumam indicar que na prática, uma clara separação entre as águas de escoamento rápido (*interflow* e *saturated overland flow*) e as águas de escoamento lento (*baseflow*).

Klaus e McDonnell (2013) estudaram as limitações do uso da separação do escoamento de base em duas componentes na escala de bacia hidrográfica, e apresentaram uma visão para futuras direções no tema da separação do escoamento de base usando isótopos.

2.5.2.1 Análise da Recessão em Rios

A equação de Boussinesq descreve a descarga para um canal totalmente poroso desde um aquífero inicialmente saturado, não confinado, homogêneo e retangular disposto sobre uma camada impermeável sem fluxo nas fronteiras, e quando se adotam as considerações de Dupuit, o fluxo pode ser expresso como a equação a seguir (BRUTSAERT; NIEBER, 1977).

$$\frac{dQ}{dt} = -a \cdot Q^b \quad (\text{Equação 2.3})$$

em que Q (m^3s^{-1}) é a descarga do rio durante os períodos de recessão, $\frac{dQ}{dt}$ é a taxa de variação da vazão de recessão, e a e b são parâmetros.

Brutsaert e Lopez (1998) mostraram que o comportamento de uma recessão de hidrograma durante um período sem chuvas pode ser descrito pela apresentada anteriormente usando o valor 1 para a constante b . Nesse caso, a equação apresenta um comportamento de armazenamento e descarga com decaimento exponencial, comportando-se como um reservatório linear, que pode se expresso conforme a equação a seguir.

$$V = Q \cdot k \quad (\text{Equação 2.4})$$

em que V (m^3) é o volume do aquífero, e k (tempo) é a constante do período característico de recessão.

Fenicia et al. (2006), em estudo desenvolvido em Luxemburgo, avaliaram as relações da recessão dos rios com o comportamento de esvaziamento de um reservatório linear. Os autores concluíram que o reservatório linear pode muito bem descrever o comportamento das descargas subterrâneas nas bacias estudadas.

Quando se infere que o comportamento de um reservatório linear representa a recessão, normalmente se assume que as vazões de saída do aquífero ocorrem exclusivamente para o rio, e que durante os períodos de recessão não ocorre recarga na zona saturada do aquífero. Entretanto, é importante destacar que esses fluxos podem estar presentes no balanço, e influenciar de forma significativa o formato da curva de recessão. Entretanto, em escala

regional, considera-se que o reservatório linear apresenta resposta similar à descarga do aquífero (FENICIA et al., 2006).

De acordo com Collischonn e Dornelles (2013), no balanço geral das águas subterrâneas de uma bacia hidrográfica, a variação do armazenamento é representada pela percolação de água para o aquífero menos a evapotranspiração subterrânea e o escoamento subterrâneo. Considerando que a evapotranspiração subterrânea é desprezível, e um período de estiagem onde não ocorre infiltração de água no solo, pode-se considerar que para um determinado intervalo de tempo infinitesimal o balanço pode ser descrito pela equação a seguir.

$$\frac{dV}{dt} = -Q \quad (\text{Equação 2.5})$$

em que Q (m^3s^{-1}) é a descarga do rio durante os períodos de recessão, $\frac{dV}{dt}$ é a taxa de variação do armazenamento do aquífero.

Substituindo a (Equação 2.5 na (Equação 2.4, e resolvendo a equação de forma diferencial, tem-se que a solução resulta em uma equação exponencial decrescente, representada pela equação a seguir.

$$Q_{(t+1)} = Q_{(t)} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (\text{Equação 2.6})$$

em que $Q_{(t+1)}$ (m^3s^{-1}) é a descarga do rio em um determinado período, Q_t (m^3s^{-1}) é a descarga do rio no início do período analisado, t (s) é o tempo do período analisado, e k é a constante de recessão e depende das características da bacia.

O comportamento da curva de recessão é dependente de diversos fatores como relevo e topografia, sazonalidade do clima, propriedades hidráulicas dos poros e profundidade dos níveis estáticos (HANTUSH, 1967).

2.5.2.2 Filtros Numéricos

Filtros numéricos ou digitais podem ser utilizados para separar hidrogramas em seus componentes superficiais e subterrâneas de forma aproximada (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). De acordo com Healy (2010), os filtros digitais são uma abordagem puramente empírica, o que remove muito da subjetividade da separação manual, fornecendo resultados consistentes e reproduzíveis.

Arnold et al. (1995) avaliaram filtros digitais em comparação técnicas automáticas e métodos manuais de separação, concluindo que os filtros aparentam ser comparáveis com outras técnicas em relação à habilidade de reproduzir os resultados.

Uma das últimas contribuições no tema foi feita por Eckhardt (2005), que propôs uma forma geral e demonstrou que alguns dos outros modelos existentes propostos são casos específicos

desse modelo (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). O método será descrito com maiores detalhes no decorrer do trabalho.

O filtro proposto por Eckhardt pode ser expresso em função de duas constantes, a constante de recessão a , que relaciona a descarga do aquífero de um determinado passo de tempo quando não ocorre escoamento superficial nem recarga subterrânea, e a constante *base flow index maximum* (BFImax), que restringe o máximo valor do parâmetro *base flow index* (BFI) que o algoritmo pode modelar.

Gonzales et al. (2009) em estudo comparativo entre diferentes métodos de separação de escoamento de base, mostra que o filtro recursivo de Eckhardt pode ser calibrado por meio do uso de traçadores fornecendo resultados satisfatórios.

Conforme apresentado anteriormente, a constante de recessão a é obtida por meio da análise do hidrograma, o grande desafio na aplicação do filtro é encontrar o valor ideal para o parâmetro BFImax, que não pode ser obtido de forma direta.

Diferentes programas possibilitam a obtenção da constante de recessão a . Rutledge (1998) apresenta o programa *RECESS*, que permite a obtenção da constante por meio das vazões do hidrograma durante longos períodos de tempo. A ferramenta *base flow filter for flow gauges* presente no Modelo de Grandes Bacias (MGB) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) também permite a obtenção da constante a (TUCCI; COLLISCHONN, 2001). Manualmente a constante de recessão pode ser obtida pela Equação 2.6.

2.5.2.3 PARÂMETRO BFImax

O parâmetro BFI é bastante importante para avaliar as frações do escoamento que são originados do fluxo de base, e representa a fração da média anual de fluxo de base em relação à média anual do escoamento total observado, enquanto que o parâmetro BFImax restringe o máximo valor que o parâmetro BFI pode atingir (COLLISCHONN; FAN, 2013; HEALY, 2010).

WMO (2008) indica que os valores de BFI podem variar entre 0,15 e 0,20 para bacias com rápida resposta para eventos de chuva, e acima de 0,95 para bacias com elevados valores de armazenamento e estáveis regimes de vazão. Smakhtin (2001) diz que em bacias com alta contribuição de águas subterrâneas, o BFI é próximo a 1, e em rios efêmeros este índice igual a zero.

Tipicamente os valores de BFImax variam entre 0,4 e 0,8, podendo ser zero quando não existe conexão entre aquífero e rio (KUNIANSKY, 1989; WINTER et al., 1999).

Eckhardt (2005) propôs valores pré-definidos para essa constante (BFI_{max}), os valores sugeridos foram agrupados considerando as características hidrológicas dos rios (perenes ou efêmeros) e as características hidrogeológicas (aquífero poroso ou fraturado)

Lacey e Grayson (1998) mostram que a geologia pode influenciar o fluxo de base de duas maneiras, a primeira de maneira direta, onde a água armazenada no aquífero é descarregada para o rio, a segunda por meio da formação dos solos, onde diferentes rochas produzem diferentes tipos de solos com diferentes profundidades.

Bloomfield, Allen e Griffiths (2009) avaliou as relações entre 44 bacias e suas características geológicas, concluindo que a influência da geologia no fluxo de base é mais complexa do que Lacey e Grayson (1998) apresentou, onde também existe uma influência do tipo de vegetação, cobertura do solo e uso e ocupação do solo. O autor mostra que é razoável relacionar as características geológicas com características hidráulicas e de armazenamento como um primeiro fator que afeta o fluxo de base e o BFI.

Collischonn e Fan (2013) propuseram uma maneira de encontrar o valor de BFI_{max} utilizando um filtro regressivo móvel para obtenção de valores preliminares do valor máximo possível de BFI_{max} para uma dada constante de recessão a . Os autores assumem que para um determinado coeficiente de recessão, o volume total de escoamento de base obtido por qualquer outro filtro não deveria ser maior que o volume obtido pelo filtro regressivo. Os resultados mostraram que em muitos casos, o BFI_{max} obtido pelo método proposto é similar aos sugeridos por Eckhardt (2005).

No mesmo trabalho, Collischonn e Fan (2013) avaliaram relação entre as vazões de permanência Q90% e Q50% proposta por Smakhtin (2001), mostrando uma boa correlação entre a relação e o BFI_{max}, propondo uma equação de regressão para a obtenção do parâmetro BFI_{max} que pode ser aplicada para a região sul do Brasil. Entretanto, os autores sugerem que uma regressão mais geral deve ser obtida por meio da análise de um maior grupo de estações fluviométricas, incluindo outras regiões climáticas.

Mattiuzi et al. (2016) usou a equação proposta por Collischonn e Fan (2013) para obter o parâmetro BFI_{max} em estudo de recarga subterrânea na bacia do Ibicuí, onde o principal aquífero é o SAG, verificando que áreas com maiores taxas de recarga em relação a chuva total anual são constituídas por unidades geológicas com transmissividades mais elevadas e solos mais permeáveis, e também com precipitações médias mais elevadas.

2.5.3 Modelos Hidrológicos

Os modelos hidrológicos podem ser divididos conforme a sua estrutura em três tipos: empíricos, conceituais e de base física. Os modelos empíricos utilizam dados de medições, um exemplo de modelo são as redes neurais artificiais. Os conceituais são baseados em conceitos físicos simplificados. Enquanto que, os modelos de base física representam processos físicos com exatidão teórica. Uma característica importante deste tipo de modelo é que quaisquer parâmetros ou constantes das suas equações podem ser estimados razoavelmente bem a priori, dadas as características do sistema hidrológico a representar, ou podem ser medidos, de forma independente (COLLISCHONN, 2001).

Existem muitos tipos e formatações de modelos hidrológicos, dentre eles pode-se citar o modelo de superfície do solo de base física BALSEQ (LOBO FERREIRA, 1981), que é utilizado para estudos de recarga e é baseado no balanço de entradas e saídas do solo. O modelo hidrológico *Storm Water Management Model* (SWMM), também de base física, é utilizado para simular hidrogramas em pequenas bacias urbanas. O modelo é dividido em diversos blocos que podem ser simulados separadamente (GARCIA; PAIVA, 2006).

A plataforma *Hydrologic Engineering Center* (HEC) dispõe do módulo *Hydrologic Modeling System* (HMS) para simulação hidrológica. O modelo simula diversos processos hidrológicos, em que o mais utilizado é a transformação chuva-vazão. Dentro do modelo podem-se escolher quais os métodos para calcular perdas, transformação chuva-vazão, composição do escoamento de base, propagação em rios, por meio do uso de parâmetros relacionados como área de drenagem, tempo de concentração, fatores de perda por infiltração, evapotranspiração, entre outros.

Para o presente estudo, utilizou-se o MGB-IPH, que é um modelo semi concentrado de base física para simular processos hidrológicos usando unidades de resposta hidrológica (URH) (COLLISCHONN et al., 2007).

O modelo MGB-IPH foi desenvolvido para simular a transformação de chuva em vazão em grandes bacias hidrográficas (TUCCI; COLLISCHONN, 2001). Para a aplicação do modelo, são necessárias informações espaciais da área de estudo, como relevo, tipo de solo e uso e ocupação da terra. Além disso, ainda são necessárias informações hidrometeorológicas, como dados fluviométricos, pluviométricos e climáticos, que devem ser obtidos externamente (FAN; COLLISCHONN, 2014).

Apesar de o MGB-IPH, em sua concepção, ser usado para simular vazões, no presente trabalho o modelo chuva-vazão foi usado para avaliar informações oriundas dos

compartimentos subterrâneos do modelo. A Figura 2.20 apresenta um esquema resumido de como os diferentes escoamentos dos rios são representados no modelo.

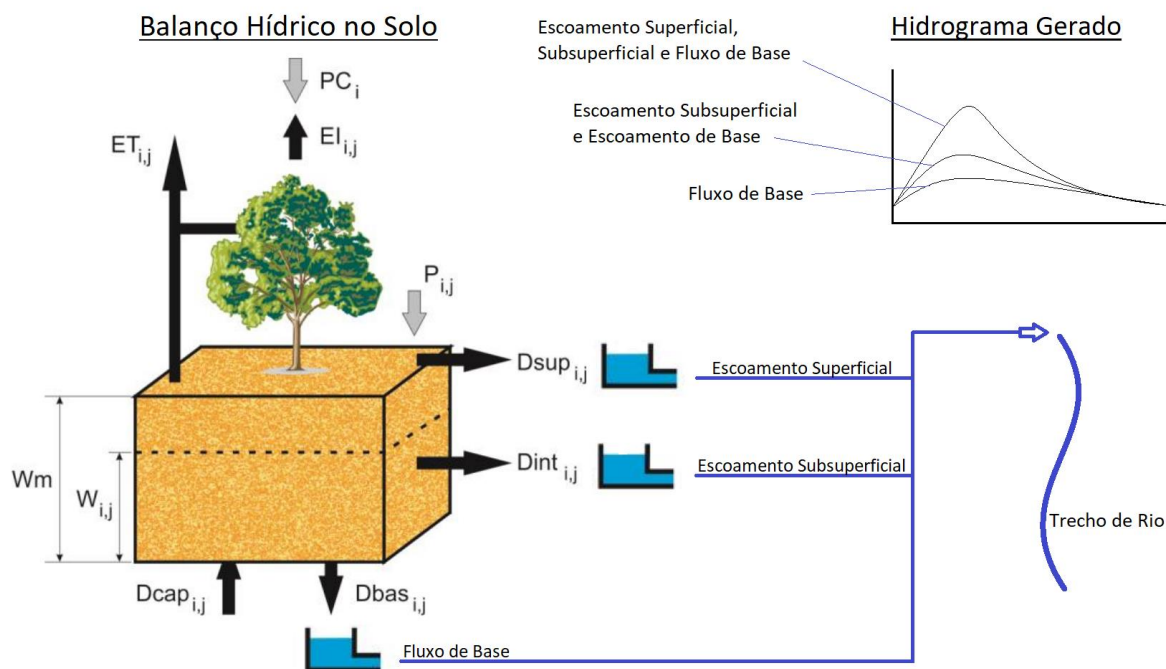


Figura 2.20 – Representação esquemática do modelo MGB-IPH. Fonte: Adaptado de Collischonn (2001) e Pontes (2016).

O uso de modelos hidrológicos não é muito comum em estudo de águas subterrâneas, e deve ser bem calibrado e validado, dentre os poucos exemplos encontrados na literatura, pode-se citar o trabalho desenvolvido por Lee e Risley (2002), na qual o modelo *Precipitation-Runoff Modeling System* (PRMS) foi utilizado para estimar a recarga subterrânea na bacia do rio Willamette. Além disso, o autor também comparou os resultados de recarga do modelo com o método de separação do escoamento de base usando os programas *RECESS*, *RORA* e *PART* (RUTLEDGE, 1998).

Lee e Risley (2002) verificaram que as variações da recarga obtidas pelo modelo apresentam similaridade com as variações de precipitação e vazão. Além disso, os autores verificaram que os resultados de recarga obtidos pelo modelo ficaram menores que as taxas de recarga obtidas em outro trabalho realizado no mesmo local, principalmente porque a geologia e os solos são representados de maneira mais simplificada no PRMS do que no modelo comparado. Outra conclusão dos autores foi de que a recarga obtida usando a separação do escoamento de base nas estações fluviométricas ficou superior aos resultados obtidos pelo modelo, pois o PRMS simula a recarga para o aquífero, enquanto que a recarga obtida pela separação do escoamento de base também representa o escoamento subsuperficial.

Collischonn (2001), no trabalho que apresentou o modelo MGB-IPH aplicou o modelo na bacia do Taquari-Antas, que está localizada em sua maior parte sobre a formação Serra Geral, os resultados calculados obtidos para a foz da bacia, na confluência com o Rio Jacuí mostraram os diferentes escoamentos que dão origem as vazões da bacia (superficial, subsuperficial e subterrâneo). O autor concluiu que as vazões subterrâneas se mantêm praticamente constantes ao longo do ano, enquanto que as vazões subsuperficiais somente se reduzem a zero em estiagens prolongadas, também verificou-se que para o período entre 1970 e 1980 as vazões superficiais, subsuperficiais e subterrâneas representam, 56, 27 e 17% do volume do hidrograma.

2.6 Uso da Gravimetria em satélites para Estudos Hidrogeológicos

A gravidade consiste na força de que um corpo com determinada massa exerce sobre o outro, a gravidade da terra está em constante variação, os principais fatores que acarretam em mudanças na gravidade são a água e o gelo nas regiões de alta latitude. A gravimetria consiste em medir a gravidade de um determinado ponto.

O satélite (GRACE), lançado em 17 de março de 2002 por uma ação conjunta entre a NASA (National Aeronautics and Space Administration) e a *German Aerospace Center* (DLR), é uma missão destinada a mapear a gravidade global com acuracidade sem precedentes, a grande precisão das medições, tanto espacial como temporal, permite que estudos do sinal da gravidade sejam associados com a troca de massa entre a porção sólida da terra com a massa dos componentes hidrológicos, oceânicos e atmosféricos. A missão foi inicialmente desenvolvida para operar por cinco anos, entretanto, ainda está em operação fornecendo dados (TAPLEY et al., 2004).

Os dados do GRACE representam a variação no armazenamento de água (ΔS), que são representados pela água presente no solo (S_{soil}), na superfície (S_{sup}), nos aquíferos (S_{ground}), e na neve (S_{snow}). Portanto, conhecendo-se as variações de S_{soil} , S_{sup} e S_{snow} , é possível estimar as variações de água nos aquíferos usando a seguinte equação: $\Delta S = S_{soil} + S_{sup} + S_{snow} + S_{ground}$ (SCANLON; LONGUEVERGNE; LONG, 2012).

Uma grande limitação em estudos envolvendo o GRACE é a sua resolução espacial de 400km, que acaba transformando a sua correção com medidas pontuais observadas em um grande desafio (HUANG et al., 2016).

No Brasil, existem diversos estudos utilizando o GRACE, principalmente na bacia hidrográfica do Rio Amazonas, devido a sua grande área, essa região foi objeto de estudo de

diversos autores em estudos envolvendo a variação total do armazenamento terrestre de água (TWS) usando o GRACE. Becker et al. (2011), Frappart, Ramillien e Ronchail (2013) e Xavier et al. (2010) estudaram o TWS do GRACE comparativamente com as precipitações e medições de nível na bacia, enquanto que Chen et al. (2009) estudou a resposta do GRACE para uma seca severa no ano de 2005.

No período monitorado pelo GRACE, diversos autores têm apresentado resultados que indicam para uma redução das reservas hídricas em algumas regiões brasileiras, os principais danos causados por essas secas são perdas na agricultura, diminuição das reservas para abastecimento, e diminuição da geração de energia oriunda dos rios (GETIRANA, 2016; RICHEY et al., 2015).

O GRACE é muito utilizado para estudos na qual se busca entender e conhecer as variações no armazenamento de água no subsolo, ainda na bacia Amazônica, Guimberteau et al. (2014) analisou o desempenho de dois diferentes esquemas de representação das camadas de solo dentro do modelo ORCHIDEE, os autores concluíram que o uso de um esquema para representação do solo com 11 camadas não alterou de forma significativa as variáveis vazão e evapotranspiração quando comparados com uma esquema mais simples com duas camadas. Entretanto, a maior capacidade de armazenamento do esquema com 11 camadas resultou em uma representação mais dinâmica das variações de armazenamento de água total no modelo quando comparados com os resultados de TWS do GRACE.

Paiva et al. (2013) avaliou o TWS obtido por meio do modelo MGB-IPH para a bacia do Rio Amazonas com o TWS do GRACE, encontrando boa concordância entre os resultados, além disso, o autor também avaliou as relações do modelo com outros dados de sensoriamento remoto, concluindo as águas subterrâneas somente representam 8% da variação do TWS da bacia.

O GRACE também tem sido usado para estudos de depleção de aquíferos. Richey et al. (2015) estudou toda a área de abrangência do SAG utilizando o TWS do GRACE, verificando um leve estresse hídrico no aquífero, com valores entre 0 e -0.05mm/ano. Famiglietti et al. (2011) estudaram aquíferos no vale central da Califórnia concluindo que as bacias estão perdendo em torno de $31 \pm 2.7 \text{ mm.yr}^{-1}$ de água.

Estudos comparativos do GRACE com dados de monitoramento de nível em aquíferos são bastante limitados, entretanto, são necessários para validar os dados processados pelo satélite, especialmente quando a área de interesse é parecida ou menor que o footprint do GRACE (BHANJA et al., 2016; SCANLON; LONGUEVERGNE; LONG, 2012).

Diferentes autores vêm trabalhando na validação dos resultados do GRACE por meio de comparações com medições de NE em aquíferos in situ usando dados de rendimento específico dos locais monitorados em todo o mundo (BHANJA et al., 2016; HUANG et al., 2016; LONG et al., 2016; SCANLON; LONGUEVERGNE; LONG, 2012; SWENSON et al., 2006).

Bhanja et al. (2016) avaliou dados de 1.500 poços de observação com uma combinação do GRACE e estimativas de *groundwater storage* (GWS), obtendo resultados satisfatórios na Índia, as comparações resultaram em bons índices de RMSE e correlação entre os dados comparados.

Huang et al. (2016) utilizou o *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) para representar somente a variação das águas subterrâneas (GWS) a partir do TWS do GRACE, o autor comparou os resultados com tendências observadas em poços de monitoramento de níveis estáticos no Canadá. Os autores concluíram que 36 dos 256 poços analisados apresentaram correção bastante alta com o TWS e o GWS, além disso, verificaram que o uso do GWS apresentou correlações superiores que o TWS.

Nas regiões onde está localizado o SASG, aquífero estudado no presente trabalho, não foram encontrados estudos envolvendo as variações do TWS usando o GRACE.

2.7 Considerações sobre a contribuição científica da presente pesquisa

No presente trabalho é apresentado um estudo de caso da BP3, na qual a principal contribuição é fornecer informações sobre as relações entre as águas superficiais e subterrâneas para esta área específica, mas cujos métodos utilizados poderão ser futuramente empregados para outras regiões. Foi feita uma investigação das diferentes origens das águas que compõe um hidrograma, comparando a perspectiva do uso de um modelo hidrológico, o modelo MGB-IPH, com a perspectiva do uso de filtros de base.

Também foram fornecidas estimativas de recarga subterrânea para diferentes áreas da bacia. As técnicas empregadas no presente trabalho forneceram estimativas que possibilitaram um melhor entendimento das relações entre os diferentes mananciais em sistemas aquíferos fraturados.

Na literatura não existem informações com indicações da recarga na região estudada, além disso, são poucos os trabalhos que abordam a questão da recarga subterrânea no Sistema Aquífero Serra Geral.

As informações que foram geradas no presente estudo, recarga subterrânea e interações entre os dois mananciais, são componentes chaves para o desenvolvimento e calibração de modelos de fluxo de água subterrânea. Além disso, são muito importantes como uma ferramenta

de gestão dos recursos hídricos subterrâneos na BP3, que é o manancial utilizado pela maioria dos municípios localizados nesta bacia para abastecimento.

Os resultados gerados permitiram que um modelo conceitual da interação entre as águas superficiais e subterrâneas fosse proposto para a área de estudo, mas que também pode ser considerado para áreas fora da bacia, que apresentem semelhanças hidrogeológica, geomorfológica e climática.

Além disso, a avaliação das águas subterrâneas no modelo MGB-IPH e suas vazões simuladas, em comparação com estimativas obtidas por outros métodos possibilita que as informações geradas pelo modelo em relação aos estudos de água subterrânea possam ser validadas. O modelo MGB-IPH nunca foi aplicado tendo como foco a avaliação da recarga e da disponibilidade de água subterrânea, no presente estudo foi a primeira vez, até o limite do conhecimento do autor, que ele foi utilizado para este fim.

Capítulo 3

3 Material e Métodos

No presente capítulo é introduzido o banco de dados utilizado para o desenvolvimento do estudo. É feita uma descrição da como os dados hidrodinâmicas, de demanda e características físicas foram obtidos. Posteriormente os métodos de cálculo de recarga são apresentados, seguidos da descrição de como o GRACE foi utilizado.

3.1 Base de dados

No Quadro 3.1 é apresentado um resumo do banco de dados utilizado para desenvolvimento do presente estudo, a descrição de cada uma das informações é encontrada ao longo do trabalho.

