

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

INTERAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS/SUPERFICIAIS: UM PARADIGMA
NA GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS - SISTEMA AQUÍFERO BAURU NO
TRIÂNGULO MINEIRO - MG

José Cláudio Viégas Campos

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro/SP - 2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JOSÉ CLÁUDIO VIÉGAS CAMPOS

INTERAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS/SUPERFICIAIS: UM
PARADIGMA NA GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS – SISTEMA
AQUÍFERO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO - MG

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Didier Gastmans
Coorientador: Prof. Dr. Lucas Vituri Santarosa

Rio Claro (SP)

2022

C198i Campos, José Cláudio Viégas
Interação da águas subterrâneas/superficiais : um paradigma na
gestão dos recursos hídricos – Sistema Aquífero Bauru no Triângulo
Mineiro - MG / José Cláudio Viégas Campos. -- , 2022
123 p.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro,
Orientador: Didier Gastmans
Coorientador: Lucas Vituri Santarosa

1. Geociências. 2. Hidrogeologia. 3. Geologia Ambiental. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

JOSÉ CLÁUDIO VIÉGAS CAMPOS

INTERAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS/SUPERFICIAIS: UM
PARADIGMA NA GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS – SISTEMA
AQUÍFERO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO - MG

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. DIDIER GASTMANS
CEA/UNESP/Rio Claro (SP)

Dra. MARIA ANTONIETA ALCÂNTARA MOURÃO
SUREG-BH / CPRM / Belo Horizonte (MG)

Profa. Dra. JOANA ANGÉLICA GUIMARÃES DA LUZ
CFCam / UFSB / Itabuna (BA)

Prof. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS
IG / UnB/Brasília (DF)

Profa. Dra. ANA ELISA SILVA DE ABREU
IG / UNICAMP/Campinas (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro/SP, 27 de junho de 2022

*“And in the end,
the love you take is
equal to the love you make”.*
(Lennon & McCartney)

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Terminada essa importante etapa na minha vida profissional, e porque não dizer pessoal, olho para trás e só tenho a agradecer. Agradeço a todos que cruzaram o meu caminho e contribuíram direta, ou mesmo indiretamente, para me tornar o que sou.

Agradeço inicialmente a meu orientador, Prof. Dr. Didier Gastmans, pelo apoio, incentivo, críticas e desafios lançados, mas antes de tudo a amizade e companheirismo ao longo de todo o processo.

Agradeço ao meu coorientador e amigo Prof. Dr. Lucas Vituri Santarosa pela amizade, os conselhos, as dicas, as revisões e apoio nas horas difíceis.

Agradeço a todos os amigos que fiz no Programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente da Unesp de Rio Claro, especialmente no LARHIA, que fizeram com que esses pouco mais de 4 anos, algumas vezes longe da família, fossem mais suaves e inesquecíveis.

Agradeço aos professores do Departamento de Engenharia Ambiental da UFTM, que se desdobraram para me substituir durante meu afastamento para o doutorado.

Agradeço aos professores Dr. José Elói Guimarães Campos e Dr^a. Joana Angélica Guimarães da Luz que fizeram parte da minha história de tentativas de realizar meu doutoramento, respectivamente, na UnB (2011) e na UFBA (2008), sempre me apoiando e incentivando nessa jornada profissional.

Agradeço a minha família, meu irmão Marcelo e minha tia (mãe) Lia (*in memoriam*) que sempre me incentivaram e aguardaram ansiosamente esse momento.

Agradeço as minhas filhas, Maria Clara e Maria Eduarda pela inspiração em ter por quem lutar e por fim, em especial, agradeço a minha esposa, Jane Aparecida Gomes Viégas Campos, minha companheira de vida, meu amor e maior incentivadora nessa empreitada.

A todos, de coração, meu muito obrigado.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
2.1	Decomposição de hidrograma e fluxo de base.....	19
2.2	Métodos de determinação da recarga das águas subterrâneas	25
2.3	Evolução dos estudos de recarga das águas subterrâneas no Brasil	32
3	CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO	35
3.1	Disponibilidade e demanda hídrica no Triângulo Mineiro	36
3.2	Climatologia e Geomorfologia.....	43
3.3	Pedologia e Solos.....	44
3.4	Uso e ocupação do solo	46
3.5	Aspectos Geológicos	47
3.6	Aspectos Hidrogeológicos	50
4	MATERIAIS E MÉTODOS	51
4.1	Determinação da recarga das águas subterrâneas	52
4.1.1	Método de Variação de Nível d'Água - VNA.....	53
4.1.2	Decomposição de hidrograma.....	55
4.1.3	Sensoriamento remoto - GRACE	56
4.1.4	Balanço Hídrico Climático - BHC.....	58
4.2	Cálculo do Índice de Fluxo de Base - IFB.....	59
4.3	Evolução do uso e ocupação do solo e outorgas das águas subterrâneas	59
5	RESULTADOS.....	60
5.1	Uso e ocupação do solo	60
5.2	Extração de água subterrânea por outorgas no Triângulo Mineiro	62
5.3	Pluviosidade média da área.....	64
5.4	Cálculo da recarga potencial das águas subterrâneas pelo método Balanço Hídrico Climático	70
5.5	Cálculo da recarga das águas subterrâneas pelo método VNA	72

5.6	Cálculo da recarga pela decomposição de hidrograma.....	78
5.7	Cálculo da recarga por sensoriamento remoto (GRACE)	82
5.8	Determinação do Índice de Fluxo de Base - IFB	87
5.9	Determinação da curva de permanência de vazões das bacias analisadas...	90
6	ANÁLISE INTEGRADA DOS RESULTADOS	91
7	DISCUSSÃO	96
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	101
	REFERÊNCIAS.....	103
	ANEXO I – Características dos piezômetros.....	114
	ANEXO I – Características dos piezômetros (<i>continuação</i>)	115
	ANEXO II - Validação dos Mapas de Krigagem	116
	ANEXO III – Cálculo da recarga das águas subterrâneas nos piezômetros – método VNA (<i>continuação</i>)	118
	ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm)	119
	ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (<i>continuação</i>)....	120
	ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (<i>continuação</i>)....	121
	ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (<i>continuação</i>)....	122
	ANEXO V – Dados de Curva de Permanência com vazão em L/s/km ²	123

RESUMO

A crise hídrica que afetou o sudeste do Brasil em 2014, a região mais rica e populosa do país, mostrou, novamente, a necessidade de um maior entendimento dos processos hidrológicos para um uso mais eficaz dos recursos hídricos. Tradicionalmente, os estudos hidrológicos se concentram na avaliação dos recursos hídricos superficiais, fazendo com que o conhecimento hidrogeológico fique em segundo plano. O Sistema Aquífero Bauru (SAB) é um importante aquífero, predominantemente livre, com abrangência nas regiões sul, sudeste e centro oeste do Brasil. Embora pouco estudado no Triângulo Mineiro, o SAB é uma importante fonte hídrica no abastecimento parcial ou total a algumas cidades da região, além de contribuir significativamente na manutenção da vazão dos rios locais. Neste contexto, a avaliação da reserva hídrica subterrânea renovável e o entendimento do papel das águas subterrâneas na contribuição das vazões anuais dos rios locais são elementos importantes para uma melhoria da gestão dos recursos hídricos do Triângulo Mineiro. Para tanto, foram avaliadas as taxas de recarga do SAB utilizando-se 4 métodos: Variação de Nível d'Água (VNA) em 23 piezômetros; Balanço Hídrico Climático (BHC) através de dados de sensoriamento remoto de precipitação e evapotranspiração; decomposição de hidrograma em 11 bacias hidrográficas e utilização da variável *Groundwater Storage* – GWS (armazenamento de água subterrânea) do sistema de satélites *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE). Foram ainda determinados os índices de fluxo de base nas mesmas 11 bacias hidrográficas e avaliada a variabilidade das suas vazões ao longo do tempo. A recarga média anual com dados do GRACE, para o período de 2010 a 2019, foi de 473 mm, para o método VNA foi de 457 mm e por decomposição de hidrograma foi de 337 mm o que indica uma convergência dos valores de recarga para os métodos utilizados. De modo geral, os valores médios anuais de Índice de Fluxo de Base (IFB) para as 11 bacias avaliadas no SAB do Triângulo Mineiro foi de 0,78, para o período de 2000 a 2019. Destaque para a bacia do rio Uberaba, zona de ocorrência da Formação Uberaba, que apresentou os menores valores de IFB e valores crescentes de coeficiente de variação de vazão, Q_5/Q_{95} , Q_5 e decréscimo nas vazões Q_{95} indicando uma maior vulnerabilidade às mudanças no regime pluviométrico e uso do solo que vem ocorrendo na região.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Bauru, Triângulo Mineiro, GRACE, Recarga

ABSTRACT

The water crisis that affected southeastern Brazil in 2014, the richest and most populous region in the country, showed again the need for a greater understanding of hydrological processes for a better use of water resources. Traditionally, hydrological studies focus on the evaluation of surface water resources, causing hydrogeological knowledge to take a back seat. The Bauru Aquifer System (BAS) is an important aquifer, mostly phreatic, which covers the southern, southeastern and mid-western regions of Brazil. Although little studied in the Triângulo Mineiro, the BAS is an important source of water for partial or total supply to some cities in the region and contributes significantly to maintaining the flow of local rivers. In this scenario, the present study aimed to provide information about the groundwater to assist in the use of water resources in the Triângulo Mineiro. To do so, the groundwater recharge in the BAS was evaluated through 4 methods: Water Table Fluctuation (WTF) in 23 piezometers; Climatic Water Balance (CWB) through remote sensing data of precipitation and evapotranspiration; decomposition of hydrographs in 11 watersheds and use of the variable Groundwater Storage - GWS (groundwater storage) of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite system. In addition, base flow index (BFI) was determined in the same 11 watersheds and the variability of their flows over time was evaluated. The average annual recharge with GRACE data for the period 2010 to 2019 was 473 mm, for the WTF method was 457 mm and by hydrograph decomposition was 337 mm which indicates a convergence of recharge values for the methods used. In general, the average annual values of BFI for the 11 basins evaluated in the BAS of the Triângulo Mineiro was 0.78, for the period from 2000 to 2019. The Uberaba river basin, an area of occurrence of the Uberaba Formation, showed the lowest values of BFI and increasing values of coefficient of variation of flow, Q_5/Q_{95} , Q_5 and decrease in Q_{95} flows indicating a greater vulnerability to changes in rainfall and land use that has been occurring in the region.

Key words: Bauru Aquifer System; Triângulo Mineiro; GRACE; Recharge

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Localização dos municípios que compõem o Triângulo Mineiro	16
Figura 2.1 Conexão entre água subterrânea e superficial na composição da vazão do rio. Fonte: Melo et al. (2014)	19
Figura 2.2 Hidrograma com a identificação do fluxo de base e do escoamento superficial Fonte: modificado de Brodie & Hostetler (2005).....	20
Figura 2.3 Método intervalo fixo. Fonte: Sloto & Crouse (1996).....	22
Figura 2.4 Intervalo deslizante Fonte: Sloto & Crouse (1996).....	23
Figura 2.5 Intervalo mínimo local. Fonte: Sloto & Crouse (1996).....	23
Figura 2.6 Exemplo de cálculo da recarga pelo método de deslocamento da curva de recessão, considerando o K igual a 32 dias. Fonte: Healy (2010).....	28
Figura 2.7 Variação do nível d'água em piezômetro considerando as duas variantes do método VNA.....	30
Figura 2.8 Evolução da quantidade de artigos publicados sobre avaliação de recarga nos aquíferos brasileiros. Fonte: modificado de Oliveira <i>et al.</i> (2021).....	33
Figura 2.9 Mapa de taxa de recarga anual média nos aquíferos no Brasil com base nos 35 estudos catalogados por Oliveira <i>et al.</i> (2021).....	34
Figura 3.1 Hidrografia da área de estudo.....	35
Figura 3.2 Mapa de tipo de abastecimento de água urbano no Triângulo Mineiro....	37
Figura 3.3 – Mapa de Balanço Hídrico Quantitativo por bacia com destaque para os municípios do Triângulo Mineiro. Fonte: ANA (2015).....	39
Figura 3.4 - Principais bacias hidrográficas na área de estudo.....	41
Figura 3.5 – Mapa pluviométrico do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Fonte: modificado de Novais <i>et al.</i> (2018).....	43
Figura 3.6 – Mapa hipsométrico do Triângulo Mineiro.....	44
Figura 3.7 – Mapa de solos do Triângulo Mineiro. Fonte: (FEAM, 2010).....	45
Figura 3.8 – Distribuição percentual dos solos na área do Triângulo Mineiro.....	46
Figura 3.9 – Coluna estratigráfica do Grupo Bauru adotada neste trabalho. Fonte: modificado de Batezelli (2003).....	48
Figura 3.10 - Localização do Grupo Bauru e Formação Serra Geral na região do Triângulo Mineiro.....	49
Figura 3.11 – O SAB na região do Triângulo Mineiro.....	50
Figura 4.1 – Fluxograma das atividades desenvolvidas na tese.....	52

Figura 4.2 – Mapa de localização dos piezômetros do Projeto RIMAS no Triângulo Mineiro.....	54
Figura 4.3 – Distribuição da profundidade do NA nos piezômetros da RIMAS.....	54
Figura 4.4 – Posicionamento do início (a) e término (b) das seções filtrantes nos piezômetros.....	55
Figura 4.5 – Mapa de estações fluviométricas da ANA no Triângulo Mineiro.....	56
Figura 4.6 – Mapa de pixels do GWS na área de estudo.....	57
Figura 5.1 – Evolução do uso e ocupação do solo no Triângulo Mineiro.....	61
Figura 5.2 Evolução da ocupação do solo no Triângulo Mineiro (MapBiomias v 6.0).....	61
Figura 5.3 – Evolução do cultivo de soja e cana no Triângulo Mineiro (MapBiomias v 6.0).....	62
Figura 5.4 - Distribuição da vazão dos poços outorgados no Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SISEMA.....	63
Figura 5.5 – Mapa de densidade de poços outorgados.....	64
Figura 5.6 - Localização dos pluviômetros da ANA na região do Triângulo Mineiro.....	65
Figura 5.7 – Variação da média pluviométrica anual com base nas estações da ANA para o período de 1996 a 2018 no Triângulo Mineiro.....	65
Figura 5.8 – Distribuição da pluviometria média anual para o Triângulo Mineiro para o período de 1996 a 2018 (validação cruzada Anexo II).....	66
Figura 5.9 – Correlação mensal do Pluviômetro 1848010 da ANA com os dados GPM.....	67
Figura 5.10 – Distribuição da pluviosidade média anual no Triângulo Mineiro com base em dados GPM para o período de 2000 a 2019 (validação cruzada Anexo II).....	68
Figura 5.11 – Característica da pluviosidade média mensal para o período 2000 a 2019 para a região nordeste do Triângulo Mineiro com base nos dados GPM.....	68
Figura 5.12 – Localização dos pontos com informações GPM (A, B, C, D, E e F) no Triângulo Mineiro para avaliação do índice SPI.....	69
Figura 5.13 – Comportamento dos dados GPM no Triângulo Mineiro com base na análise SPI.....	70
Figura 5.14 – Recarga potencial média anual para o período de 2010 a 2019 (validação cruzada Anexo II).....	71
Figura 5.15 – Recarga Potencial média anual para o Triângulo Mineiro.....	72
Figura 5.16– Recarga anual para o SAB com base nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro.....	73

Figura 5.17 – Distribuição da recarga média anual nos piezômetros (2010-2019) para um $S_y = 0,15$	74
Figura 5.18 – Variação do NA no período de 2011 a 2014 nos piezômetros do RIMAS (número de dados = 11).....	75
Figura 5.19 – Variação do NA no período de 2014 a 2018 nos piezômetros do RIMAS (número de dados = 19).....	75
Figura 5.20 – Piezômetros com profundidade de NA menor do que 20 metros (Classe 1).....	76
Figura 5.21 – Piezômetros com profundidade de NA entre 20 e 30 metros (Classe 2).....	77
Figura 5.22 – piezômetros com profundidade de NA maior que 30 metros (Classe 3).....	77
Figura 5.23 – Distribuição espacial da recarga para o SAB nos piezômetros da RIMAS para o período 2015/2016 para um S_y de 0,15.....	78
Figura 5.24 - Distribuição da recarga média anual do SAB na região do Triângulo Mineiro.....	79
Figura 5.25 – Variação da recarga média anual para o período de 2000 a 2019.....	82
Figura 5.26 – Mapa de recarga média anual para o período 2010-2019 utilizando o parâmetro GWS (validação cruzada Anexo II).....	83
Figura 5.27 – Correlação da variação do nível d'água subterrânea (NA) com o parâmetro GWS do GRACE-GLDAS – piezômetros 1 (a) a 12 (m).....	84
Figura 5.27 – Correlação da variação do nível d'água subterrânea (NA) com o parâmetro GWS do GRACE-GLDAS – piezômetros 13 (m) a 23 (z) (continuação).....	85
Figura 5.28 – Distribuição das classes de FCC.....	86
Figura 5.29 - Índice de fluxo de base nas bacias hidrográficas avaliadas.....	88
Figura 5.30 – Variação do índice de fluxo de base ao longo do período estudado....	88
Figura 5.31 – Curva de permanência de vazões das bacias analisadas no Triângulo Mineiro (2000 a 2019).....	90
Figura 5.32 – (a) Vazão Q_{95} ; (b) Vazão Q_5 ; (c) Razão Q_5/Q_{95} e (d) Coeficiente de Variação para o rio Uberaba (bacia 2) para o período de 2000 a 2019.....	91
Figura 6.1 – Variação da profundidade do nível d'água do piezômetro 1 para o período 2011-2020. Maior profundidade do nível d'água no início (A) e no final das medições (B).....	92

Figura 6.2 – Variação da profundidade do nível d'água nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro para o período 2011 a 2020.....	92
Figura 6.3 – Mapa de variação do GWS no Triângulo Mineiro para 2011 a 2020 e as áreas de plantio de cana e soja em 2020 (validação cruzada Anexo II).....	94
Figura 6.4 – Mapa de variação do GWS no Triângulo Mineiro para 2011 a 2014 e relação com a concentração de poços para irrigação na área (validação cruzada Anexo II).....	95
Figura 7.1 - Mapa de disponibilidade hídrica subterrânea anual média para as outorgas no Triângulo Mineiro (validação cruzada Anexo II).....	99
Figura 8.1 Fluxograma de ações na gestão de recursos hídricos.....	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – População do município e tipo de abastecimento das sedes municipais na área de estudo (ANA, 2010).....	37
Tabela 3.2 – Características das principais bacias hidrográficas do Triângulo Mineiro.....	41
Tabela 4.1 – Estações fluviométricas da ANA na região do Triângulo Mineiro.....	56
Tabela 5.1 - Pluviômetros da ANA utilizados no estudo.....	64
Tabela 5.2 - Avaliação estatística da correlação entre os dados pluviométricos mensais e anuais das estações da ANA e os dados do sensor GPM.....	66
Tabela 5.3 – Variação da recarga por decomposição de hidrograma para o período 2000-2019.....	80
Tabela 5.3 – Variação da recarga por decomposição de hidrograma para o período 2000-2019 (continuação).....	81
Tabela 5.4 – Tabela de valores de FCC para a correlação dos valores de GWS com a variação do nível d'água nos piezômetros.....	86
Tabela 5.5 – Índice de fluxo de base para o período de 2000 a 2019 das 11 bacias avaliadas no Triângulo Mineiro.....	89
Tabela 5.6- Comportamento dos parâmetros Q_5 , Q_{95} , CV e Q_5/Q_{95} para as vazões do rio nas bacias analisadas (ver anexo V)	91
Tabela 6.1 - Variação da profundidade do nível d'água nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro para o período 2011 a 2020.....	93
Tabela 6.2 – Valores de FCC para correlação entre as vazões fluviais e o parâmetro GWS do GRACE.....	95
Tabela 7.1 – Recarga média anual no Triângulo Mineiro para o período 2010-2019.....	97
Tabela 7.2 – Disponibilidade hídrica subterrânea para os municípios do Triângulo Mineiro.....	99

1 INTRODUÇÃO

A utilização racional e integrada dos recursos hídricos é um dos objetivos expresso no artigo II da Lei Federal nº 9433/1997 que trata da Política Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 1997). As águas subterrâneas e superficiais compõem, essencialmente, um único recurso, fisicamente conectados pelo ciclo hidrológico. O entendimento da interação das águas subterrâneas com as águas superficiais tem papel de extrema relevância na gestão efetiva dos recursos hídricos em uma bacia (BARTHEL, 2014; BOBBA, 2012; SOPHOCLEOUS, 2002). O uso integrado dos recursos hídricos tende a trazer inúmeros benefícios, tais como; a melhoria da disponibilidade hídrica e da qualidade da água, melhor gestão dos impactos do uso da água e uma maior capacidade em se adaptar a variação climática (ROSS, 2018).

De modo geral, em regiões de clima tropical, a vazão das drenagens tem forte dependência das águas subterrâneas, uma vez que a recarga da mesma terá como reflexo a descarga pelo fluxo de base na composição da vazão dos rios (CAVAZZANA *et al.*; 2019), sendo que, em muitas vezes, o fluxo de base é utilizado como uma estimativa preliminar da recarga das águas subterrâneas (GEBERT *et al.*, 2007).

A extração excessiva de águas subterrâneas tende a gerar uma diversidade de problemas, tais como: a subsidência de terrenos, o rebaixamento do lençol freático e a diminuição das vazões nos rios. Segundo a FAO (2012), cinco países já extraem mais água subterrânea que a capacidade de recarga dos seus aquíferos, são eles: Líbia, Arábia Saudita, Egito, Paquistão e Irã.

Embora o uso integrado das águas subterrâneas e superficiais seja enfatizado em diversos planos de recursos hídricos das bacias hidrográficas no Brasil, a sua efetiva aplicação está longe de ser efetuada.

A outorga é o mecanismo legal utilizado no Brasil para gerenciar a disponibilização de água para as diversas demandas nas bacias hidrográficas. Representa um instrumento consagrado pela Lei Federal nº 9433/1997 que atribui aos comitês da bacia hidrográfica os critérios para definição do volume de água a ser disponibilizado aos usuários (BRASIL, 1997). Embora o critério para outorga de águas superficiais seja bem estabelecido para os diversos estados no país, há muitas incertezas e indefinições quanto aos critérios a serem utilizados para as outorgas de águas subterrâneas. Sendo que alguns estados se baseiam no fluxo de base das drenagens locais, em raros estudos de recarga de aquíferos e/ou na

capacidade produtiva dos poços obtida pelos testes de bombeamento (COSTA *et al.*, 2011).

A região sudeste, nos últimos anos, tem sofrido com a escassez hídrica em seus principais mananciais de abastecimento. Isso implica, muitas vezes, na redução dos processos produtivos frente ao racionamento imposto e transtornos diários, principalmente, para a população das áreas urbanas.

O Sistema Aquífero Bauru (SAB) é um dos principais aquíferos sedimentares do Brasil, com uma área aproximadamente de 370.000 km² que engloba os estados de São Paulo, Minas Gerais, Paraná, Mato Grosso do Sul e Goiás e constitui uma importante fonte de água para o abastecimento público, industrial e irrigação, além de perenização dos rios desses estados. Segundo dados da ANA (2010), na região de ocorrência desse aquífero, mais de 400 municípios se utilizam direta ou indiretamente do seu potencial armazenador para atender uma população de quase 8 milhões de habitantes. Apesar de sua importância, a grande maioria dos estudos hidrogeológicos tem sido desenvolvido no estado de São Paulo. Na zona de ocorrência do SAB em Minas Gerais, no Triângulo Mineiro, tem-se por destaque os estudos hidrogeológicos de Oliveira & Campos (2004), Bertol (2007), Minardi *et al.* (2008) e Velásquez *et al.* (2008), principalmente na região de Araguari.

A área de estudo é a zona de ocorrência do SAB no Triângulo Mineiro, uma das principais mesorregiões de Minas Gerais. A região possui uma população de aproximadamente 1 milhão e 700 mil habitantes (IBGE, 2020) e tem como principais cidades Uberlândia e Uberaba que concentram quase 1 milhão de habitantes. Corresponde a porção oeste do estado de Minas Gerais e sua denominação é alusão ao formato de triângulo dessa região limítrofe do estado. Faz divisa com os estados de Mato Grosso, Goiás e São Paulo e é delimitada pelos paralelos 18° 18' 00" e 20° 30' 00" latitude sul e meridianos 47° 24' 00" e 51° 03' 00" longitude oeste, abrangendo uma área de, aproximadamente, 54 mil km² (Figura 1.1).