Quadro 3.1 – Banco de dados utilizado na pesquisa

Tipo de dados	Informação	Fonte
Hidrometeorológicos	Precipitação	BRASIL (2016)
	Descarga Líquida	BRASIL (2016) e Itaipu Binacional (2014)
	Clima	BRASIL (1992)
	Evapotranspiração	MGEP (2016)
Físicos	Mapa de Solos	EMBRAPA (2007)
	Mapa de Uso e Ocupação da Terra	Itaipu Binacional (2014)
	Mapa de Declividades	Ladeira Neto (2013)
	Mapa Hipsométrico	Weber, Hasenack e Ferreira (2004)
Hidrogeológicos	Poços Tubulares	MMA (2015)
	Potenciometria	MMA (2015)
Gravimétrico	GRACE	CSR (2016)

3.2 Demanda de Água Subterrânea

Para avaliar a demanda hídrica subterrânea da área de estudo, foi utilizado o banco de dados do SIAGAS, que é o banco mais completo disponível atualmente. Para definir o volume total anual explotado foi utilizada a seguinte equação:

$$V = Q.T.365 \quad \text{(Equação 3.1)}$$

em que Q é a vazão do bombeamento ($\text{m}^3.\text{h}^{-1}$) e T é o tempo de bombeamento conforme o uso ($\text{h}.\text{dia}^{-1}$).

Para os poços em que o tipo de uso é informado, foi utilizado o tempo de bombeamento apresentado em Diniz et al. (2014), conforme mostrado a seguir:

- Abastecimento urbano e público (empresas de saneamento): 20h/dia

- Abastecimento doméstico privado: 8h/dia
- Abastecimento industrial: 10h/dia
- Abastecimento Rural: 8h/dia

Nos poços que não apresentam o tipo de uso optou-se por utilizar o valor médio de 8 horas por dia de bombeamento.

3.3 Métodos de Recarga Subterrânea

Nos capítulos a seguir estão apresentados como foram aplicados os três métodos de recarga subterrânea utilizados no presente estudo; balanço hídrico, separação do escoamento de base e modelagem hidrológica, a Figura 3.1 apresenta um fluxograma dos três métodos.

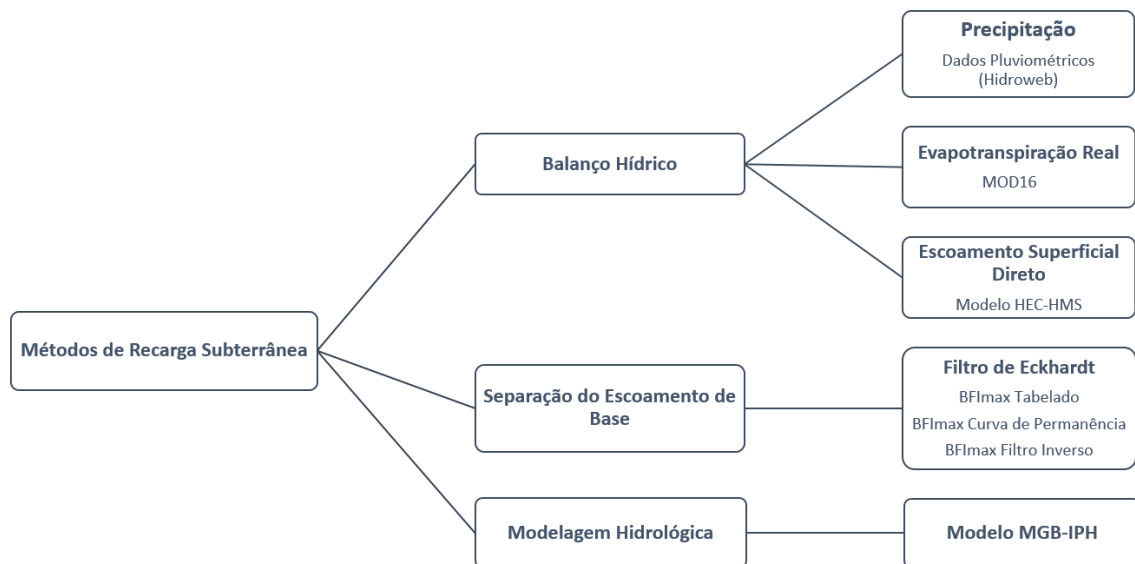


Figura 3.1 – Fluxograma dos métodos de recarga utilizados

3.3.1 Balanço Hídrico

Para aplicar o balanço hídrico na estimativa de recarga da equação proposta por Feitosa et al. (2008) considerou-se que a variação anual de água no solo é nula, os componentes do balanço (precipitação, evapotranspiração real e escoamento superficial) foram obtidos de maneira independente e anual no período compreendido entre os anos de 2000 e 2014, conforme apresentado a seguir. O período de análise foi definido pela disponibilidade de dados de evapotranspiração real pelo MOD16.

3.3.1.1 Precipitação

Para o cálculo do Balanço Hídrico nas bacias hidrográficas analisadas, foram utilizados os dados de precipitação diária disponibilizados pela Agência Nacional de Águas por meio do Hidroweb.

Para a estação São Francisco Falso (64892500) foram utilizados os dados de precipitação diária da estação pluviométrica Fazenda Rami (2554023) localizada na parte central da bacia, os períodos com falhas de dados foram preenchidos com os dados da estação mais próxima. Para a estação São Francisco Verdadeiro (64875500) foram utilizados os dados de precipitação diária da estação pluviométrica Ouro Verde do Oeste (2453026) localizada dentro da bacia, os períodos com falhas de dados foram preenchidos com os dados da estação mais próxima.

O uso de somente uma estação de chuva por bacia pode acarretar em diferenças quando comparado com o modelo MGB-IPH, que atribui a cada uma das minibacias do modelo o registro de chuva mais próximo existente considerando todas as estações pluviométricas da região.

3.3.1.2 Evapotranspiração Real

Para o balanço hídrico foram obtidas estimativas anuais de evapotranspiração real do MOD16 para o período compreendido entre os anos de 2000 e 2014 para a área que contempla as duas bacias estudadas.

3.3.1.3 Escoamento Superficial

Para a obtenção do escoamento superficial direto foi utilizada a ferramenta HEC-HMS (FELDMAN, 2000), a partir do modelo chuva-vazão a componente referente somente ao escoamento superficial foi extraída.

A geração do escoamento superficial foi obtida usando o método Soil Moisture Accounting (SMA) (BENNETT, 1998), que utiliza três camadas para representar o movimento de água no solo, o armazenamento de água na camada superficial do solo, o armazenamento subsuperficial superior e o armazenamento subsuperficial inferior. Além disso, o modelo construído também representa a interceptação, a retenção superficial e o modelo de água subterrânea representado pelo método do reservatório linear. Para representar a evapotranspiração média diária do modelo foi utilizado o MOD16 com dados mensais.

O modelo utilizado é bastante similar ao MGB-IPH também usado nesta pesquisa, as principais diferenças são relacionadas a existência de unidades de resposta hidrológica (URH) no MGB-IPH, que apresenta grupos de parâmetros calibráveis de acordo com o tipo de solo e

uso e ocupação do solo, enquanto que o modelo HEC-HMS apresenta grupos de parâmetros calibráveis por sub-bacia.

O modelo foi calibrado utilizando dados de estações fluviométricas, entretanto, somente os valores oriundos da geração do escoamento superficial pelo SMA foram contabilizados no balanço hídrico. A Figura 3.2 mostra o modelo construído para a simulação das duas bacias hidrográficas representadas pelas estações 64875500 e 64892500, enquanto que o Quadro 3.2 mostra os métodos adotados no modelo.

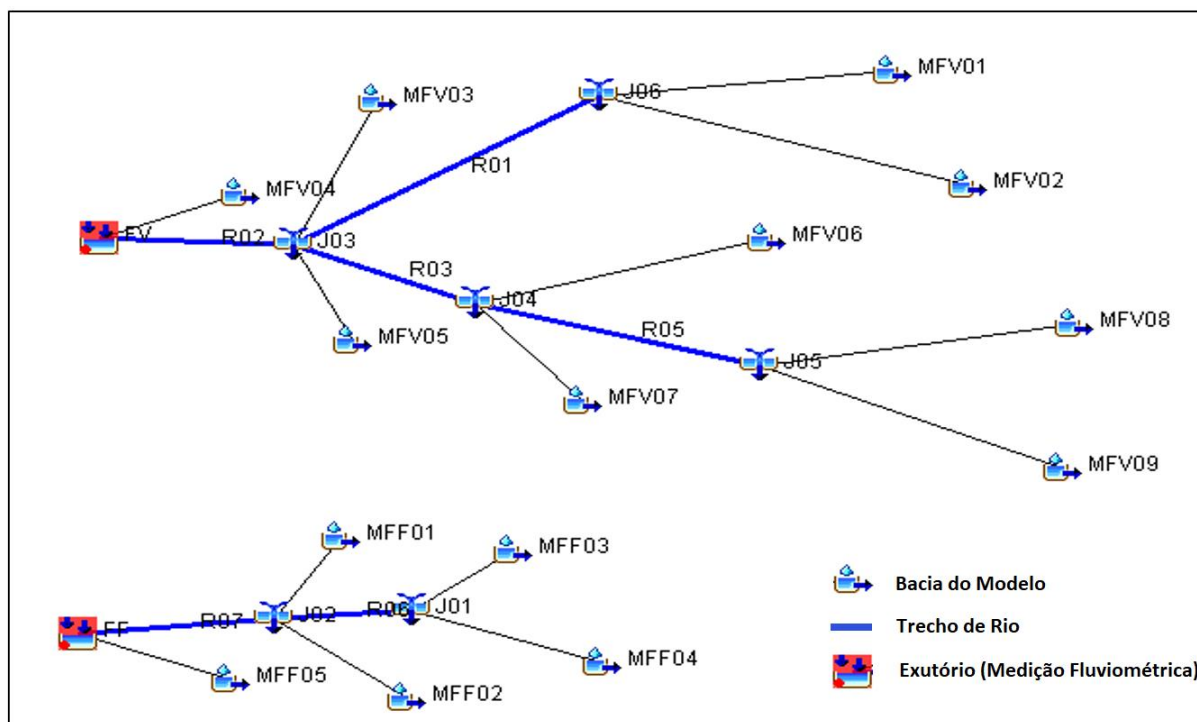


Figura 3.2 – Representação das bacias utilizadas no modelo HEC-HMS.

Os modelos foram calibrados com os dados observados nas estações fluviométricas para todo o período com dados disponíveis, entretanto, somente foram utilizados os dados simulados no período compreendido entre os anos de 2000 e 2014, que é o período na qual se calculou a recarga subterrânea.

A calibração do modelo utilizou os estimadores estatísticos Nash-Sutcliffe (NS), Nash-Sutcliffe logaritmo (NSlog) e o erro relativo do volume (EV) total dos hidrogramas, os estimadores estão descritos com mais detalhes no item 3.3.3.9 da presente pesquisa.

Quadro 3.2 – Métodos utilizados no modelo.

Módulo	Método	Parâmetros
Interceptação	<i>Simple Canopy</i>	- Condição Inicial - Armazenamento Máximo - Coeficiente de Cultura
Retenção Superficial	<i>Simple Surface</i>	- Condição Inicial - Armazenamento Máximo
Perdas	<i>Soil Moisture Accounting</i>	- Condição Inicial - Infiltração Máxima do Solo - Impermeabilidade do Solo - Armazenamento Máximo do Solo - Armazenamento Máximo da Zona de Tensão do Solo - Percolação do Solo - Armazenamento do Subsolo - Percolação do Subsolo - Coeficiente de Esvaziamento do Subsolo
Hidrograma	<i>Snyder Unit Hydrograph</i>	- Atraso na Propagação na Bacia - Coeficiente de Pico
Fluxo de Base	<i>Linear Reservoir</i>	- Condição Inicial - Coeficiente de Recessão - Número de Reservatórios
Propagação	<i>Muskingum-Cunge</i>	- Comprimento do Rio - Declividade do Rio - Manning - Formato do Canal - Largura do Canal

3.3.2 Separação do Escoamento de Base

Para calcular a recarga pelo método da separação do escoamento de base foi usado o filtro recursivo proposto por Eckhardt (2005) nos postos fluviométricos São Francisco Falso e São Francisco Verdadeiro.

3.3.2.1 Filtro de Eckhardt

O filtro de Eckhardt (2005) é utilizado para estimar o fluxo de base, separando a vazão do rio nas componentes superficial e de base em passos de tempo discretos, normalmente em medições diárias, conforme a equação a seguir.

$$y_i = f_i + b_i \quad (\text{Equação 3.2})$$

em que y_i representa a vazão no tempo indicado i ; f_i representa o escoamento superficial; e b_i representa o escoamento subterrâneo.

Na aplicação do filtro, a vazão de base de um determinado passo de tempo é dependente da vazão de base no passo de tempo anterior, e da vazão no passo de tempo atual, podendo ser representado pela equação a seguir.

$$b_i = A \cdot b_{i-1} + B \cdot y_i \quad (\text{Equação 3.3})$$

em que os coeficientes A e B são parâmetros do filtro, e b_{i-1} é a vazão de base no passo de tempo anterior. Além disso, a condição $b_i \leq y_i$ deve ser atendida para todos os passos de tempo, uma vez que a vazão de base não pode ser maior que a vazão do rio observada.

Eckhardt (2005) mostra que quando se assume que o armazenamento de água no aquífero apresenta uma relação linear com o seu esvaziamento, os coeficientes A e B são funções constantes dependentes da constante de recessão (a) e de um segundo parâmetro chamado de BFI_{max}.

O valor da constante a é obtido por meio da análise da recessão de hidrogramas em longos períodos de tempo, e está relacionada com a descarga do aquífero em um único passo de tempo quando a contribuição do escoamento superficial é zero. Assim, considerando que o esvaziamento do aquífero apresenta um comportamento linear em relação ao armazenamento do mesmo, a constante é calculada pelas equações a seguir.

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q_{(t+\Delta t)}}{Q_t}\right)} \quad (\text{Equação 3.4})$$

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (\text{Equação 3.5})$$

em que k é a constante do período característico de recessão, a é a constante de recessão.

O parâmetro BFI_{max} representa o maior valor que o parâmetro BFI pode atingir na aplicação do algoritmo, em que BFI é a razão entre o fluxo de base total e a vazão total, e pode ser obtido por meio da equação a seguir.

$$BFI = \frac{\sum_{i=1}^N b_i}{\sum_{i=1}^N y_i} \quad (\text{Equação 3.6})$$

A obtenção do BFI_{max} apresenta bastante complexidade, por esse motivo, o parâmetro foi obtido de três maneiras diferentes: por meio dos valores pré-definidos pelo autor do método, pelo método de filtragem regressiva móvel, e pelo método da curva de permanência, ambos propostos por Collischonn e Fan (2013).

Eckhardt (2005) propôs valores pré-definidos para essa constante, os valores sugeridos foram agrupados considerando as características hidrologias dos rios (perenes ou efêmeros) e as características hidrogeológicas (aquífero poroso ou fraturado), conforme apresentado no Quadro 3.3.

Quadro 3.3 - Valores pré-definidos para o BFI_{max}

Natureza do Rio	Tipo de Aquífero	BFI _{max}
Perene	Fraturado	0,25
Efêmero	Poroso	0,50
Perene	Poroso	0,80

Fonte: Adaptado de Eckhardt (2005).

Eckhardt (2008) sugeriu que esses valores pré-definidos devem ser usados como uma primeira abordagem, pois podem apresentar aproximações bastante tendenciosas, e que idealmente a obtenção do parâmetro deve ser feita por meio do uso de traçadores químicos.

Collischonn e Fan (2013) apresentam o filtro regressivo móvel que é definido pela equação a seguir para uma determinada constante de recessão a .

$$b'_{i-1} = \frac{b'_i}{a} \quad (\text{Equação 3.7})$$

Essa equação aplicada ao hidrograma observado permite obter preliminarmente uma estimativa do máximo valor possível de fluxo de base, maiores detalhes sobre os procedimentos de aplicação podem ser obtidos em seu trabalho. Dessa forma, para obter uma estimativa de BFI_{max} , deve-se dividir a soma dos valores de b' obtidos pela soma das vazões do rio, conforme apresentado na equação a seguir.

$$BFI_{max} = \frac{\sum_{i=1}^N b'_i}{\sum_{i=1}^N y_i} \quad (\text{Equação 3.8})$$

Collischonn e Fan (2013) também propuseram uma maneira alternativa para calcular esse parâmetro, com base na relação das vazões com permanência de 90% e 50%. Dessa forma, os autores propuseram uma equação ajustada para 15 estações fluviométricas localizadas no Brasil, e apresentada a seguir.

$$BFI_{máx} = 0,8344 \cdot \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0,2146 \quad (\text{Equação 3.9})$$

Portanto, Eckhardt (2005) mostrou que os parâmetros A e B do filtro podem ser obtidos pelas seguintes equações.

$$B = \frac{(1 - a) \cdot BFI_{max}}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (\text{Equação 3.10})$$

$$A = \frac{1 - BFI_{max}}{1 - a \cdot BFI_{max}} \cdot a \quad (\text{Equação 3.11})$$

Assim, juntando as equações apresentadas e definindo condição $b_i \leq y_i$, a equação que define o filtro é apresentada a seguir.

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{max} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (\text{Equação 3.12})$$

3.3.3 Modelo Hidrológico MGB-IPH

Em modelos chuva-vazão os principais dados de entrada são as precipitações de estações pluviométricas, entretanto, também são utilizados dados de descarga líquida, que apesar de não serem utilizados para geração dos resultados do modelo, são usados para calibração e validação.

Além disso, são necessários dados de clima para cálculo da evapotranspiração. As informações obtidas estão apresentadas a seguir.

3.3.3.1 Precipitação

Foram levantados dados de precipitação do banco de dados HidroWeb (BRASIL, 2016) utilizando a ferramenta de download automático de dados inserida no modelo MGB-IPH. O Quadro 3.4 apresenta as estações pluviométricas utilizadas no modelo hidrológico, enquanto que a Figura 3.3 apresenta a localização.

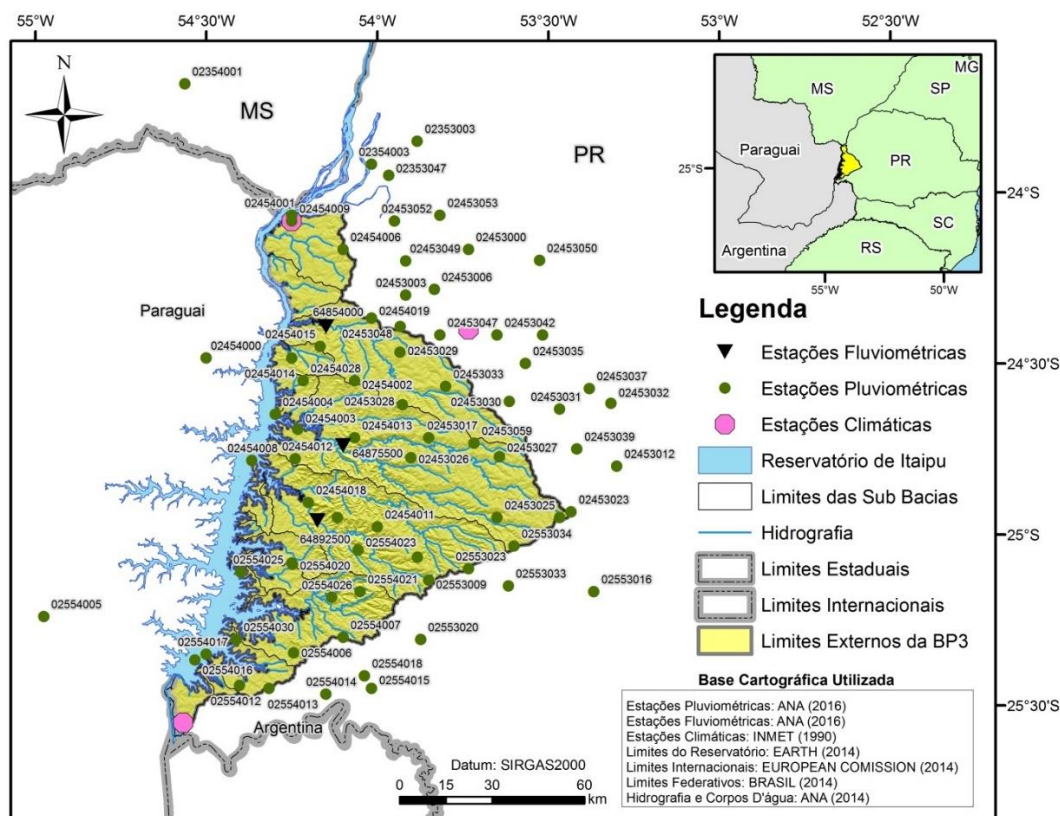


Figura 3.3 - Localização das estações pluviométricas, fluviométricas e climáticas utilizadas.

Em relação à disponibilidade temporal dos dados de chuva, o conjunto de estações foi analisado de forma integrada por meio do uso do programa Super Manejo de Dados (FAN; COELHO, 2016). Na qual por meio da análise do diagrama de disponibilidade de dados de precipitação, optou-se por realizar a simulação hidrológica no período compreendido entre os anos de 1975 e 2015, dada a grande disponibilidade de registros.

Quadro 3.4 - Estações pluviométricas utilizadas

Código	Nome	Latitude	Longitude	Código	Nome	Latitude	Longitude
2353003	ALTÔNIA	-23.85	-53.8831	2454006	TERRA ROXA DO OESTE	-24.1667	-54.1
2353047	IGUAIPORA	-23.95	-53.9667	2454008	SALTO WEBBER	-24.7833	-54.3667
2354001	IGUATEMI	-23.6819	-54.5628	2454009	GUAÍRA	-24.0833	-54.25
2354003	PORTO BYINGTON	-23.9167	-54.0167	2454010	FAZENDA CRISTO REI	-24.95	-54.1167
2453000	BALSA SANTA MARIA	-24.1667	-53.7333	2454011	SÃO SEBASTIÃO DO OESTE	-24.9772	-54
2453003	PALOTINA (EST.EXPER. - DPV)	-24.3	-53.9167	2454012	SÃO CLEMENTE	-24.7789	-54.2394
2453004	USINA ASSIS CHATEAUBRIAND	-24.4167	-53.5167	2454013	SÃO ROQUE	-24.7167	-54.0667
2453006	PALOTINA	-24.2833	-53.8333	2454014	VILA BELA VISTA	-24.4833	-54.25
2453007	CASCABEL	-24.95	-53.4667	2454015	NOVA MERCEDES	-24.45	-54.1667
2453012	CORBELIA	-24.8	-53.3	2454018	PONTE QUEIMADA	-24.9061	-54.2014
2453017	NOVA CONCÓRDIA	-24.7167	-53.85	2454019	SANTA RITA DO OESTE	-24.3667	-54.0167
2453023	CASCABEL - OCEPAR	-24.9333	-53.4333	2454028	IGUIPORÃ	-24.55	-54.2167
2453025	GUAVIRA	-24.95	-53.65	2553009	CÉU AZUL	-25.1331	-53.85
2453026	OURO VERDE DO OESTE	-24.7753	-53.9017	2553016	NELSON TABORDA	-25.1667	-53.3667
2453027	BOM PRINCÍPIO	-24.7722	-53.6425	2553020	FLORIANO	-25.3064	-53.8731
2453028	DOIS IRMÃOS	-24.62	-53.9261	2553022	VERA CRUZ DO OESTE	-25.0661	-53.8822
2453029	LINHA PIETROWSKI	-24.4667	-53.9333	2553023	DOIS DE MAIO	-25.1	-53.7331
2453030	BRAGANTINA	-24.6111	-53.6142	2553033	BOI PRETO	-25.15	-53.6167
2453031	JOTA ESSE	-24.6333	-53.4667	2553034	SANTA TEREZA	-25.0333	-53.6
2453032	CAFELÂNDIA DO OESTE	-24.6167	-53.3167	2554005	MATELÂNDIA	-25.24	-54.9753
2453033	VILA NOVA	-24.5667	-53.8	2554006	SÃO MIGUEL DO IGUAÇU	-25.3458	-54.2442
2453035	ENGENHEIRO AZAURY	-24.5	-53.5667	2554007	COLÉGIO MEDIANEIRA	-25.3	-54.1
2453037	PALMITÓPOLIS	-24.5731	-53.38	2554012	SANTA TEREZINHA DE ITAIPU	-25.4408	-54.4031
2453039	BELA VISTA (MEIA LATA)	-24.75	-53.4167	2554013	SANTA ELIZA	-25.45	-54.3167
2453042	ENCANTADO DO OESTE	-24.4167	-53.65	2554014	SÃO BRAZ	-25.4667	-54.15
2453047	VILA MARIPÁ	-24.4167	-53.8167	2554015	CAPOEIRINHA	-25.45	-54.0167
2453048	ALTO SANTA FÉ	-24.3919	-53.9325	2554016	JACAQUEU	-25.3667	-54.5333
2453049	SÃO CAMILO	-24.2	-53.9167	2554017	ALVORADA DE IGUAÇU	-25.35	-54.5
2453050	BRASILÂNDIA DO SUL	-24.1983	-53.5256	2554018	JARDINÓPOLIS	-25.4133	-54.0372
2453052	RIO BONITO	-24.0831	-53.95	2554020	MISSAL	-25.0872	-54.2481
2453053	FRANCISCO ALVES	-24.0667	-53.8167	2554021	SÃO VALENTIN	-25.1667	-54.05
2453059	TOLEDO	-24.7333	-53.7167	2554022	DOM ARMANDO	-25.0833	-54.25
2454000	PORTO MENDES GONÇALVES	-24.4833	-54.5	2554023	FAZENDA RAMI	-25.0453	-54.0556
2454001	GUAÍRA (PTO. GUAÍRA)	-24.0667	-54.25	2554025	ITACORA (ESQUINA GAUCHA)	-25.1094	-54.3997
2454002	MARECHAL CÂNDIDO RONDON	-24.55	-54.0667	2554026	SÃO MIGUEL DO IGUAÇU	-25.1833	-54.1333
2454003	ENTRE RIOS DO OESTE	-24.6925	-54.2325	2554030	CACIC	-25.3069	-54.4125
2454004	PORTO BRITÂNIA	-24.6481	-54.2983				

Fonte: BRASIL (2016).

3.3.3.2 Descarga Líquida

Os dados de descarga líquida não são utilizados como dados de entrada do modelo MGB-IPH, entretanto, são fundamentais para a realização da calibração e validação dos parâmetros do modelo.

A obtenção dos dados foi feita a partir do Hidroweb e Itaipu Binacional, somente duas estações fluviométricas apresentaram dados históricos longos e consistidos dentro do período de simulação (1975-2015). Dentro do período de simulação ainda existe outra estação

fluviométrica com um curto período de dados. A Figura 3.3 apresenta a localização das estações fluviométricas, enquanto que o Quadro 3.5 traz as respectivas informações.

Quadro 3.5 - Estações fluviométricas utilizadas

Código	Nome	Período Disponível	Área de Drenagem (km ²)
64875500	São Francisco Verdadeiro	1989-2001	1.406
64892500	São Francisco Falso	2002-2014	568
64854000	Fazenda Irmão Fernandes	1977-1980	1.130

(Fonte: ANA e Itaipu Binacional)

3.3.3.3 Clima

O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) disponibiliza dados meteorológicos do território brasileiro em períodos padronizados de 30 anos com as médias dos principais parâmetros climatológicos. Atualmente são disponibilizadas as normais compreendidas entre os períodos de 1931-1960 e 1961-1990. Para o presente estudo foram utilizadas as normais compreendidas entre os anos de 1961 e 1990 (BRASIL, 1992). O uso do valor médio mensal pode acarretar em incertezas nos resultados, entretanto, é uma boa alternativa para regiões em que os dados necessários para o cálculo da evapotranspiração usando Penman–Monteith são insuficientes.

Para o cálculo da evapotranspiração, o modelo MGB-IPH utiliza as médias históricas mensais das seguintes variáveis: temperatura, humidade, insolação, vento e pressão. As três estações utilizadas (83775, 83826 e 83828) estão apresentadas na Figura 3.3.

3.3.3.4 Modelo Digital de Elevação

Para a fase de pré-processamento do modelo, são necessárias algumas informações físicas da bacia, como área de drenagem, comprimento do trecho, declividade, entre outras (JARDIM et al., 2015). Essas informações foram extraídas por meio do Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM de aproximadamente 90 metros de resolução espacial (WEBER; HASENACK; FERREIRA, 2004).

3.3.3.5 Tipo de Solo e Uso e Ocupação da Terra

Os dados de tipo de solo foram obtidos a partir de EMBRAPA (2007) na escala de 1:250.000, enquanto que os dados de uso e ocupação da terra foram disponibilizados por Itaipu Binacional (2014), conforme apresentado na Figura 3.4.

São verificados diferentes tipos de solos na área da BP3, entretanto, ocorre predominância de somente três tipos, que representam 97% do total. Os latossolos, localizados de forma predominante nas bordas são os mais comuns, com 46%. Os nitossolos ocorrem por toda a área

e normalmente coincidem com áreas próximas aos principais rios, totalizando 37%. Os neossolos são verificados na região central da área, nas regiões de menor altitude, já próximas ao reservatório de Itaipu, e representam 14% do total.

O uso e ocupação de terra da BP3 apresenta predominância de atividade de agricultura, seguido de pastagens, essas duas classes representam 83% da área da BP3, ainda são verificadas pequenas frações de florestas em algumas áreas da bacia, com 14% do total.

Para possibilitar a representação espacial simplificada das características físicas da bacia no modelo, as regiões hidrologicamente semelhantes dentro da área estudada foram agrupadas por meio da combinação dos diferentes tipos de solo com os diferentes tipos de uso e ocupação da terra (Figura 3.4).

Os diferentes tipos de solos foram agrupados em três classes (FAN et al., 2015):

- Elevada capacidade de armazenamento de água e baixo potencial de geração de escoamento superficial: latossolos, nitossolos, chernossolos, e argissolos, organossolos.
- Baixa capacidade de armazenamento de água e alto potencial de geração de escoamento superficial: neossolos.
- Elevada saturação e várzeas: gleissolo.

As classes de uso e ocupação da terra campo e pastagem também foram agrupadas para fins de simplificação, onde passaram a ser chamadas somente de campo. Dessa forma, foram geradas nove classes de unidades de resposta hidrológica, conforme apresentado na Figura 3.5.

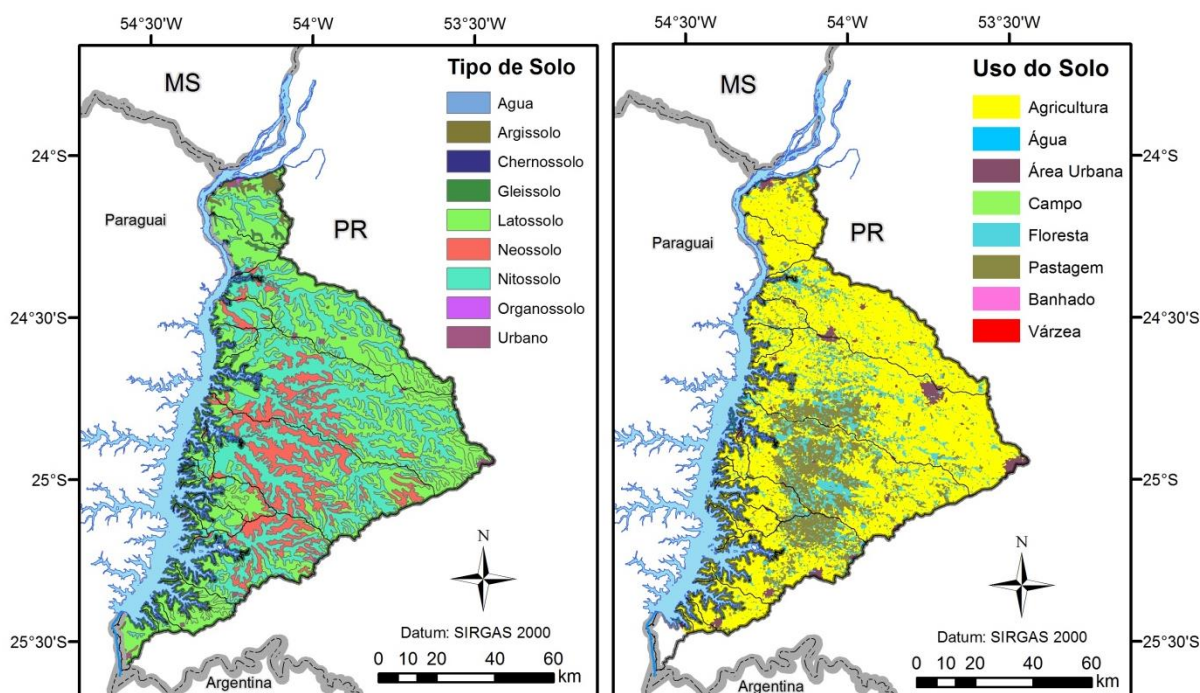


Figura 3.4 - Mapa de tipo de solo e uso e ocupação da terra. Fonte: EMBRAPA (2007) e Itaipu Binacional (2014).

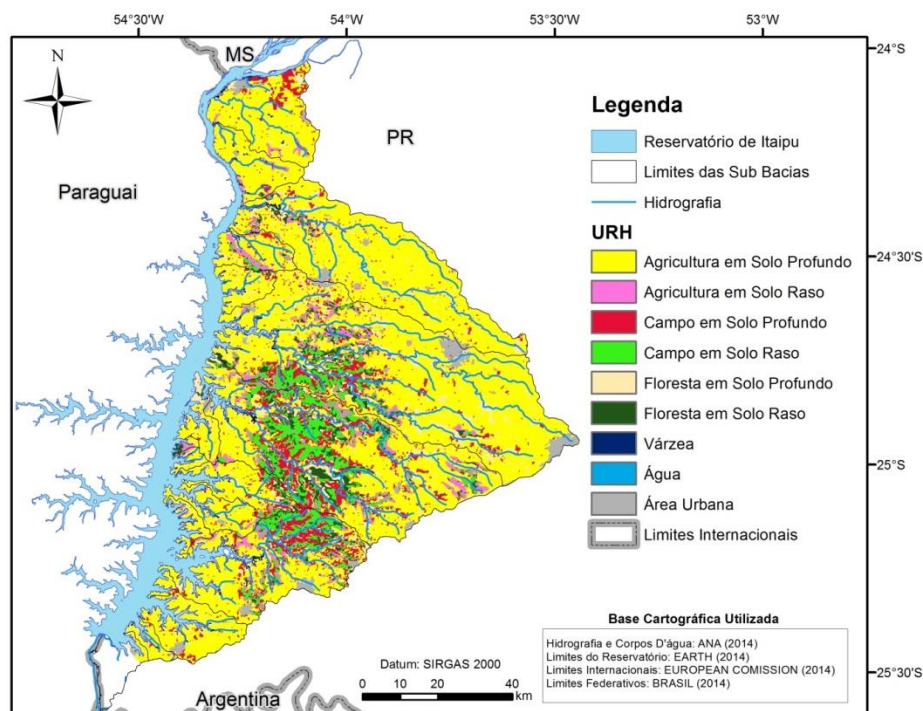


Figura 3.5 - Mapa de unidades de resposta hidrológica.

3.3.3.6 Discretização do Modelo

Existem níveis de divisão de bacias dentro da aplicação do modelo MGB-IPH, a bacia representa toda a área que foi representada pelo modelo, no mesmo nível pode-se considerar um conjunto de bacias incrementais de um trecho de rio. As minibacias representam as menores unidades do modelo semiconcentrado, onde serão apresentados os resultados, enquanto que as sub-bacias representam unidades maiores que as minibacias e menores que a bacia, e que representam unidades dentro da bacia com comportamento hidrológico semelhante e são utilizados para calibração do modelo, onde diferentes grupos de parâmetros são aplicados a cada sub-bacia.

3.3.3.7 Sub-Bacias

De acordo com Jardim et al. (2015), pode-se aplicar diferentes critérios para definição das sub-bacias, dentre os utilizados pode-se citar o tipo de ocupação do solo, o tipo de solo, a geologia ou mesmo a separação da região em áreas com declive semelhante. Também se pode considerar como critério para divisão das sub-bacias os pontos com estações fluviométricas, reservatórios, pontes, cidades ou tomadas de água.

Para o presente trabalho, optou-se por separar as sub-bacias com base na declividade usando a classificação de EMBRAPA (2006) apresentada na Figura 2.8, na qual se adotou uma classe para bacias com predominância de declividades até 8% (plano e suave ondulado), e outra

para declividades acima de 8% (ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado). A Figura 3.6 apresenta a divisão das sub-bacias na área estudada.

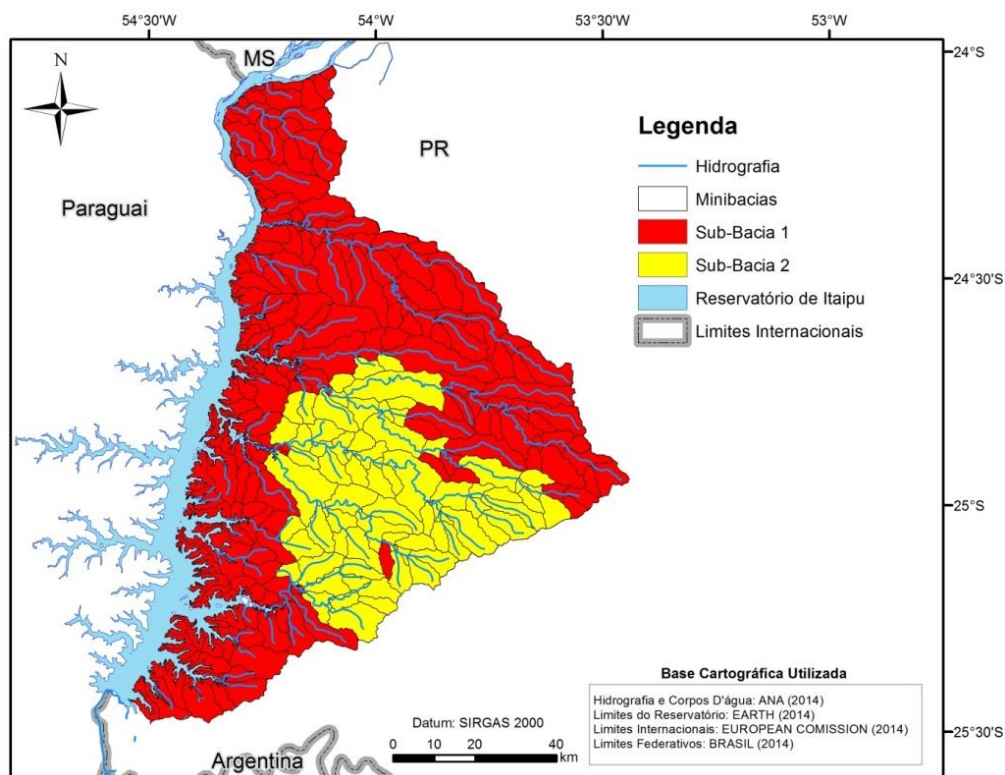


Figura 3.6 - Mapa de sub-bacias e minibacias da área de estudo

3.3.3.8 Minibacias

O modelo hidrológico chuva-vazão MGB-IPH é semiconcentrado e apresenta os resultados por meio de minibacias, cada uma das minibacias possui classes de resposta hidrológica diferentes. O processamento para a geração das minibacias foi feita por meio do programa IPH-Hydro Tools (SIQUEIRA et al., 2016), utilizando da ferramenta ArcHydro Segmentation, onde os limites de cada minibacia são definidos por pontos de confluência a montante e a jusante, para um mesmo trecho ou até a primeira confluência para aqueles que partem dos limitadores da bacia (JARDIM et al., 2015). A Figura 3.6 apresenta as minibacias da área estudada.

3.3.3.9 Calibração e Verificação do Modelo MGB-IPH

A definição do período de calibração e verificação do modelo hidrológico foi feito com base na disponibilidade de dados de vazão, que são bastante limitados. A estação Fazenda Irmão Fernandes (64854000) precisou ser descartada devido ao tamanho de sua série de dados.

Dessa forma, para cada uma das duas estações fluviométricas definiu-se que a primeira metade dos dados observados fosse usada para a validação, e a segunda metade dos dados fosse usado para calibração.

A estação fluviométrica São Francisco Verdadeiro (64875500) foi calibrada com o período entre 1996-2001, enquanto que a validação foi feita com o período 1989-1995. Já a estação fluviométrica São Francisco Falso (64892500) foi calibrada com o período entre 2009-2014, enquanto que a validação foi feita com o período 2002-2008.

Os procedimentos utilizados para calibração do modelo MGB-IPH envolvem análises visuais de ajuste dos hidrogramas observados e simulados em conjunto com medidas de desempenho quantitativas dos ajustes.

Para a avaliação quantitativa dos ajustes foram utilizados alguns indicadores de eficiência como o coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe das vazões, o coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões, e o erro relativo do volume total dos hidrogramas.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) representa o quanto os resultados obtidos com o modelo são melhores que um modelo alternativo representado pelas vazões médias de longo período observadas. Os valores do coeficiente variam entre menos infinito e 1, valores próximos a 1 indicam que os resultados do modelo são superiores a média de longo período, valores próximos a zero indicam que os resultados são parecidos com a média, enquanto que valores negativos indicam que o modelo é pior do que a média. A equação a seguir apresenta o coeficiente.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QC_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QO_m)^2} \quad (\text{Equação 3.13})$$

em que QC_i é a vazão calculada em um intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada em um intervalo de tempo i ; QO_m é a vazão média de longo período no intervalo de tempo N .

O coeficiente NS apresenta um comportamento na qual é dado maior valor às vazões de pico, portanto, ajustar o modelo somente com base neste parâmetro pode representar de forma bastante equivocada as vazões de recessão do rio.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe apresentado anteriormente pode ser utilizado com dados de vazão transformados por procedimentos como o logaritmo das vazões (NS Log), esse procedimento permite que o coeficiente analise de forma mais efetiva as vazões de recessão, sendo assim, menos sensível aos picos. A equação a seguir apresenta o coeficiente.

$$NS \text{ Log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QC_i) - \text{Log}(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QO_i) - QO_{m\text{Log}})^2} \quad (\text{Equação 3.14})$$

O erro relativo de volume (EV) permite avaliar se existe uma superestimativa ou uma subestimativa das vazões, o erro é relativo e apresentado em percentuais. De uma maneira ideal, os dados de erro de volume deveriam se manter dentro da faixa de -10% e 10%, que é a incerteza associada às medições de vazão. A equação a seguir apresenta o cálculo do erro.

$$EV = \frac{\sum_{i=1}^N QC_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad (\text{Equação 3.15})$$

em que QC_i é a vazão calculada em um intervalo de tempo i e QO_i é a vazão observada em um intervalo de tempo i .

3.3.3.10 Frente de Pareto

Para avaliar a sensibilidade dos resultados obtidos em relação a calibração do modelo, foi avaliada a frente de Pareto através da calibração automática do modelo MGB-IPH. A frente permitiu utilizar diferentes combinações de resultados com base no comportamento dos parâmetros estatísticos. Os resultados foram escolhidos para pontos extremos da frente, ou seja, locais onde algum dos estimadores estatísticos apresentou os melhores resultados.

Os parâmetros variados na calibração automática foram os seguintes: Wm (capacidade de armazenamento do solo), b (correlação entre armazenamento e saturação), $Kbas$ (controla o fluxo subterrâneo em períodos de recessão), $Kint$ (controla o fluxo subsuperficial), CS (controla a propagação na superfície), CI (controla a propagação no subsolo) e CB (controla o esvaziamento do reservatório subterrâneo). O número de indivíduos na população utilizada foi de 100 e o número máximo de iterações foi de 1000.

Os resultados para essa análise permitiram avaliar a variação dos volumes representados pelos diferentes reservatórios do modelo em relação a diferentes calibrações, e dirimir dúvidas em relação ao fato da calibração não ser a responsável por algum tipo de viés nos resultados.

3.4 GRACE

No presente estudo utilizou-se o produto RL05 do GRACE com dados mensais em grids produzidos pelo *Center for Space Research* (CSR), os dados estão disponíveis desde abril de 2002 até maio de 2016 (LANDERER; SWENSON, 2012). A Figura 3.7 mostra a localização dos pixels em relação à área de estudo.

Percebe-se que a área de estudo contempla quatro pixels do GRACE, somente utilizando os pixels do lado direito é possível analisar as bacias dos Rios São Francisco Verdadeiro e São Francisco Falso, o uso dos pixels do lado esquerdo da figura sofre forte influência da barragem de Itaipu, e dessa forma, foram analisados com maior cautela.

O código utilizado para extrair os valores de variação total do armazenamento de água (TWS) foi escrito por Paiva (2016) na linguagem Matlab.

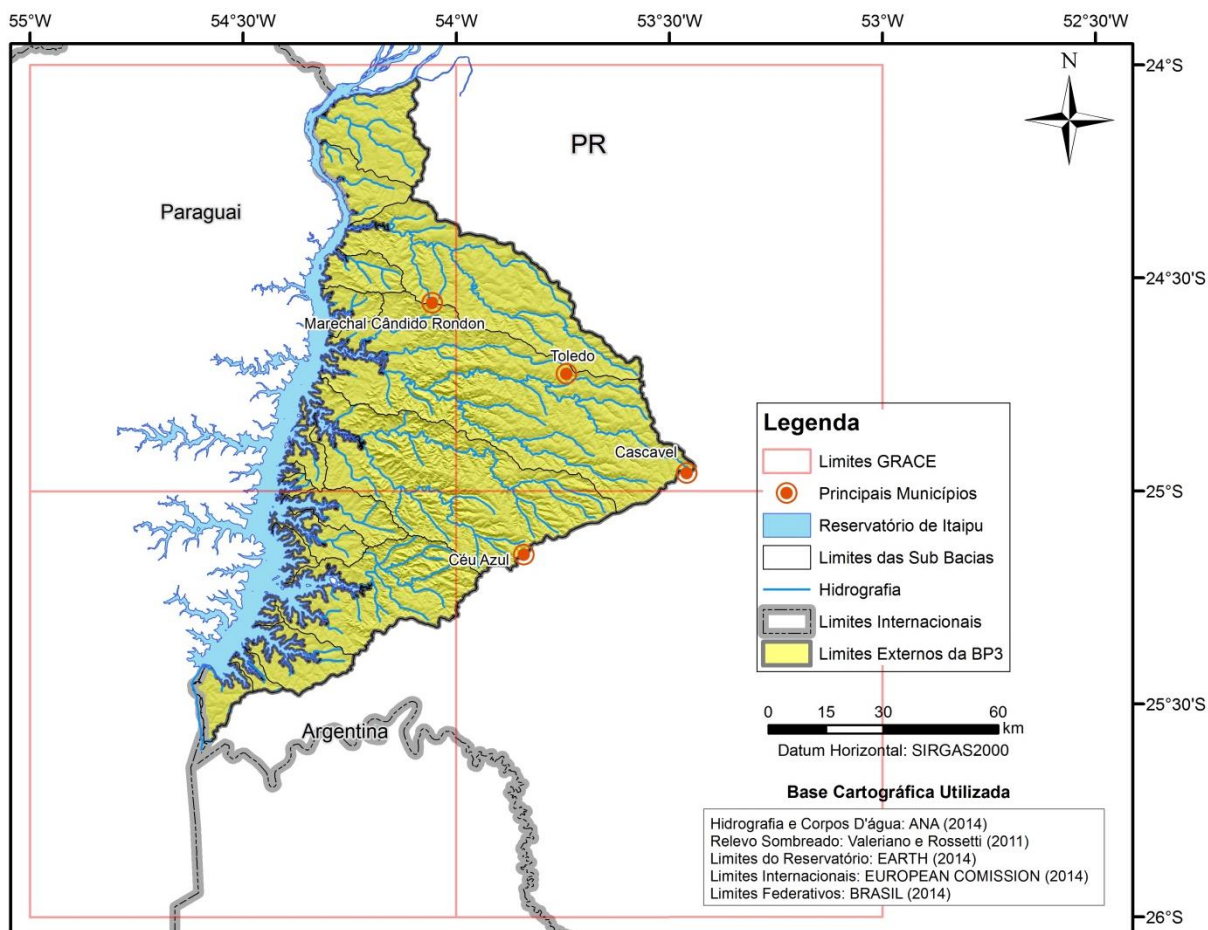


Figura 3.7 - Localização dos pixels do GRACE em relação a área de estudo.

Os resultados obtidos pelo GRACE foram utilizados comparativamente com os volumes armazenados no reservatório subterrâneo do modelo MGB-IPH inferidos pela descarga dos mesmos, para essa análise foi utilizada a constante do período característico de recessão utilizada. Esses resultados permitiram que fosse analisado quanto da variação do TWS do GRACE é ocasionada pelas águas subterrâneas em cada uma das bacias estudadas.

Além disso, foi avaliada a correlação do resultados de recarga subterrânea dos métodos utilizados com o TWS do GRACE.

Capítulo 4

4 Resultados

A seguir estão descritos os resultados obtidos na presente pesquisa. São apresentados os resultados de recarga subterrânea usando os diferentes métodos. Também foram apresentados os resultados da análise do GRACE em relação aos resultados de recarga obtidos. Ao final um modelo conceitual de recarga subterrânea foi proposto para a área estudada.