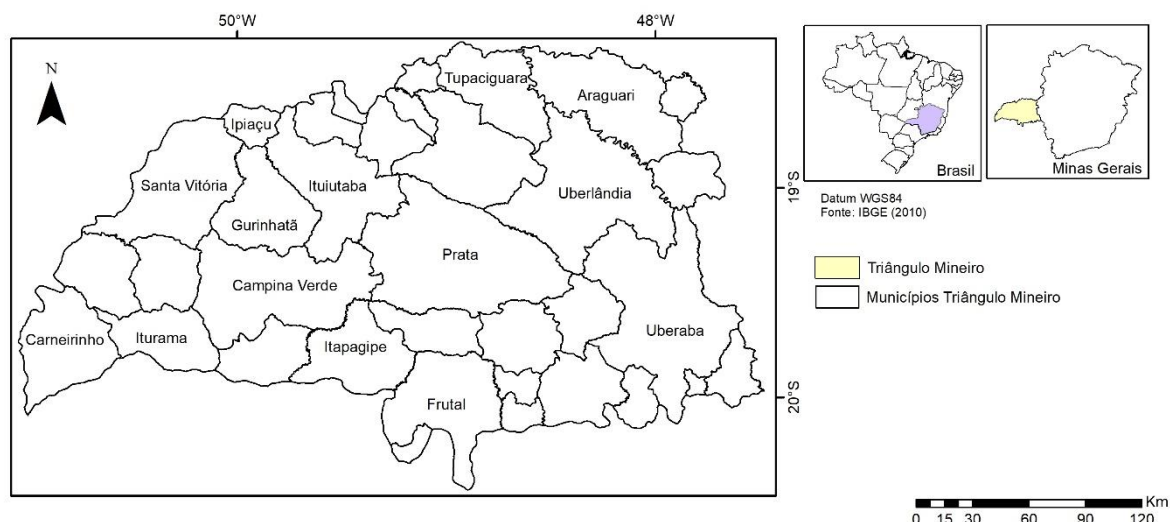


Figura 1.1 Localização dos municípios que compõem o Triângulo Mineiro

Dentre os 35 municípios que compõem a área, 20 captam água subterrânea, em alguma medida, dos diversos aquíferos subjacentes para o abastecimento público das sedes municipais. Entretanto, somente 4 municípios têm o SAB como fonte total ou parcial de abastecimento público de água, embora 83% dos municípios do Triângulo Mineiro estejam sobre a zona de ocorrência deste importante sistema aquífero (ANA, 2010).

Ainda que a maioria das cidades seja abastecida pelos rios, vale ressaltar que os mesmos possuem importante contribuição das águas subterrâneas para composição de sua vazão.

Neste contexto, a avaliação espacial e temporal da recarga das águas subterrâneas e das vazões dos rios têm-se mostrado importante instrumento na orientação do uso integrado dos recursos hídricos. Informações sobre o fluxo de base e reservas de água subterrânea são relevantes na orientação para a tomada de decisões sobre alocação de recursos para áreas sujeitas a secas prolongadas e com forte crescimento populacional (COMBALICER *et al.*, 2008; SÁNCHEZ-MURILLO *et al.*, 2015).

A área de estudo possui duas grandes bacias: a bacia do rio Paranaíba e do rio Grande. De modo geral, nos respectivos planos de recursos hídricos, as outorgas de águas subterrâneas têm como referência o valor de parte do fluxo de base (50%) da principal drenagem da bacia (ANA, 2013a, 2017). Entretanto, tal metodologia possui limitações, tais como: a informação gerada se limita à bacia hidrográfica das medições; requer a instalação de estações fluviométricas com uma longa série de

dados para obtenção de valores médios; além disso, ações nos corpos hídricos, como barragens e extrações de água tendem a superestimar ou subestimar o cálculo do fluxo de base (HAN *et al.*, 2018).

Estudos para avaliação da recarga anual no SAB do Triângulo Mineiro são escassos e localizados, desenvolvidos exclusivamente na região de Araguari e indicam valores que variam de 243 a 807 mm que correspondem a uma taxa de infiltração da chuva na faixa de 23 a 51% (IGAM, 2001; OLIVEIRA, 2002; FIUMARI, 2004; VELÁSQUEZ *et al.*, 2006; BERTOL 2007). Os estudos para avaliação espaço temporal do fluxo de base nas bacias hidrográficas locais ainda são inexistentes.

Tradicionalmente, uma das principais técnicas utilizadas para a estimativa da recarga das águas subterrâneas é o método de Variação do Nível d'Água (VNA), usando poços de observação (piezômetros). Entretanto, vem ganhando espaço a utilização de sensores remotos, exatamente pelo seu baixo custo e o alcance em regiões isoladas com carência de dados (OLIVEIRA *et al.*, 2021; SHEFFIELD *et al.*, 2018).

A determinação das taxas de recarga das águas subterrâneas no SAB, em toda a sua extensão no Triângulo Mineiro, é uma solução alternativa mais confiável frente ao método de fluxo de base adotado no plano de recursos hídricos das bacias do rio Grande e Paranaíba, de modo a dar maior embasamento na orientação às ofertas de outorgas de águas subterrâneas nas bacias hidrográficas.

Para tanto, foram utilizados dados do sistema de satélites *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE), que tem se mostrado bastante eficaz na determinação das reservas de águas subterrâneas em estudos regionais (MACEDO *et al.*, 2019). Tal metodologia foi comparada com outros três métodos para avaliar a recarga das águas subterrâneas no SAB do Triângulo Mineiro. O método Variação do Nível d'Água (VNA), conhecido internacionalmente por *Water Table Fluctuation* (WTF), que utilizou 23 piezômetros da Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS) pertencentes ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM, o método de decomposição de hidrograma de 11 estações fluviométricas e o Balanço Hídrico Climático (BHC) para o cálculo da recarga potencial. Além disso, dados das estações fluviométricas disponíveis foram utilizados na avaliação da variabilidade espacial e temporal do fluxo de base frente aos efeitos de mudanças climáticas e no processo de uso e ocupação do solo (HAN *et al.*, 2018).

Dessa forma, no intuito de contribuir no processo de uso dos recursos hídricos na zona de ocorrência do SAB na região do Triângulo Mineiro, objetiva-se responder algumas perguntas: (1) Quais são as áreas no Triângulo Mineiro com maior e menor interação das águas subterrâneas/superficiais?; (2) Qual o comportamento espaço temporal da recarga do SAB na área de estudo?; (3) Quais valores de disponibilidade hídrica subterrânea a se adotar no sistema de outorga de águas subterrâneas na área sob influência do SAB?; (4) O método de cálculo de recarga com dados dos satélites GRACE pode ser aplicado na região do Triângulo Mineiro?

Pelo exposto, a tese de doutorado aqui apresentada se propõe a utilizar a recarga média anual; índice de fluxo de base (IFB) e sua variabilidade espaço temporal no SAB, como ferramentas no auxílio a um melhor uso integrado dos recursos hídricos na região do Triângulo Mineiro.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O nível freático das águas subterrâneas vem caindo em muitas partes do mundo, em torno de mais de um metro por ano. Isto tem ocasionado a transformação de rios perenes, que tem na água subterrânea uma significativa contribuição para sua vazão (fluxo de base), em rios intermitentes (GIORDANO, 2009). Considera-se que o sistema aquífero em condições naturais é um sistema em equilíbrio dinâmico onde, para tempos muito longos, a taxa de descarga (nascentes, fluxo de base, lago) é igual a taxa de recarga (infiltração). À medida que aumentamos a taxa de descarga, através da utilização de poços tubulares, um novo equilíbrio deverá ser alcançado. Embora o conhecimento da taxa de recarga seja de fundamental importância na determinação das taxas de extração de águas subterrâneas em diversos sistemas aquíferos, entretanto, não é, por si só, suficiente para determinar a sua sustentabilidade (BREDEHOEFT, 2002; SOPHOCLEOUS, 2005).

A avaliação da recarga de um aquífero e a sua descarga no rio (fluxo de base) são cruciais para o uso eficaz dos recursos hídricos. Uma vez que a água se infiltra e se torna recarga ela pode retornar à superfície através de nascentes (fontes), lagos ou no canal de um rio. Em regiões em que há uma forte interação das águas subterrâneas com as superficiais, onde as descargas de água subterrânea contribuem significativamente para a vazão total anual da drenagem através do seu fluxo de base (Figura 2.1), é de fundamental importância a visão integrada dos

recursos hídricos no seu uso (CAVAZZANA *et al.*, 2019). Entretanto, no Brasil, as outorgas de águas superficiais e subterrâneas são feitas ainda de forma não integrada, acarretando muitas vezes uma extração excessiva dos recursos hídricos disponíveis em uma bacia hidrográfica, uma vez que tais informações estão dissociadas.

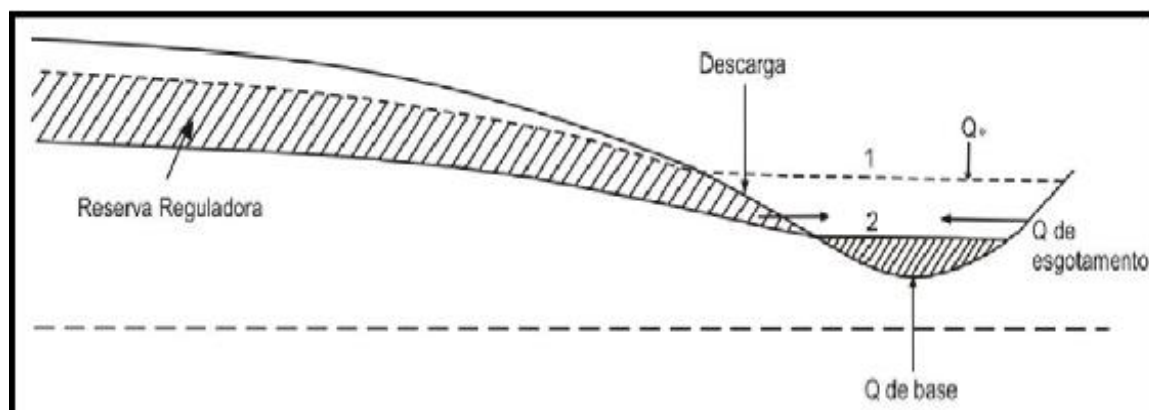


Figura 2.1 Conexão entre água subterrânea e superficial na composição da vazão do rio. Fonte: Melo *et al.* (2014)

O fluxo de base pode ser utilizado para dar uma estimativa inicial da taxa de recarga em uma bacia hidrográfica. Para tanto, deve-se considerar como pouco expressivo os eventos que ocorrem de recarga profunda, evapotranspiração da mata ciliar e outras perdas de água subterrânea para outras bacias (RISSER *et al.*, 2005).

Da mesma forma, pode-se associar as águas subterrâneas às águas superficiais por meio de sua recarga. Considerando que a vazão de um rio tem o componente das águas subterrâneas e este componente tem maior expressão nos períodos de estiagem, pode-se associar a água que flui na drenagem no período de estiagem à água subterrânea que foi drenada do aquífero e que foi recarregado pela infiltração da chuva no período mais úmido.

2.1 Decomposição de hidrograma e fluxo de base

No período de estiagem, a vazão do rio tende a decrescer ao longo do tempo e a manutenção do fluxo é devido à contribuição das águas subterrâneas. O hidrograma de um rio é uma representação gráfica dessa relação entre a vazão e o tempo, sendo possível separar os componentes de um hidrograma em duas partes

principais (Figura 2.2): escoamento superficial (*overland flow*) e o fluxo de base (*base flow*) (KILLIAN *et al.*, 2019; DOMENICO; SCHWARTZ, 1990).

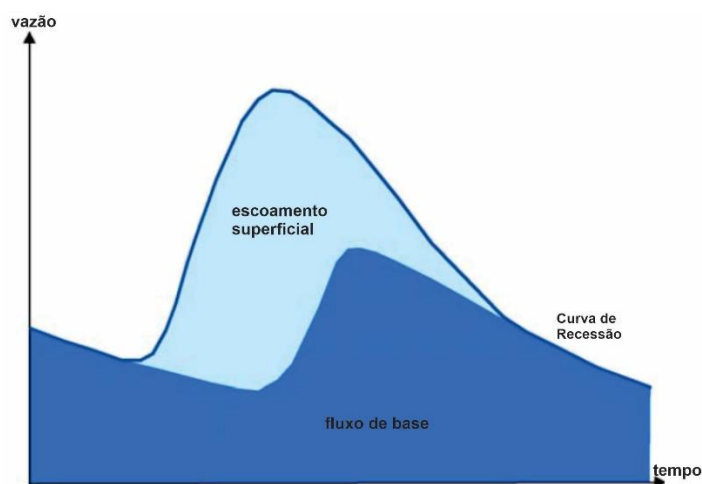


Figura 2.2 Hidrograma com a identificação do fluxo de base e do escoamento superficial Fonte: modificado de Brodie & Hostetler (2005).

O fluxo de base representa a parcela da água subterrânea contida no subsolo e que é drenada pelo rio. A curva de recessão, que representa o trecho em que a vazão é basicamente água subterrânea, tem o seu formato decorrente, principalmente, das características geológicas da bacia hidrográfica e da distância da drenagem ao divisor de águas (SMAKHTIN, 2001).

Em 1905, Maillet observou que uma relação linear entre a água armazenada no aquífero e o fluxo de base, de acordo com o modelo de 1904 de Boussinesq, gera um modelo exponencial que se adequa à maioria dos aquíferos e que pode ser descrita matematicamente pela seguinte equação:

$$Q_t = Q_0 e^{-kt} \quad (1)$$

onde Q_t e Q_0 representam, respectivamente, a vazão (m^3/s) do início e final da recessão, k é a constante de recessão (dia) e Δt é o tempo (dia) (CAVAZZANA *et al.*, 2019; FEITOSA *et al.*, 2008).

O conceito de Índice de Fluxo de Base foi introduzido em 1972 por Lvovich (SMAKHTIN, 2001) e consiste em um dos principais parâmetros na caracterização das vazões mínimas de um rio (LONGOBARDI & VILLANI, 2008) e visa expressar a participação da água subterrânea na composição da vazão de um rio. Segundo

ainda os mesmos autores, o entendimento das características hidrológicas das vazões mínimas é de fundamental importância para um desenvolvimento eficaz do uso integrado dos recursos hídricos.

A vazão mínima normalmente é proveniente da água subterrânea, lagos, degelo e está geralmente relacionada ao período que representa a estiagem (SMAKHTIN, 2001).

Considerando que as séries temporais de fluxo de base são derivadas de técnicas de separação de hidrograma distintos, a escolha de um procedimento pode afetar a avaliação do IFB, sendo comum a aplicação de diferentes técnicas e avaliando-se qual se adequa melhor a situação em estudo (LONGOBARDI & VILLANI, 2008).

Existem diversas técnicas para determinar a parcela de água subterrânea que compõe a vazão de um rio, sendo que estes podem ser divididos em dois grupos: o método gráfico e a aplicação de filtros. Os métodos de separação gráfica tendem a ser mais subjetivos com dificuldades na detecção dos pontos iniciais e finais do fluxo de base. Em contrapartida, a aplicação de filtros é mais objetivo, de fácil reprodução e aplicação na separação do fluxo de base por longos períodos. Por tudo isso, a aplicação de filtros para separação do fluxo de base é um dos principais métodos nos estudos que envolvem a avaliação da mudança temporal do fluxo de base e sua contribuição para manutenção das vazões em um rio (HAN *et al.*, 2018).

O Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) desenvolveu o programa *GWToolbox*[®] que possui seis métodos para separação de hidrograma de um rio na determinação da parcela de água subterrânea (fluxo de base) e água superficial, são eles: o método PART, HYSEP (Intervalo Fixo, Intervalo Deslizante e Mínimo Local) e o BFI Padrão e Modificado (BARLOW *et al.*, 2015).

O programa PART, desenvolvido por Rutledge (1998), associa o fluxo de base à vazão em escala diária não afetada pelo escoamento superficial. Assim como o programa HYSEP, o PART necessita da área de drenagem da bacia para calcular a duração em dias (N) do escoamento superficial (Equação 2). Dessa forma, os dias em que não há registro de escoamento superficial são identificados e interpolados linearmente para definição do fluxo de base no hidrograma (BARLOW *et al.*, 2015).

A duração do escoamento superficial é definida pela equação:

$$N = 0,83A^{0,2} \quad (2)$$

onde N é o número de dias após o término do escoamento superficial, sendo que A é a área em quilômetros quadrados. É definido então o intervalo $2N$ para a separação do hidrograma, sendo que tal valor deve ser um número inteiro ímpar entre 3 e 11 mais próximo de $2N$ (KILLIAN *et al.*, 2019; SLOTO & CROUSE, 1996).

No programa HYSEP, existem 3 métodos de separação do fluxo de base que está inserido no software *GWToolbox*® (SLOTO & CROUSE, 1996): Intervalo fixo; Intervalo deslizante e Intervalo mínimo local. Esses métodos podem ser descritos com a utilização de três diferentes algoritmos que traçam linhas de conexão entre os pontos baixos do hidrograma, definindo assim o fluxo de base.

O método de intervalo fixo define a menor descarga para cada intervalo de $2N$ dias. Ao se mover a barra $2N$ dias de largura para cima até que a barra cruze o hidrograma. A barra é deslocada $2N$ dias horizontalmente e o processo é repetido. Dessa forma, os valores atribuídos são então conectados para definir no hidrograma o fluxo de base (Figura 2.3).

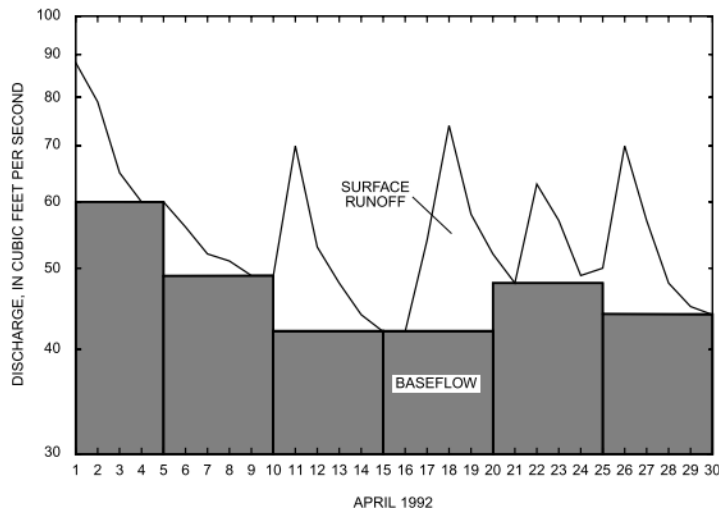


Figura 2.3 Método intervalo fixo. Fonte: Sloto & Crouse (1996)

O método do intervalo deslizante encontra a vazão mais baixa no hidrograma na metade do intervalo menos 1 dia, que corresponde a $0,5 (2N - 1)$ dias antes e depois do dia considerado e atribui a ele esse dia. O método consiste em deslocar o intervalo $2N$ para cima até cruzar o hidrograma. A vazão a ser considerada corresponde a sua mediana. A barra então desliza para o dia seguinte e o processo

é repetido. Os valores encontrados são ligados para definição do fluxo de base (Figura 2.4).

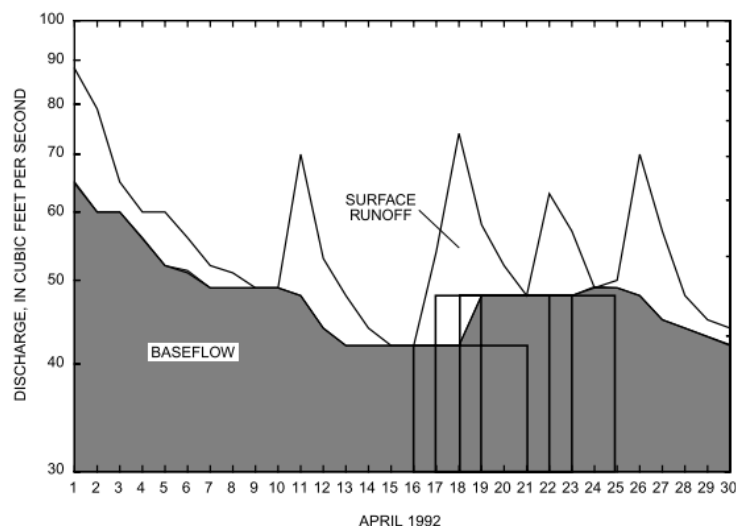


Figura 2.4 Intervalo deslizante Fonte: Sloto & Crouse (1996)

O método de intervalo mínimo local procura definir a cada dia se aquele valor de vazão corresponde ao mais baixo na metade do intervalo menos 1 dia, que corresponde a $0,5 (2N - 1)$ dias, antes e depois do dia considerado. Sendo esta constatação positiva esse valor mínimo é conectado por linhas retas a outros valores mínimos adjacentes. O método pode ser visualizado conectando os pontos mais baixos do hidrograma com linhas retas gerando assim o hidrograma de fluxo de base (Figura 2.5).

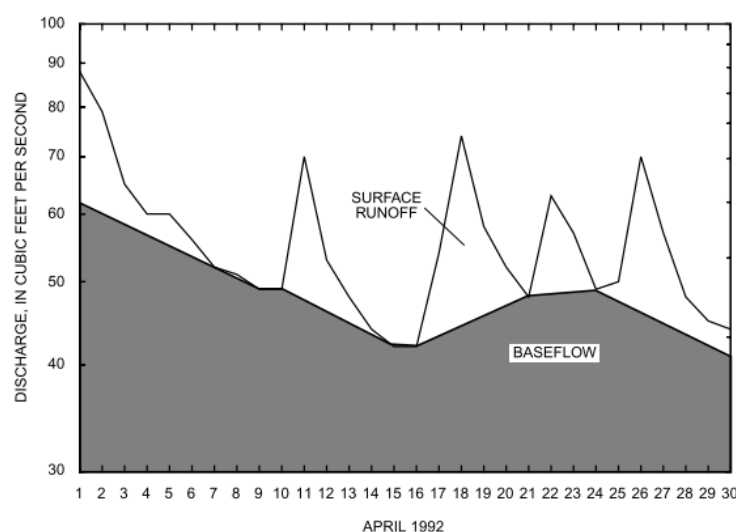


Figura 2.5 Intervalo mínimo local. Fonte: Sloto & Crouse (1996)

O cálculo do IFB também pode ser feito pelo programa BFI desenvolvido pelo *British Institut of Hydrology* em que o hidrograma da vazão do rio é dividido em intervalos de N-dias. É então identificada a menor vazão para este período e comparado com a próxima no intuito de se identificar o ponto de inflexão. Caso 90% de um determinado mínimo for menor do que ambos os mínimos adjacentes, então esse mínimo é um ponto de inflexão (o “fator de teste do ponto de inflexão”). Dessa forma, constrói-se o hidrograma de fluxo de base interligando os pontos de inflexão identificados. O programa original BFI utiliza um N igual a 5 dias, já no caso do software *GWToolbox*® é facultado ao usuário variar os valores de N e o teste de fator do ponto de inflexão (BARLOW *et al.*, 2015). A única diferença entre o BFI Padrão e o Modificado está no critério adotado para determinação do fator de teste do ponto de inflexão (COMBALICER *et al.*, 2008).

O IFB é um parâmetro que tem grande importância na avaliação dos efeitos das mudanças climáticas e das práticas de uso e ocupação do solo sobre os recursos hídricos. Representa uma razão adimensional entre o volume de água subterrânea que compõem a vazão de um rio (fluxo de base) dividido pelo seu volume total. Em bacias com aquíferos com grande contribuição de água subterrânea para compor a vazão de um rio, os valores de IFB se aproximam de 1 e tais rios tendem a ter forte resiliência aos efeitos da estiagem (HOLMAN *et al.*, 2011; SMAKHTIN, 2001), como é o caso dos rios na região oeste da Bahia, que drenam o aquífero Urucuia, e têm valores anuais de IFB normalmente superiores a 0,9 (GONÇALVES *et al.*, 2018). Entretanto, as estimativas de fluxo de base podem ser afetadas por obras de engenharia que regulam o fluxo natural de um rio e que alteram também o seu escoamento superficial. Uma represa para controle de inundação, geração de energia ou abastecimento libera lentamente água após uma tempestade, gerando aparentemente uma diminuição no escoamento superficial e um aparente aumento no fluxo de base (SLOTO & CROUSE, 1996)

A avaliação da curva de permanência de um rio traz também importante informação sobre a relação entre magnitude e frequência das vazões, avaliando desde as vazões mínimas (*low flow*) às vazões máximas (*flood events*), sendo um importante parâmetro na avaliação da dinâmica dos recursos hídricos (CARLIER *et al.*, 2018; SMAKHTIN, 2001). A curva de permanência é construída em um gráfico semi-logarítmico entre a vazão (eixo Y) e a sua frequência (eixo X), indicando a probabilidade de ocorrência de uma determinada vazão (CAVAZZANA *et al.* 2019).

A vazão da curva de permanência pode ser apresentada na forma de unidades de vazão (m^3/s), indicando a frequência com que ocorrem (e.g. Q_5 representa a vazão que ocorre em 5% do tempo), como razões (Q_5/Q_{95}) ou ter no eixo Y as vazões divididas pela área da bacia. Tal normalização facilita a análise entre bacias, uma vez que os efeitos antropogênicos e das características geológicas ficam mais ressaltados na forma da curva de permanência (SMAKHTIN, 2001).

As mudanças climáticas e os efeitos antropogênicos têm alterado a dinâmica de vazão nos rios (BERGHUIJS *et al.*, 2016) levando a restrições na sua utilização, bem como a realização de transposição e barramentos para regularização de vazões. Neste contexto, a variabilidade da vazão do rio é um bom parâmetro para avaliar a resiliência do sistema hídrico uma vez que é inversamente proporcional ao IFB (HAN *et al.*, 2018). Em princípio, rios com vazões extremamente variáveis normalmente apresentam vazões mínimas insuficientes para atender as demandas humanas e ambientais (BARTHEL, 2014; HAN *et al.*, 2018).

A avaliação da variabilidade das vazões dos rios ao longo tempo tem sido utilizada em diversos estudos uma vez que este parâmetro está associado a geologia, mudanças climáticas, fluxo de base, uso e ocupação do solo, ocorrência de represas, dentre outros fatores (CARLIER *et al.*, 2018; HAN *et al.*, 2018). Há uma diversidade de índices de variabilidade de vazão, entretanto destacam-se o coeficiente de variação (CV) (STRAUCH *et al.*, 2015), que utiliza a relação entre o desvio padrão (σ) e a média ($\bar{X}$) das vazões, expressa pela equação:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (3)$$

e a razão entre as vazões Q_5 (vazão de enchentes) e Q_{95} (vazão mínima) (JORDAN *et al.*, 2005; KUMAMBALA & ERVINE, 2009; RICHARDS *et al.*, 2009).