4.1 Características Hidrológicas

Em relação a densidade de drenagem das áreas estudadas apresentam o mesmo valor ($0,20\text{km}^{-1}$). Já os tempos de concentração são 27 e 36 minutos para as estações São Francisco Falso e São Francisco Verdadeiro, respectivamente, esse comportamento é uma resposta à elevada amplitude altimétrica do canal principal do rio apresentado na Figura 2.10.

Para analisar o comportamento das recessões foram escolhidos três períodos na qual as duas bacias hidrográficas foram submetidas a longos períodos de estiagem, como as séries fluviométricas históricas não apresentaram os mesmos períodos de dados, optou-se por utilizar os dados simulados no modelo MGB-IPH para esta análise. Os períodos de estiagem escolhidos foram os compreendidos entre 27/07/2010-11/09/2010, 25/03/1997-10/05/1997 e 18/08/1988-03/10/1988. Como as estações possuem áreas de drenagem diferentes, utilizou-se valores de vazão específica para a análise. A Figura 4.1 apresenta as vazões específicas das estações fluviométricas nos períodos de estiagem prolongada informados.

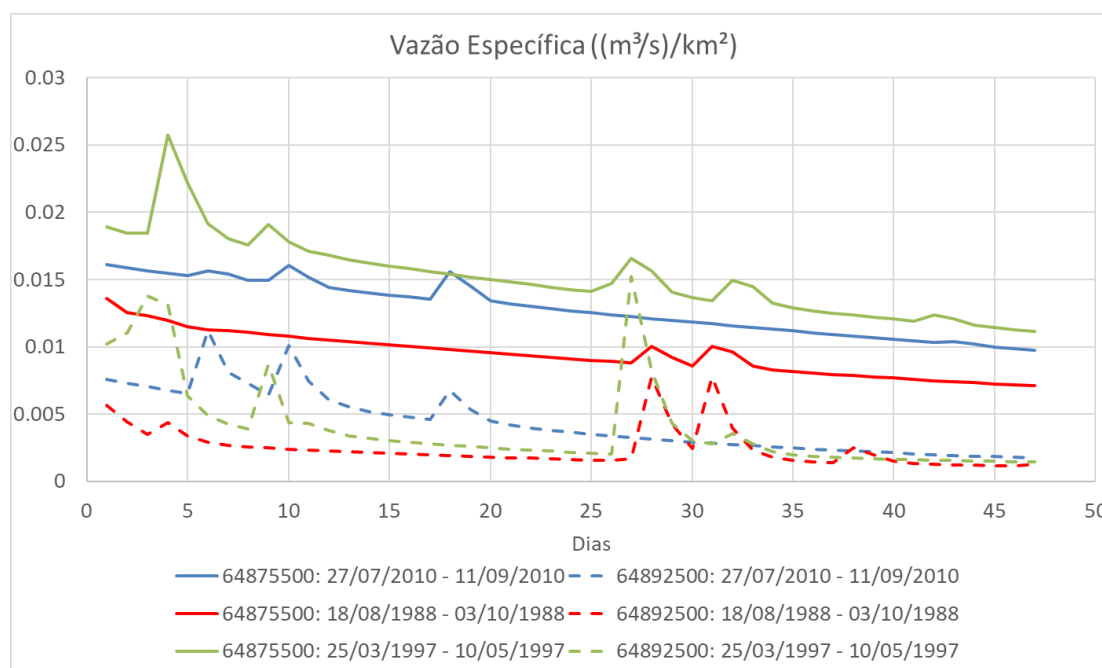


Figura 4.1 – Vazão específica de três diferentes períodos de estiagem.

Conforme observado nos resultados de vazão específica dos períodos de estiagem escolhidos, fica clara a diferença de contribuição do fluxo de base para as duas bacias, no período de menores vazões da série percebe-se que a vazão de base da estação 64875500 é superior a vazão de base da estação 64892500. Também se pode observar que as diferenças entre as vazões se acentuam quando as vazões são mais dependentes do fluxo de base. Esses resultados também indicam que a estação 64875500 apresenta maior tendência à recarga subterrânea. A constante de recessão média da estação 64892500 foi 27 dias, enquanto que, para a estação 64875500 o valor médio obtido foi de 79 dias

Os fatores condicionantes de recarga baseados nas análises prévias realizadas (geomorfologia, solos, clima, características hidrológicas) indicam que a estação 64875500 apresenta melhores condições e maior tendência a ocorrência de recarga subterrânea, quando comparada a estação 64892500, conforme apresentado no Quadro 4.1. Na sequência da dissertação as estimativas de recarga subterrânea serão quantificadas para essas duas áreas.

Quadro 4.1 – Fatores condicionantes de recarga

Modelo Conceitual de Recarga	São Francisco Verdadeiro	São Francisco Falso
Geomorfologia	- Menores declividades (até 12%) - Topos alongados e aplainados - Menor declividades de talvegue	- Maiores declividades (até 30%) - Topos alongados - Maior declividade de talvegue
Solos	- Predominância de solos favoráveis a recarga. Solos mais profundos.	- Menores áreas de solos favoráveis a recarga. Solos rasos nas encostas.
Clima	- Precipitações levemente superiores	- Precipitações levemente inferiores
Hidrologia	- Maior capacidade de armazenamento de água no aquífero	- Menor capacidade de armazenamento de água no aquífero

4.2 Recarga Subterrânea

Os resultados obtidos para o cálculo da recarga subterrânea são referentes à aplicação do balanço hídrico, filtro de separação do escoamento de base e modelagem hidrológica, conforme apresentado a seguir.

4.2.1 Balanço Hídrico

Na Figura 4.2 estão apresentadas as variáveis escoamento superficial direto, evapotranspiração real e precipitação obtidos para a aplicação do Balanço Hídrico para estimativa da recarga subterrânea no período estudado.

Os resultados de escoamento superficial direto foram obtidos usando o modelo HEC-HMS, na Tabela 4.1 estão apresentados os resultados da calibração diária do modelo para as estações fluviométricas 64875500 e 64892500. Os valores obtidos pelo modelo representam somente o escoamento superficial direto gerado.

Tabela 4.1 - Indicadores de eficiência do modelo (HEC-HMS)

Estação Fluviométrica	Calibração		
	Erro NS	Erro NS Log	Erro de Volume
64875500	0,66	0,68	0,5%
64892500	0,60	0,57	-1,7%

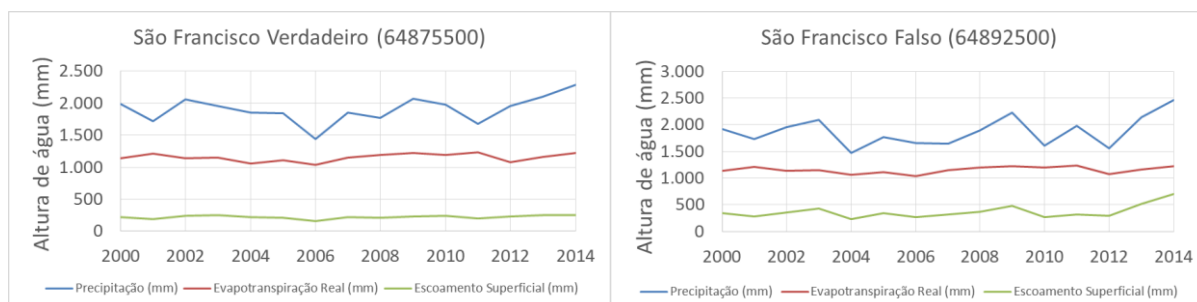


Figura 4.2 – Variáveis usadas no cálculo da recarga subterrânea pelo Balanço Hídrico.

A seguir estão apresentados os resultados de recarga subterrânea obtidos na aplicação do balanço hídrico para as estações fluviométricas São Francisco Verdadeiro (64875500) (Tabela 4.2) e São Francisco Falso (64892500) (Tabela 4.3).

Tabela 4.2 – Resultados do Balanço Hídrico para a estação 64875500

São Francisco Verdadeiro (64875500)					
Ano	Precipitação (mm/ano)	Evapotranspiração Real (mm/ano)	Escoamento Superficial (mm/ano)	Recarga Subterrânea (mm/ano)	Recarga / Precipitação Total (%)
2000	1.986	1.137	221	628	32%
2001	1.715	1.213	191	311	18%
2002	2.056	1.141	237	678	33%
2003	1.957	1.149	250	558	28%
2004	1.856	1.057	219	580	31%
2005	1.837	1.112	211	515	28%
2006	1.435	1.037	160	238	17%
2007	1.852	1.146	215	491	27%
2008	1.773	1.191	207	375	21%
2009	2.073	1.220	234	619	30%
2010	1.981	1.194	238	548	28%
2011	1.681	1.228	196	257	15%
2012	1.958	1.079	232	647	33%
2013	2.103	1.156	252	695	33%
2014	2.283	1.223	253	806	35%
Média	1.903	1.152	221	530	28%

Tabela 4.3 - Resultados do Balanço Hídrico para a estação 64892500

São Francisco Falso (64892500)					
Ano	Precipitação (mm/ano)	Evapotranspiração Real (mm/ano)	Escoamento Superficial (mm/ano)	Recarga Subterrânea (mm/ano)	Recarga / Precipitação Total (%)
2000	1.911	1.137	340	434	23%
2001	1.729	1.213	276	239	14%
2002	1.950	1.141	356	453	23%
2003	2.085	1.149	427	508	24%
2004	1.469	1.057	232	180	12%
2005	1.773	1.112	341	320	18%
2006	1.657	1.037	270	349	21%
2007	1.643	1.146	316	181	11%
2008	1.897	1.191	368	338	18%
2009	2.232	1.220	474	537	24%
2010	1.603	1.194	272	136	9%
2011	1.976	1.228	322	426	22%
2012	1.556	1.079	292	185	12%
2013	2.133	1.156	518	460	22%
2014	2.465	1.223	704	538	22%
Média	1.872	1.152	367	352	19%

Avaliando os resultados obtidos, percebe-se que a estação 64875500, localizada na região com menores declividades possui valores de recarga subterrânea superiores a estação 64892500. É importante destacar que o método aplicado não faz diferenciação entre os escoamentos subsuperficial e subterrâneo, ambos são tratados dentro como um único escoamento dentro do método utilizado.

Nestes resultados já é possível observar a influência da geomorfologia e solos na recarga subterrânea, onde a declividade, a existência de topos aplainados e a profundidade dos solos são os principais fatores que diferem as duas bacias analisadas. É importante citar a presença dos neossolos (rasos) nas regiões de maior declividade como importante fator para diminuição da recarga subterrânea.

4.2.2 Separação do Escoamento de Base

O filtro de separação do escoamento de base de Eckhardt foi aplicado nos dados observados e simulados nas duas estações fluviométricas utilizando três diferentes abordagens para obtenção do parâmetro BFI_{max}.

A Figura 4.3 e a Figura 4.4 apresentam o hidrograma total observado com os diferentes hidrogramas de escoamento de base, a Tabela 4.4 apresenta os valores anuais obtidos em comparação com a precipitação anual. Conforme informado anteriormente na metodologia, a descarga obtida pelo filtro é equivalente a recarga subterrânea difusa existente na bacia hidrográfica.

Tabela 4.4 - Descarga obtida pelo filtro de Eckhardt para os dados observados e simulados pelo MGB

Descarga obtida pelo filtro de Eckhardt nos dados observados								
Estação	Chuva Total Média Anual	Período Analisado	BFImax Tab		BFImax Q%		BFImax Inv	
			Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual	Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual	Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual
64875500	1974	1990-2000	220	11%	541	27%	676	34%
64892500	1880	2003-2013	156	8%	285	14%	316	16%

Descarga obtida pelo filtro de Eckhardt nos dados simulados								
Estação	Chuva Total Média Anual	Período Analisado	BFImax Tab		BFImax Q%		BFImax Inv	
			Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual	Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual	Descarga (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Anual
64875500	1895	1990-2000	218	11%	593	30%	652	33%
64892500	1800	2003-2013	175	9%	297	15%	378	19%

Os valores de BFImax utilizados para os dados observados usando o valor tabelado, o obtido pela curva de permanência e o filtro inverso foram 0,25, 0,62 e 0,77 para a estação 64875500, e 0,25, 0,48, e 0,79 para a estação 64892500, respectivamente. Já para os dados simulados os valores de BFImax utilizados foram 0,25, 0,68 e 0,78 para a estação 64875500, e 0,25, 0,42, e 0,57 para a estação 64892500, respectivamente.

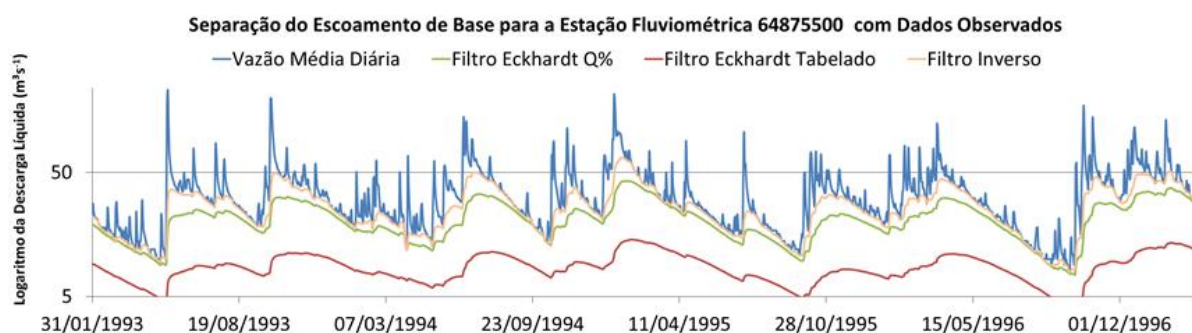


Figura 4.3 – Resultado do filtro de Eckhardt para os dados observados na estação 64875500 (1.406km²)

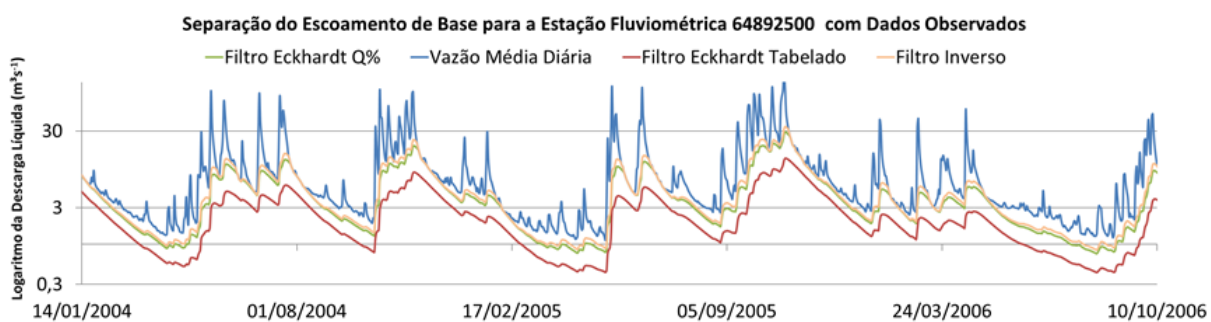


Figura 4.4 – Resultado do filtro de Eckhardt para os dados observados na estação 64892500 (568km²)

Em relação aos três diferentes parâmetros BFImax usados, percebe-se que o uso do valor tabelado se afasta substancialmente dos valores obtidos pelas outras duas abordagens. Os

valores obtidos pela aplicação do filtro nas séries históricas simuladas ficaram próximos dos valores das séries observadas.

4.2.3 Modelo MGB-IPH

A seguir estão apresentados os resultados da calibração do modelo MGB-IPH e as vazões oriundas dos diferentes compartimentos. Também estão apresentados os resultados da análise da influência da calibração nos resultados obtidos por meio da frente de Pareto.

4.2.3.1 Calibração e Verificação do Modelo MGB-IPH

Os resultados obtidos com o modelo, os coeficientes de erro adotados para o período de calibração e validação estão apresentados na Tabela 4.5. O período de aquecimento de dois meses foi removido do modelo. A Tabela 4.6 mostra os parâmetros obtidos com a calibração do modelo.

Tabela 4.5 - Indicadores de eficiência do modelo

Estação Fluviométrica	Calibração			Validação		
	Erro NS	Erro NS Log	Erro de Volume	Erro NS	Erro NS Log	Erro de Volume
64875500	0,829	0,824	-0,90%	0,746	0,765	-1,60%
64892500	0,654	0,696	19,90%	0,66	0,714	13,30%

Tabela 4.6 – Parâmetros utilizados no modelo MGB-IPH para cada URH.

Sub-bacia	URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc	CS	CI	CB	QB
1	Agricultura Prof.	700	0,5	19	45	0,67	0	0,1	18	50	1900	0,01
	Agricultura Raso	500	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Urbano	50	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Campo Prof.	700	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Campo Raso	500	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Floresta Prof.	700	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Floresta Raso	500	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Várzea	50	0,5	19	45	0,67	0	0,1				
	Água	0	0	0	0	0	0	0				
	2	Agricultura Prof.	650	0,29	0,23	17	0,67	0				
Agricultura Raso		450	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Urbano		100	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Campo Prof.		650	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Campo Raso		450	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Floresta Prof.		650	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Floresta Raso		450	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Várzea		50	0,29	0,23	17	0,67	0	0,1				
Água		0	0	0	0	0	0	0				

Com relação à calibração do modelo, observa-se pela Tabela 4.5 que os resultados apresentaram indicadores de eficiência considerados aceitáveis para calibração e validação de modelos hidrológicos, entretanto, como o foco do estudo é nas vazões mínimas (descarga subterrânea) o erro de volume de 19% obtido na calibração pode acarretar em incertezas nos

resultados finais, como o erro de volume foi positivo, os valores de recarga obtidos pelo modelo podem ter ficado acima dos valores reais. Também é importante destacar que para o presente estudo, as vazões de recessão possuem um interesse especial, uma vez que serão usados para cálculo da recarga, dessa forma, os coeficientes NS Log apresentaram resultados bons.

Em relação à validação do modelo, os resultados também se mostraram adequados, para a estação 64875500 os resultados apresentam diminuição nos indicadores, porém ainda dentro de uma grandeza aceitável, enquanto que a estação 64892500 apresentou melhoras em todos os coeficientes. A Figura 4.5 mostra os resultados da calibração para um determinado período de tempo para as duas estações utilizadas.

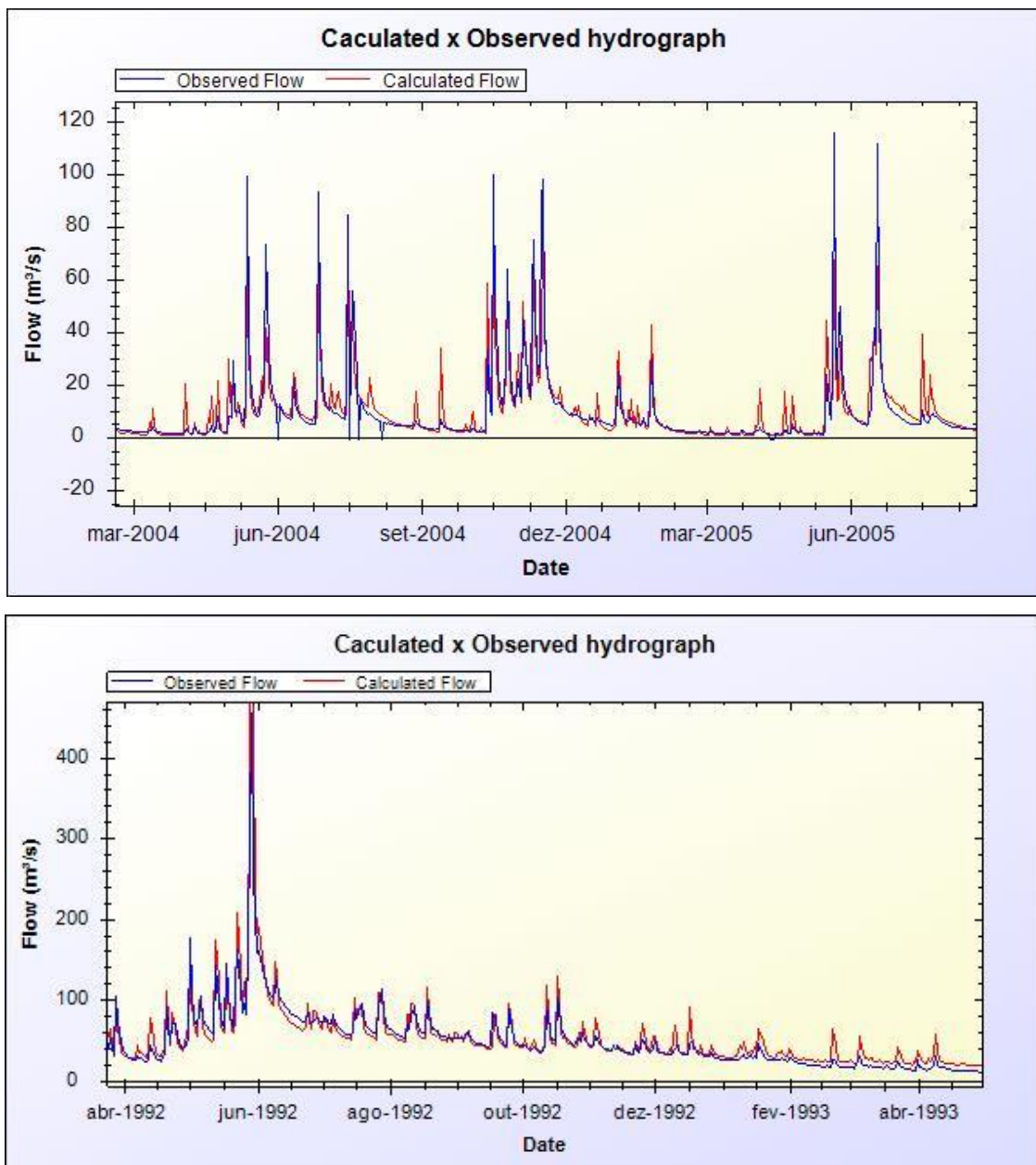


Figura 4.5 – Hidrograma observado e simulado usado na calibração do modelo MGB-IPH no posto 64875500 (acima) e 64892500 (abaixo)

Também se avaliou a curva de permanência dos dados observados e calculados para ambas as estações, conforme apresentado na Figura 4.6.

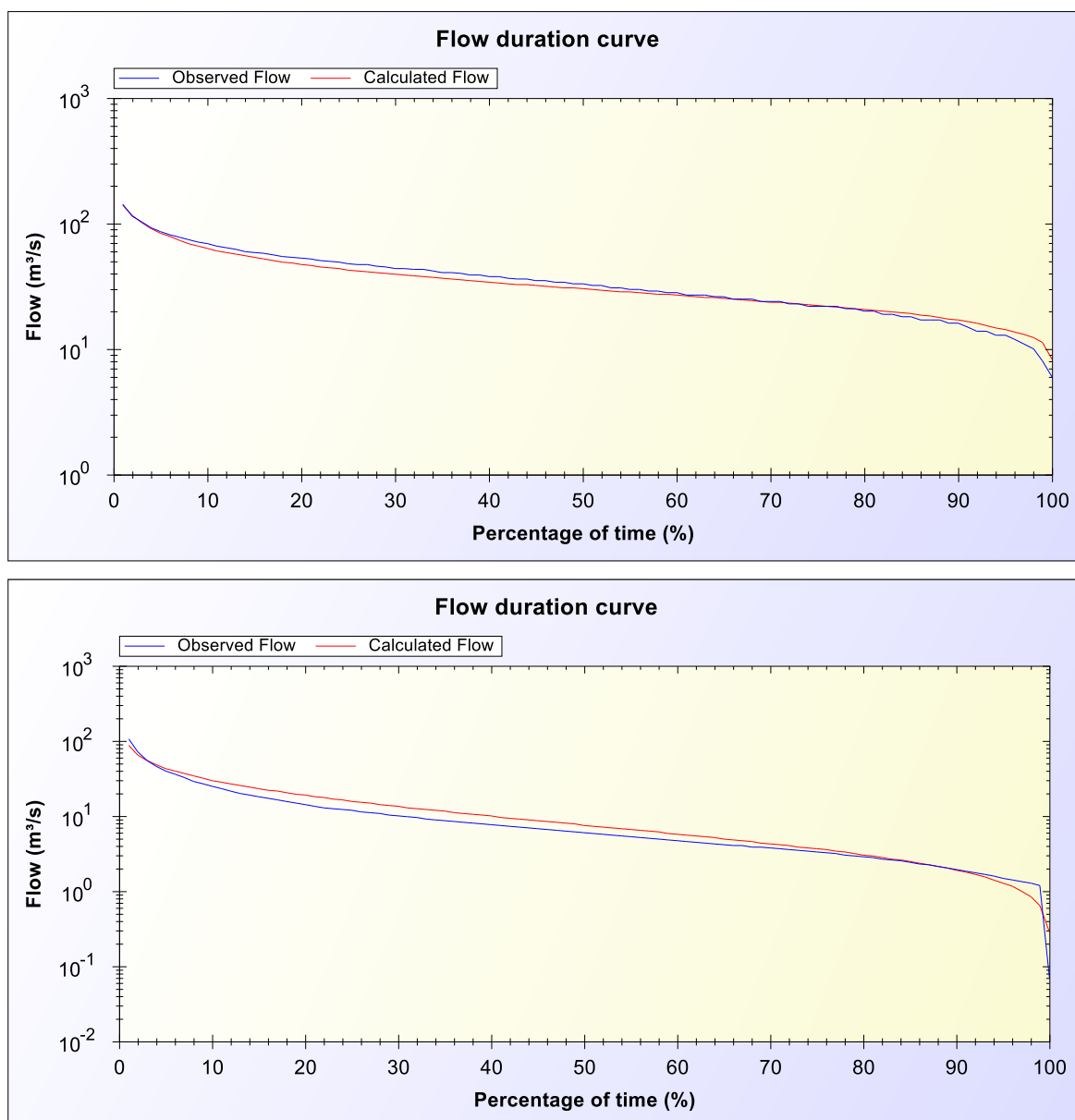


Figura 4.6 – Curva de Permanência usada na calibração do modelo MGB-IPH no posto 64875500 (acima) e 64892500 (abaixo)

Em relação as curvas de permanência, é importante chamar a atenção para as vazões com tempo de permanência acima de 90%, percebe-se que a estação fluviométrica 64875500 apresenta que menos acentuada nessas vazões, o que indica que a bacia possui maior capacidade de regularização.

4.2.3.2 Vazões dos Reservatórios

As vazões de saída dos diferentes reservatórios do modelo foram extraídas e analisadas e estão apresentadas na Tabela 4.7, já a Figura 4.7 e a Figura 4.8 apresentam os resultados

gráficos das vazões subterrâneas, subterrâneas mais subsuperficiais, e subterrâneas mais subsuperficiais e superficiais.

Tabela 4.7 - Descarga obtida pelo modelo MGB-IPH

Descarga Média Anual Obtida pelo Esvaziamento do Reservatório Subterrâneo do Modelo MGB-IPH					
Estação	Período Analisado	Descarga Média Anual (m ³)	Descarga Média Anual (mm)	Chuva Média Anual (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual
64875500	1975-2015	687.631.872	489,1	1.895	26%
64892500	1975-2015	27.569.214	48,5	1.800	3%

Descarga Média Anual Obtida pelo Esvaziamento do Reservatório Subterrâneo e Subsuperficial do Modelo MGB-IPH					
Estação	Período Analisado	Descarga Média Anual (m ³)	Descarga Média Anual (mm)	Chuva Média Anual (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual
64875500	1975-2015	842.087.244	598,9	1.895	32%
64892500	1975-2015	209.445.964	368,7	1.800	20%

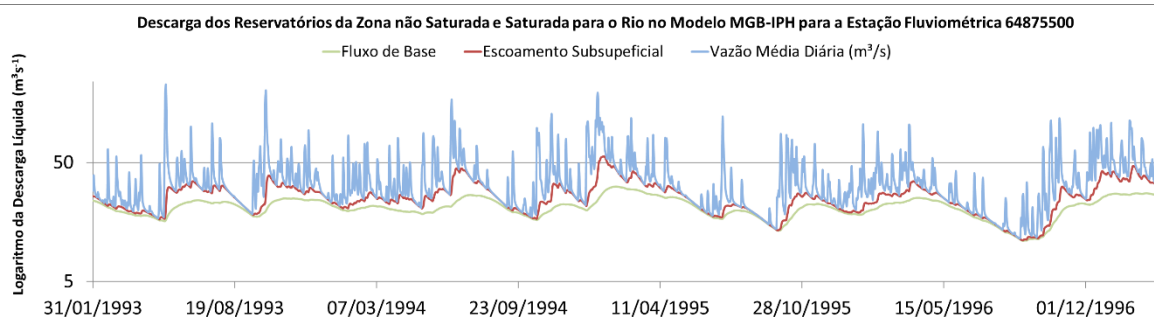


Figura 4.7 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios representados para a estação 64875500 (1.406km²).

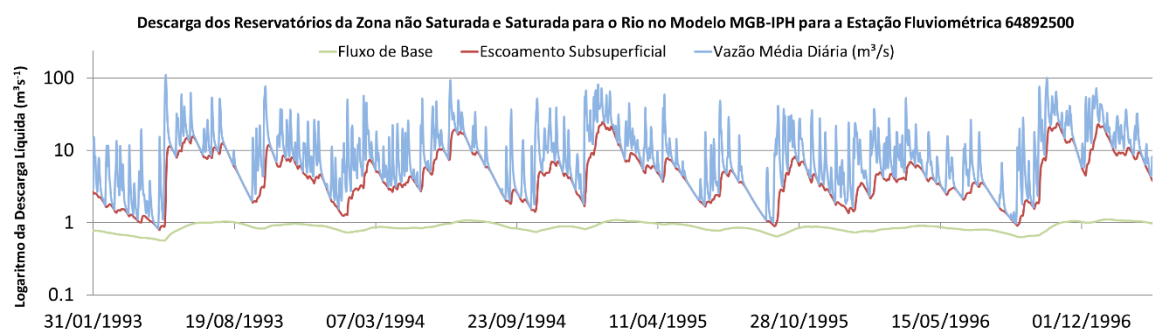


Figura 4.8 – Vazões de saída do modelo MGB-IPH para os diferentes reservatórios representados para a estação 64892500 (568km²).

Para a estação 64875500 pode-se verificar que a contribuição das águas subterrâneas é bastante representativa, é possível perceber que nos períodos com pouca ou sem chuva, a vazão do rio é representada principalmente pelas descargas do aquífero.

Para a estação 64892500 percebe-se um comportamento um pouco diferente da outra estação analisada, neste local, as vazões oriundas do fluxo de base representam somente uma fração da vazão nos períodos com menos chuva, as vazões oriundas do escoamento subsuperficial apresentam elevados valores dessa fração.

Os baixos valores de fluxo de base apresentados para a estação 64892500 podem ser explicados pelo grau de dissecação dessa bacia, em que as características geomorfológicas

prejudicam a ocorrência de recarga, além disso, nesses aquíferos o armazenamento é menor e a descarga do aquífero é maior em por causa da possibilidade de fontes nas encostas originadas por quebras no relevo. Dessa forma, a grande representatividade do escoamento subsuperficial representado no modelo pode ter a contribuição dessas águas oriundas do aquífero fraturado que descarrega nos rios e nas encostas, essas características, associadas ao meio fraturado em questão, tornam o fluxo do aquífero bastante dinâmico, não restando um volume de água representativo para a recarga. Também deve-se destacar a existência de solos rasos nas regiões mais dissecadas, que não favorecem a ocorrência da recarga subterrânea.

4.2.3.3 Influência da Calibração nas Vazões dos Reservatórios

Os resultados apresentados anteriormente foram obtidos por meio da calibração manual do modelo MGB-IPH, que é a forma tradicional de calibração de modelos chuva-vazão.

Para avaliar a sensibilidade dos parâmetros na calibração em relação a geração dos três escoamentos estudados, utilizou-se a calibração automática presente dentro do modelo MGB-IPH. Os parâmetros calibrados foram o “Wm”, “b”, “Kbas”, “Kint”, “CS”, “CI” e “CB” para as duas bacias hidrográficas estudadas.

As figuras a seguir mostram os resultados obtidos para os três diferentes estimadores estatísticos utilizados usando a calibração automática, na análise utilizou-se cinco pontos com base nos resultados da frente de Pareto obtidos na calibração.

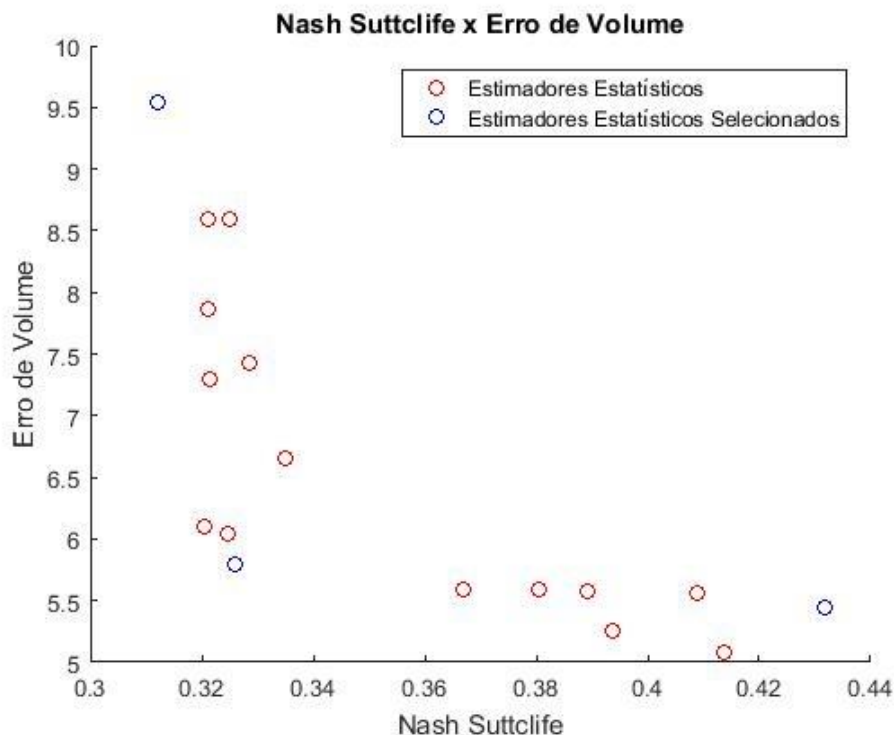


Figura 4.9 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe e Erro de Volume.

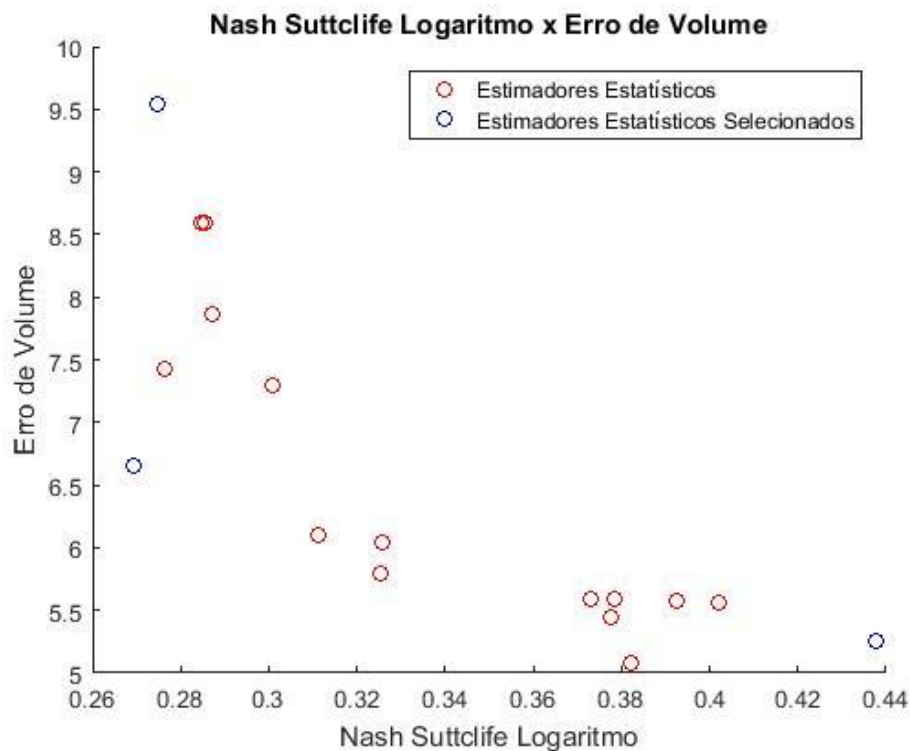


Figura 4.10 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe Logaritmo e Erro de Volume.

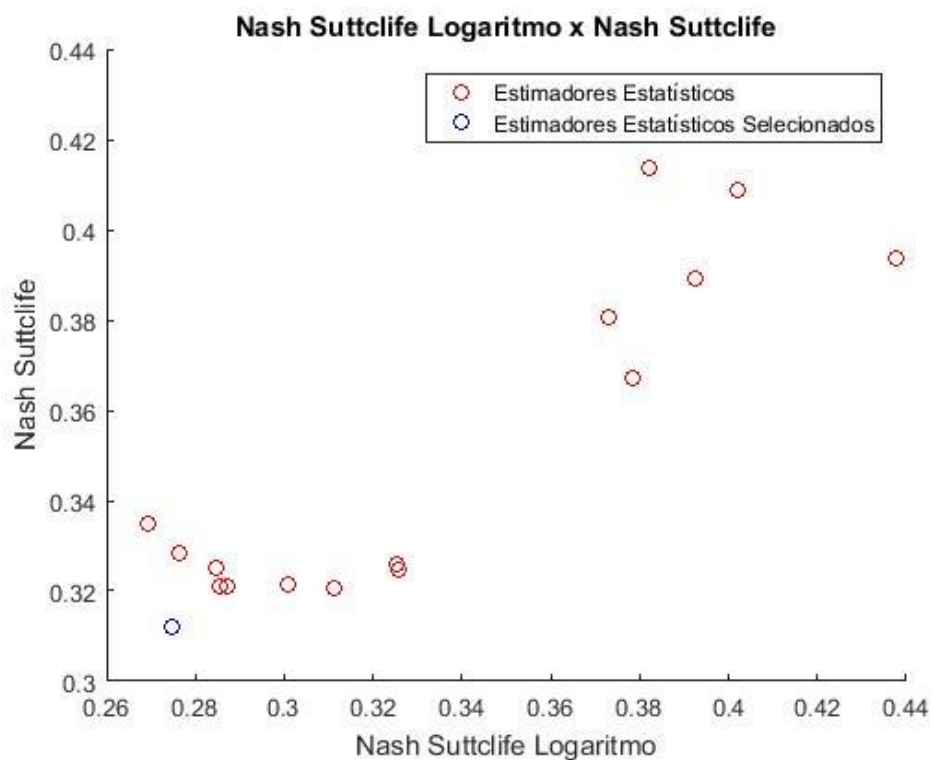


Figura 4.11 – Frente de Pareto para os parâmetros Nash Suttcliffe e Nash Suttcliffe Logaritmo.

A partir dos gráficos apresentados anteriormente, foram selecionados pontos (conjuntos de parâmetros calibráveis) em diferentes regiões da frente de pareto, os pontos representam regiões da frente que favorecem um determinado estimador em detrimento de outro.

Foram selecionados cinco pontos da frente de pareto, as figuras apresentadas anteriormente indicam sete pontos, entretanto, dois dos pontos são coincidentes em gráficos diferentes. Cada um dos pontos carrega um conjunto de parâmetros calibráveis diferentes que foi utilizado para rodar o modelo MGB-IPH. A Tabela 4.8 apresenta os valores máximos e mínimos obtidos dentro dos valores usados na calibração manual e nas diferentes combinações obtidas pela frente de pareto.

Tabela 4.8 – Parâmetros máximos e mínimos obtidos dentro dos conjuntos de resultados obtidos pela calibração manual (um conjunto) e frente de pareto (cinco conjuntos).

Sub-bacia	URH	Wm		b		Kbas		Kint		CS		CI		CB	
		Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín
1	Agricultura Prof.	1234,80	606,90	0,73	0,45	25,88	19,00	51,39	24,17	18,0	5,4	126,6	50,0	25914,1	1900,0
	Agricultura Raso	895,50	199,50	0,74	0,34	26,77	13,05	64,58	27,68						
	Urbano	88,10	48,90	0,53	0,37	23,75	10,91	69,84	34,07						
	Campo Prof.	1061,20	238,00	0,74	0,26	26,56	15,16	70,11	24,44						
	Campo Raso	500,00	152,50	0,77	0,16	29,96	6,90	78,98	19,76						
	Floresta Prof.	1001,00	363,30	0,81	0,36	31,65	19,00	67,73	33,53						
	Floresta Raso	875,50	169,50	0,86	0,19	32,49	8,42	69,08	26,55						
	Várzea	55,90	28,20	0,61	0,29	27,87	7,66	60,75	22,46						
	Água	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
	Agricultura Prof.	1146,60	563,60	0,43	0,26	0,31	0,23	19,41	9,13						
2	Agricultura Raso	806,00	179,60	0,43	0,20	0,32	0,16	24,40	10,46	20,0	6,0	126,6	50,0	8865,4	650,0
	Urbano	176,10	97,80	0,31	0,21	0,29	0,13	26,38	12,87						
	Campo Prof.	985,40	221,00	0,43	0,15	0,32	0,18	26,49	9,23						
	Campo Raso	450,00	137,30	0,45	0,09	0,36	0,08	29,84	7,46						
	Floresta Prof.	929,50	337,40	0,47	0,21	0,38	0,23	25,59	12,67						
	Floresta Raso	788,00	152,60	0,50	0,11	0,39	0,10	26,10	10,03						
	Várzea	55,90	28,20	0,36	0,17	0,34	0,09	22,95	8,48						
	Água	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						

Cada um dos resultados obtidos com o modelo para os três diferentes escoamentos (superficial, subsuperficial e subterrâneo) estão apresentados nas figuras a seguir.

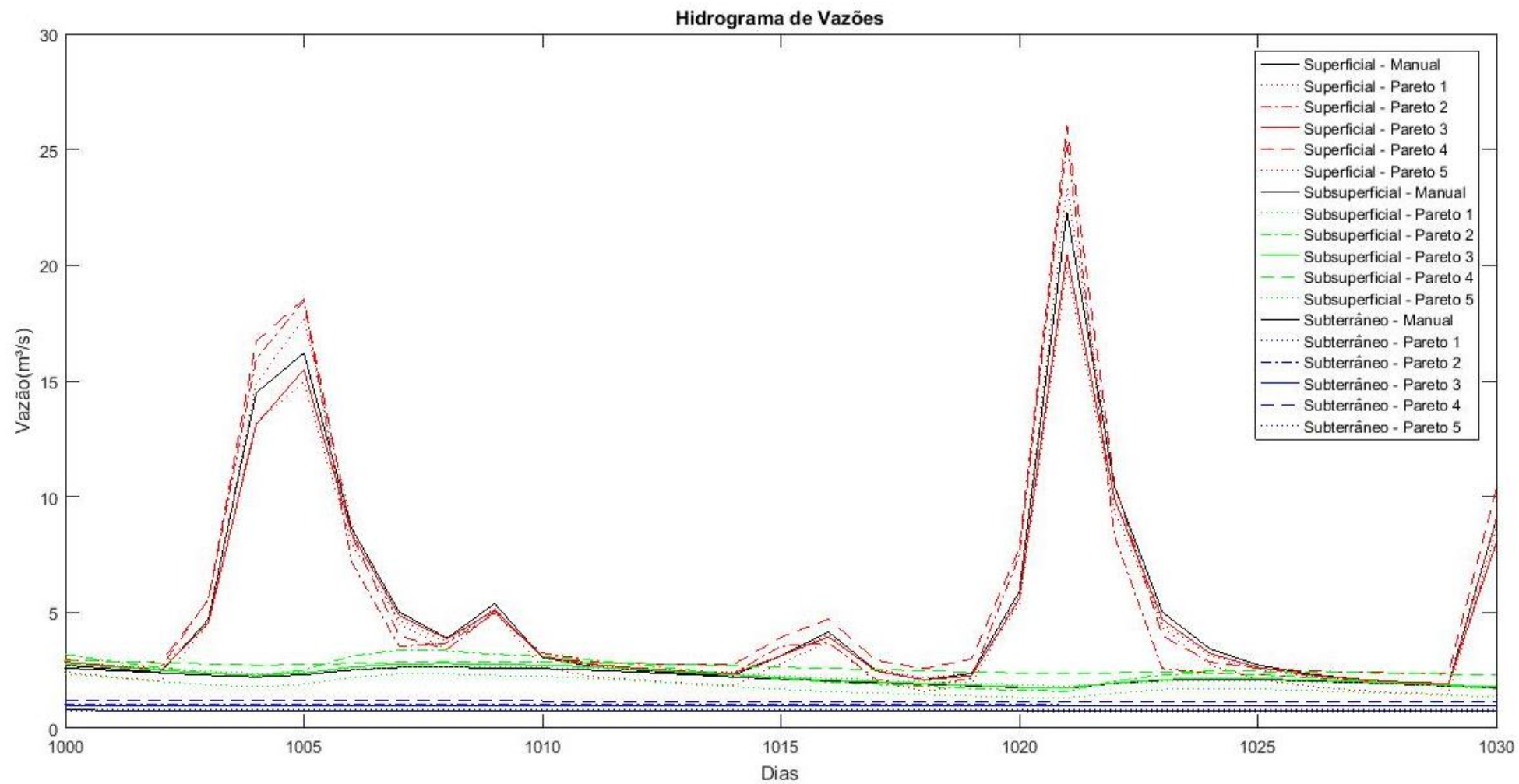


Figura 4.12 – Hidrograma dos diferentes escoamentos estudados usando diferentes combinações de parâmetros calibráveis obtidos pela Frente de Pareto do modelo MGB-IPH – Estação São Francisco Falso.

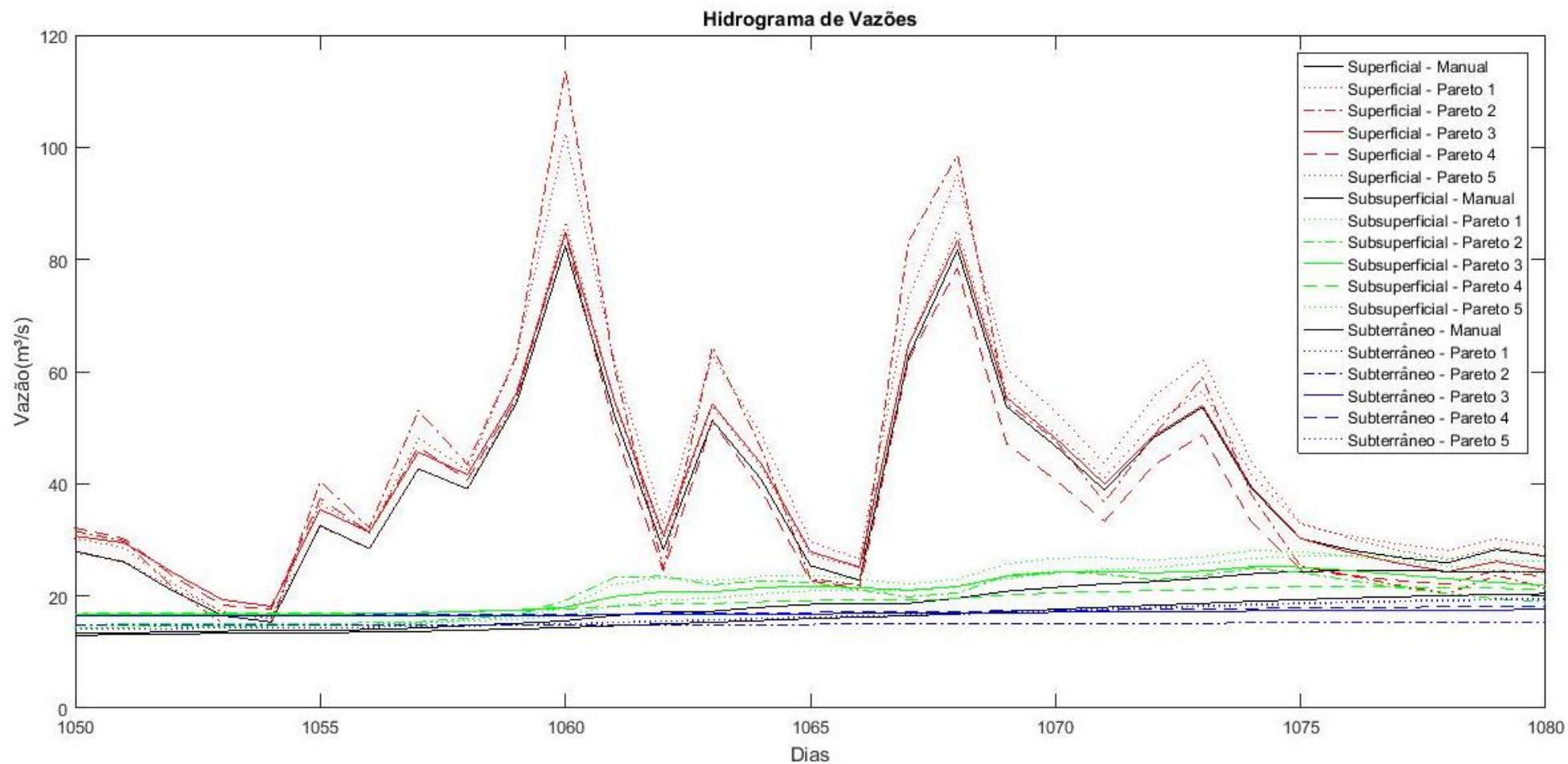


Figura 4.13 – Hidrograma dos diferentes escoamentos estudados usando diferentes combinações de parâmetros calibráveis obtidos pela Frente de Pareto do modelo MGB-IPH – Estação São Francisco Verdadeiro.