2.2 Métodos de determinação da recarga das águas subterrâneas

O entendimento da dinâmica da recarga das águas subterrâneas é uma das principais ferramentas para o sucesso no uso dos recursos hídricos (HEALY, 2010), uma vez que água superficial e água subterrânea não são componentes isolados no sistema hidrológico (SOPHOCLEOUS, 2002). Além disso, através da estimativa da recarga é possível avaliar a contribuição da água subterrânea para os rios (fluxo de

base) e identificar os efeitos das mudanças climáticas e de cobertura e uso do solo (DE VRIES & SIMMERS, 2002).

A recarga é definida como o processo que ocorre quando um fluxo descendente de água alcança a zona saturada, contribuindo para o processo de armazenamento de água subterrânea (HEALY, 2010). Segundo o mesmo autor, a recarga pode ser difusa, quando ela é distribuída por extensas áreas em resposta à infiltração da água das chuvas, ou localizada, quando ocorre associada a uma fonte hídrica superficial, tais como: canais, rios ou lagos. Além disso, a recarga tende a variar espacialmente e temporalmente devido a fatores como tendências climáticas, topografia, uso do solo e geologia.

Existem diferentes técnicas para determinação da recarga das águas subterrâneas e vários fatores precisam ser considerados na escolha para quantificá-la (SCANLON *et al.*, 2002). Segundo ainda os mesmos autores, as técnicas de determinação de recarga das águas subterrâneas podem ser divididas segundo a fonte hidrológica de onde são obtidos os dados, tais como: dados de água superficial, dados da zona saturada e dados da zona não saturada. As técnicas que se utilizam de dados da zona saturada tendem a determinar a recarga real, enquanto as que se utilizam de dados da zona não saturada e das águas superficiais tendem a determinar a recarga potencial.

Devido à dificuldade na determinação de valores precisos da recarga, devem ser aplicados a maior diversidade de métodos possível de modo a diminuir as incertezas. A escolha dos métodos depende de quais dados estão disponíveis e do tipo de estudo a ser desenvolvido uma vez que os estudos para uso de recursos hídricos envolvem escalas de tempo longas e área grandes, enquanto que em estudos de contaminação de águas subterrâneas são utilizados dados temporais de curta duração em áreas pequenas (HEALY, 2010; ISLAM *et al.*, 2015; MISSTEAR *et al.*, 2009).

Existe uma diversidade de métodos para atendimento a inúmeras situações. Os métodos podem se basear: (i) nas medições da oscilação do nível freático, (ii) na utilização de traçadores químicos, (iii) nos componentes hidrológicos, tais como o fluxo de base e balanço hídrico, (iv) em sensoriamento remoto e (v) em modelagem numérica (HEALY, 2010).

Segundo Riedel & Weber (2020), a forma mais simples para se calcular a recarga é a que utiliza a equação do balanço hídrico local. O método BHC é uma

técnica bastante utilizada com aplicabilidade em diversas escalas espaciais e temporais (SCANLON *et al.*, 2002). Em uma bacia hidrográfica, o BHC consiste em um balanço de massa que a considera um sistema fechado onde o aporte de água no sistema se dá pela precipitação pluviométrica e a saída é o exutório, com perdas intermediárias relacionadas à evapotranspiração e infiltração profunda (TUCCI, 2004). Entretanto, a maior limitação deste método está relacionada à eficiência na aquisição dos parâmetros que compõem a equação do balanço de massa.

Considerando que a precipitação (P), escoamento superficial (Rs), mudança no armazenamento de água no solo (dS/dt) e evapotranspiração real (ET) são conhecidos, a recarga da água subterrânea pode ser calculada utilizando-se a seguinte equação:

$$R = P - R_s - ET - \frac{dS}{dt} \quad (4)$$

Tendo em conta que em estudos com dados de escala de tempo anual, o parâmetro mudança no armazenamento de água no solo (dS/dt) é normalmente desconsiderado e quando se desconhece o valor de escoamento superficial (Rs), ou pode ser ignorado, a Equação (4) fica reduzida a $P - ET$, cujo valor de recarga obtido é normalmente denominado de **recarga potencial** (OREHOVA *et al.*, 2012).

As técnicas baseadas em dados de águas superficiais dependem do grau de conexão das águas superficiais e águas subterrâneas (Figura 2.1). Em regiões de clima úmido os rios tendem a ser efluentes, enquanto em regiões áridas e semiáridas são influentes (FETTER, 1994). A técnica da decomposição do hidrograma da vazão de um rio para separação das componentes de fluxo da água subterrânea e superficial é amplamente utilizada em regiões de clima úmido, cujas drenagens recebem aporte da água subterrânea do aquífero livre local para sua perenização. Entretanto, Rutledge (1998) recomenda a aplicação dessa técnica para bacias com menos de 1.300 km² de área por conta da dificuldade de aplicação do conceito de uniformidade espacial da recarga na bacia e o efeito de aprisionamento da água em pequenos reservatórios, que em bacias muito grandes tendem a ser mais relevantes.

O software *GWToolbox*® da USGS contém o programa RORA associado ao programa RECESS para o cálculo da recarga a partir de dados fluviométricos (BARLOW *et al.*, 2015).

O programa RORA (RUTLEDGE, 1998) aplica o método de deslocamento da curva de recessão, desenvolvido por Rorabaugh em 1964, que determina a recarga em cada pico da hidrógrafa de vazão do rio (Figura 2.6). O método parte do princípio de que a água subterrânea será drenada do aquífero para o rio para cada evento de recarga (HEALY, 2010). Para o cálculo utiliza-se a seguinte equação:

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K}{2,3026} \quad (5)$$

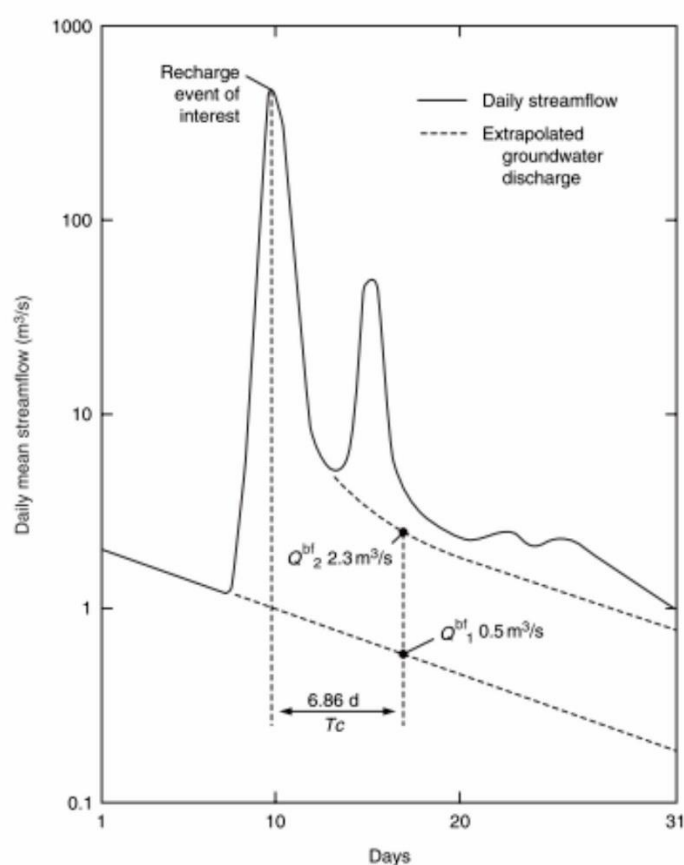


Figura 2.6 – Exemplo de cálculo da recarga pelo método de deslocamento da curva de recessão, considerando o K igual a 32 dias. Fonte: Healy (2010).

onde R é a recarga, Q_2 é o valor da descarga da água subterrânea quando extrapolada a curva de recessão até o tempo crítico (T_c) no trecho da curva anterior ao evento da recarga, Q_1 é o valor da descarga da água subterrânea quando

extrapolada a curva de recessão até o tempo crítico (T_c) no trecho da curva posterior ao evento de recarga e K é o índice de recessão (dias) (COMBALICER *et al.*, 2008; HEALY, 2010). Segundo Healy (2010), o tempo crítico (T_c) pode ser calculado em função do índice de recessão da bacia (K) pela seguinte equação:

$$T_c = 0,2144K \quad (6)$$

Como observado acima, o programa RORA necessita da utilização do índice de recessão da bacia (K) que representa o tempo necessário para que a descarga de água subterrânea diminua em um ciclo logarítmico, considerando-se um hidrograma em escala semi logarítmica onde o eixo Y é a vazão do rio, em escala logarítmica, e o eixo X é o tempo (HEALY, 2010). O programa RECESS, também desenvolvido por Rutledge (1998), é utilizado complementarmente no software *GWToolbox*® para calcular o índice de recessão (K) da bacia. O RECESS calcula o K através da determinação da Curva de Recessão Mestre (*Master Recession Curve* - MRC) que consiste na compilação dos segmentos das curvas de recessão e na identificação de uma curva representativa, sendo que sua inclinação representa o K (BRODIE & HOSTETLER, 2005).

Um dos principais métodos para o cálculo da recarga das águas subterrâneas que se utiliza de dados da zona saturada é o método de Variação do Nível d'Água (VNA) ou, em inglês, *Water Table Fluctuation* (WTF). Consiste em uma análise pontual da recarga do aquífero, utilizando-se piezômetros, onde a variação do nível d'água em aquíferos livres se dá pela chegada da água proveniente da infiltração da chuva (WU *et al.*, 2019). O método tem boa aplicabilidade para aquíferos com nível freático raso e para períodos curtos de recarga, entretanto tem pouco aplicabilidade para aquíferos com alta condutividade hidráulica (SCANLON *et al.*, 2002; SAGHRAVANI *et al.*, 2015).

O método VNA, historicamente, foi inicialmente aplicado na década de 1920 e desde então tem sido aplicado em diversos estudos (HEALY, 2010). Consiste em utilizar a variação do nível d'água em poços de observação (piezômetros), considerando que a sua variação ascendente se deve à infiltração de parcela da água da precipitação que alcançou a zona saturada. A equação para obter a recarga é apresentada a seguir:

$$R = S_y \cdot \frac{dh}{dt} \Rightarrow S_y \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (7)$$

Onde R representa a recarga em mm pelo tempo, S_y é o coeficiente de armazenamento do aquífero e $\Delta h/\Delta t$ a variação do nível d'água pelo tempo. Existem duas variantes para o método VNA. Uma considera a correção da recessão não realizada, uma vez que os processos de recessão (evaporação e descarga do aquífero) tendem a continuar durante a subida do nível freático. Dessa forma, o Δh_t calculado corresponde à diferença entre o valor mais alto e o valor mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada no momento do pico (método de extrapolação), o que fornece a recarga total. Quando Δh_e é a diferença entre dois pontos extremos no tempo, o método VNA fornece a recarga efetiva (não há extrapolação) (Figura 2.7) (HEALY & COOK, 2002). O estudo aqui proposto utilizará o conceito de recarga total para o SAB localmente.

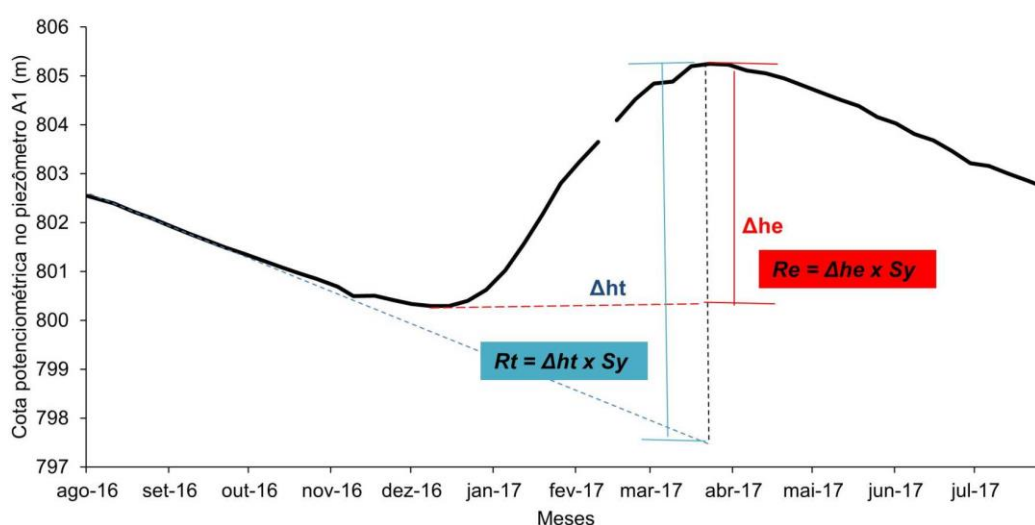


Figura 2.7 - Variação do nível d'água em piezômetro considerando as duas variantes do método VNA

O método se aplica necessariamente a aquíferos livres em que o nível d'água não seja muito profundo e a resposta à recarga seja representada por rápidas subidas do nível d'água (SCANLON *et al.*, 2002), dessa forma, aquíferos com alta condutividade hidráulica e alto coeficiente de armazenamento tendem a apresentar resultados insatisfatórios. Além disso, o método avalia pontualmente a recarga que pode ser bastante variável devido à geologia, declividade, vegetação e outros

fatores (HEALY, 2010). A principal fonte de incertezas do método está relacionada à determinação do coeficiente de armazenamento que será utilizado (HEALY & COOK, 2002).

Nos últimos anos têm crescido a utilização de dados de sensoriamento remoto para o cálculo da recarga (OLIVEIRA *et al.*, 2021). Os satélites que compõem o GRACE da NASA foram lançados em março de 2002 e tiveram como objetivo inicial fornecer mensalmente medidas do campo gravitacional da Terra (RODELL & FAMIGLIETTI, 2001). No entanto, observou-se que as variações do campo gravitacional do planeta poderiam ser utilizadas para inferir mudanças do Armazenamento de Água na Superfície Terrestre (*Terrestrial Water Storage* - TWS) composta pela soma da umidade do solo, água subterrânea, águas superficiais, neve e gelo, interceptação do dossel e umidade da biomassa (LI *et al.*, 2019). As variáveis armazenamento de água subterrânea (*Groundwater Storage* – GWS) e umidade do solo (*soil moisture* – SM) são as mais representativas do componente TWS, sendo água superficial, neve e água na vegetação geralmente pouco significativas (RODELL & FAMIGLIETTI, 2001). O sistema de satélites GRACE foi a primeira missão lançada que pôde ser diretamente aplicada na avaliação do armazenamento de água subterrânea em todos os tipos de condições terrestres (TAPLEY *et al.*, 2004).

De modo geral, os estudos para avaliação da variabilidade de armazenamento das águas subterrâneas se restringem à escala global e regional (HUANG *et al.*, 2015; STRASSBERG *et al.*, 2007). Isto se deve à baixa resolução espacial do pixel dos produtos do GRACE, de aproximadamente 200.000 km² do TWS (HUANG *et al.*, 2015).

Para determinação da recarga das águas subterrâneas usando dados do GRACE, alguns estudos desenvolvidos nos últimos anos calcularam o GWS através da subtração do parâmetro SM, obtido pelo sistema *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS), do TWS fornecido pelo GRACE (HENRY *et al.*, 2011; WU *et al.*, 2019).

O GLDAS é um sistema que integra dados observacionais de satélite e de campo e é dotado de um poderoso software (*Land Information System* - LIS) de modelagem hidrológica que visa produzir dados, tais como: umidade do solo, temperatura, evapotranspiração e escoamento superficial. Atualmente o GLDAS opera com 4 modelos de superfície do terreno: *Noah*, *Catchment Land Surface*

Model (CLSM), o *Community Land Model* (CLM), e o *Variable Infiltration Capacity* (VIC) (RUI & BEAUDOING, 2020)

Atualmente o GWS é calculado pelo sistema GLDAS, usando o modelo *Catchment Land Surface Model L4* (CLSM) com geração de dados diários e resolução espacial de 0,25° (~ 25 km). O modelo CSLM simula a água subterrânea rasa através da variável GWS e ela é gerada através da subtração das variáveis Umidade do Solo, Neve, Interceptação do Dossel e Água Superficial do componente TWS (RUI & BEAUDOING, 2020).

Em estudo desenvolvido por Henry *et al.* (2011), os autores utilizaram o parâmetro SM obtido pelo modelo GLDAS e subtraíram do TWS do GRACE para obtenção das variações mensais do GWS para o cálculo da recarga efetiva para a área de estudo. Da mesma forma, Wu *et al.*, (2019) utilizaram a variação dos valores de GWS para o cálculo da recarga das águas subterrâneas em aplicação de método similar ao VNA.

Parte-se do princípio de que o evento de recarga em uma área disponibiliza água para a umidade do solo e zona saturada, aumentando a massa de água da área, que tende a se acumular com o tempo e pode ser facilmente detectado na forma de mudança de massa através dos sensores do GRACE (WU *et al.*, 2019).

As variações do componente GWS podem ser relacionadas à recarga da água subterrânea pelo princípio do balanço hídrico, uma vez que a variação gráfica de GWS entre o valor mais baixo (vale) e o subsequente mais alto (pico), ao longo de um intervalo de tempo, representaria a recarga no aquífero (WU *et al.*, 2019).

2.3 Evolução dos estudos de recarga das águas subterrâneas no Brasil

O Brasil é uma potência em recursos hídricos, entretanto a maioria dos estudos se concentram nas águas superficiais, sendo incipiente os estudos voltados à quantificação das reservas hídricas dos nossos aquíferos. O país é caracterizado por possuir importantes aquíferos de relevância mundial: Guarani, Urucuia e o Alter do Chão, com destaque para o Sistema Aquífero Guarani, localizado na bacia do rio Paraná, na região sudeste do país, a mais densamente povoada (OLIVEIRA *et al.*, 2021). Apesar da importância das águas subterrâneas, somente em 2010, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM criou um programa de monitoramento sistemático dos principais aquíferos do país, a RIMAS. Contudo, antecipadamente em 1990, o estado de São Paulo já criara um sistema de monitoramento de seus aquíferos

através de 180 poços, com informações qualitativas e quantitativas (OLIVEIRA *et al.*, 2021).

Em estudo desenvolvido por Oliveira *et al.* (2021), foi levantada a evolução dos estudos sobre avaliação da recarga dos nossos sistemas aquíferos, sendo encontradas 35 publicações até o ano de 2019 (Figura 2.8).

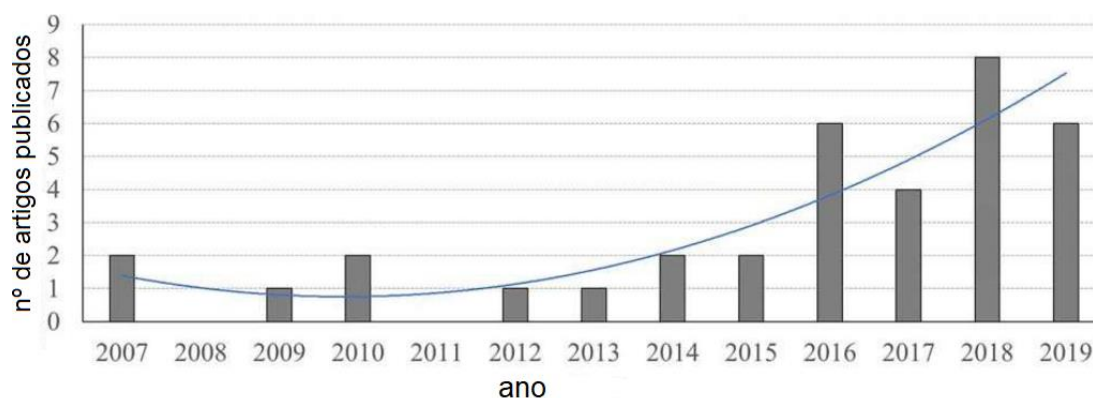


Figura 2.8 – Evolução da quantidade de artigos publicados sobre avaliação de recarga nos aquíferos brasileiros. Fonte: modificado de Oliveira *et al.* (2021).

Segundo o levantamento, 71% dos estudos catalogados estão concentrados entre os anos 2016 e 2019. Vale ressaltar, que embora as discussões sobre avaliação das taxas de recarga das águas subterrâneas dos aquíferos no Brasil se deem desde a década de 60, segundo ainda os autores, tais estudos não foram computados pois careciam de uma melhor definição da metodologia para o cálculo da recarga.

Observou-se que a maioria dos estudos foram concentrados no Sistema Aquífero Guarani, com a publicação de 8 artigos, vindo em seguida o Sistema Aquífero Serra Geral (4) e o Sistema Aquífero Bauru com 2 artigos publicados (Figura 2.9).

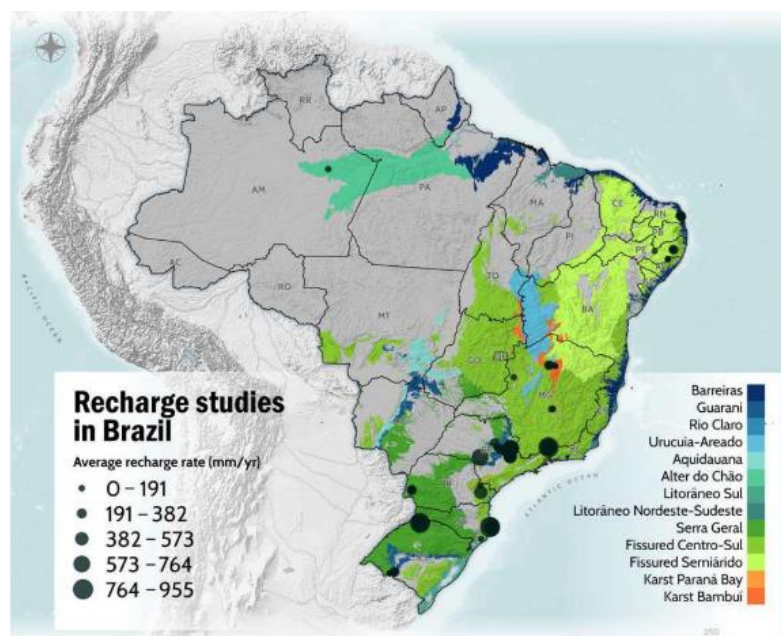


Figura 2.9 - Mapa de taxa de recarga anual média nos aquíferos no Brasil com base nos 35 estudos catalogados por Oliveira *et al.* (2021)

Dentre as metodologias utilizadas para o cálculo da recarga, a mais usual foi o método de variação de nível d'água, conhecido internacionalmente como WTF. Dentre os 35 artigos analisados sobre o tema no Brasil, 12 utilizaram o WTF, sendo que somente 5 utilizaram dados com mais de 4 anos de observação. Em seguida, outro método bastante utilizado foi o balanço hídrico baseado na zona não saturada que utiliza dados meteorológicos (precipitação, evapotranspiração, etc...), sendo que tal metodologia tem adquirido grandes avanços com a utilização de dados de sensores remotos e técnicas avançadas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) que ampliam significativamente os estudos hidrogeológicos de forma espacial e temporal (OLIVEIRA *et al.*, 2021).

Estudos de recarga no SAB na região do Triângulo Mineiro são descritos no trabalho de Bertol (2007), com destaque para a região de Araguari (MG). Um dos primeiros estudos desenvolvidos no município de Araguari foi realizado pelo IGAM (2001), no Projeto Consolidação e Fortalecimento dos Comitês de Bacias utilizando técnicas de decomposição de hidrograma para ter uma estimativa da recarga das águas subterrâneas localmente. Oliveira (2002), em sua dissertação de mestrado, utilizou o método VNA para calcular a recarga do SAB em uma área aproximada de 46 km², também em Araguari. Velásquez *et al.* (2006), no projeto Avaliação dos Recursos Hídricos do Sistema Aquífero Guarani (SAG), no Município de Araguari

(MG), desenvolveram estudos também no SAB através da determinação de recarga para os anos 2003 a 2005 pelos métodos de separação de hidrograma e traçadores radioativos (trítio) em duas bacias hidrográficas no município (ribeirão das Araras e córrego Amanhece).

Recentemente, Campos *et al.* (2021) desenvolveram estudos para determinação de recarga no SAB para o período de 2016 a 2018, no entorno da cidade de Uberaba, utilizando-se os métodos VNA, BHC e dados da variável GWS do sistema de satélites GRACE.

3 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

O Triângulo Mineiro é uma mesorregião geográfica localizada na porção sudoeste do estado de Minas Gerais. Segundo dados do IBGE (2020), a população chega a quase 1 milhão e 700 mil habitantes, tendo como municípios mais populosos, Uberlândia, Uberaba e Araguari. A área está inserida na bacia hidrográfica do rio Paraná e é drenada pelas bacias dos rios Grande e Paranaíba, que são afluentes da margem esquerda do rio Paraná (Figura 3.1).