Os resultados obtidos pelo modelo para os diferentes tipos de escoamento foram avaliados em relação à precipitação total anual das bacias, na Tabela 4.9 são apresentados todos os resultados.

Tabela 4.9 – Resultados da descarga dos reservatórios para diferentes pontos da frente de Pareto

64875500				
Calibração	Escoamento Superficial e Subsuperficial (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual	Escoamento Subterrâneo (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual
Manual	599,9	33,2%	489,2	27,1%
Pareto 1	639,3	35,4%	513,6	28,4%
Pareto 2	583,1	32,3%	484,0	26,8%
Pareto 3	617,0	34,1%	516,8	28,6%
Pareto 4	625,8	34,6%	534,0	29,6%
Pareto 5	608,5	33,7%	516,9	28,6%
64892500				
Calibração	Escoamento Superficial e Subsuperficial (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual	Escoamento Subterrâneo (mm)	% Descarga em Relação a Chuva Média Anual
Manual	373,3	21,1%	48,1	2,7%
Pareto 1	413,6	23,4%	45,7	2,6%
Pareto 2	375,7	21,3%	43,3	2,4%
Pareto 3	388,5	22,0%	59,2	3,3%
Pareto 4	349,1	19,8%	72,0	4,1%
Pareto 5	336,6	19,0%	52,6	3,0%

As diferentes combinações de parâmetros calibráveis resultaram em valores que ficaram dentro da mesma grandeza. O que pode ser claramente observado nas figuras dos hidrogramas. Dessa forma, acredita-se que os principais resultados obtidos para recarga anual na área de estudo não possuem uma dependência de um único conjunto de parâmetros utilizados, e todos apresentaram resultados que poderiam ser usados como valor de recarga de referência.

Assim, optou-se pelo prosseguimento da pesquisa adotando como padrão o valor médio obtido nas diferentes formatações de calibração para o modelo hidrológico seguido do seu coeficiente de variação. Os valores obtidos estão apresentados na Tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Resultados da descarga dos reservatórios considerando o coeficiente de variação.

Escoamento do MGB-IPH	64875500	64892500
Subsuperficial + Subterrâneo	612,3±18,1mm/ano	372,8±25,2mm/ano
Subterrâneo	509,1±17,3mm/ano	53,5±9,7mm/ano

4.2.4 Comparação dos métodos de recarga subterrânea

A seguir estão apresentados os resultados de recarga subterrânea obtidos pelo balanço hídrico, filtro de separação de escoamento de base e modelagem hidrológica. O período avaliado para o balanço hídrico foi entre 2000 e 2014, definido pela disponibilidade de dados do MOD16, o filtro de separação do escoamento de base foi aplicado para os dados observados das estações e para os dados obtidos pela simulação hidrológica no período entre 1976 e 2015, assim como os resultados de descarga dos compartimentos subsuperficial e subterrâneo do

modelo MGB-IPH, para o modelo utilizou-se o valor médio entre a calibração manual e as outras diferentes combinações obtidas pela frente de Pareto. Os resultados de recarga subterrânea anual média para as duas estações fluviométricas estão apresentados na Tabela 4.12 e Tabela 4.11, enquanto que os resultados anuais dos métodos utilizados estão apresentados na Figura 4.15 e Figura 4.16.

Tabela 4.11 - Resultados de recarga subterrânea para os diferentes métodos

São Francisco Verdadeiro (64875500)					
Método	Período Analisado	Precipitação Total Média Anual (mm)	Recarga Subterrânea / Precipitação Total Anual Média (%)	Vazão Média Anual (mm)	Recarga Subterrânea / Vazão Média Anual (%)
Balanco Hídrico	2000-2014	1903	27,3	890,4	59,5
Filtro de Eckhardt (Tabelado) - Dados Simulados	1976-2015	1895	11,0		23,4
Filtro de Eckhardt (Q%) - Dados Simulados	1976-2015	1895	29,8		63,7
Filtro de Eckhardt (Inv) - Dados Simulados	1976-2015	1895	32,8		70,2
Filtro de Eckhardt (Tabelado) - Dados Observados	1989-2001	1974	10,7		23,8
Filtro de Eckhardt (Q%) - Dados Observados	1989-2001	1974	25,8		57,9
Filtro de Eckhardt (Inv) - Dados Observados	1989-2001	1974	32,1		72,1
MGB-IPH Subsuperficial + Subterrâneo	1976-2015	1895	32,5		68,8
MGB-IPH Subterrâneo	1976-2015	1895	27,3		57,2

Tabela 4.12 - Resultados de recarga subterrânea para os diferentes métodos

São Francisco Falso (64892500)					
Método	Período Analisado	Precipitação Total Média Anual (mm)	Recarga Subterrânea / Precipitação Total Anual Média (%)	Vazão Média Anual (mm)	Recarga Subterrânea / Vazão Média Anual (%)
Balanco Hídrico	2000-2014	1872	18,3	660,7	53,3%
Filtro de Eckhardt (Tabelado) - Dados Simulados	1976-2015	1800	10,0		28,0%
Filtro de Eckhardt (Q%) - Dados Simulados	1976-2015	1800	16,6		46,4%
Filtro de Eckhardt (Inv) - Dados Simulados	1976-2015	1800	21,1		59,2%
Filtro de Eckhardt (Tabelado) - Dados Observados	2002-2014	1880	8,5		24,3%
Filtro de Eckhardt (Q%) - Dados Observados	2002-2014	1880	15,3		43,8%
Filtro de Eckhardt (Inv) - Dados Observados	2002-2014	1880	16,9		48,4%
MGB-IPH Subsuperficial + Subterrâneo	1976-2015	1800	20,1		56,4%
MGB-IPH Subterrâneo	1976-2015	1800	3,1		8,1%

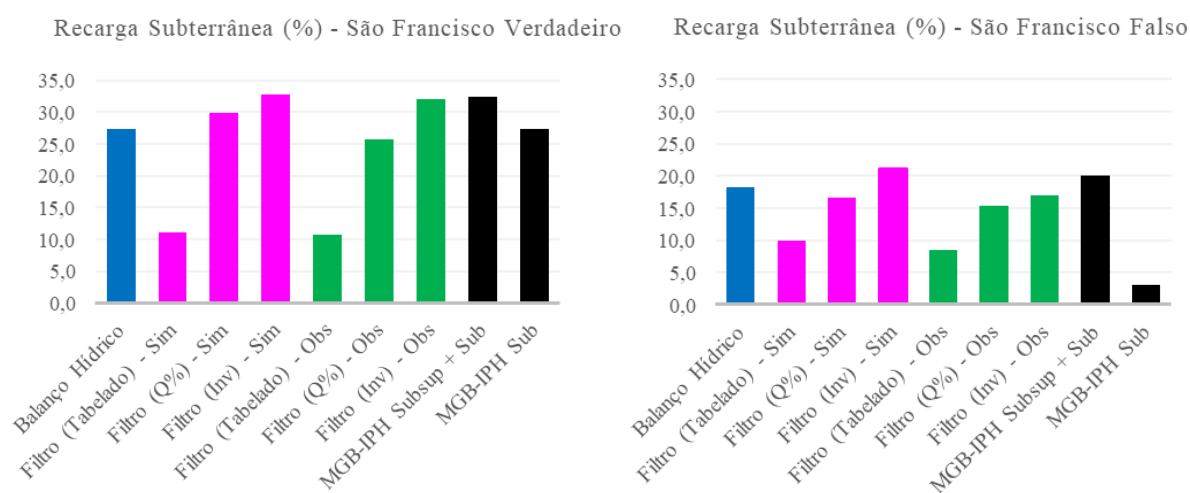


Figura 4.14 – Resultados de recarga subterrânea em % da chuva total anual para os diferentes métodos aplicados nas duas bacias

Para a estação 64875500 os resultados de recarga média anual em relação as precipitações para os anos avaliados apresentaram uma variação entre 25,8% e 32,8%, com exceção dos resultados obtidos pela aplicação do filtro de separação do escoamento de base usando o parâmetro BFI_{max} tabelado, que teve valores bastante inferiores. Avaliando anualmente percebe-se que os resultados apresentam uma boa concordância com a precipitação total média anual.

Para a estação 64892500 os resultados de recarga média anual em relação as precipitações para os anos avaliados apresentaram uma variação entre os valores de 15,3% e 21,1%, com exceção dos resultados obtidos pela aplicação do filtro de separação do escoamento de base usando o parâmetro BFI_{max} tabelado, que teve valores inferiores. Além disso, os resultados obtidos somente pela descarga do reservatório subterrâneo do modelo MGB-IPH se mostraram bastante inferiores ao restante, com uma recarga subterrânea média de 3,1%. Avaliando anualmente percebe-se que os resultados apresentam uma boa resposta a precipitação total média anual.

Dessa forma, os valores médios e seus respectivos coeficientes de variação entre todos os métodos de recarga subterrânea foram de $491,4 \pm 31,9$ mm para a bacia São Francisco Verdadeiro e $270,1 \pm 39,4$ mm para a bacia São Francisco Falso, já em relação a precipitação total anual das bacias os valores obtidos foram de $25,9 \pm 1,7\%$ e $15,0 \pm 2,2\%$, respectivamente.

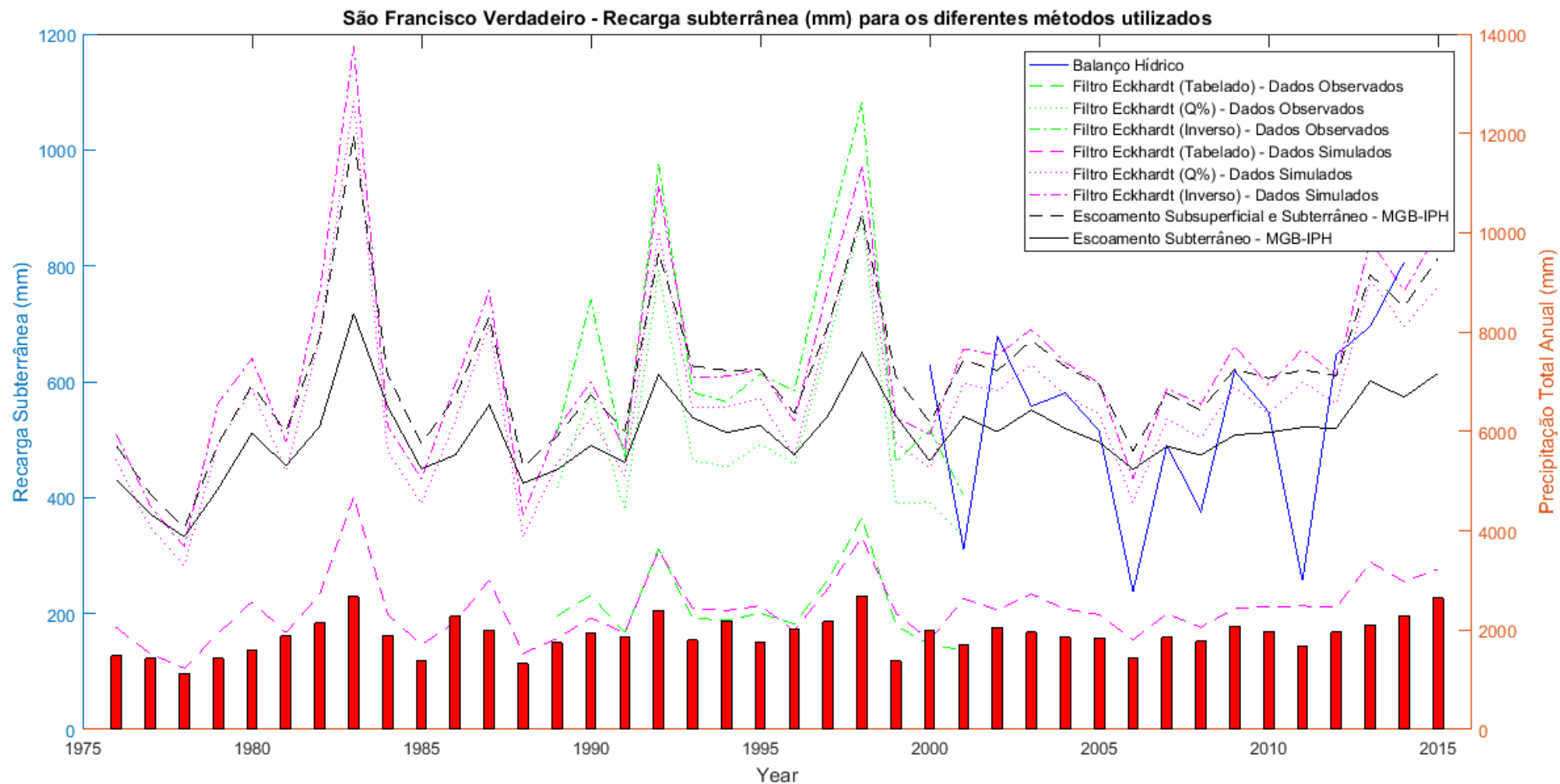


Figura 4.15 – Resultados da aplicação dos métodos de recarga utilizados na estação fluviométrica São Francisco Verdadeiro (1.406km²)

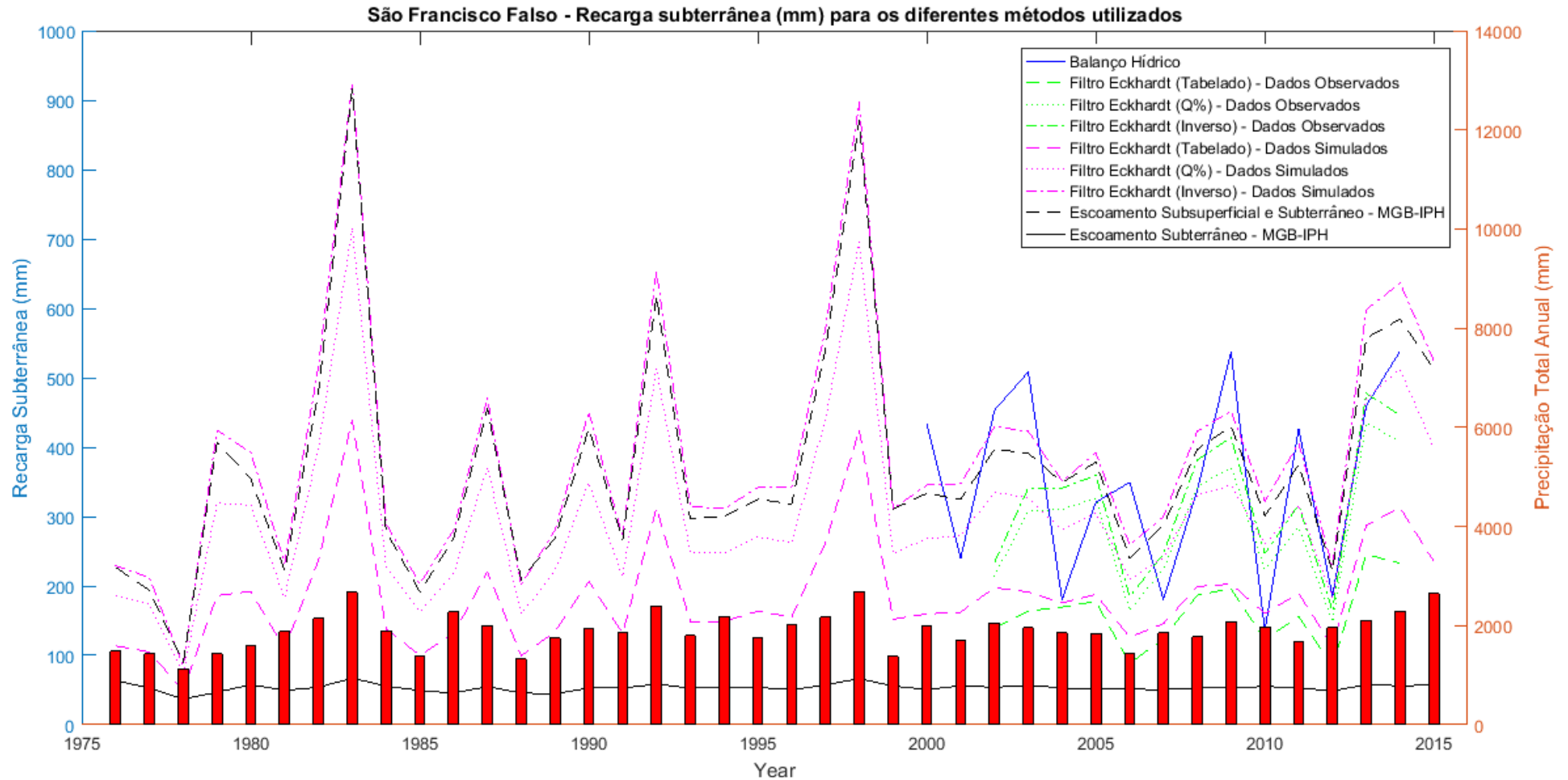


Figura 4.16 – Resultados da aplicação dos métodos de recarga utilizados na estação fluviométrica São Francisco Falso (568km²)

4.3 GRACE

Os resultados gerados para o TWS foram analisados para a região onde está localizado o reservatório de Itaipu, e para a região fora do reservatório, essas regiões estão indicadas na Figura 3.7 e são divididas entre os pixels da direita e da esquerda. Na Figura 4.17 estão apresentados os resultados do TWS usando o produto CSR.

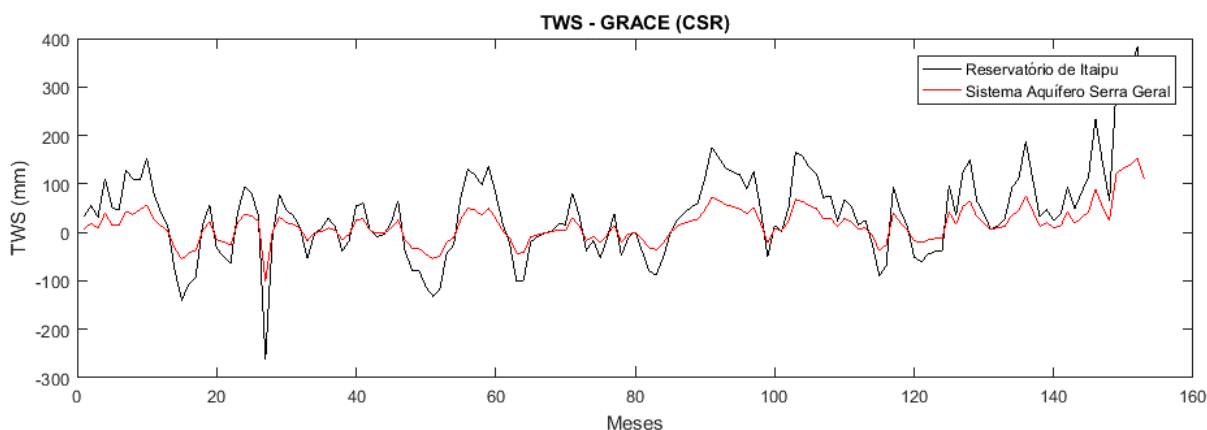


Figura 4.17 – Resultado do TWS do GRACE usando o produto CSR

Analisando os resultados é possível perceber que a resposta do TWS para a área onde o reservatório está localizado possui uma amplitude bastante superior a área adjacente, esses resultados podem ser explicados pela maior variação ocasionada pelo reservatório de Itaipu.

A análise da presente pesquisa somente utilizou os resultados da região localizada a direita da Figura 3.7, compreendendo parte do Sistema Aquífero Serra Geral, onde está localizada a BP3.

Os resultados de variação do armazenamento subterrâneo do MGB-IPH foram avaliados para os dias na qual a medição do GRACE foi realizada, assim, para um determinado dia o volume do aquífero foi inferido usando a constante de recessão característica (33 dias para a estação São Francisco Falso e 75 dias para a estação São Francisco Verdadeiro). Os resultados obtidos estão apresentados na Figura 4.18, onde é possível observar a variação do TWS do GRACE, e a variação do compartimento subterrâneo do MGB-IPH para as duas bacias estudadas. Foi obtido um coeficiente de correlação de 0,65 para a estação 64875500 e 0,52 para a estação 64892500.

Também se avaliou os resultados de recarga mensal de todos os métodos com o TWS do GRACE, os resultados estão apresentados na Figura 4.19 e Figura 4.20. A Tabela 4.13 apresenta o coeficiente de correlação para todos os métodos. É possível perceber que os resultados possuem boa correlação, demonstrando a potenciabilidade do sensor orbital como mais uma ferramenta de entendimento da recarga.

Tabela 4.13 – Coeficiente de correlação do TWS mensal do GRACE com os métodos de recarga utilizados na pesquisa.

Método	São Francisco Verdadeiro	São Francisco Falso
MGB - Subterrâneo	0,65	0,53
MGB - Subterrâneo e Subsuperficial	0,65	0,48
Filtro - Tabelado	0,65	0,52
Filtro - Q%	0,67	0,50
Filtro - Inverso	0,65	0,48

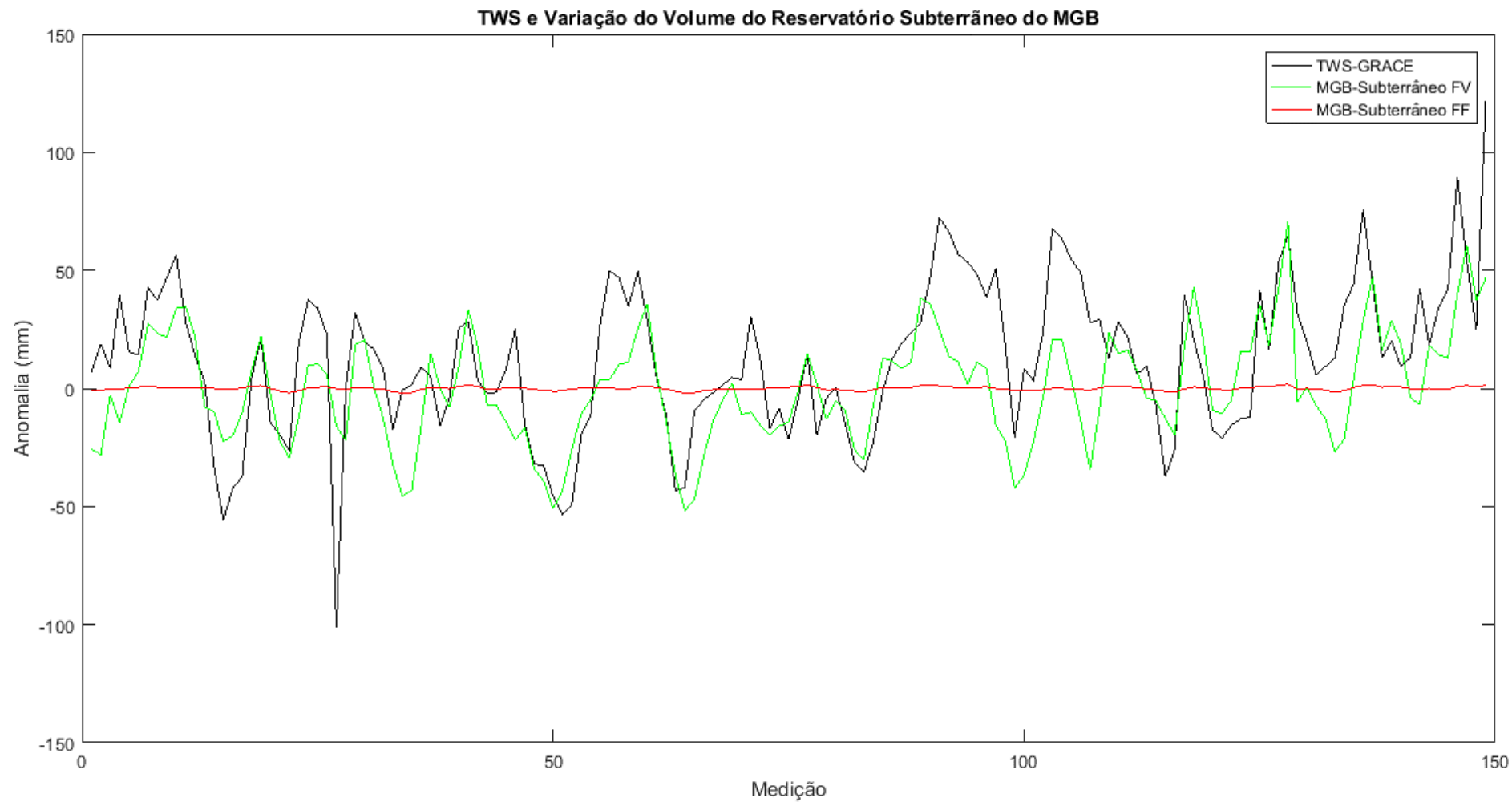


Figura 4.18 – Anomalia do TWS do GRACE e variação do volume no reservatório subterrâneo do MGB-IPH apenas para as estações estudadas.