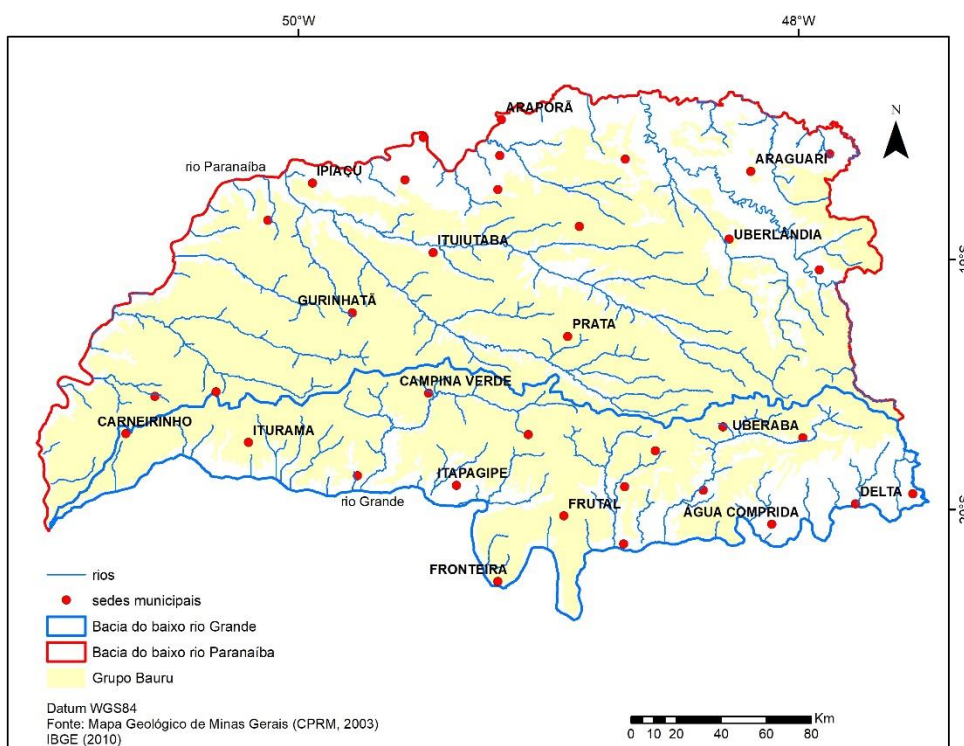


Figura 3.1 Hidrografia da área de estudo

O rio Paranaíba drena, aproximadamente, 67% da área de estudo (36.000 Km²) e faz a divisa com o sul do estado de Goiás e o limite leste com o estado de Mato Grosso do Sul. É composta pelas bacias do rio Araguari e as bacias dos afluentes mineiros do baixo e alto Paranaíba. Tem como principais drenagens o rio da Prata, Araguari, Tijuco e São Domingos, sendo que a maior cidade do Triângulo Mineiro, Uberlândia, se localiza na bacia do Araguari, mais precisamente nas margens do rio Uberabinha, um dos principais afluentes do rio Araguari (EMBRAPA, 1982).

A bacia do rio Grande na área de estudo é constituída pela bacia dos afluentes mineiros do baixo Grande, cobrindo 33% da área do Triângulo Mineiro (18.000 Km²), sendo que o rio Grande faz a divisa com o norte do estado de São Paulo e tem como principais afluentes o rio Verde e o rio Uberaba que é fonte parcial de abastecimento de água de Uberaba, uma das principais cidades do Triângulo Mineiro (EMBRAPA, 1982).

3.1 Disponibilidade e demanda hídrica no Triângulo Mineiro

São 35 municípios que compõem o Triângulo Mineiro na área de estudo, contudo, nem todas as sedes municipais possuem como arcabouço geológico as rochas do Grupo Bauru. Dessa forma, mesmo as cidades que possuem abastecimento total ou parcial por água subterrânea não necessariamente captam água do SAB, podendo ter seu abastecimento proveniente do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) ou até mesmo do Sistema Aquífero Guarani (SAG), como é o caso de Uberaba (Figura 3.2). Somente 4 cidades são abastecidas exclusivamente pelo SAB, com destaque para a cidade de Araguari que atende uma população de mais de 116 mil habitantes (IBGE, 2010).

Na publicação Atlas Brasil – Abastecimento Urbano de Água), disponível no site da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA, 2010), estima-se para 2025 uma demanda de água de 4.726 L/s para atender o abastecimento das sedes municipais dos municípios que compõem a região do Triângulo Mineiro (Tabela 3.1).

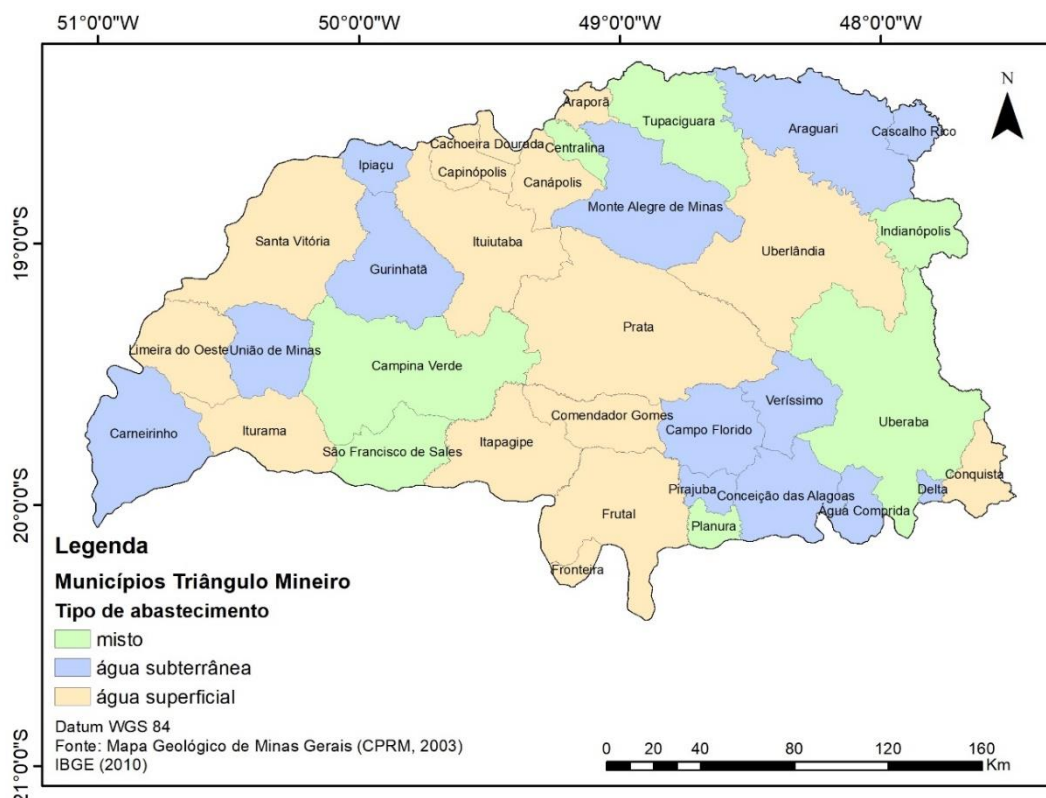


Figura 3.2 Mapa de tipo de abastecimento de água urbano no Triângulo Mineiro

Tabela 3.1 – População do município e tipo de abastecimento das sedes municipais na área de estudo (ANA, 2010)

Município	População (habitantes)	Fonte de abastecimento de água	Aquífero	Cobertura do SAB	Previsão demanda de água 2025 (L/s)
Água Comprida	1.992	Subterrânea	SASG	não	5
Araguari	117.825	Subterrânea	SAB	-	327
Araporã	6.931	Superficial	-	não	17
Cachoeira Dourada	2.706	Superficial	-	não	6
Campina Verde	19.752	Misto	SASG	-	38
Campo Florido	8.269	Subterrânea	SASG	-	17
Canápolis	12.201	Superficial	-	-	30
Capinópolis	16.234	Superficial	-	não	42
Carneirinho	10.066	Subterrânea	SAB	-	20
Cascalho Rico	3.092	Subterrânea	SASG	-	3
Centralina	10.346	Misto	-	não	25
Comendador Gomes	3.120	Superficial	-	-	7
Conceição das Alagoas	28.346	Subterrânea	SASG	-	64

Conquista	6.969	Superficial	-	não	14
Delta	10.678	Subterrânea	SASG	não	18
Fronteira	18.492	Superficial	-	-	44
Frutal	60.012	Superficial	-	-	166
Gurinhata	5.577	Subterrânea	SAB	-	6
Indianópolis	6.951	Misto	SASG	-	13
Ipiacu	4.225	Subterrânea	-	não	9
Itapagipe	15.379	Superficial	-	-	40
Ituiutaba	105.255	Superficial	-	-	257
Iturama	36.690	Superficial	-	-	91
Limeira do Oeste	7.589	Superficial	-	-	14
Monte Alegre de Minas	21.236	Subterrânea	SAB	-	37
Pirajuba	6.348	Subterrânea	SASG	-	10
Planura	12.292	Misto	SASG	não	31
Prata	28.017	Superficial	-	-	63
Santa Vitória	19.872	Superficial	-	-	34
São Francisco de Sales	6.274	Misto	SASG	-	11
Tupaciguara	25.398	Misto	-	-	54
Uberaba	337.092	Misto	SAG	-	925
Uberlândia	699.097	Superficial	-	-	2.274
União de Minas	4.284	Subterrânea	-	-	9
Veríssimo	4.045	Subterrânea	SASG	-	5

Em estudo desenvolvido pela ANA, é apresentado em seu site o Mapa de Balanço Hídrico Quantitativo atualizado que relaciona a disponibilidade hídrica com a demanda local (Figura 3.3). Nele observa-se que a região do Triângulo Mineiro já apresenta problemas de disponibilidade hídrica para atendimento às demandas e que já são considerados muito críticos (ANA, 2015).

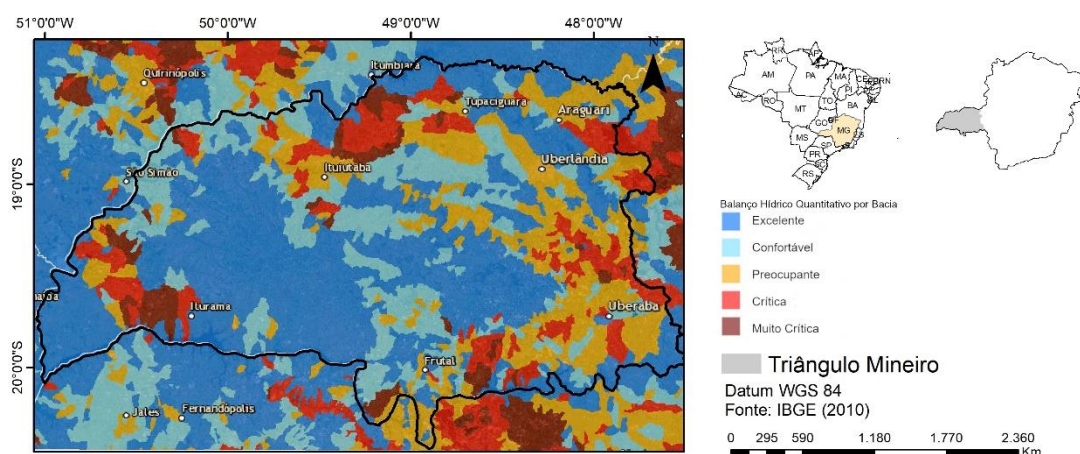


Figura 3.3 – Mapa de Balanço Hídrico Quantitativo por bacia com destaque para os municípios do Triângulo Mineiro. Fonte: ANA (2015)

A gestão dos recursos hídricos no Brasil tem como importante marco legal dos últimos anos a criação da Lei 9433/1997 que instituiu a outorga dos recursos hídricos (BRASIL, 1997), bem de domínio público, sendo um instrumento pelo qual o órgão gestor atribui a determinado ente público ou privado o direito de utilizar o recurso hídrico para atendimento as suas demandas (GUIMARÃES & RIBEIRO, 2008). A outorga deve ser vista como um instrumento para disciplinar a utilização dos recursos hídricos em seus mais diversos usos em uma bacia hidrográfica (ANA, 2011).

A Lei 9433/1997 institui que todas as atividades que de alguma forma alterem a qualidade, a quantidade e o regime dos recursos hídricos, sendo águas superficiais ou subterrâneas, estão sujeitas ao regime de outorga (BRASIL, 1997). Entretanto, compete aos comitês de bacia hidrográfica definir os usos que não necessitam de outorga (ANA, 2011).

Consistem em propriedades da União os lagos, os rios que drenem mais de um estado ou que façam limite com outros países ou que se encaminhem ou venham de território estrangeiro. Sendo pertencentes ao estado e Distrito Federal as águas subterrâneas e rios que banham somente seu território (ANA, 2011). A vazão utilizada como referência para outorga das águas superficiais em determinada bacia hidrográfica consiste na vazão mínima a ser deixada no rio de modo a sustentar seu ecossistema, sendo calculada por meios estatísticos.

A vazão de referência (mínima) para outorga de águas superficiais adotada na maioria dos estados consiste na utilização dos parâmetros Q_{90} , Q_{95} ou $Q_{7/10}$. Sendo

que Q_{90} e Q_{95} representam, respectivamente, a vazão que ocorre em 90 e 95% do tempo, enquanto $Q_{7/10}$ consiste na média da menor vazão consecutiva de 7 dias com recorrência de 10 anos (SILVA *et al.*, 2006). Em relação às águas subterrâneas não há um critério consolidado, entretanto é mais comum a utilização da vazão do teste de bombeamento do poço como referência à exploração permitida e da determinação da recarga do aquífero, considerando que o volume extraído do aquífero não ultrapasse a sua recarga (ANA, 2011).

No estado de Minas Gerais, o Instituto Mineiro de Gestão de Águas (IGAM), de acordo com a deliberação nº 09/2004 do Conselho Estadual de Recursos Hídricos (CERH-MG), considera insignificante para outorga de águas superficiais valores inferiores a 1 L/s para maior parte do estado e 0,5 L/s para as áreas em escassez hídrica. Para águas subterrâneas são consideradas vazões insignificantes para outorga volumes menores do que 10 m³/dia (ANA, 2011). De modo geral, o limite outorgável da água superficial utilizado em Minas Gerais corresponde a 50% da $Q_{7,10}$ (SILVA *et al.*, 2006).

A demanda por uso de água no Brasil é crescente e é decorrente do desenvolvimento econômico do país e urbanização. Estima-se que até 2030 a retirada aumente 23%, sendo que nas últimas duas décadas houve um aumento aproximado de 80%. A irrigação é o setor que exerce maior pressão sobre a disponibilidade hídrica no Brasil, sendo que o total retirado nas bacias hidrográficas chega a 50%, seguido de longe pelo abastecimento urbano (24%), indústria (10%) e abastecimento animal (8%) (ANA, 2020).

No Plano Estadual de Recursos Hídricos de Minas Gerais (IGAM, 2011) são apresentados dados do Censo Agropecuário de 2006 que mostra que a demanda de água para a agricultura irrigada chega a mais de 1000 L/s no município de Uberlândia no Triângulo Mineiro. Da mesma forma, a demanda hídrica para o abastecimento urbano no Triângulo Mineiro, os municípios de Uberlândia e Uberaba se destacam pela maior demanda, chegando a valores superiores a mais de 1.000 L/s.

A área de estudo é composta pelas bacias do baixo rio Grande, rio Araguari e baixo e alto rio Paranaíba (Figura 3.4) que possuem demandas hídricas e sistemas de outorga de águas superficiais e subterrâneas conforme, resumidamente, apresentado na Tabela 3.2.

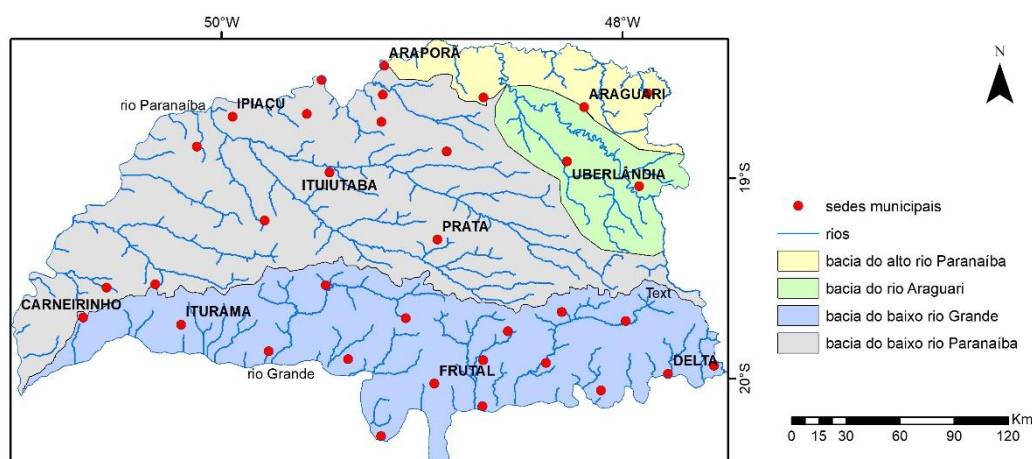


Figura 3.4 - Principais bacias hidrográficas na área de estudo

Tabela 3.2 – Características das principais bacias hidrográficas do Triângulo Mineiro

bacias hidrog. do Triângulo Mineiro		área (km ²)	critério outorga água superficial	critério outorga água subterrânea	demanda hídrica (m ³ /s)	principais demandas
rio Paranaíba	afluentes mineiros do alto Paranaíba	4 mil	$Q_{7,10}^*$	50% do fluxo de base (55,2 m ³ /s)*	53,4*	irrigação (93%)*
	afluentes mineiros do baixo Paranaíba	27 mil	50% do $Q_{7,10}$ (34,7 m ³ /s)***	50% do fluxo de base (53,2 m ³ /s)****	29,7***	irrigação (90%)***
	Araguari	5 mil	30% do $Q_{7,10}$ **	difícil avaliação, estudos pontuais **	28,3**	irrigação (90%)**
rio Grande	afluentes mineiros do baixo Grande	18 mil	$Q_{7,10}$ (58,2 m ³ /s)****	Fluxo de base (46,5 m ³ /s)****	37,3****	irrigação (87%)****

*ANA (2013a); **Monte Plan (2011); ***ANA (2013b); ****ANA (2017)

A bacia do alto rio Paranaíba representa somente 7% da área total e tem como principais cidades Araguari, Tupaciguara e Cascalho Rico, cidades no extremo nordeste da área. Destaque para a cidade de Araguari, que é a maior cidade e, conseqüentemente, apresenta a maior demanda para abastecimento humano. É abastecida completamente por sistema de poços que capta água do SAB. Entretanto, geologicamente, a bacia apresenta poucas ocorrências de rochas do SAB (ANA, 2013a).

A bacia do rio Araguari tem por destaque o rio Uberabinha, que é fonte de abastecimento da cidade de Uberlândia. Essa sub-bacia possui uma disponibilidade hídrica de 2,411 m³/s para uma demanda de 8,73 m³/s, que corresponde a 362% da

vazão disponível. Outro destaque é a sub-bacia do rio Claro que até o ano de 2002 sua demanda era exclusivamente para irrigação. Entretanto, a partir de 2003, passou a atender com 44% o abastecimento humano. A sua disponibilidade hídrica é de 1,049 m³/s e possui uma demanda de 1,304 m³/s, que corresponde a 124% da disponibilidade (MONTE PLAN, 2011). Esta drenagem possui grande importância uma vez que sofre transposição desde 2003, durante o período de estiagem, para complementar a vazão do rio Uberaba (bacia do rio Grande), que atende o abastecimento da cidade homônima (GUGLIELMELI *et al.*, 2018).

A disponibilidade de recursos hídricos subterrâneos na bacia é de difícil avaliação pois se baseia em estudos pontuais que estão concentrados na cidade de Araguari e seu entorno, dificultando a extrapolação de seus valores para toda a bacia (MONTE PLAN, 2011).

As principais drenagens que constituem a bacia do baixo rio Paranaíba são o rio da Prata e Tijuco. É a bacia com maior expressão areal, compreendendo 50% da área de estudo. Considerando os municípios que possuem sua sede no baixo Paranaíba, a população em 2010 era de aproximadamente 228 mil habitantes, sendo 87% situada na área urbana. Segundo dados do IBGE de 2012, a maior parte dos municípios são grandes produtores de cana de açúcar em grande escala, com a ocorrência de 11 usinas sucroalcooleiras na bacia (ANA, 2013b).

Vale ressaltar que a disponibilidade hídrica da bacia é influenciada por represas de centrais hidrelétricas que se encontram no rio Paranaíba e tendem a aumentar tais valores principalmente na confluência dos afluentes com o rio Paranaíba (ANA, 2013b).

A bacia do rio Grande, na região do Triângulo Mineiro, representa 33% da área de estudo. De acordo com o Plano de Recursos Hídricos do Baixo Rio Grande (ANA, 2017), a demanda de retirada de recursos hídricos para atendimento à população urbana, estimada em aproximadamente 521 mil habitantes para o ano de 2013, foi calculada em 2,752 m³/s, sendo que para atendimento às atividades de irrigação há uma demanda média de consumo de 5,186 m³/s (ANA, 2017).

Tem como principal centro urbano a cidade de Uberaba que, desde 2003, utiliza o sistema de transposição das águas da bacia do rio Claro para complementar a vazão do rio Uberaba no período de estiagem (agosto a setembro). A partir da crise hídrica em 2002, que fez com que a vazão do rio Uberaba chegasse a 378 L/s no período de estiagem, a retirada de 900 L/s para atendimento ao abastecimento

público ficou inviável, tendo sido adotada a solução de promover a transposição inicial de 540 L/s do rio Claro (Portaria de outorga nº 861/2003) (GUGLIELMELI *et al.*, 2018; SANTOS & NISHYIAMA, 2016). Segundo Abdala *et al.* (2009), tais mudanças no regime hídrico estariam relacionadas aos processos de antropização na alteração do uso do solo e supressão da vegetação que comprometeriam a recarga dos aquíferos para sustentação da vazão do rio Uberaba. Entretanto, Santos & Nishyama (2016) apontam como responsável pela diminuição das vazões mínimas do rio Uberaba a também diminuição dos índices pluviométricos nos últimos 20 anos.

3.2 Climatologia e Geomorfologia

A pluviosidade da área de estudo tende a se concentrar no período de outubro a março (SANTOS & FERREIRA, 2016). Considerando o período de 1985 a 2015, a região do Pontal do Triângulo, oeste da área, é a que apresenta as temperaturas médias mais elevadas e menores índices de chuva com média pluviométrica anual variando de 1300 a 1450 mm, enquanto a porção sudeste da área apresenta temperaturas mais amenas e as maiores médias pluviométricas anuais, com valores na faixa de 1700 a 1900 mm (NOVAIS *et al.*, 2018) (Figura 3.5).

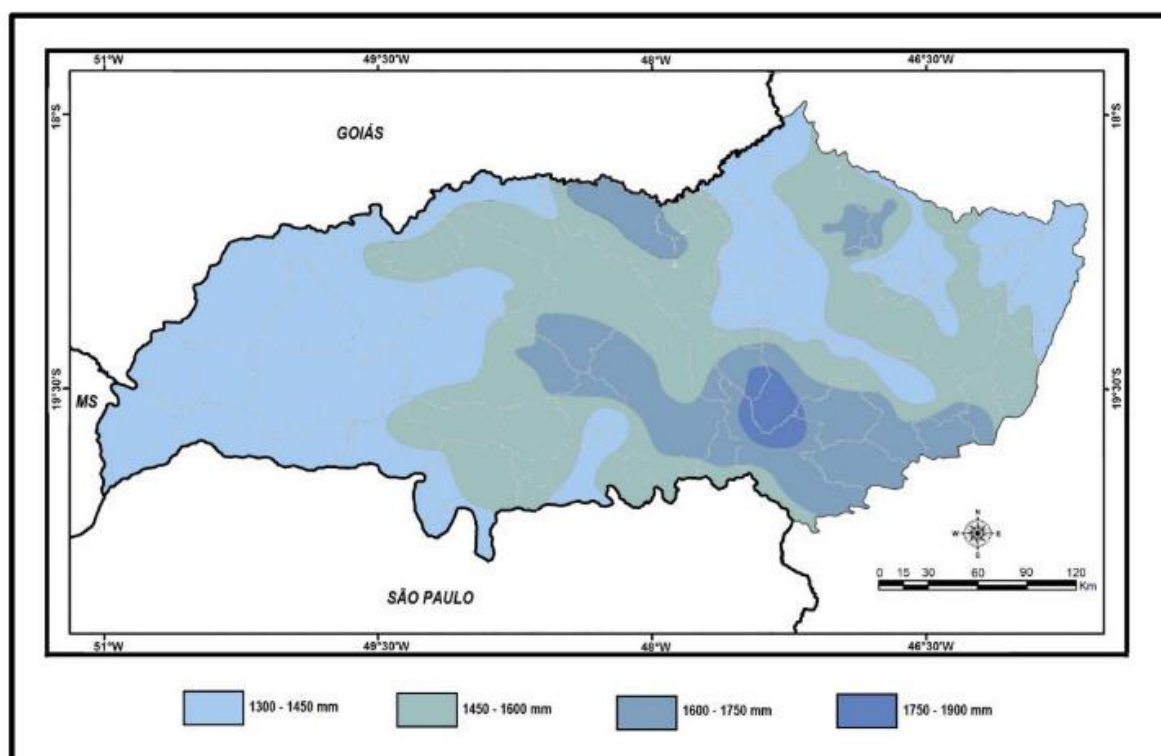


Figura 3.5 – Mapa pluviométrico do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Fonte: modificado de Novais *et al.* (2018).

De modo geral, o relevo é aplainado com aumento das elevações de oeste para leste, variando de aproximadamente 300 a pouco mais de 1000 metros (Figura 3.6). No trabalho desenvolvido por Novais (2011), o autor apresenta a existência de 3 domínios geomorfológicos: a Planície sedimentar aluvial, no extremo oeste da área; o Planalto central da bacia do Paraná, que constitui o principal domínio morfológico da área e o Planalto de faixa de dobramentos do Brasil Central que ocorrem em pequenas porções no sudeste e nordeste da área.

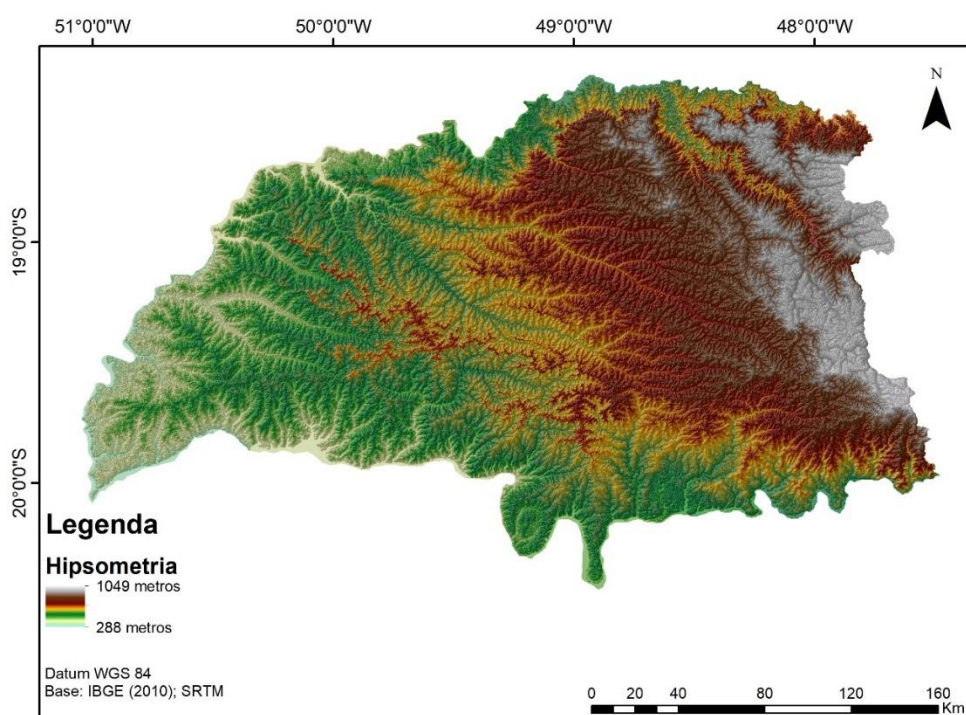


Figura 3.6 – Mapa hipsométrico do Triângulo Mineiro

3.3 Pedologia e Solos

Com base no Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais de 2010, desenvolvido pela Universidade Federal de Viçosa (UFV), em parceria com a Fundação Estadual de Meio Ambiente (FEAM) de Minas Gerais, foi possível identificar as principais classes pedológicas que ocorrem no Triângulo Mineiro (FEAM, 2010).

A classe de solo predominante no Triângulo Mineiro (Figura 3.7 e 3.8) é o latossolo que cobre aproximadamente 77% da área. São caracterizados como solos com avançado estágio de intemperização, fortemente a bem drenados, normalmente

muito profundos com espessura raramente inferior a 1 metro e possuem baixa diferenciação entre os horizontes com transições difusas e graduais (SANTOS *et al.*, 2018). A classe predominante de latossolo é o vermelho (72%) e, em segunda ordem, o vermelho amarelo (5%).

Com menor expressão ocorrem ainda o cambissolo háplico (10%): solos com horizonte B incipiente, em processo ainda de formação; argissolo vermelho amarelo (9,5%) e vermelho (0,5%): são solos constituídos por material mineral e ocorrência de horizonte B textural logo abaixo do horizonte A ou E; gleissolo melânico (2,3%): solos com expressiva gleização decorrente de hidromorfia e intensa redução de compostos de ferro; neossololo quartzarênico (0,9%) e litólico (0,1%): são solos que podem ser constituídos por material mineral ou orgânico, com baixo grau de intemperização, solos poucos espessos com a inexistência de um horizonte B diagnóstico (SANTOS *et al.*, 2018).

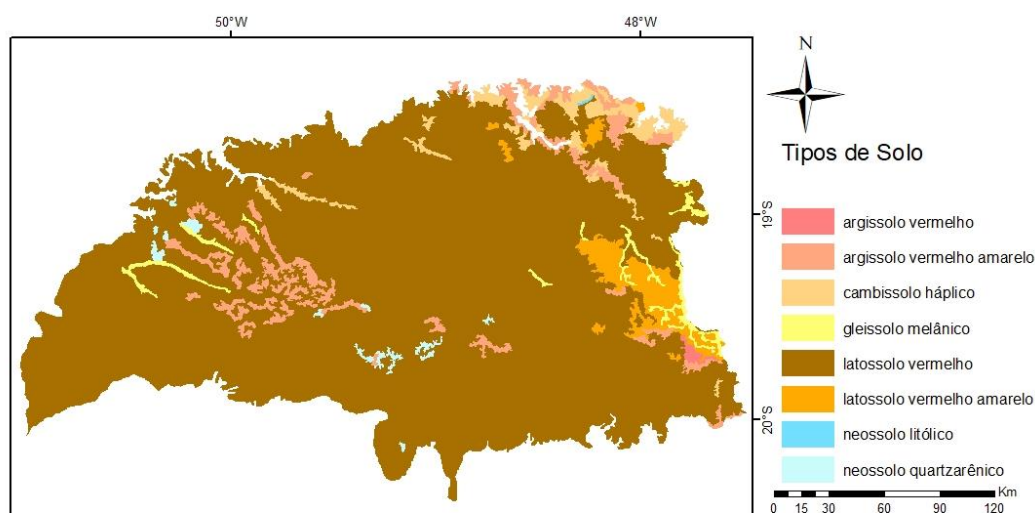


Figura 3.7 – Mapa de solos do Triângulo Mineiro fonte: (FEAM, 2010)

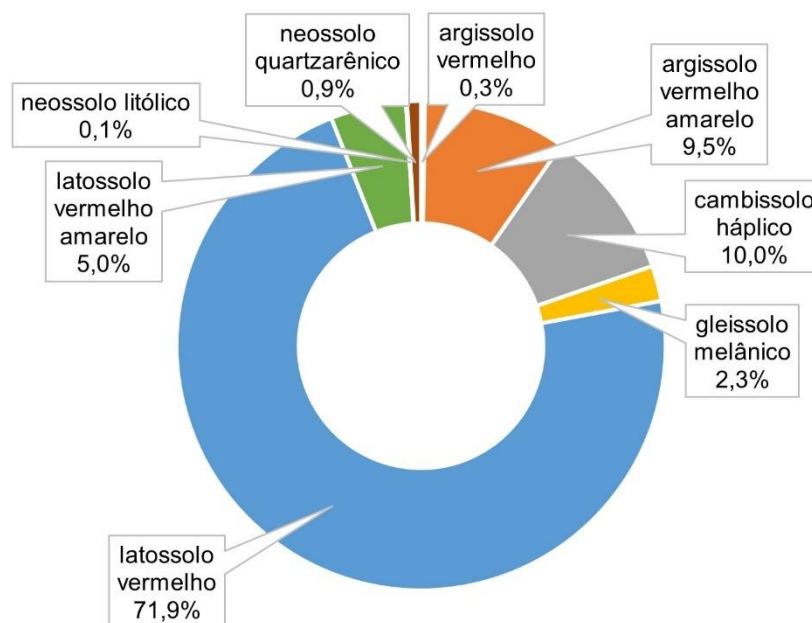


Figura 3.8 – Distribuição percentual dos solos na área do Triângulo Mineiro

3.4 Uso e ocupação do solo

A transformação do meio físico em áreas de produção agrícola, dependendo do manejo adotado, pode comprometer significativamente a qualidade e as funções do solo, tais como; resistência à erosão, capacidade de infiltração e de retenção de água (BORGES *et al.*, 2015). A região do Triângulo Mineiro está inserida no domínio Cerrado que se constitui originalmente no segundo maior domínio do Brasil com cerca de 22% do território nacional (PEREIRA & FIGUEIREDO, 2018; RAUSCH *et al.*, 2019). Porém, a partir da década de 1970, um modelo de desenvolvimento agrário pautado na mecanização, uso intensivo de solos e insumos agrícolas fez com que extensas áreas de vegetação natural fossem substituídas por monocultura de grãos e pastagens (ROSOLEN *et al.*, 2012).

As mudanças do uso do solo também tendem a gerar alterações nos regimes hídricos, muitas vezes diminuindo a evapotranspiração e a recarga das águas subterrâneas (infiltração) e aumentando as vazões do escoamento superficial (DAS *et al.*, 2018).

Atualmente, uma ferramenta muito eficaz, na análise das modificações do uso do solo, é o Projeto MapBiomass. Ele foi desenvolvido, a partir de um seminário realizado em 2015, por um consórcio de instituições envolvendo especialistas em biomas, uso da terra, sensoriamento remoto, sistema de informações geográficas e ciências da computação. O MapBiomass tem se mostrado muito útil na geração de

mapas anuais de uso e cobertura da terra para todo o Brasil a partir da plataforma *Google Earth Engine*.

3.5 Aspectos Geológicos

Na área de estudo ocorrem principalmente as rochas do Grupo Bauru. Tais rochas estão inseridas na Bacia Sedimentar do Paraná que é uma bacia intracratônica formada no interior do continente Gondwana com deposição de rochas vulcano sedimentares com idades que variam do Ordoviciano ao Cretáceo (BERTOL, 2007). Possui uma ampla área de ocorrência com abrangência no Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai perfazendo uma área total de 1,5 milhão de km². O registro estratigráfico dessa bacia excede em mais de 7 mil metros em espessura no seu depocentro que está localizado bem abaixo do rio Paraná (MILANI & ZALÁN, 1999). Esta unidade geotectônica reflete um rifteamento da placa sul-americana associada à fragmentação do supercontinente Gondwana. A primeira definição estratigráfica da Bacia do Paraná é considerada o relatório White de 1908 e desde então diversos trabalhos foram desenvolvidos (MILANI *et al.*, 2007).

No presente trabalho, serão apresentados principalmente os estudos referentes às unidades geológicas cretáceas que ocorrem sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral e compõem o Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro.

A Bacia do Bauru, onde ocorrem as rochas do Grupo Bauru, ocupa uma região que abrange os estados de Minas Gerais, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás compreendendo uma área de 330 mil km². Tais rochas estão relacionadas a um evento geológico de abatimento tectônico da porção norte da Bacia do Paraná (BATEZELLI, 2003). As rochas do Grupo Bauru foram depositadas sobre as rochas da Formação Serra Geral, que pertence ao Grupo São Bento, e consiste de basaltos com espessura de até 2 km em seu depocentro e possui uma extensão areal de aproximadamente 917 mil km² (FERNANDES *et al.*, 2016).

O termo Bauru foi primeiramente introduzido como uma referência geológica por Gonzaga de Campos em 1905, quando na execução para obra de construção de uma ferrovia na região oeste de São Paulo. Entretanto, o nome Formação Bauru somente foi adotado em 1930, pela Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, atual Instituto Geológico de São Paulo (BATEZELLI, 2003). O aprofundamento dos estudos sobre o Grupo Bauru aconteceu a partir de 1974 com

diversos levantamentos geológicos, com destaque para o trabalho do IPT em 1981, denominado Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000, que acarretou uma melhor definição da sua estratigrafia (PRANDI, 2010).

Em 1998, Fernandes apresentou proposta para a evolução geológica da porção oriental da Bacia Bauru com a divisão em dois grupos: Grupo Caiuá (Formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Grupo Bauru (Formações Uberaba, Marília, Vale do Rio do Peixe, Adamantina, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente) (BATEZELLI, 2003). Em trabalho desenvolvido por Fernandes & Coimbra (2000), os autores definiram a Formação Vale do Rio do Peixe como a unidade correspondente a antiga Formação Adamantina.

A estratigrafia adotada para este trabalho se refere a estabelecida por Fernandes & Coimbra (2000) e aplicada por CPRM (2003) no Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais e no relatório da CPRM sobre o SAB em Minas Gerais (CPRM, 2012a), conforme apresentado na figura 3.9 abaixo.

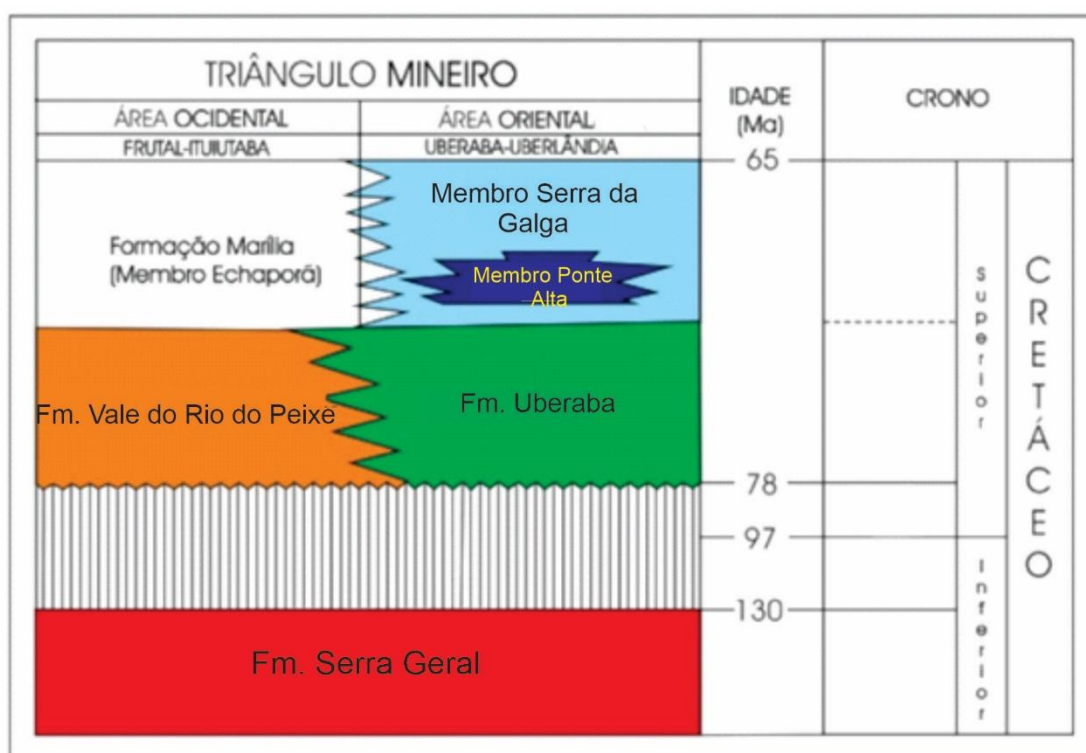


Figura 3.9 – Coluna estratigráfica do Grupo Bauru adotada neste trabalho Fonte: modificado de Batezelli (2003).

Na região do Triângulo Mineiro, o Grupo Bauru possui uma área de exposição de aproximadamente 39 mil km² (Figura 3.10), sendo 65% constituído por rochas da

Formação Vale do Rio do Peixe, 30% rochas da Formação Marília e 5% rochas da Formação Uberaba, tendo como substrato, em sua maior parte, as rochas basálticas da Formação Serra Geral, pertencente ao Grupo São Bento (CPRM, 2003).

De modo geral, a Formação Vale do Rio do Peixe, a que possui maior extensão superficial em Minas Gerais, é constituída de arenitos eólicos finos, com seleção moderada a boa (MILANI, *et al.*, 2007). A Formação Marília é dividida em três membros: Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã, sendo que somente os dois primeiros ocorrem em Minas Gerais. O Membro Serra da Galga possui arenitos grossos a finos imaturos, normalmente conglomeráticos, podendo ter intercalações secundárias de lamitos e conglomerados, possui ainda importante conteúdo fóssilífero, com ossos de grandes répteis e invertebrados (MILANI *et al.*, 2007). Segundo ainda os mesmos autores, o Membro Ponte Alta faz contato interdigitado com o Membro Serra da Galga e é constituído por componentes detríticos arenosos imaturos, com intensa cimentação carbonática e ocorrência de calcários arenosos maciços e calcários finos e fragmentados. A Formação Uberaba é formada por arenitos muito finos, lenticulares, com espessuras centimétricas a poucos metros e, de forma subordinada, lentes de conglomerados, lamitos e siltitos (CPRM, 2012a).

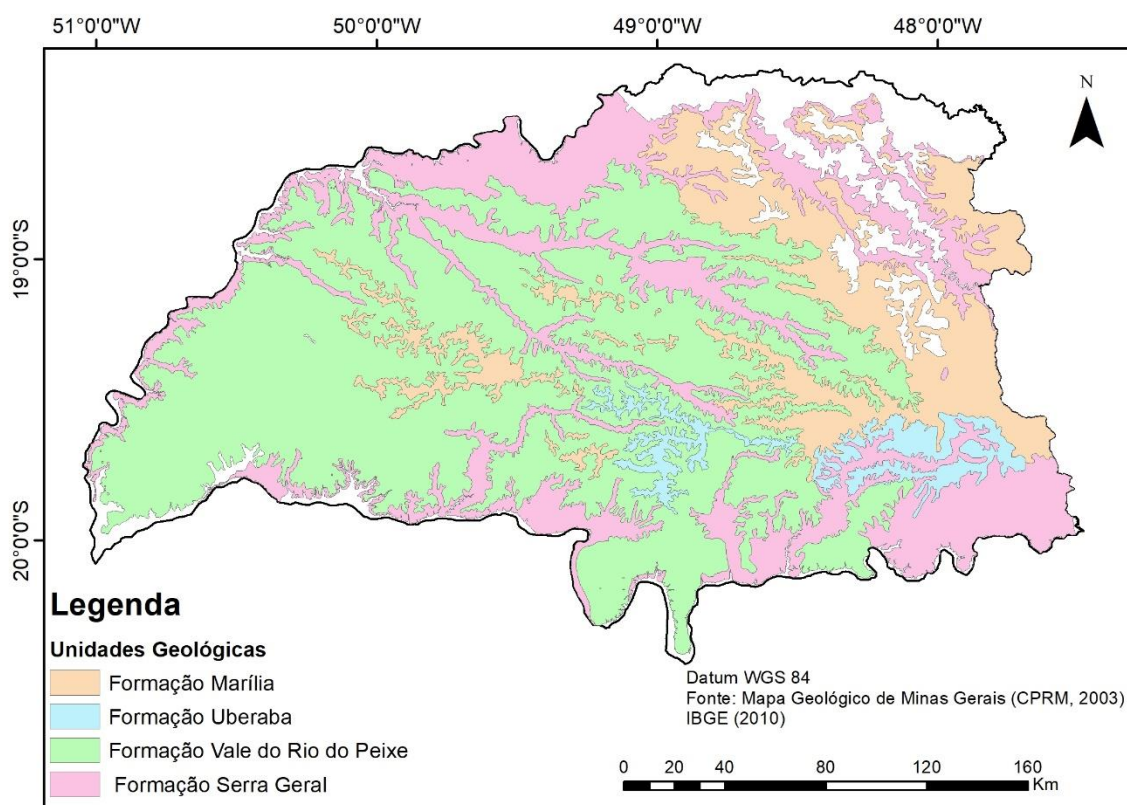


Figura 3.10 - Localização do Grupo Bauru e Formação Serra Geral na região do Triângulo Mineiro

3.6 Aspectos Hidrogeológicos

Os estudos do SAB regionalmente têm grande enfoque no estado de São Paulo, com poucos estudos de caracterização hidrogeológica em Minas Gerais.

De modo geral, o SAB é um aquífero sedimentar, predominantemente livre, que tem como substrato as rochas basálticas da Formação Serra Geral. São observadas conexões hidráulicas com as rochas subjacentes através do sistema de fraturas do basalto podendo haver comunicação com rochas do Sistema Aquífero Guarani (SAG) que se encontram abaixo das rochas da Formação Serra Geral (PRANDI, 2010).

O SAB ocorre no estado de Minas Gerais, na macrorregião denominada Triângulo Mineiro, fazendo divisa com os estados de Goiás e São Paulo (Figura 3.11), e cobrindo uma área de 39.358 km² (CPRM, 2012a).

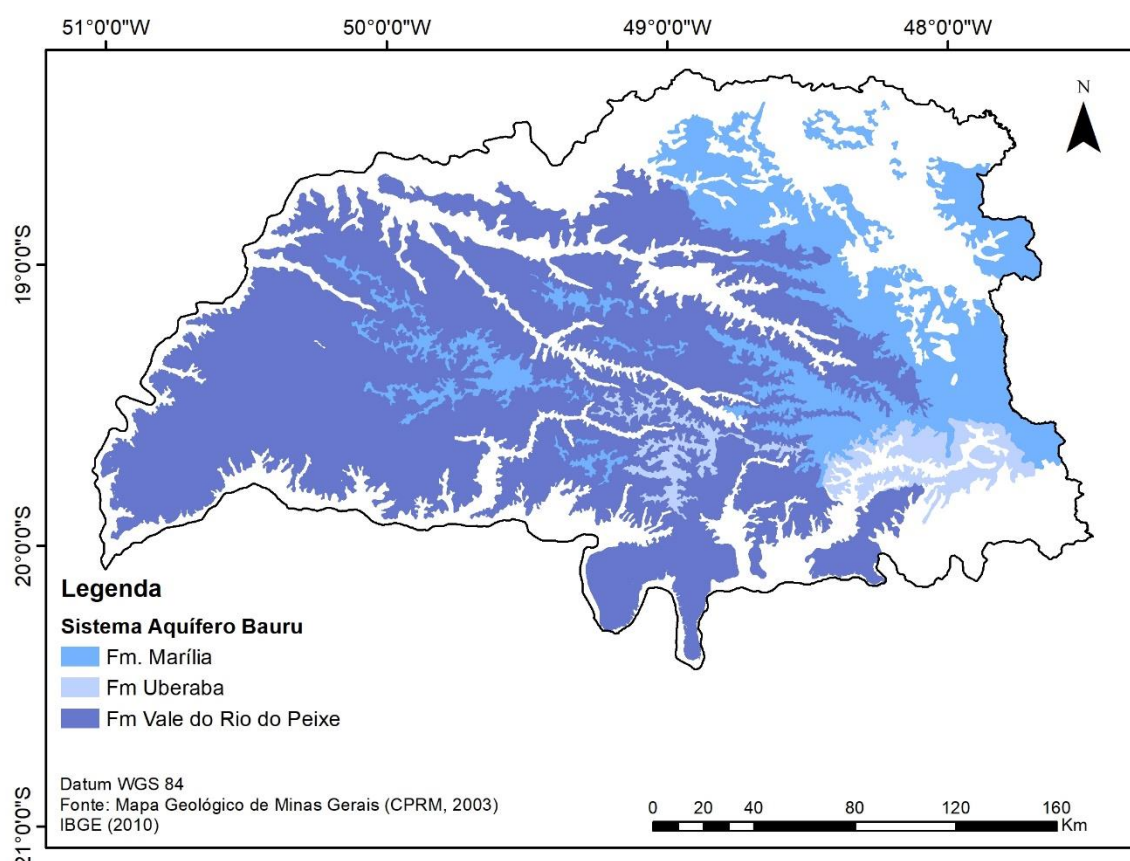


Figura 3.11 – O SAB na região do Triângulo Mineiro

Segundo Batezelli *et al.* (2005), devido às características geológicas do aquífero Bauru, com intensa cimentação carbonática, as vazões de produção

tendem a ser baixas, sendo somente utilizadas para suprir pequenas demandas, de até 20 m³/h. As espessuras dessa unidade podem chegar a 180 metros na região de Iturama.

Estudos desenvolvidos por Velásquez *et al.* (2008), no município de Araguari indicam, de modo geral, que o SAB se apresenta predominantemente como livre, com coeficiente de armazenamento de 0,12, permeabilidade média de $2,3 \times 10^{-5}$ m/s e transmissividade média de 76 m²/h, variando de 31 a 126 m²/h. Bertol (2007) encontrou valores de coeficiente de armazenamento de 0,15 em estudo realizado também no município de Araguari. Já Silva & Campos (2018) observaram, em seu estudo realizado na cidade de Uberaba, que a profundidade dos poços varia de 26 a 85 m para o SAB, com uma média de 39 m. As vazões específicas variam de 0,3 a 1,1 m³/h/m para uma vazão média de produção de 4,6 m³/h.

Embora estudos desenvolvidos na porção mineira do SAB indiquem um coeficiente de armazenamento na faixa de 0,12 a 0,15, estudos realizados por DAEE em São Paulo indicam porções do SAB com valores na faixa de 0,05, exatamente na porção noroeste de São Paulo, nas proximidades da divisa com Minas Gerais (ROCHA, 2005). Isto implica em uma maior variabilidade deste parâmetro para esta unidade aquífera.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento bibliográfico foi a primeira etapa do desenvolvimento do trabalho, quando se procurou informações sobre estudos hidrológicos e hidrogeológicos desenvolvidos na área e técnicas de recarga de águas subterrâneas adequadas frente à disponibilidade de dados da área.

Dessa forma, as atividades puderam ser sintetizadas de acordo com o fluxograma abaixo (Figura 4.1).