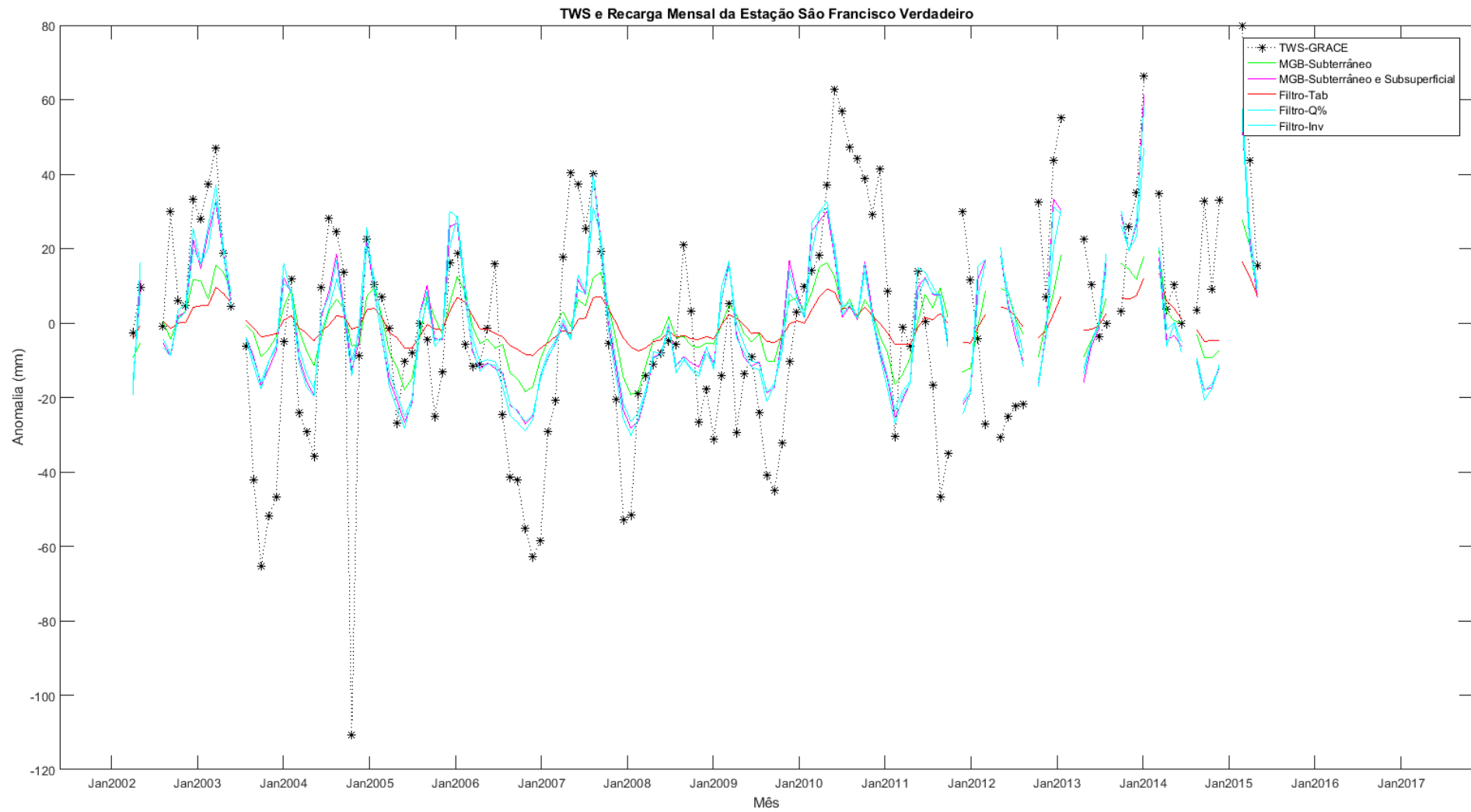


Figura 4.19 – Anomalia do TWS mensal do GRACE e métodos de recarga subterrânea da estação São Francisco Verdadeiro.

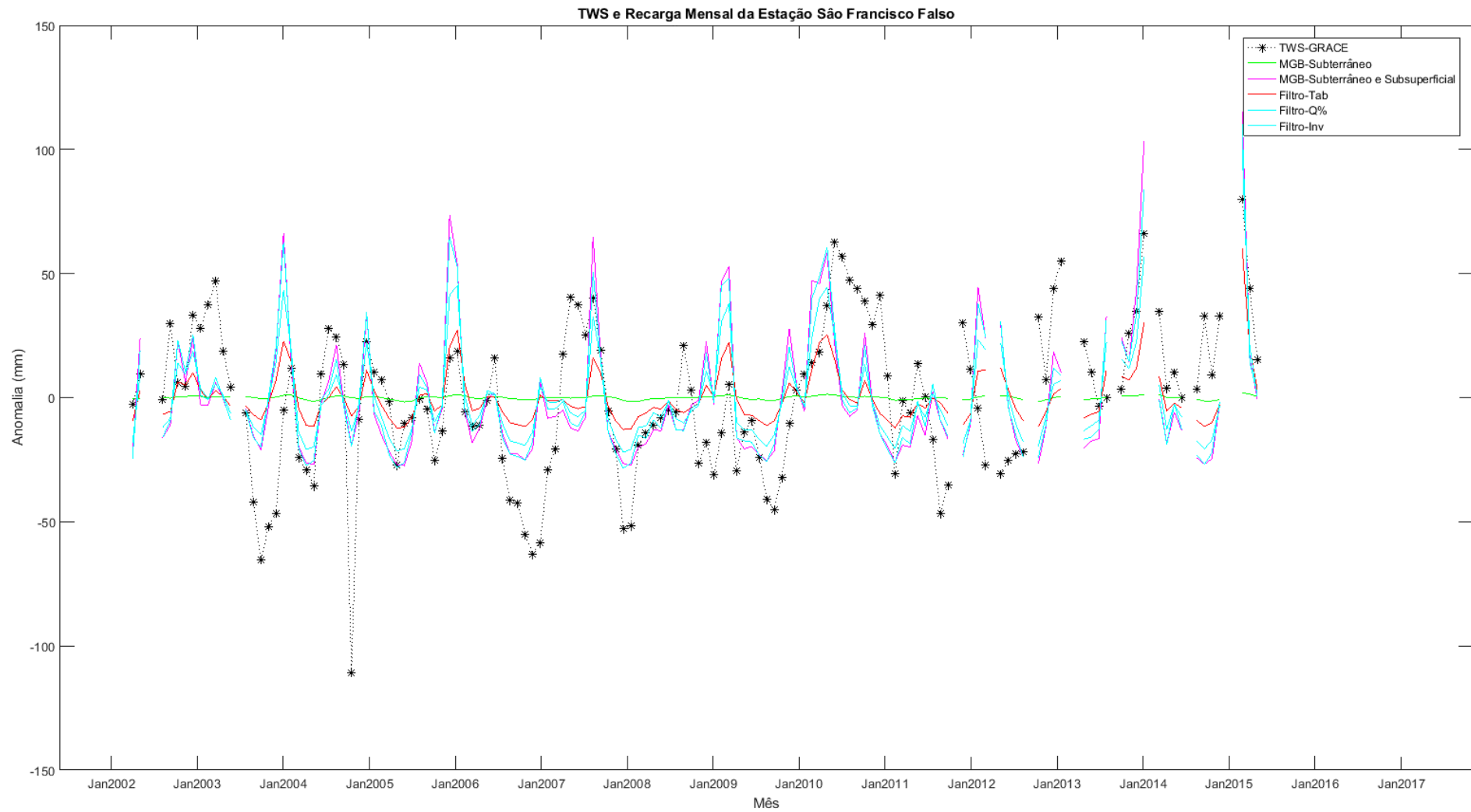


Figura 4.20 – Anomalia do TWS mensal do GRACE e métodos de recarga subterrânea da estação São Francisco Falso.

4.4 Modelo Hidrogeológico Conceitual

Avaliando os resultados obtidos na descrição física da bacia (geomorfologia, solos, clima, características hidrológicas e características dos poços) e os resultados da aplicação dos diferentes métodos de recarga subterrânea (balanço hídrico, separação do escoamento superficial e modelagem hidrológica), é possível apresentar um modelo conceitual de recarga subterrânea e interação entre os mananciais superficiais e subterrâneos das bacias hidrográficas estudadas, entretanto, os resultados não se limitam a região, uma vez que podem ser usados como comparativo para caracterização de áreas do Sistema Aquífero Serra Geral. Para a presente pesquisa apresentou-se dois diferentes modelos conceituais que diferem principalmente quanto a dissecação do relevo e profundidade dos solos.

A região de baixa dissecação que predomina na área de drenagem da estação São Francisco Verdadeiro (64875500) localizada na parte norte da BP3, apresenta baixas declividades e topos alongados e aplainados, nesses topos a existência de latossolos favorece a infiltração da água para o aquífero fraturado, a baixa dissecação favorece a ocorrência das águas subterrâneas na região. Além disso, a predominância de nitossolos e latossolos na região, solos de maior profundidade, favorecem o armazenamento de água e ocorrência de recarga. A maior recarga subterrânea existente nesses locais favorece a manutenção de maiores vazões de base nos rios, nesses rios o fluxo de base predomina nos períodos de estiagem, frente a baixa representatividade do escoamento subsuperficial.

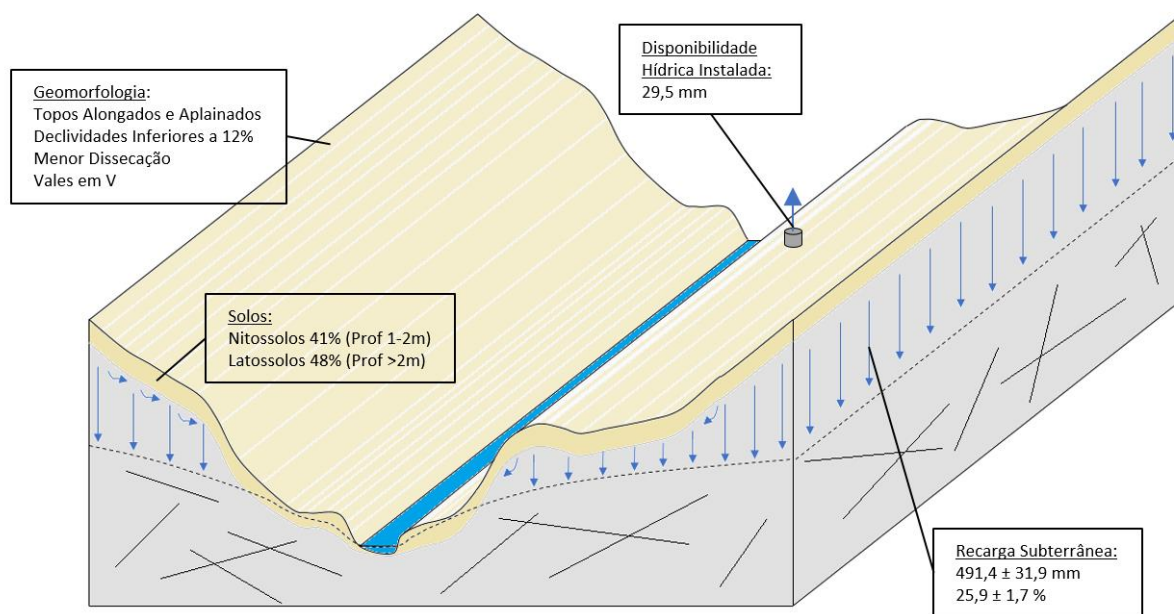
Já para a região mais dissecada da bacia, onde está totalmente inserida a estação São Francisco Falso (64892500), os topos alongados e as elevadas declividades, somados a presença de nitossolos nas regiões mais altas (onde a recarga ocorre preferencialmente), não favorecem a ocorrência de recarga subterrânea, além disso, essas regiões possuem maiores quebras de relevo que favorecem a descarga do aquífero em fontes nas encostas, uma vez que o aquífero é mais dinâmico e o tempo de permanência da água na circulação subterrânea é menor. E a existência de neossolos rasos nas regiões mais dissecadas contribui para a ocorrência de escoamento superficial frente à recarga subterrânea. Dessa forma, os valores de fluxo de base dos rios são bastante inferiores frente a outra região estudada, além disso, o escoamento subsuperficial apresenta maior representatividade frente ao fluxo de base nos períodos de estiagem.

Os diferentes métodos aplicados apresentaram resultados similares, porém alguns distoaram, como a recarga subterrânea é de difícil quantificação, e a convergência de alguns métodos não garantem maior precisão dos resultados, neste trabalho foi sugerido como valor de recarga a média entre todos os métodos aplicados. Dessa forma, o valor de recarga obtido

para a bacia do São Francisco Verdadeiro em relação a precipitação total anual foi de 25,5%, enquanto que, para a bacia do São Francisco Falso o valor obtido foi de 14,4%. Em relação a vazão média anual os valores obtidos foram de 55,2% para a bacia do São Francisco Verdadeiro e 40,9% para a bacia do São Francisco Falso.

A Figura 4.21 apresenta um modelo conceitual de recarga e interação entre os aquíferos e rios para a região estudada com base nos resultados da presente pesquisa.

São Francisco Verdadeiro



São Francisco Falso

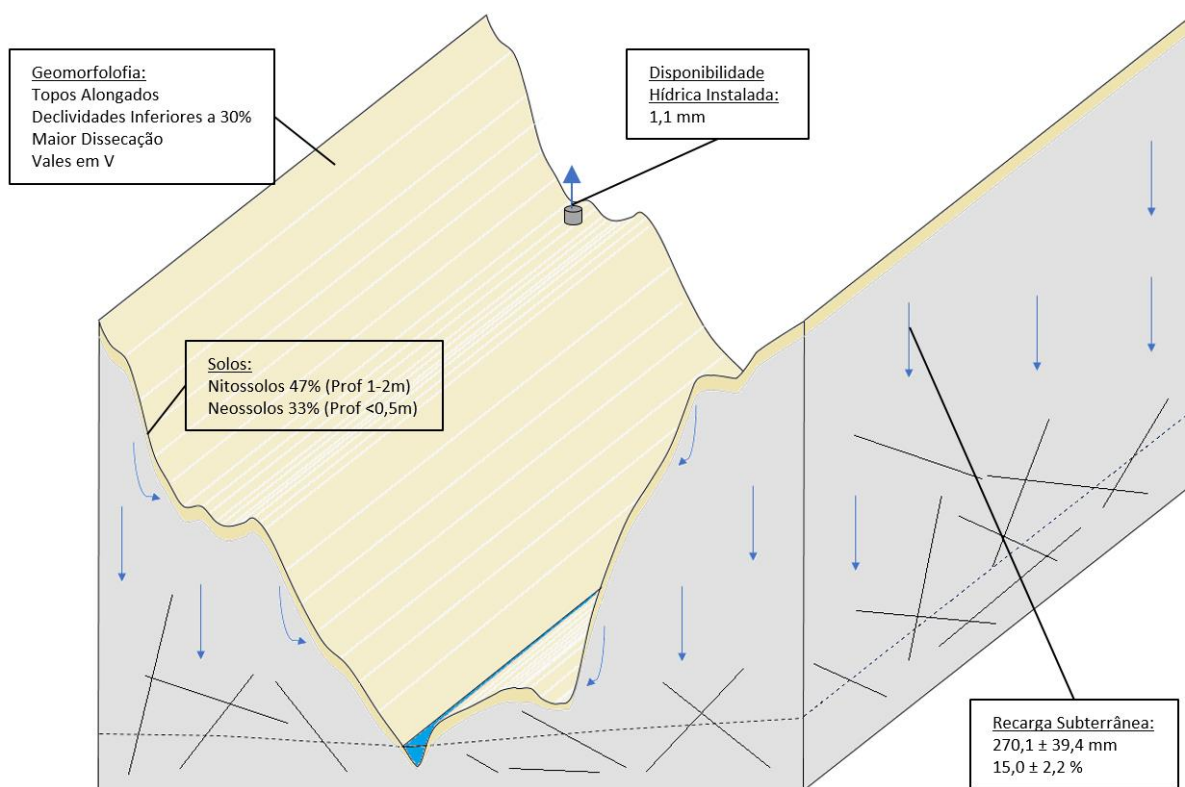


Figura 4.21 – Modelo hidrogeológico conceitual para a recarga.

4.5 Disponibilidades Subterrâneas

Neste item estão apresentados os valores de recarga em comparação com os volumes produzidos por poços tubulares profundos para as duas bacias hidrográficas das estações fluviométricas estudadas, a análise foi feita em relação a média e o coeficiente de variação entre todos os métodos, conforme apresentado na Tabela 4.14.

Tabela 4.14 – Demanda de água subterrânea para as áreas estudadas

Estação	Área (km ²)	Bacia	Recarga Subterrânea Média (mm)	Poços Utilizados	Vazão Média (m ³ /h) *	Capacidade Específica Média (m ³ /h/m) *	Volume Anual Explotado (m ³)	Volume Anual Explotado (mm)	Vol. Anual Explotado / Recarga Subterrânea Anual
64875500	1406	SF Verdadeiro	491,4±31,9	203	43.4	1.7	16,765,180	29,5	6,0%
64892500	568	SF Falso	270,1±39,4	27	20.6	1.5	1,541,760	1,1	0,4%

*Dados obtidos a partir de MMA(2015)

Observando os resultados, percebe-se que os volumes explotados diferem de maneira bastante significativa nas duas bacias, os maiores volumes foram obtidos para a estação 64875500, localizada na região menos declivosa da BP3. Percebe-se que as retiradas apresentam valores substancialmente inferiores a recarga subterrânea obtida, indicando que a retirada de água da bacia não afeta de maneira significativa os resultados. Os volume anuais explotados obtidos apresentaram valores inferiores ao coeficiente de variação de todos os métodos aplicados.

Deve-se destacar que o banco de dados utilizado não contempla todos os poços existentes na região, existem muitos poços clandestinos que não estão presentes dentro dos bancos de dados.

As características hidrodinâmicas das bacias apresentaram boa relação com os volumes explotados, entretanto, não podemos inferir que os volumes explotados são maiores por causa das características hidrodinâmicas, essa relação é mera casualidade. As características dos poços indicam que o aquífero localizado na região da estação 64875500 apresenta maior tendência a ocorrência de águas subterrânea.

Apesar de os valores de volume anual explotados serem baixos em relação a recarga total anual média, não se pode afirmar que a situação hídrica na bacia seja confortável, uma vez que parte da recarga deve ser reservada para a manutenção das vazões mínimas dos rios.

5 Conclusão

A presente pesquisa apresentou por meio da descrição detalhada da área e aplicação de diferentes métodos de estimativa de recarga, a influência da geomorfologia na recarga das águas subterrânea e a consequente interação entre os aquíferos e os rios. Os resultados também apresentaram importantes informações sobre as disponibilidades subterrâneas da área estudada

e que podem servir como base para a gestão das águas da região. A seguir estão elencadas as principais conclusões obtidas na presente pesquisa.

É importante destacar que a pesquisa apresenta diferentes níveis de escala nas análises realizadas, os métodos de recarga subterrânea foram aplicados na escala das bacias hidrográficas estudadas, a análise da geomorfologia teve como base o Atlas Geomorfológico do Paraná, com escala de 1:250.000, enquanto que, o produto GRACE apresenta resultados em escala superior à área estudada.

5.1 Comparação dos métodos de recarga

Dentre os métodos utilizados nesta pesquisa foi possível observar certa convergência quanto aos valores estimados, onde a ordem de grandeza se manteve a mesma na maioria dos métodos e suas variações. Os valores médios de recarga para todos os métodos aplicados foram de $491,4 \pm 31,9$ mm para a bacia São Francisco Verdadeiro e $270,1 \pm 39,4$ mm para a bacia São Francisco Falso.

Os métodos que utilizam o fluxo de base para estimar a recarga dos aquífero apresentam algumas incertezas, umas das incertezas diz respeito a água que atualmente já é explorada do aquífero, esse volume, caso não tivesse sendo usado, iria terminar no leito do rio pela descarga do aquífero, os valores explorados obtidos para as áreas de drenagem das estações 64875500 e 64892500 foram de 6,0 e 0,4% em relação a recarga média anual usando a média de todos os resultados. Dessa forma, percebe-se que os valores são pouco representativos e não inserem grandes incertezas nas estimativas obtidas pelos métodos que usam medições de descarga líquida.

O método do balanço hídrico na forma como foi utilizado contabilizou a recarga subterrânea como a soma dos escoamentos subterrâneo e subsuperficial, os resultados (SFV: 530mm e SFF: 352mm) ficaram próximos aos resultados obtidos pela aplicação dos filtros de escoamento de base usando o método da curva de permanência (SFV: 541mm e SFF: 285mm) e o método do filtro inverso (SFV: 676mm e SFF: 316mm), já em relação ao valor tabelado de BFI_{max} os resultados ficaram distantes (SFV: 220mm e SFF: 156mm). Como os filtros de separação do escoamento de base não representam o escoamento subsuperficial, os resultados podem estar contabilizando esse escoamento subsuperficial. Quando o balanço hídrico é comparado com a soma das descargas subsuperficiais e subterrâneas do modelo MGB-IPH os resultados (SFV: $612,3 \pm 18,1$ mm e SFF: $372,8 \pm 25,2$ mm) convergiram nas duas bacias, indicando uma boa consistência entre os métodos.

Em relação as três diferentes abordagens de obtenção do parâmetro BFI_{max} para aplicação do filtro de Eckhardt, verificou-se que uso do valor tabelado deve ser feito com bastante cuidado, pois pode acarretar em valores bastante distantes dos obtidos por outros métodos.

Os métodos utilizados na presente pesquisa inferiram de maneira indireta a recarga subterrânea, a validação das informações geradas passa necessariamente pela avaliação do aquífero através de medidas mais diretas, como por exemplo o uso de medidas de nível estático do aquífero, entretanto, ainda enfrentaremos o problema da porosidade efetiva, na estimativa de volumes.

5.2 Modelagem hidrológica e os filtros de separação do fluxo de base

Analisando os resultados obtidos pelo modelo MGB-IPH com os resultados obtidos pela aplicação de filtros, percebem-se respostas diferentes para cada estação fluviométrica analisada. A estação 64875500 apresenta resultados próximos aos filtros quando se analisa as descargas do compartimento subterrâneo ($509,1 \pm 17,3$ mm) somente, e também quando em conjunto com o compartimento subsuperficial ($612,3 \pm 18,1$ mm). Enquanto que, a estação 64892500 apresenta resultados próximos aos obtidos pelos filtros quando se analisa os compartimentos subterrâneos e subsuperficiais juntos ($372,8 \pm 25,2$ mm) apenas, os dados do compartimento subterrâneo sozinho ($53,5 \pm 9,7$ mm) não se aproximam dos valores obtidos pelos filtros. Ou seja, os resultados do modelo indicam que os filtros numéricos são correspondentes a soma do escoamento subsuperficial mais o fluxo de base.

A partir da conclusão anterior, o presente trabalho verificou que, para os estudos de caso usados, o uso de filtros para separação do escoamento de base pode acabar contabilizando o fluxo oriundo do escoamento subsuperficial, que apresenta um tempo de residência menor no solo, esses volumes não ficam disponíveis nos aquíferos para exploração por poços, uma vez que retornam rapidamente ao rio.

Quando deseja-se analisar as porcentagens de descarga dos aquíferos em relação a precipitação total anual, verificou-se que os resultados da aplicação de filtros de separação do escoamento de base em séries históricas simuladas (SFV: 11, 30 e 33% e SFF: 9, 15 e 19%) pelo modelo MGB-IPH são bastante similares aos obtidos em séries históricas observadas (SFV: 11, 27 e 34% e SFF: 8, 14 e 16%).

5.3 Modelo hidrológico MGB-IPH

Para o caso específico, foi avaliada a sensibilidade dos resultados do modelo MGB-IPH frente aos diferentes grupos de parâmetros calibráveis possíveis para a bacia simulada, onde a

ordem de grandeza e os resultados visualmente analisados dos valores obtidos para os diferentes parâmetros apresentaram similaridade, sugerindo que a calibração adotada não foi responsável por direcionar aos resultados obtidos, que teriam sido similares caso adotados outros parâmetros na modelagem.