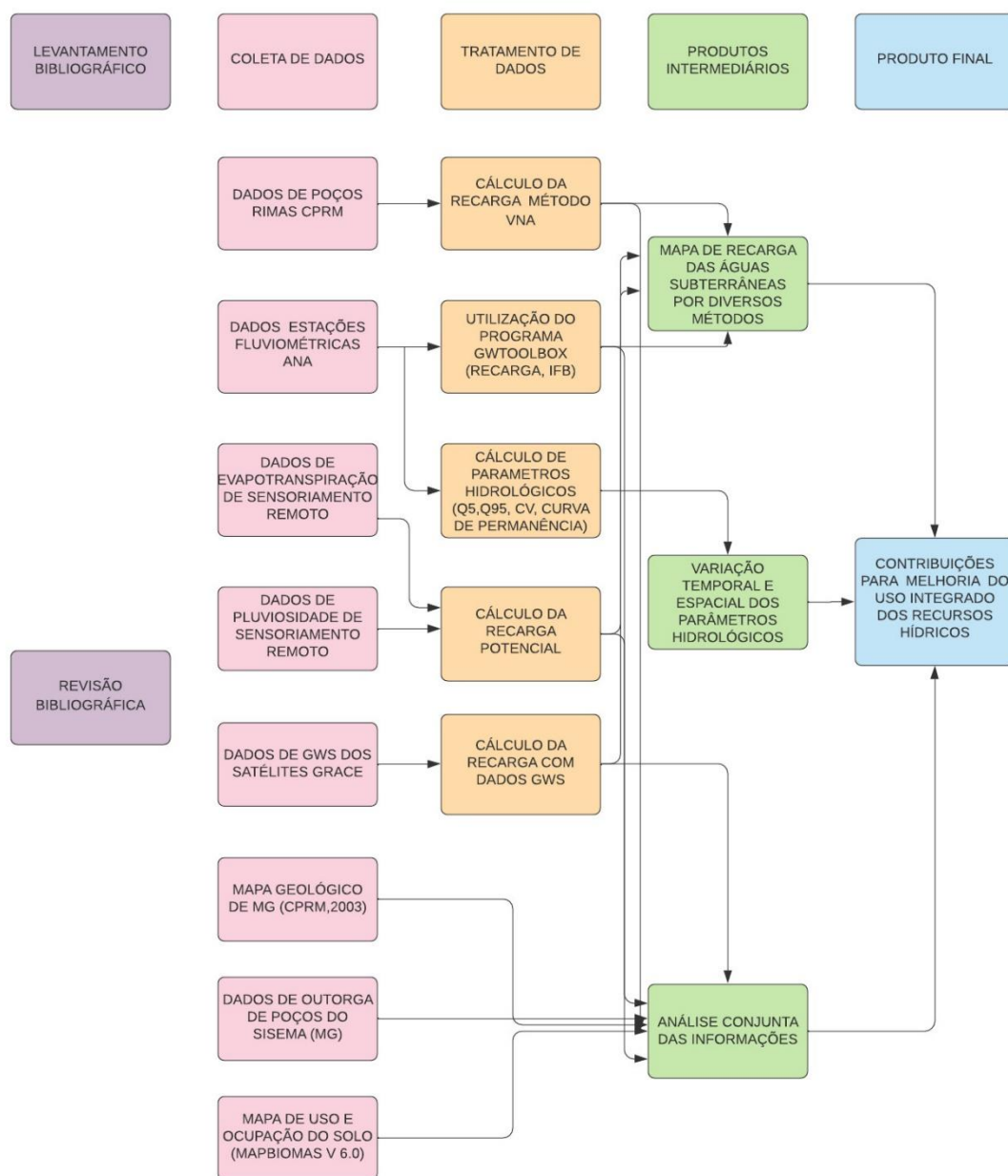


Figura 4.1 – Fluxograma das atividades desenvolvidas na tese

4.1 Determinação da recarga das águas subterrâneas

Foram aplicadas quatro metodologias para cálculo da recarga das águas subterrâneas. Um dos métodos consiste na decomposição de hidrograma das estações fluviométricas da ANA disponíveis na área, utilizando-se o programa da USGS, o *Groundwater Toolbox*® (BARLOW *et al.*, 2015); o método do balanço

hídrico com base em dados de evapotranspiração e precipitação de sensoriamento remoto; utilização de dados da variação do armazenamento de água subterrânea (*Groundwater Storage* – GWS) dos satélites GRACE e utilização de 23 piezômetros do projeto RIMAS da CPRM instalados no SAB na porção do estado de Minas Gerais para aplicação do método de variação de nível d'água (VNA). Nas 4 metodologias, o cálculo da recarga foi determinado para cada ano hidrológico, compreendido de outubro a setembro.

4.1.1 Método de Variação de Nível d'Água - VNA

Foi aplicado o método VNA em 23 piezômetros instalados na área. A operação e, conseqüentemente, a tomada de medições nos piezômetros começaram entre julho de 2010 e outubro de 2013, dessa forma, foram utilizados os dados do período de 2010 a 2019. No sistema de monitoramento, as medições são feitas diariamente de forma automática e disponibilizadas no site do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (<http://rimasweb.cprm.gov.br/layout>) (CPRM, 2019). Os piezômetros possuem revestimento de PVC Geomecânico, com profundidades variando de 29 a 101 metros e nível estático, definidos na época de sua construção, de 6,37 a 44,9 metros (Figuras 4.2, 4.3 e Anexo I).

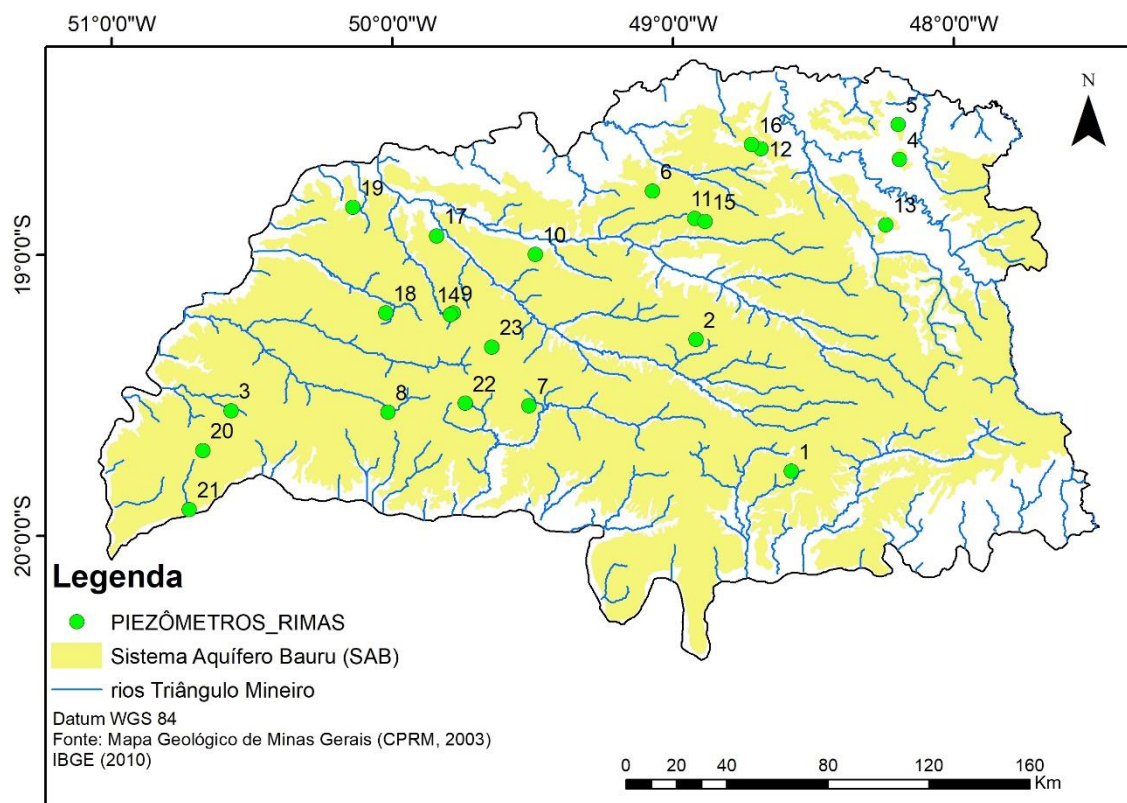


Figura 4.2 – Mapa de localização dos piezômetros do Projeto RIMAS no Triângulo Mineiro

Estudos desenvolvidos no SAB em toda sua extensão territorial indicaram valores que variam de 0,05 a 0,15 para o coeficiente de armazenamento (CPRM, 2012b). Dessa forma, foi utilizada essa faixa de valores no cálculo da recarga pelo método VNA.

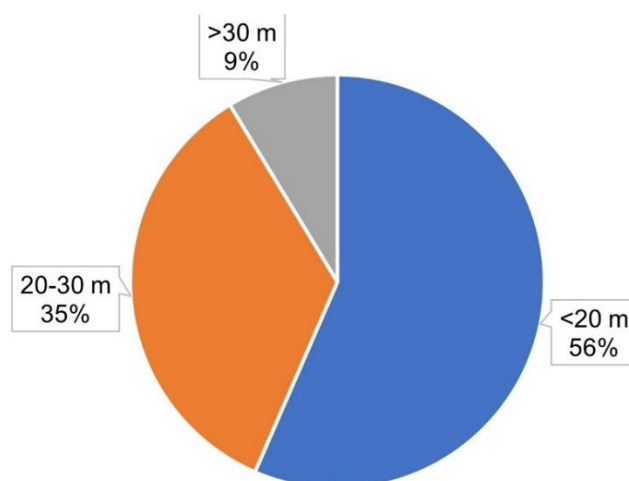


Figura 4.3 – Distribuição da profundidade do NA nos piezômetros da RIMAS

O posicionamento dos filtros varia significativamente nos piezômetros, podendo estar localizados inicialmente a 11 metros, chegando a no máximo 84,5 metros de profundidade. Podem estar segmentados ao longo do poço ou em seção contínua. (Figura 4.4).

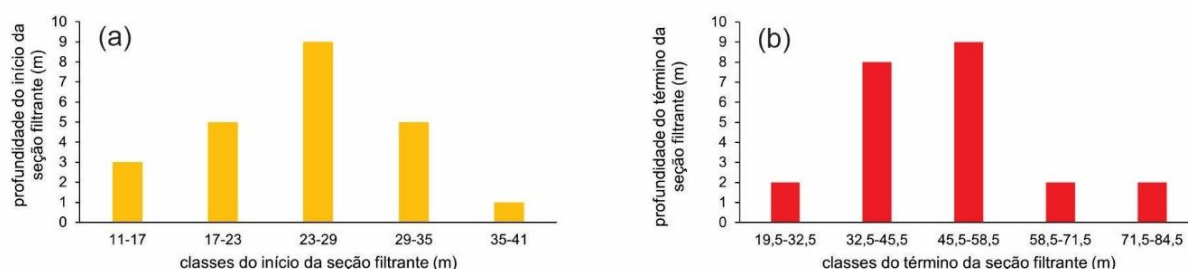


Figura 4.4 – Posicionamento do início (a) e término (b) das seções filtrantes nos piezômetros

4.1.2 Decomposição de hidrograma

Foram selecionadas 11 estações fluviométricas da ANA para calcular a recarga das águas subterrâneas através da técnica de decomposição de hidrograma e determinação da variação do fluxo de base ao longo do tempo de medições de vazão de cada estação (Figura 4.5 e Tabela 4.1).

O programa *GWToolbox*® da USGS foi utilizado para calcular o fluxo de base e a recarga em 11 estações fluviométricas. O software conta com o programa RORA associado ao programa RECESS para o cálculo da recarga (BARLOW *et al.*, 2015). O período de análise de dados compreendeu de 2000 a 2019.

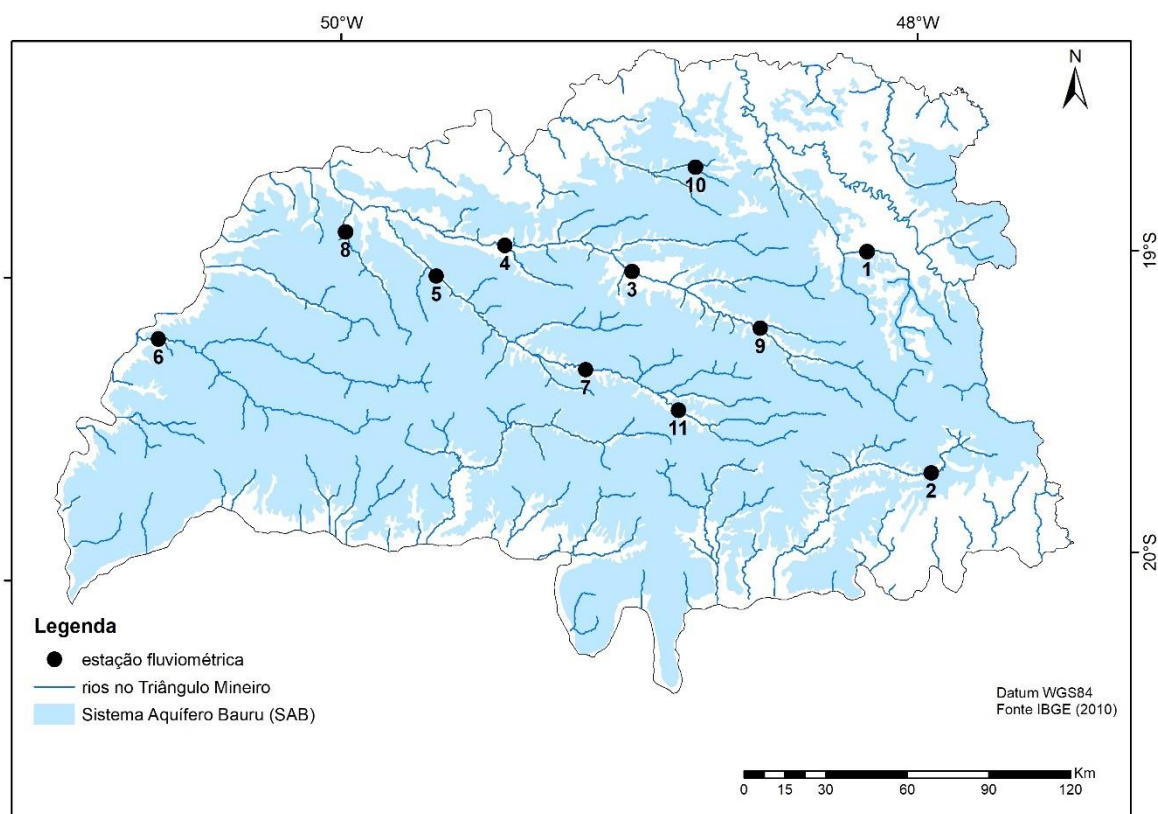


Figura 4.5 – Mapa de estações fluviométricas da ANA no Triângulo Mineiro

Tabela 4.1 – Estações fluviométricas da ANA na região do Triângulo Mineiro

Número	Nome da estação	Código da estação fluviométrica da ANA	Rio	Área drenada (km ²)
1	Letreiro	60381000	Uberabinha	777
2	Uberaba	61794000	Uberaba	566
3	Tijuco	60842000	Tijuco	3.760
4	Ituiutaba	60845000	Tijuco	6.310
5	Ponte do Prata	60855000	Prata	5.230
6	São Domingos	60925001	São Domingos	3.520
7	Buriti do Prata	60850000	Prata	2.460
8	Ponte BR365	60856000	São Jerônimo	756
9	Paraiso	60835000	Tijuco	1.510
10	Cachoeiro	60615000	Piedade	195
11	Nossa Senhora Aparecida (NSA)	60848000	Prata	830

4.1.3 Sensoriamento remoto - GRACE

Para análise da recarga das águas subterrâneas na área de estudo através do GRACE, foram obtidos os dados da variável GWS da plataforma *Giovanni 4.34*.

O método aqui proposto é análogo ao VNA e foi aplicado inicialmente por Henry *et al.* (2011) onde foi utilizado o conceito de recarga efetiva com base na variação dos dados de GWS. Posteriormente, o método foi replicado por Wu *et al.* (2019) utilizando o conceito de recarga total com os dados de GWS. No presente estudo a recarga total anual foi calculada através da subtração do valor mais baixo de GWS do valor mais alto subsequente para um determinado período, levando-se em consideração a correção da recessão não realizada. Embora tenha sido aplicado método análogo ao VNA, não foi necessário multiplicar o Δh_t pelo S_y , como exposto na Equação (7), uma vez que o Δh_t é expresso em mm e representa a espessura de água equivalente da variável GWS (RODELL *et al.*, 2007).

Com base na informação de cada pixel, foi calculada a recarga pelo método exposto acima gerando mapas de recarga para o período 2010 a 2019 (Figura 4.6). Tal período foi selecionado de modo a gerar correspondência com o período de medições dos piezômetros da RIMAS e assim possibilitar uma comparação estatística da qualidade dos dados gerados.

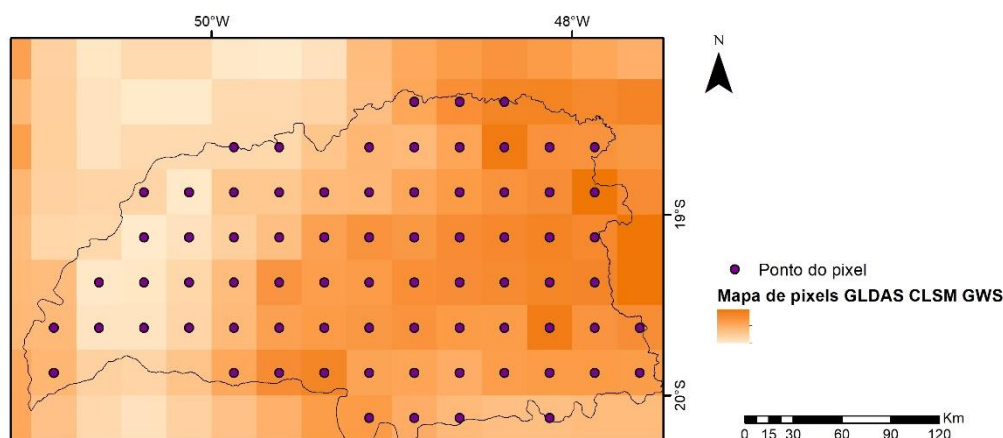


Figura 4.6 – Mapa de pixels do GWS na área de estudo

Para comparar os dados do GRACE frente às medições *in situ* do nível d'água nos piezômetros da RIMAS, que estão em escalas diferentes, foi realizada uma avaliação estatística com a determinação do Fator de Correlação Cruzada (FCC), utilizando-se o software Minitab[®] 18. Através do correlograma é possível avaliar se há uma correlação positiva ou negativa (de -1 a +1) entre os dados. Este tipo de

análise é adequado na correlação de duas séries de dados para verificar o atraso (Lag) das respostas temporais de diferentes fontes de dados (MCCUEN, 2003). Como os dados utilizados nessa correlação apresentaram um intervalo de aproximadamente 1 dia, tanto para as medidas de nível d'água quanto de GWS, cada Lag calculado pelo FCC correspondeu a esse intervalo de tempo.

4.1.4 Balanço Hídrico Climático - BHC

As informações pluviométricas e de evapotranspiração foram obtidas pelos dados de sensoriamento remoto da *Global Precipitation Mission* (GPM) (<https://gpm.nasa.gov>) e GLDAS (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>), respectivamente. A informação de precipitação do GPM é considerada atualmente uma das fontes mais promissoras de dados, com abrangência mundial e resolução de 10 km (SHEFFIELD *et al.*, 2018).

Com base no princípio definido para a Equação 4, a recarga potencial foi calculada para o período com as informações da pluviosidade (GPM) e evapotranspiração (GLDAS) de dados de sensoriamento remoto para cada ponto central da mesma malha de pixel dos dados do GWS, gerando informação espacializada para todo o Triângulo Mineiro (Figura 4.6).

Os dados GPM foram validados através de uma análise estatística comparativa com dados de 13 estações pluviométricas da ANA na região do Triângulo Mineiro. Parâmetros tais como coeficiente de determinação (r^2), correlação de Pearson (r) e *Root Mean Square Error* (RMSE) foram aplicados na validação.

Considerando a Equação 4, onde a precipitação menos a evapotranspiração representa a recarga potencial para um determinado período, foi obtida a recarga potencial para cada ponto considerado. Para cada ano hidrológico analisado, somou-se os excedentes hídricos mensais e obteve-se a recarga potencial anual para cada ponto.

De modo a avaliar as variações pluviométricas para o período, foi aplicado o *Standardized Precipitation Index* (SPI, MCKEE *et al.*, 1993) anual, que é bastante utilizado na identificação de períodos mais secos ou mais úmidos em diversas escalas de tempo. É reconhecidamente utilizado como o índice padrão na identificação de eventos extremos de precipitação e os efeitos no armazenamento de águas subterrâneas. (KEYANTASH, 2018; WMO, 2012). O SPI é calculado pela seguinte equação:

$$SPI = \frac{(P - P^*)}{\sigma_p} \quad (8)$$

onde P é a precipitação, P^* a precipitação média e σ_p o desvio padrão da precipitação. Considera-se os valores de SPI como o número de desvios padrão que a anomalia observada se desvia da média de longo prazo em diferentes escalas anuais (WMO, 2012; KEYANTASH, 2018).

4.2 Cálculo do Índice de Fluxo de Base - IFB

O IFB foi calculado com base na média dos métodos que estão presentes no software da USGS *GWToolbox*® (BFI Padrão e Modificado, HYSEP e PART), utilizando-se os dados fluviométricos das 11 estações da ANA disponíveis para o período 2000 a 2019. Os valores de IFB foram avaliados temporal e espacialmente.

Da mesma forma, para o mesmo período, a variabilidade da vazão das drenagens das 11 bacias hidrográficas que possuem dados fluviométricos foi avaliada através de dois índices de variabilidade anual (*SVI - streamflow variability index*): Q_5/Q_{95} , que consiste na relação entre a vazão de cheia – Q_5 (período chuvoso) e a vazão de estiagem – Q_{95} (período seco); e o coeficiente de variação (CV) que consiste na relação do desvio padrão e a média da vazão de um rio para um determinado período. Geralmente, os rios que apresentam grande variabilidade de vazão ao longo do ano têm dificuldade para manter vazões mínimas de modo a atender as demandas hídricas no período de estiagem (HAN *et al.*, 2018).

4.3 Evolução do uso e ocupação do solo e outorgas das águas subterrâneas

A evolução do uso e ocupação do solo foi avaliada através da análise dos dados do MapBiomas V 6.0 que cobre o período de 1985 a 2020. O link de acesso é <https://mapbiomas.org> onde são disponibilizadas informações sobre a evolução do uso da terra.

Dados de outorga de águas subterrâneas do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (SEMAD, 2019) foram utilizados para determinar as taxas de extração frente às reservas renováveis calculadas. O mapa de densidade de outorgas por km² foi elaborado no ArcGis® utilizando-se a ferramenta *point density*. As informações foram analisadas conjuntamente e espacializadas em mapa

indicando as áreas mais intensamente exploradas e, conseqüentemente, mais vulneráveis à exploração de recursos hídricos na região do SAB no Triângulo Mineiro frente a sua potencialidade de águas subterrâneas.

Os mapas de interpolação de dados foram gerados através do software *ArcGis*® utilizando-se métodos geoestatísticos de krigagem, obtendo-se sua validação através de parâmetros de modo que os resultados da Média Padronizada (*MS – Mean Standardized*) sejam próxima de zero, o Valor Médio Quadrático seja o menor possível (*RMS – Root Mean Square*), a Média do Desvio Padrão (*ASE – Average Standard Error*) seja próximo aos valores obtidos para a Média Padronizada e o Valor Médio Quadrático Padronizado (*RMSS – Root Mean Square Standardized*) seja próximo de 1, considerando que caso o valor seja abaixo de 1, a estimativa da krigagem é subestimada e caso o valor seja superior a 1 haverá superestimação dos valores calculados na interpolação (SANTAROSA, 2020).

5 RESULTADOS

5.1 Uso e ocupação do solo

Com base nessas informações, observa-se no Triângulo Mineiro que já em 1985, aproximadamente, 58% da área era coberta por pastagens e, aproximadamente, 20% por vegetação nativa (áreas úmidas, floresta plantada, gramínea e cerrado), sendo, à época, ainda incipiente o desenvolvimento das culturas de soja e cana (1%). A partir de 2001 há substituição das pastagens pela cana e soja, sendo que em 2020 já ocupavam, aproximadamente, 20% da área, enquanto as pastagens foram reduzidas a 34%. As coberturas naturais sofreram leve redução passando a abranger em 2020 apenas 17% do Triângulo Mineiro (Figura 5.1).

As principais mudanças ocorreram nas porções sul, sudeste e leste com a substituição das pastagens por plantio de soja, cana, além de outras culturas temporárias. Nesse mesmo período, as áreas urbanas tiveram um crescimento superior a 100% (Figura 5.2 e 5.3).

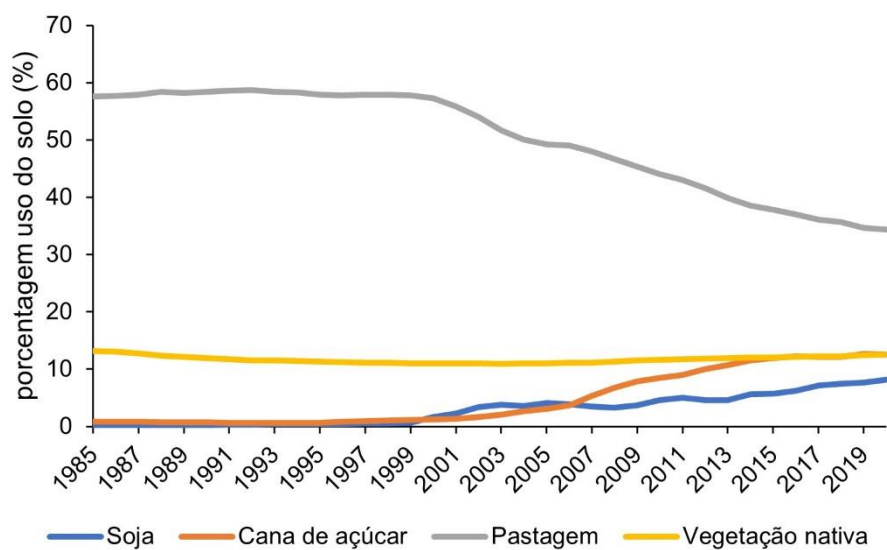


Figura 5.1 – Evolução do uso e ocupação do solo no Triângulo Mineiro

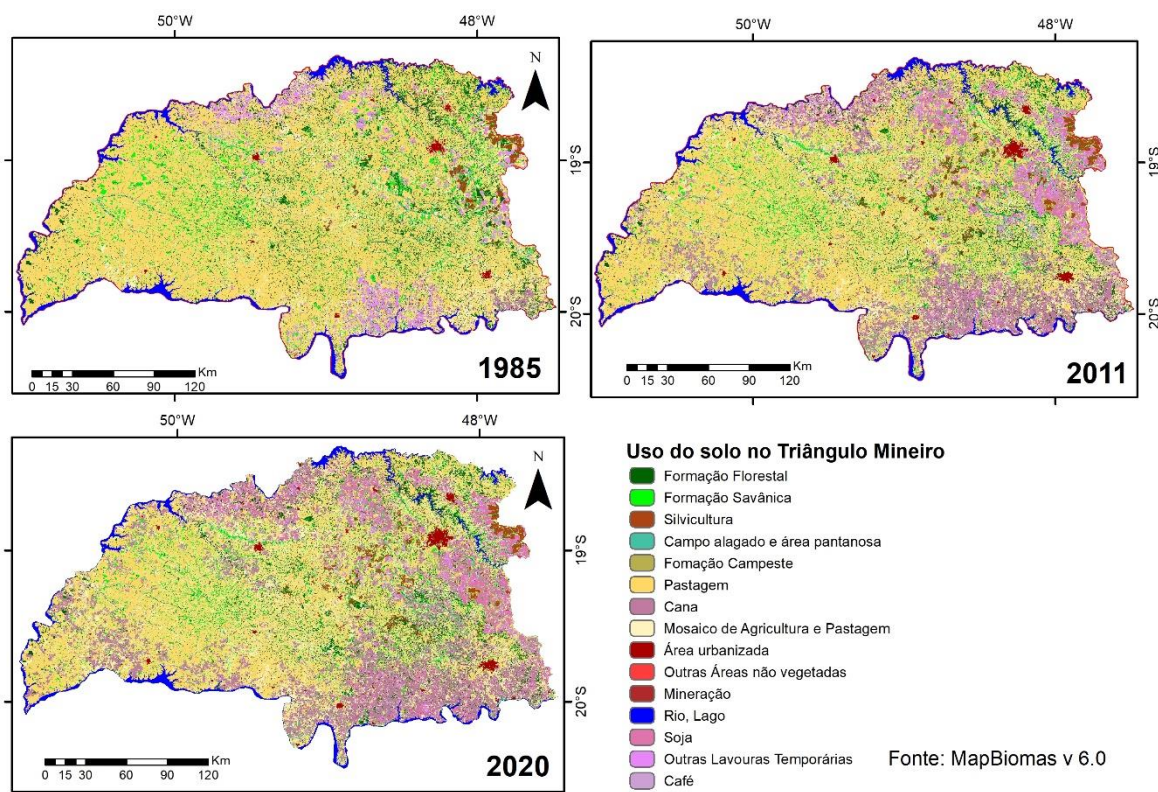


Figura 5.2 Evolução da ocupação do solo no Triângulo Mineiro (MapBiomias v 6.0)

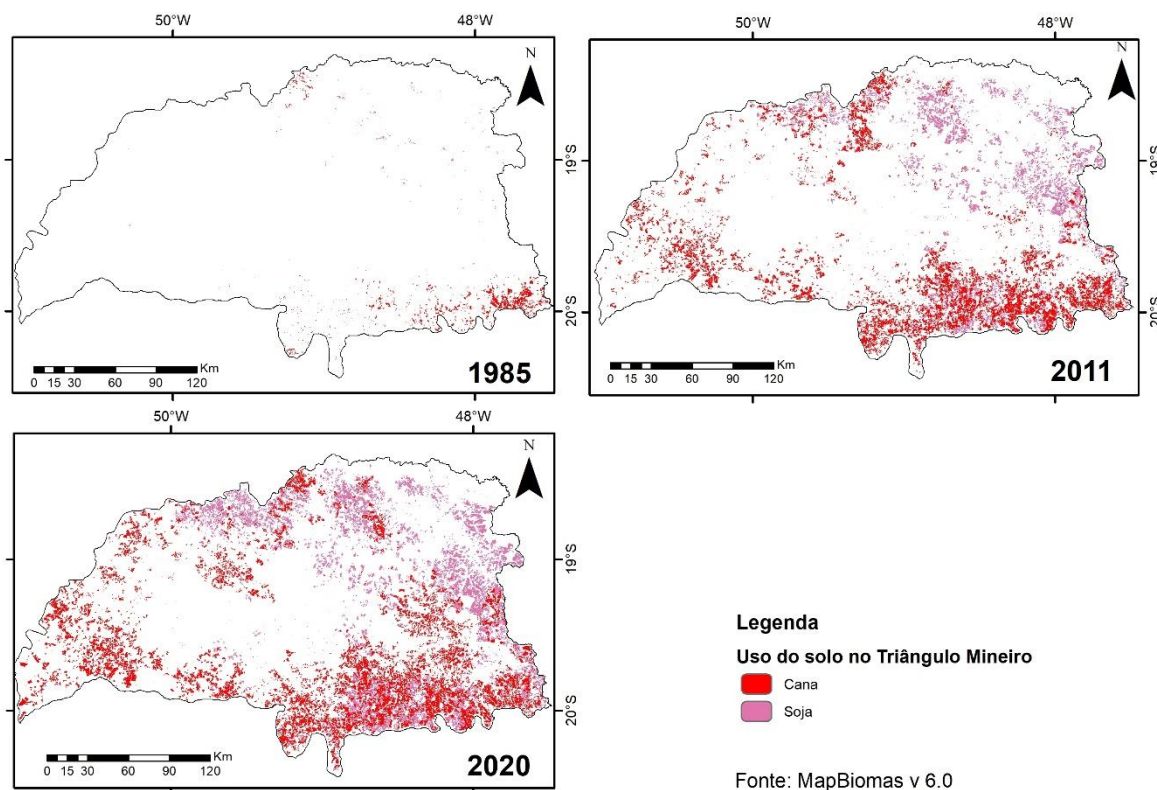


Figura 5.3 – Evolução do cultivo de soja e cana no Triângulo Mineiro (MapBiomias v 6.0)

5.2 Extração de água subterrânea por outorgas no Triângulo Mineiro

Com base nos dados dos poços outorgados pela Secretaria de Meio Ambiente de Minas Gerais, foi possível determinar as áreas mais afetadas pela extração de águas subterrâneas.

Foram catalogadas mais de 17 mil outorgas de águas subterrâneas no Triângulo Mineiro no sistema de outorga na Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SISEMA (SEMAD, 2019), sendo descartados os poços de grande diâmetro (cisterna) e nascentes, e selecionados somente aqueles poços compatíveis com as captações no SAB. De modo geral, os poços no SAB possuem vazões geralmente menores que 50 m³/h e profundidades inferiores a 150 metros. O Grupo Bauru tem como substrato as rochas basálticas da Formação Serra Geral e ambos aquíferos estão conectados hidraulicamente. Dessa forma, foram selecionados, no banco de dados levantado, mais de 3900 poços com tais características, excluindo os poços de grande vazão (>100 m³/h) e profundidade, normalmente associados ao SAG (>150 metros).

A vazão dos poços selecionados variou de valores pouco significativos a pouco mais de 98 m³/h, com média de 11 m³/h (Figura 5.4), sendo que mais de 83% possuem vazão menor do que 20 m³/h.

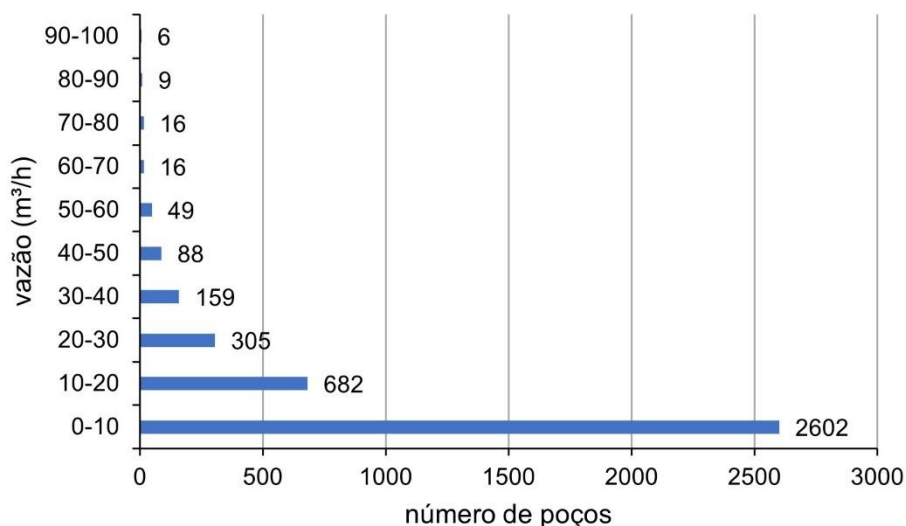


Figura 5.4 - Distribuição da vazão dos poços outorgados no Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SISEMA

A análise espacial das outorgas de água subterrânea indicou que a região de Araguari, Uberlândia e Uberaba, nordeste/leste do Triângulo Mineiro, já apresenta uma pressão grande nas taxas de extração de águas subterrâneas. De modo geral, as taxas de extração anual são ainda baixas, mas no nordeste da área chegam a mais de 52 milhões m³/ano (84 mm/ano), considerando a área do pixel de 25 km do GWS. Deve-se considerar, que tais extrações são decorrentes da grande quantidade de poços para irrigação. Utilizando-se a ferramenta *point density* do *ArcGis*®, a densidade de poços nessa região chegou a 19 poços por km², enquanto em grande parte da área de estudo ocorre uma densidade inferior a 1 poço por km² (Figura 5.5).

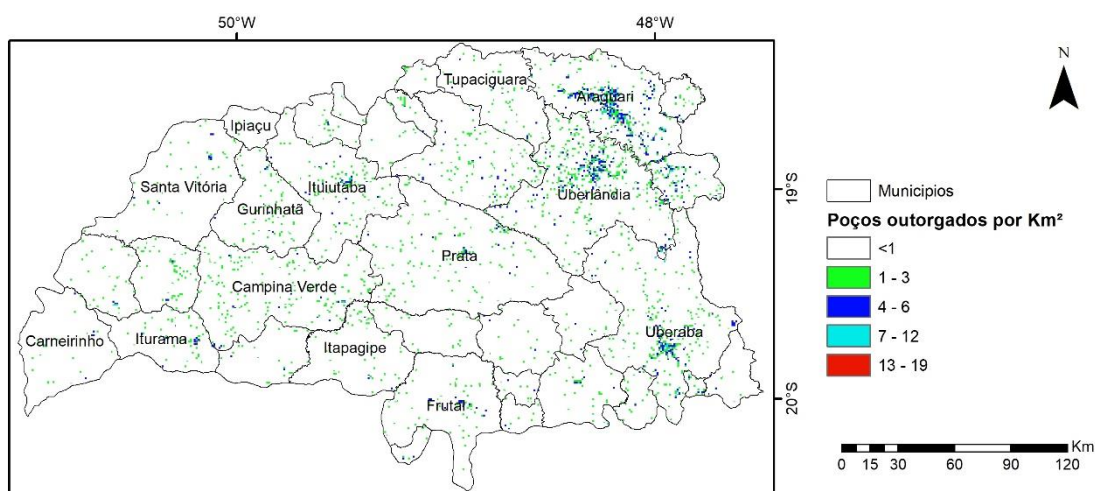


Figura 5.5 – Mapa de densidade de poços outorgados

5.3 Pluviosidade média da área

Foi feita uma avaliação preliminar da variação pluviométrica da área com a seleção de 13 estações da ANA para o período de 1996 a 2018 (Tabela 5.1 e Figura 5.6). Assim como observado no estudo de Novais *et al.* (2018), a porção oeste do Triângulo Mineiro apresenta menor média pluviométrica para o período e a porção sudeste foi a que apresentou maiores valores. A média pluviométrica na área do Triângulo Mineiro variou de 1324 a 1586 mm/ano para o período e ao se utilizar a média de cada ano hidrológico das estações pluviométricas ao longo do período proposto, observa-se uma diminuição das chuvas principalmente a partir do período 2011/2012 (Figura 5.7 e 5.8).

Tabela 5.1 - Pluviômetros da ANA utilizados no estudo

<i>Pluviômetro</i>	<i>Código da estação</i>	<i>Pluviômetro</i>	<i>Código da estação</i>
1	1848010	8	1948010
2	1848008	9	1948014
3	1949002	10	1950017
4	1948005	11	1950012
5	1949003	12	1948003
6	1849002	13	1848009
7	1949007		

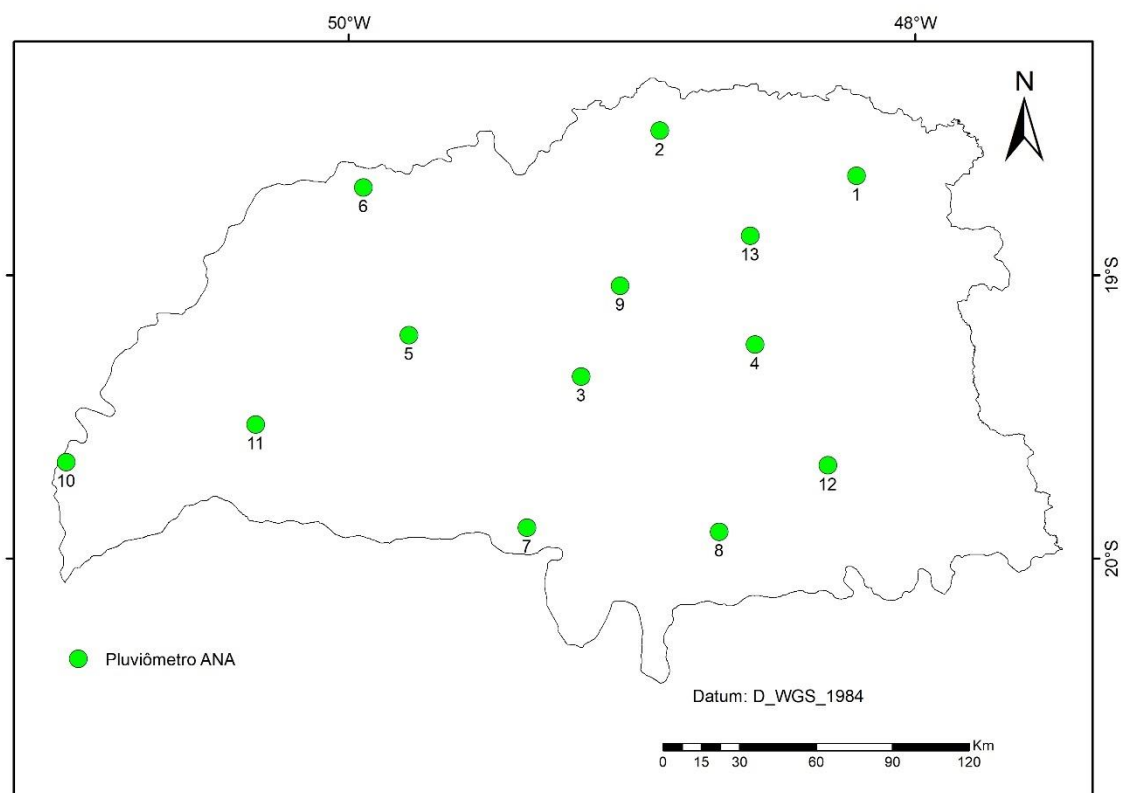


Figura 5.6 - Localização dos pluviômetros da ANA na região do Triângulo Mineiro

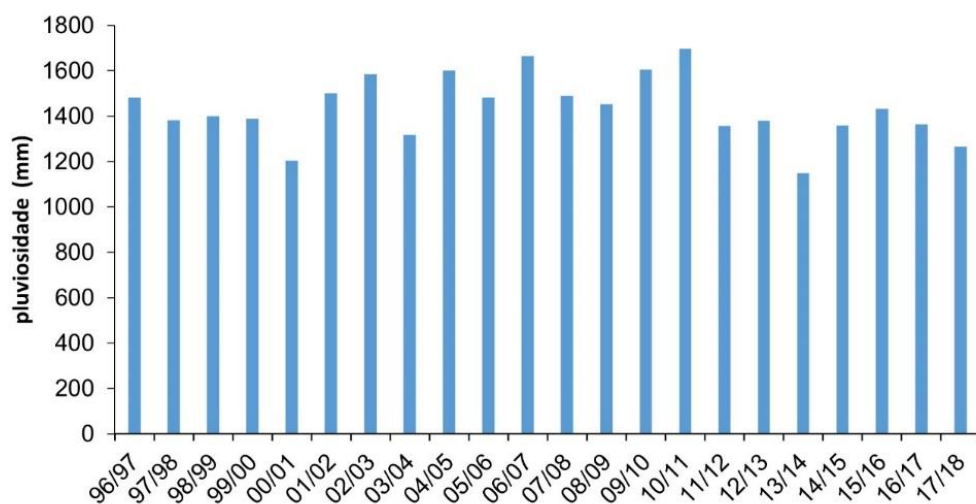


Figura 5.7 – Variação da média pluviométrica anual com base nas estações da ANA para o período de 1996 a 2018 no Triângulo Mineiro

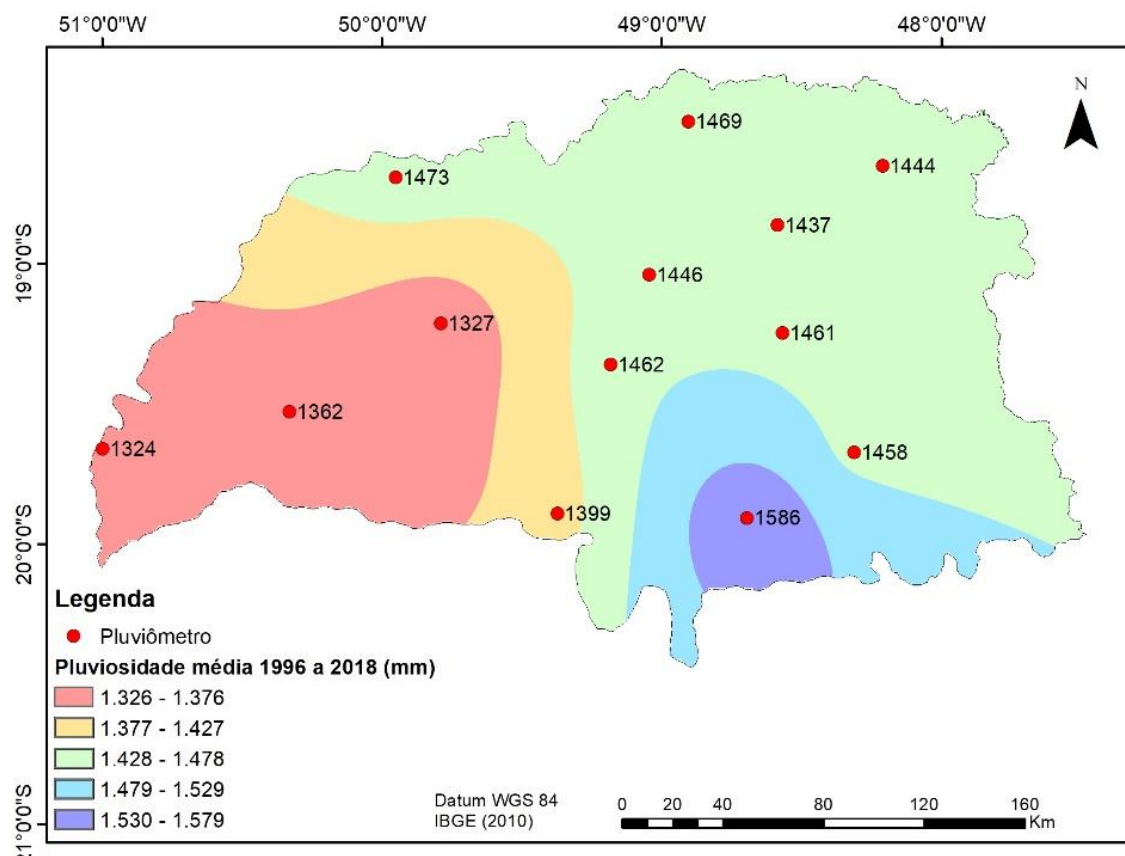


Figura 5.8 – Distribuição da pluviosidade média anual para o Triângulo Mineiro para o período de 1996 a 2018 (validação cruzada Anexo II)

Utilizando-se as 13 estações pluviométricas da ANA e comparando-as com os dados do sensor GPM, observa-se para os dados mensais uma média de correlação linear (r^2) de 0,91, correlação de Pearson (r) de 0,84 e um *Root Mean Square Error* (RMSE) de 50,87 mm e para os dados anuais valores médios de correlação linear (r^2) de 0,73, correlação de Pearson (r) de 0,84 e um RMSE de 205 mm (Tabela 5.2). Dessa forma, considera-se que os dados mensais e anuais de sensoriamento remoto GPM apresentaram uma boa correlação com os dados pluviométricos das estações da ANA, validando a sua utilização para a área (Figura 5.9).

Tabela 5.2 - Avaliação estatística da correlação entre os dados pluviométricos mensais e anuais das estações da ANA e os dados do sensor GPM

Estação pluviométrica	r		r^2		RMSE (mm)	
	mensal	anual	mensal	anual	mensal	anual
1	0,93	0,93	0,86	0,94	44,17	122
2	0,92	0,83	0,85	0,69	52,00	231

3	0,92	0,91	0,84	0,76	48,96	138
4	0,92	0,84	0,84	0,84	49,10	199
5	0,92	0,88	0,85	0,78	44,90	160
6	0,92	0,82	0,85	0,68	54,56	303
7	0,91	0,91	0,83	0,83	50,44	213
8	0,93	0,9	0,87	0,82	46,85	148
9	0,87	0,71	0,76	0,5	61,85	253
10	0,90	0,8	0,81	0,65	57,98	275
11	0,92	0,81	0,85	0,62	48,00	162
12	0,90	0,83	0,80	0,78	56,97	278
13	0,93	0,71	0,86	0,51	45,57	187
Média	0,91	0,84	0,84	0,73	50,87	205

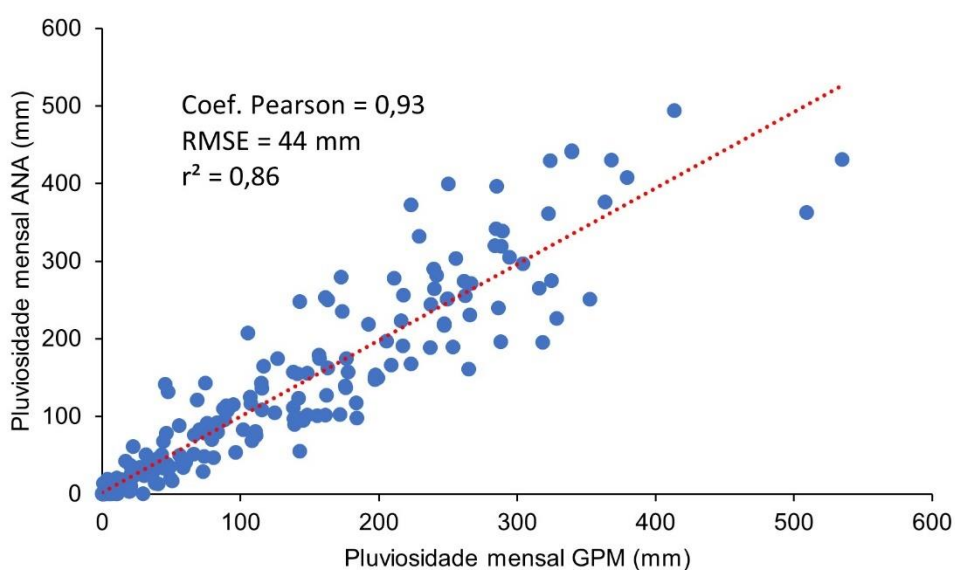


Figura 5.9 – Correlação mensal do Pluviômetro 1848010 da ANA com os dados GPM

Dessa forma, com base nos dados do sensor GPM, foi possível estabelecer o mapa de pluviosidade média anual para o Triângulo Mineiro, para o período de 2000 a 2019. Assim como observado em outros mapas pluviométricos de outras fontes, para períodos distintos, observa-se que uma das regiões mais chuvosa é o sudeste do Triângulo Mineiro e menos chuvosa é sua porção leste e o oeste da área (Figura 5.10).

De modo geral, as chuvas estão concentradas no período de outubro a abril com período de diminuição pluviométrica de maio a setembro (Figura 5.11).