A separação das sub-bacias dentro do modelo MGB utilizando as declividades se mostrou válida quando o objeto de estudo é a recarga subterrânea, uma vez que a geomorfologia é a principal condicionante, além disso, é uma boa alternativa para regiões em que toda a área está sobre o mesmo Sistema Aquífero.

De uma maneira geral os métodos apresentaram resultados convergentes, entretanto, a incerteza associada a representatividade do escoamento subsuperficial demonstrada pelos métodos de separação do escoamento de base e balanço hídrico, e mostrada no modelo MGB-IPH, indica que a recarga subterrânea pode ser bastante inferior à obtida por filtros de separação do escoamento de base e balanço hídrico. Dessa forma, o uso de modelos hidrológicos pode auxiliar na obtenção do parâmetro BFI_{max} que melhor representa esse fluxo.

5.4 Conclusões relacionadas com a gestão de recursos hídricos subterrâneos

A explicação para os diferentes comportamentos da recarga subterrânea nas bacias estudadas está relacionada com as características físicas da bacia, em especial a geomorfologia e os solos. Os resultados sugerem que em regiões com relevo menos dissecado e solos mais profundos as vazões subterrâneas possuem um papel mais importante. Enquanto que, em regiões mais dissecadas e solos mais rasos o escoamento subsuperficial possui maior representatividade frente ao escoamento subterrâneo. Dessa forma, quando a análise da recarga for feita para grandes bacias deve-se considerar a variação da geomorfologia dentro da área, evitando assim que valores de referência sejam superestimados na concessão de outorgas para regiões de relevo mais dissecado, a estimativa inadequada da recarga pode transformar rios perenes em efêmeros.

Dessa forma, a obtenção de valores de referência para outorga de água subterrânea usando filtros deve considerar somente os fluxos oriundos do aquífero, com um tempo de trânsito relativamente maior no sistema, visando garantir a perenidade dos rios.

O modelo MGB-IPH apresentou resultados satisfatórios para entendimento da recarga subterrânea anual, podendo ser usado para este fim em outros trabalhos, como por exemplo, planos de bacia. Além disso, a proposta metodológica desta pesquisa é válida para estudos de águas subterrâneas em diferentes regiões, independentemente da geologia, geomorfologia, clima, entre outros.

Quando se avaliam os resultados obtidos na pesquisa com as características de poços tubulares nas áreas, percebe-se que na bacia que apresenta maior descarga do aquífero para o rio, a vazão média dos poços é 110% superior à bacia com menor descarga subterrânea para o rio, além disso, a vazão específica média também foi superior na bacia com maior descarga, com aumento de 13%.

5.5 Conclusões relacionadas com o uso de dados de satélite.

Foi possível observar que o TWS do GRACE apresentou um comportamento sazonal bastante similar em relação a variação mensal da recarga dos aquíferos e a variação do compartimentos subterrâneos do modelo MGB-IPH, sendo assim, se mostra como uma potencial ferramenta para entender as variações das reservas hídricas da região estudada em trabalhos futuros.

6 Recomendações

Em relação às conclusões geradas por esta pesquisa, é importante considerar a escala de trabalho, foram utilizadas duas estações fluviométricas com áreas de 508 e 1406km², entretanto, estudos de recarga subterrânea podem envolver áreas muito superiores. Nesse caso, é importante avaliar a qualidade dos resultados dessa metodologia para escalas maiores.

A principal incerteza associada a essa pesquisa está relacionada com representação do escoamento subsuperficial, somente o modelo MGB representou esta componente, enquanto que o filtro de separação do escoamento de base e o balanço hídrico não consideram essa fração de água do rio. Portanto, a continuação dessa pesquisa com a utilização de mais métodos que permitam essa distinção pode trazer importantes contribuições para o entendimento do fluxo de base, dentre estes métodos podem ser citados os que consideram a variação do nível estático dos aquífero por poços de monitoramento e o uso de isótopos.

Redomenda-se a aplicação da metodologia proposta nesta pesquisa em diferentes regiões com geomorfologia e hidrogeologia heterogêneas, essa análise em diferentes ambientes permitirá validar o MGB-IPH para estudos de recarga subterrânea, assunto muito tratado recentemente na gestão dos recursos hídricos subterrâneos.

Referências Bibliográficas

- ANEEL. **Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico**. 2016.
- 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.
- ASTM. **Standard guide for selection of methods for assessing ground water or aquifer sensitivity and vulnerability**, 2008.
- ATHAYDE, G. B. **Análise Estrutural e Hidroquímica do Aquífero Serra Geral na Bacia Hidrográfica do Paraná 3**. 2008. UFPR, Curitiba, 2008.
- ATHAYDE, G. B. **Compartimentação Hidroestrutural do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) no Estado do Paraná, Brasil**. 2013. UFPR, Curitiba, 2013.
- ATHAYDE, G. B. et al. Contribution to the study of connectivity between the Serra Geral (SASG) and Guarani (SAG) aquifer systems in the State of Paraná, Brazil. **Boletim Paranaense de Geociências**, [s. l.], v. 71, p. 36–45, 2014.
- ATHAYDE, G. B.; ATHAYDE, C. de B. M. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 29, n. 2015, p. 315–333, 2015.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 8. ed. Rio de Janeiro: B, Bertrand, 2010.
- BARLOW, P. 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.
- BARTHEL, R.; BANZHAF, S. Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models. **Water Resources Management**, [s. l.], v. 30, n. 1, p. 1–32, 2016.
- BECKER, M. et al. Past terrestrial water storage (1980 – 2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 15, p. 533–546, 2011.
- BENNETT, T. H. **Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEM-HMS)**. 1998. University of California, Davis, 1998.
- BHANJA, S. N. et al. Validation of GRACE based groundwater storage anomaly using in-situ groundwater level measurements in India. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 543, p. 729–738, 2016.

BINACIONAL, I. **Mapa de uso e ocupação do solo**, 2014.

BLOOMFIELD, J. P.; ALLEN, D. J.; GRIFFITHS, K. J. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 373, n. 1–2, p. 164–176, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.025>>

BORGES, V. M. et al. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 31, n. 4, p. 338, 2017. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28872>>

BORGES, V. M.; ATHAYDE, G. B.; REGINATO, P. A. R. Avaliação da vulnerabilidade natural à contaminação do sistema aquífero Serra Geral no Estado do Paraná – Brasil. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 31, n. 4, p. 327, 2017. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28857>>

BORTOLIN, T. A.; REGINATO, P. A. R.; SCHNEIDER, V. E. Estimativa de Recarga pelo Método do Balanço Hídrico em uma Bacia Hidrográfica em Ocorrência de Aquíferos Fraturados. In: XIX CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 2016, **Anais...** [s.l: s.n.]

BRAGA, A.; RÊGO, J.; GALVÃO, C. Variação intra-sazonal da potencialidade hídrica subterrânea e sua influência na outorga. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 20, n. 3, p. 647–656, 2015. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=182&SUMARIO=5094>>

BRASIL. **Normais climatológicas (1961-1990)**, 1992.

BRASIL. Lei nº 9433 - Institui A Política Nacional de Recursos Hídricos, Cria O Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, Regulamenta O Inciso Xix do Art. 21 da Constituição Federal, e altera O Art. 1º da Lei Nº 8.001, de 13 de março de 1990, Que Mo1997.

BRASIL. Resolução nº 15 - Estabelece Diretrizes Gerais Para a Gestão de águas Subterrâneas BRASIL, 2001.

BRASIL. **Hidroweb. Sistema de informações hidrológicas**, 2016.

BROUYÈRE, S.; DASSARGUES, A.; HALLET, V. Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. **Journal of Contaminant Hydrology**, [s. l.], v. 72, n. 1–4, p. 135–164, 2004. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169772203002341>>

BRUTSAERT, W. **Hydrology. An Introduction**. New York: Cambridge University Press, 2005.

BRUTSAERT, W.; LOPEZ, J. P. Basin-scale geohydrologic drought flow features of

riparian aquifers in the Southern Great Plains. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 34, n. 2, p. 233–240, 1998. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97WR03068>>

BRUTSAERT, W.; NIEBER, J. L. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 13, n. 3, p. 637–643, 1977. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/WR013i003p00637>>

BRUTSAERT, W.; SUGITA, M. Is Mongolia's groundwater increasing or decreasing? The case of the Kherlen River basin / Les eaux souterraines de Mongolie s'accroissent ou décroissent-elles? Cas du bassin versant la Rivière Kherlen. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 53, n. 6, p. 1221–1229, 2008. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1623/hysj.53.6.1221>>

CARVALHO, V. E. de C. 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**, Porto Alegre, v. 19, n. 1, p. 271–280, 2014. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=161&SUMARIO=4359>>

CBH. **Comitê da Bacia Hidrográfica do Paraná 3 - Plano de Bacia Hidrográfica do Paraná 3: Produto 1**, 2011.

CHEN, J. L. et al. 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 114, n. January, p. 1–9, 2009.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. [s.l.] : McGraw-Hill Publishing Company, 1988.

CLARK, I.; FRITZ, P. **Environmental Isotopes in Hydrogeology**. New York: CRC Press, 1997.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. 2001. UFRGS, [s. l.], 2001.

COLLISCHONN, W. 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, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. Porto Alegre: ABRH, 2013.

COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 27, n. 18, p. 2614–2622, 2013.

CPRM. **Mapa Hidrogeológico do Paraná**, 2014.

CUNHA, A. T. Da; WENDLAND, E. W. Uso de lisímetro para avaliação da infiltração em zona de afloramento da Formação Botucatu, na região de São Carlos – SP. **Águas**

Subterrâneas, São Paulo, v. 19, n. 2, 2005. Disponível em: <<http://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/8229>>

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.

DELIN, G. 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, G. N.; RISSER, D. W. **Ground-Water Recharge in Humid Areas of the United States — A Summary of Ground-Water Resources Program Studies , 2003-06**, 2007.

DINIZ, J. A. O. et al. **Mapa Hidrogeológico do Brasil ao Milionésimo**, 2014.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 6, n. 2, p. 478–490, 1970. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/WR006i002p00478>>

EBRAHIM, G. Y.; VILLHOLTH, K. G. Estimating shallow groundwater availability in small catchments using streamflow recession and instream flow requirements of rivers in South Africa. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 541, p. 754–765, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.032>>

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.

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.**, 2006.

EMBRAPA. **Mapa de Solos do Estado do Paraná - Escala 1:250.000**, 2007.

EMBRAPA. **Mapa Simplificado de Solos do Estado do Paraná**, EMBRAPA, 2012.

FAMIGLIETTI, J. S. et al. Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 38, n. 3, p. 2–5, 2011.

FAN, F.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 19, n. 1, p. 243–254, 2014. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=161&SUMARIO=4350>>

FAN, F.; COLLISCHONN, W.; REGINATO, P. Simulação da Superfície de Equilíbrio de Água Subterrânea Aproximada em Escala Regional. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 19, n. 3, p. 263–276, 2014. Disponível em:

<<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=168&SUMARIO=4798>>

FAN, F. M. et al. Um Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a América do Sul. **XXI Simpósio Brasileiro e Recursos Hídricos**, [s. l.], n. November, p. 1–8, 2015.

FAN, F. M.; COELHO, V. R. **Super Manejo de Dados**, 2016.

FEITOSA, F. A. C. et al. **Hidrogeologia - Conceitos e Aplicações**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

FELDMAN, A. **Hydrologic Modeling System HEC-HMS - Technical Reference Manual**, 2000.

FENICIA, F. et al. Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 139–150, 2006. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/10/139/2006/>>

FERNANDES, A. J. et al. Modelo conceitual preliminar de circulação de água subterrânea do aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP. In: ANAIS DO XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 2006, **Anais...** [s.l: s.n.]

FERNANDES, A. J. et al. Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (Sao Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 24, n. 5, p. 1199–1212, 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10040-016-1370-6>>

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C. H.; ROULEAU, A. Análise das Fraturas nos Basaltos de Ribeirão Preto, SP: Aplicação à Elaboração de Modelo Hidrogeológico Conceitual. **Geologia USP - Serie Cientifica**, [s. l.], v. 11, n. 3, p. 43–64, 2011.

FRAPPART, F.; RAMILLIEN, G.; RONCHAIL, J. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and. **International Journal of Climatology**, [s. l.], v. 3046, n. January, p. 3029–3046, 2013.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs: Inc., Prentice-Hall., 1979.

FREITAS, S. M. A. C.; BACELLAR, L. de A. P. Avaliação da Recarga de Aquíferos em Microbacias do Alto Rio das Velhas , Minas Gerais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 18, n. 2, p. 31–38, 2013.

GARCIA, J. I. B.; PAIVA, E. M. C. D. De. Monitoramento Hidrológico e Modelagem da Drenagem Urbana da Bacia do Arroio Cancela - RS. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 11, n. 4, p. 99–108, 2006.

GASTMANS, D. et al. Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral

Aquifer, São Paulo state (Brazil). **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 535, p. 598–611, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.016>>

GETIRANA, A. Extreme Water Deficit in Brazil Detected from Space. **Journal of Hydrometeorology**, [s. l.], v. 17, n. 2, p. 591–599, 2016. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-15-0096.1>>

GONZALES, A. L. et al. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 13, n. 11, p. 2055–2068, 2009.

GUIMBERTEAU, M. et al. Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the Amazon Basin. **Geoscientific Model Development**, [s. l.], v. 7, n. 3, p. 1115–1136, 2014. Disponível em: <<http://www.geosci-model-dev.net/7/1115/2014/>>

HANTUSH, M. S. Growth and decay of groundwater-mounds in response to uniform percolation. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 3, n. 1, p. 227–234, 1967. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/WR003i001p00227>>

HAUSMAN, A. **Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul, RS**. [s.l.] : Acta Geológica Leopoldensia, 1995.

HEALY, R. W. **Estimating Groundwater Recharge**. [s.l.] : Cambridge, 2010.

HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 91–109, 2002.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 68, n. 4, p. 1081–1087, 1963. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ068i004p01081>>

HUANG, J. et al. Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 24, n. 7, p. 1663–1680, 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10040-016-1412-0>>

HUFFMAN, G. J. et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **Journal of Hydrometeorology**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM560.1>>

HUGENSCHMIDT, C. et al. A three-component hydrograph separation based on geochemical tracers in a tropical mountainous headwater catchment in northern Thailand. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 18, n. 2, p. 525–537, 2014. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/525/2014/>>

IAPAR. **Cartas Climáticas do Paraná**. 2017. Disponível em: <<http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=619>>.

JARDIM, P. F. et al. **Manual de Exemplo de Aplicação do Modelo MGB-IPH Utilizando o IPH -Hydro Tools**, 2015.

JOVANOVIC, N. et al. Dynamics of MODIS evapotranspiration in South Africa. **Water SA**, [s. l.], v. 41, n. 1, p. 79, 2015. Disponível em: <<http://www.ajol.info/index.php/wsa/article/view/112109>>

KLAUS, J.; MCDONNELL, J. J. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 505, p. 47–64, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>>

KUNIANSKY, E. M. **Geohydrology and simulation of Groundwater flow in the 400-foot, 600-foot, and adjacent aquifers, Baton Rouge area, Louisiana**, 1989.

LACEY, G. C.; GRAYSON, R. B. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 204, n. 1–4, p. 231–250, 1998.

LADEIRA NETO, J. F. **Mapa de declividades em percentual do relevo brasileiro. Elaborado a partir de mosaico de imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)**, 2013.

LANDERER, F. W.; SWENSON, S. C. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 48, n. September 2011, p. 1–11, 2012.

LANGSHOLT, E. A water balance study in lateritic terrain. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 6, n. 1, p. 11–27, 1992. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.3360060103>>

LASTORIA, G. et al. Hidrogeologia da formação serra geral no estado de mato grosso do sul. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 139–150, 2006.

LEE, K. K.; RISLEY, J. C. **Estimates of Ground-Water Recharge, Base Flow, and Stream Reach Gains and Losses in the Willamette River Basin, Oregon**, 2002.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. In: BOLETIM FFCHL 1949, São Paulo. **Anais...** São Paulo

LINSLEY, R. K. **Hydrology for Engineers**. 3. ed. Michigan: McGraw-Hill, 1982.

LISBOA, N. A. Compartimentação Hidrogeológica e Diferenciação Hidrogeoquímica em Aquíferos do Extremo Sul do Planalto Meridional do Rio Grande do Sul. In: ANAIS DO X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS 1993, Gramado. **Anais...** Gramado: ABRH, 1993.

LOBO FERREIRA, J. P. Mathematical model for evaluation of the recharge of aquifers in semiarid regions with scarce (lack) hydrogeological data. In: EUROMECH 1981, Rotterdam.

Anais... Rotterdam

LONG, D. et al. Have GRACE satellites overestimated groundwater depletion in the Northwest India Aquifer? **Scientific Reports**, [s. l.], v. 6, n. March, p. 1–11, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/srep24398>>

LORENZ, D. L.; DELIN, G. N. A regression model to estimate regional ground water recharge. **Ground Water**, [s. l.], v. 45, n. 2, p. 196–208, 2007.

LUCAS, M. et al. Evaluation of remotely sensed data for estimating recharge to an outcrop zone of the Guarani Aquifer System (South America). **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 23, n. 5, p. 961–969, 2015. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10040-015-1246-1>>

MAIDMENT, D. R. **Handbook of Hydrology**. New York: Mac Graw Hill, 1992.

MATTIUZI, C. D. P. 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**, São Paulo, v. 29, n. 3, p. 285, 2016. Disponível em: <<http://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28487>>

MGEP. **Numerical Terradynamic Simulation Group**. 2016. Disponível em: <<http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>>.

MINEROPAR. **Mapa Geomorfológico do Estado do Paraná**, 2006.

MINEROPAR. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná. Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaira, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia. Volume 2 – Anexos**, 2013.

MMA. **Carta das Águas Subterrâneas do Paraná**, 2015.

MORAES, E. C.; OLIVEIRA, G. De. Utilização de dados MOD16 para análise da evapotranspiração em remanescentes florestais da Mata Atlântica no estado de São Paulo entre 2000 e 2010. In: ANAIS XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO -SBSR 2015, **Anais...** [s.l: s.n.]

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 115, n. 8, p. 1781–1800, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>>

NANNI, A. S. et al. Fluoride in the Serra Geral Aquifer System: Source Evaluation Using Stable Isotopes and Principal Component Analysis. **Journal of Geological Research**, [s. l.], v. 2013, p. 1–9, 2013. Disponível em: <<http://www.hindawi.com/journals/jgr/2013/309638/>>

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Revista Geociências**, [s. l.], v. 21, p. 15–32, 2002.

NIMMO, J. R.; HEALY, R. W.; STONESTROM, D. A. Aquifer Recharge. **Encyclopedia**

of **Hydrological Sciences**, [s. l.], p. 2229–2246, 2005. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/0470848944.hsa161a>>

PAIVA, R. C. D. De et al. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 49, p. 1226–1243, 2013.

PAIVA, R. C. D. De. **Rotina para cálculo de extração do TWS no Matlab usando dados do GRACE**, 2016.

PETTYJOHN, W. A.; HENNING, R. Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio. [s. l.], p. 323, 1979.

PINTO, E. J. de A. et al. **Atlas pluviométrico do Brasil: isoietas mensais, isoietas trimestrais, isoietas anuais, meses mais secos, meses mais chuvosos, trimestres mais secos, trimestres mais chuvosos**, 2014.

PONTES, P. R. M. **Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica Integrada da Bacia do Rio da Prata**. 2016. UFRGS, [s. l.], 2016.

PONTES FILHO, I. D. da S.; CABRAL, J. J. da S.; SANTOS, S. M. Dos. Bombeamento Intensivo de Água Subterrânea e Riscos de Subsidência do Solo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 11, n. 3, p. 147–157, 2006. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=23&SUMARIO=393>>

PORTELA FILHO, C. V. **Condicionamento Estrutural-Magnético do Sistema Aquífero Serra Geral na Região Central do Arco de Ponta Grossa (Bacia Do Paraná) e sua Conectividade com o Sistema Aquífero Guarani**. 2003. UFPR, Curitiba, 2003.

RAWAT, K. S. et al. Estimation of Ground Water Recharge in Shankergarh block of Allahabad (India) using Remote Sensing and Statistical Approach. **Global Journal of Science, Engineering and Technology**, [s. l.], v. 1, n. 1, p. 34–48, 2012. Disponível em: <<http://www.gjset.org>>

REGINATO, P. A. R. **Integração de Dados para Prospecção de Aquíferos Fraturados em Trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS)**. 2003. UFRGS, Porto Alegre, 2003.

REGINATO, P. A. R.; STRIEDER, A. J. Integração de Dados Geológicos na Prospecção de Aquíferos Fraturados na Formação Serra Geral. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 1–14, 2006.

RICHEY, A. S. et al. Quantifying renewable groundwater stress with GRACE. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 51, n. 7, p. 5217–5237, 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**, [s. l.],

p. 31, 2005.

ROSA FILHO, E. F. et al. Estudo sobre os tipos das águas e as condicionantes estruturais do sistema aquífero guarani no extremo Oeste do estado do Paraná. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 39–48, 2006.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. 2011. UFRGS, Porto Alegre, 2011. Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/32468>>

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**, [s. l.], n. 98–4148, p. 52, 1998.

SANTOS, R.; KOIDE, S. Avaliação da Recarga de Águas Subterrâneas em Ambiente de Cerrado com Base em Modelagem Numérica do Fluxo em Meio Poroso Saturado / Groundwater Recharge Evaluation in Brazilian Cerrado Biome Site by Saturated Zone Flow Numerical Modeling. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 21, n. 2, p. 451–465, 2016. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=190&SUMARIO=5198>>

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate technique for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, p. 18–39, 2001.

SCANLON, B. R.; LONGUEVERGNE, L.; LONG, D. Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 48, n. 4, p. 1–9, 2012.

SHAMSUDDUHA, M.; TAYLOR, R. G.; LONGUEVERGNE, L. Monitoring groundwater storage changes in the highly seasonal humid tropics: Validation of GRACE measurements in the Bengal Basin. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 48, n. 2, p. 1–12, 2012.

SIQUEIRA, V. A. et al. IPH-Hydro Tools: a GIS coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 21, n. 1, p. 274–287, 2016. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=188&SUMARIO=5166>>

SLOTO, R. A.; CROUSE, M. Y. Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. **U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4040**, [s. l.], p. 54, 1996.

SMAKHTIN, V. U. Estimating continuous monthly baseflow time series and their possible applications in the context of the ecological reserve. **Water SA**, [s. l.], v. 27, n. 2, p. 213–217,

2001. a.

SMAKHTIN, V. U. Low flow hydrology: A review. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 240, n. 3–4, p. 147–186, 2001. b.

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 52–67, 2002.

SOUZA, A. de S. **Caracterização da Bacia do Rio Iguaçu, a jusante do município de Reserva do Iguaçu, como área de descarga do Aquífero Guarani**. 2004. UFPR, Curitiba, 2004.

STEENHUIS, T. 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. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169485901908>>

STUYFZAND, P. . Hydrology and water quality aspects of rhine bank groundwater in The Netherlands. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 106, n. 3–4, p. 341–363, 1989. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169489900796>>

SWENSON, S. et al. A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 33, n. 16, p. 1–5, 2006.

TAPLEY, B. D. et al. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 31, n. 9, p. 1–4, 2004.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publications in Climatology**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 1–104, 1955.

TODINI, E. The ARNO rainfall—runoff model. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 175, n. 1–4, p. 339–382, 1996. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169496800163>>

TUCCI, C.; COLLISCHONN, W. Simulação Hidrológica de grandes Bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 6, n. 1, p. 95–118, 2001. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=42&SUMARIO=625>>

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: ABRH, 1993.

VARNI, M. 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. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626667.2013.833663>>

VASCONCELOS, S. M. S. et al. Estimativa da Reserva Renovável dos Sistemas Aquíferos da Porção Oriental da Bacia Sedimentar do Araripe. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**,

Porto Alegre, v. 18, n. 1, p. 99–109, 2013.

WAHNFRIED, I.; HIRATA, R. 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**, Porto Alegre, v. 10, n. 2, p. 15–25, 2005.

WEBER, E.; HASENACK, H.; FERREIRA, C. J. S. **Adaptação do modelo digital de elevação do SRTM para o sistema de referência oficial brasileiro e recorte por unidade da federação**. Porto Alegre: UFRGS, 2004.

WHITE, I. C. **Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**, 1906.

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, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 2004.

WINTER, T. C. et al. **Ground water and surface water: a single resource**. [s.l: s.n.]. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/circ/1998/1139/report.pdf>>

WMO. **Manual on Low-flow Estimation and Prediction**, 2008.

XAVIER, L. et al. Interannual variability in water storage over 2003-2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 114, n. 8, p. 1629–1637, 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.02.005>>

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 135–164.

ZHAO, M. et al. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 95, n. 2, p. 164–176, 2005.