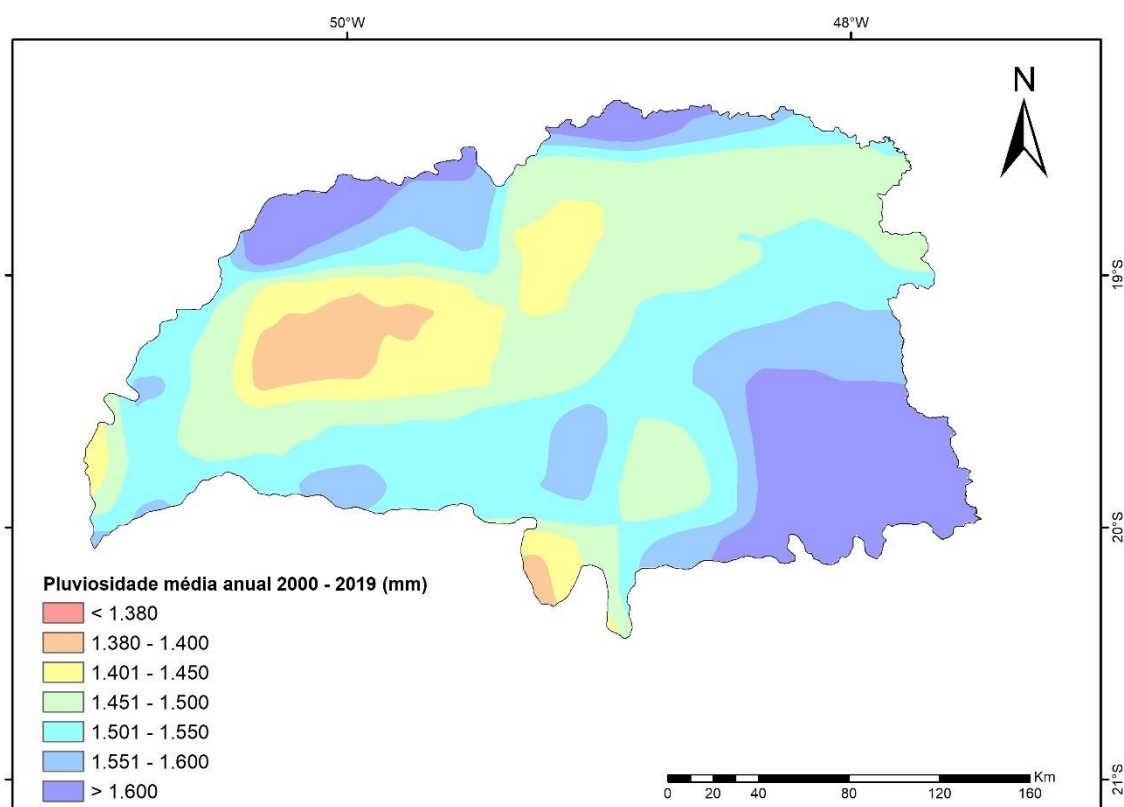


Figura 5.10 – Distribuição da pluviosidade média anual no Triângulo Mineiro com base em dados GPM para o período de 2000 a 2019 (validação cruzada Anexo II)

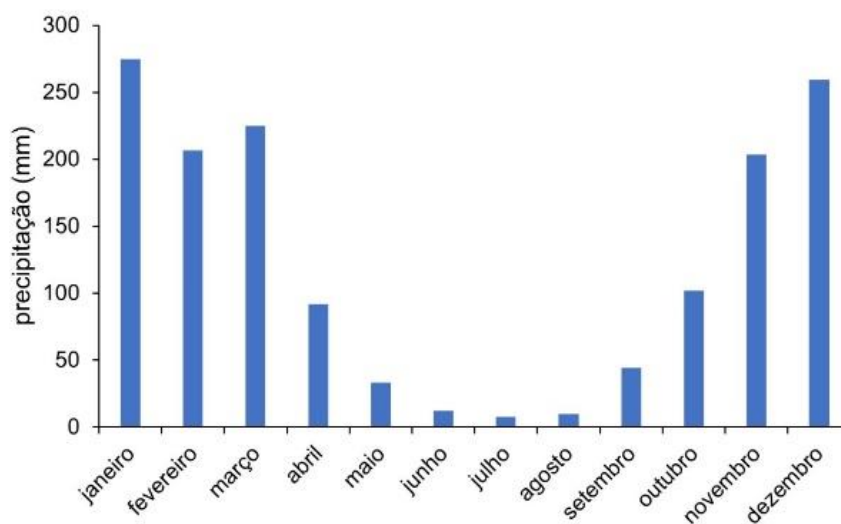


Figura 5.11 – Característica da pluviosidade média mensal para o período 2000 a 2019 para a região nordeste do Triângulo Mineiro com base nos dados GPM

A análise dos dados GPM com base no SPI indicaram uma mudança no padrão de precipitação a partir do período 2011/2012, com valores inferiores ao regularmente registrado em períodos anteriores (Figura 5.12 e 5.13).

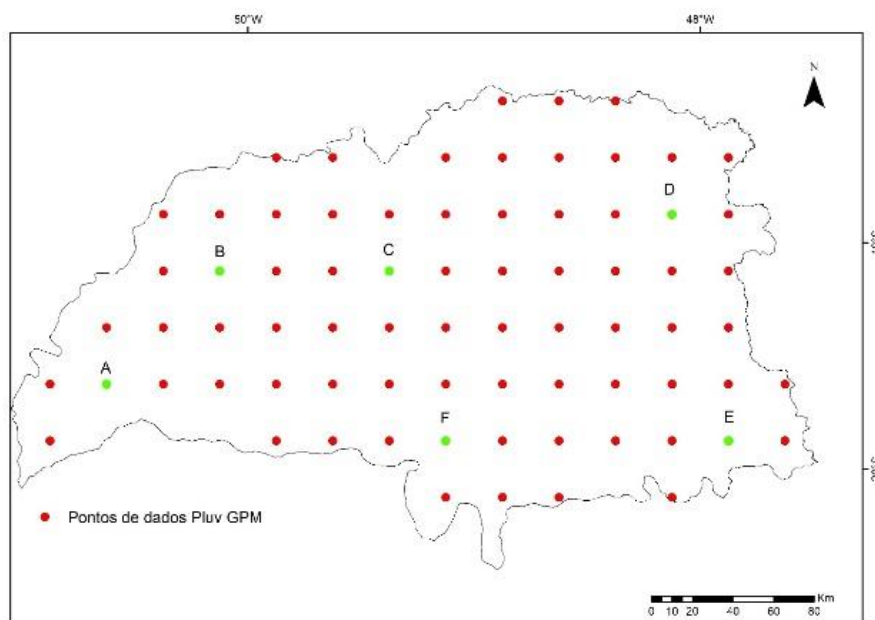


Figura 5.12 – Localização dos pontos com informações GPM (A, B, C, D, E e F) no Triângulo Mineiro para avaliação do índice SPI

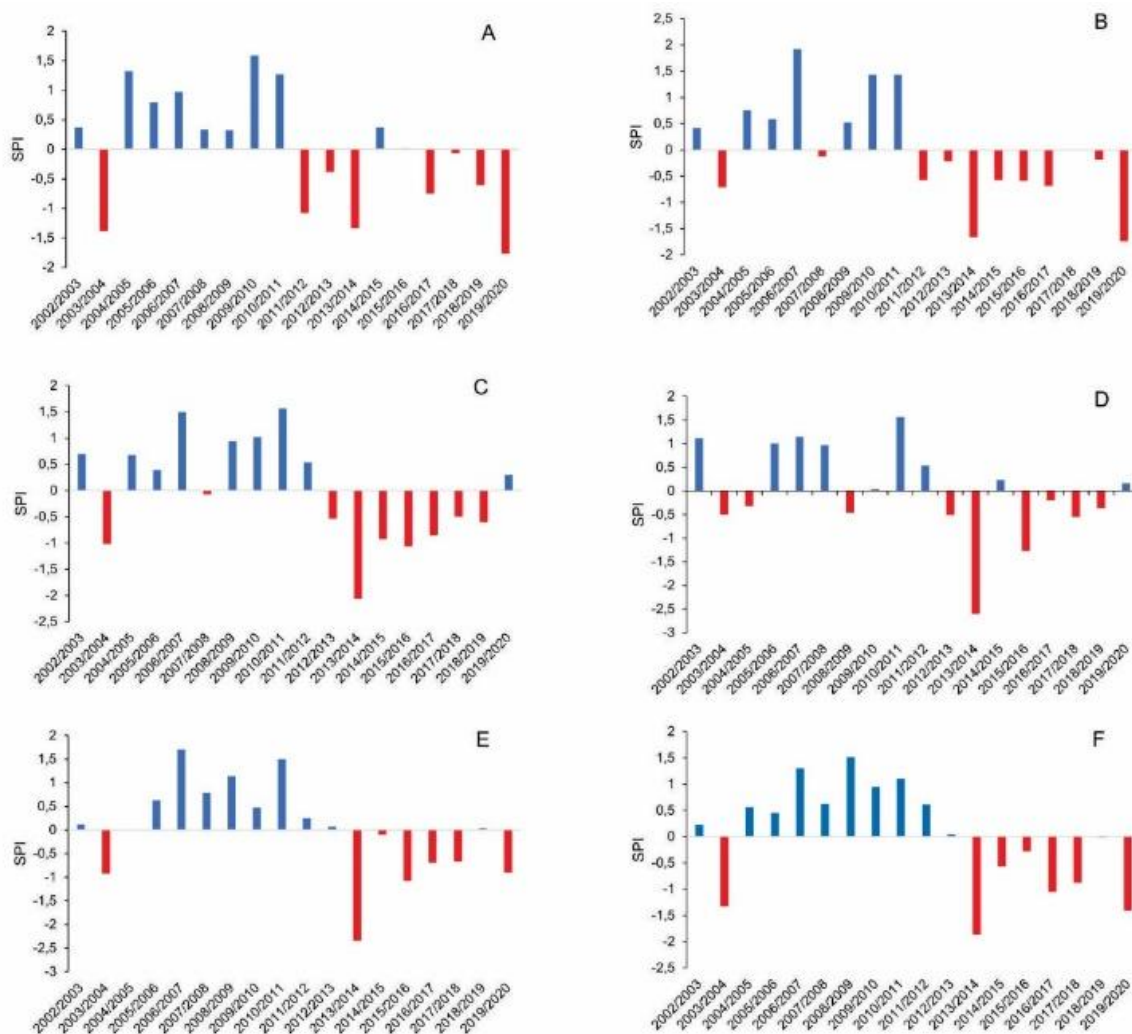


Figura 5.13 – Comportamento dos dados GPM no Triângulo Mineiro com base na análise SPI

5.4 Cálculo da recarga potencial das águas subterrâneas pelo método Balanço Hídrico Climático

Considerando a metodologia adotada para o cálculo da recarga potencial no BHC, foram somados os excedentes hídricos mensais para os respectivos anos hidrológicos em cada 73 pontos distribuídos em uma malha de polígonos. Dessa forma, foi possível determinar a recarga potencial de águas subterrâneas na região do Triângulo Mineiro (Figura 5.14).

A recarga potencial média anual para o período de 2010 a 2019 variou de 396 a 733 mm, apontando a região sudeste com maior potencial de recarga e a região oeste com o menor.

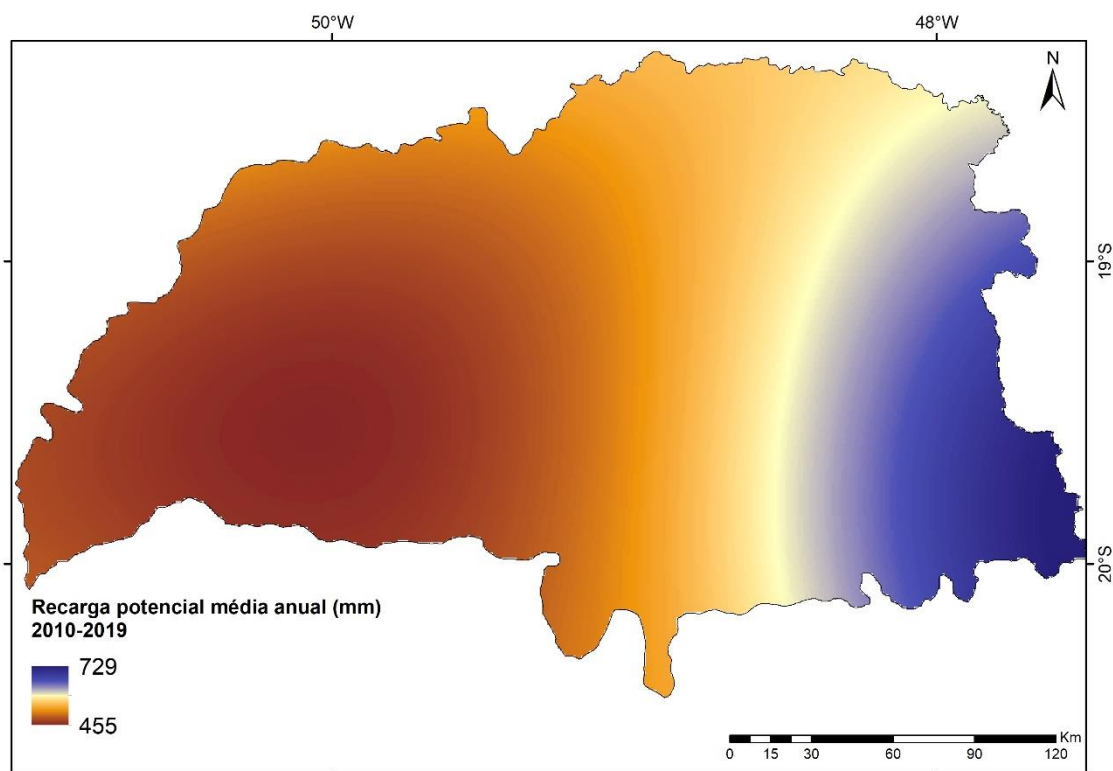


Figura 5.14 – Recarga potencial média anual para o período de 2010 a 2019 (validação cruzada Anexo II)

Nos últimos 10 anos, a recarga potencial média anual no Triângulo Mineiro teve uma diminuição para um patamar inferior ao período pré 2011. A média da recarga anual calculada para o período 2000/2001 a 2010/2011 foi de 751 mm, valor bem superior ao período 2011/2012 a 2018/2019 que foi de 499 mm (Figura 5.15).

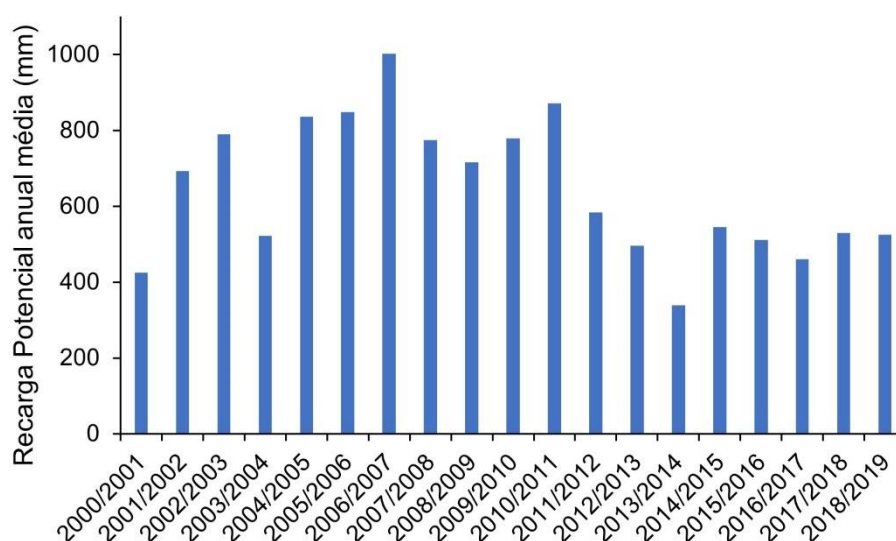


Figura 5.15 – Recarga Potencial média anual para o Triângulo Mineiro

5.5 Cálculo da recarga das águas subterrâneas pelo método VNA

Com base nos 23 piezômetros do Projeto RIMAS da CPRM, foram calculadas pelo método VNA as taxas de recarga das águas subterrâneas para o SAB no Triângulo Mineiro para o período 2010-2019. Os valores de coeficiente de armazenamento utilizados estão dentro da faixa de 0,05 a 0,15 (CPRM, 2012b).

Os valores médios de recarga para o ano hidrológico (período de outubro a setembro) considerado (2010-2019) variaram de 51 a 302 mm para um coeficiente de armazenamento de 0,05 e de 154 a 906 mm para valores de coeficiente de armazenamento de 0,15 (Anexo III). Entretanto, para os 9 anos hidrológicos no período de dados de 2010 a 2019, nenhum piezômetro apresentou todos os anos adequados para cálculo da recarga pelo método VNA. Somente 61% dos piezômetros possibilitaram calcular a recarga para o período igual ou superior a 6 anos, sendo que somente 3 piezômetros possuem dados suficientes para o cálculo da recarga para o período de 8 anos (Figura 5.16).

Embora com muitas falhas nas medições, impossibilitando calcular a recarga para alguns períodos, com a utilização de piezômetros com informações mais completas, foi possível observar como o efeito da diminuição dos índices pluviométricos que afetou a região sudeste em 2014 reduziu significativamente a recarga em quase todos os piezômetros (Anexo II) da área de estudo.

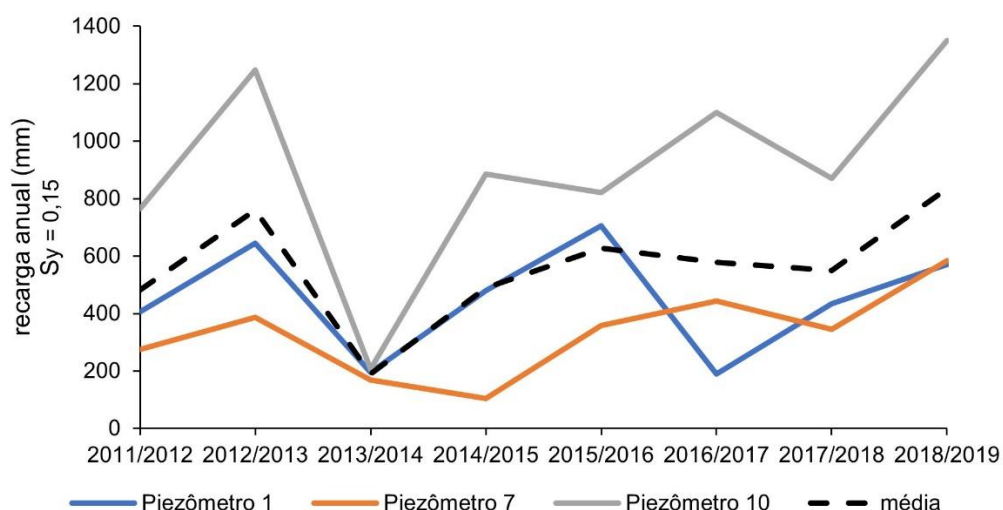


Figura 5.16– Recarga anual para o SAB com base nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro

O valor ΔH , utilizado na Equação (7) e obtido em cada curva de oscilação de nível d'água no piezômetro, variou de zero a 9 metros (Anexo III). O período de 2013/2014 é caracterizado com as menores oscilações de ΔH e pelo fato de não ter sido observada a recarga (ΔH igual a zero) nos piezômetros 3 (sudoeste), 16 (centro) e 23 (nordeste). A recarga nula também aconteceu em outros períodos e piezômetros e observa-se que são os que têm como característica apresentarem as menores oscilações de ΔH para o período de estudo. O piezômetro 10 foi que apresentou maior média de recarga anual (906 mm) e encontra-se na zona central na área de estudo (Figura 5.17).

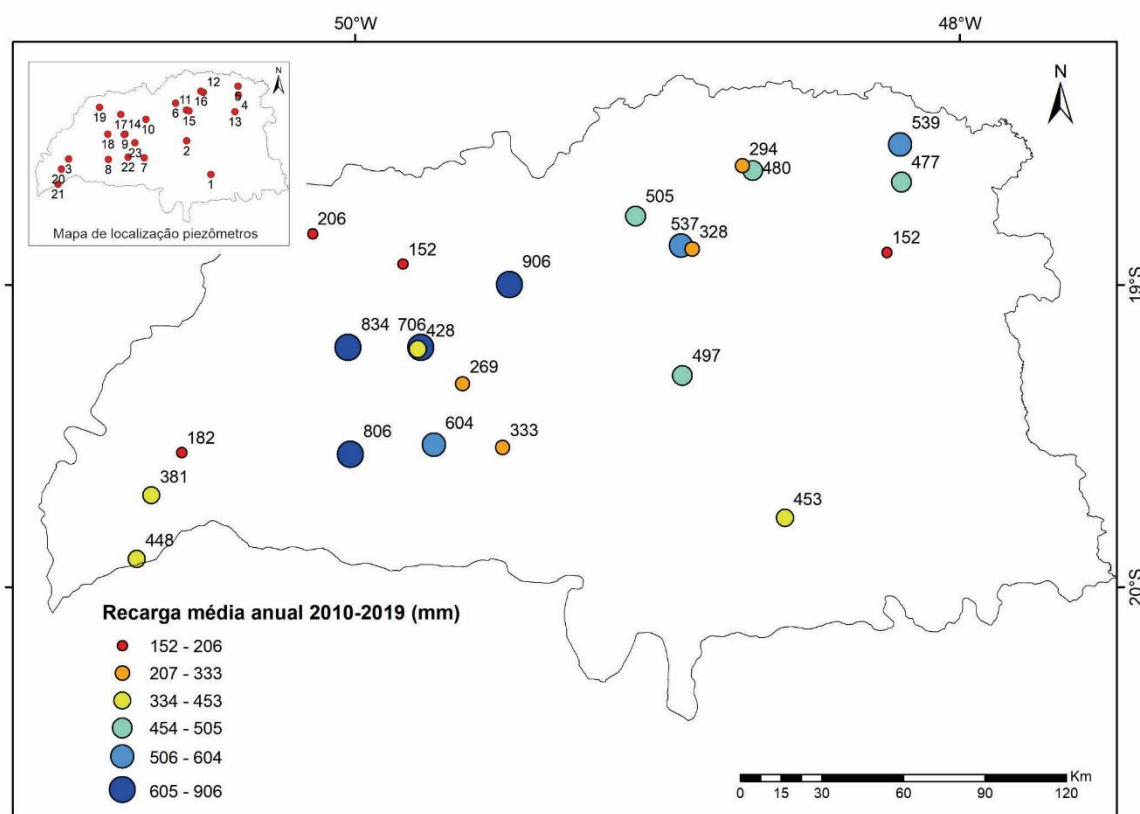


Figura 5.17 – Distribuição da recarga média anual nos piezômetros (2010-2019) para um $S_y = 0,15$

Considerando o período de 2011 a 2014, observa-se que há uma diminuição geral da profundidade do nível d'água nos piezômetros no ano de 2014, chegando a 6 metros de variação no piezômetro 10 (Figura 5.18). A partir de então, os níveis de água subterrânea são recuperados parcialmente até o ano de 2018. Entretanto, tal recuperação é incapaz de restabelecer os níveis de 2011, como pode ser observado do piezômetro 10 que tem uma recuperação de 4 metros (Figura 5.19). Embora haja uma tendência geral do rebaixamento do nível d'água nos piezômetros, observa-se que a partir de dezembro de 2017, há uma tendência de recuperação dos níveis d'água, com um respectivo aumento da recarga (Figura 5.16).

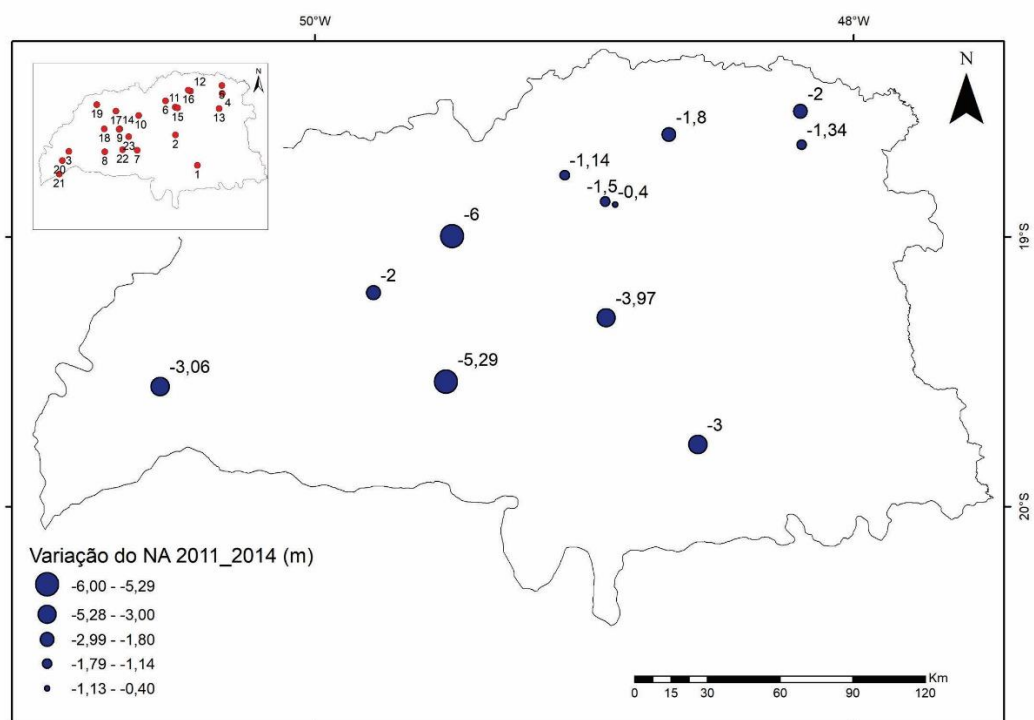


Figura 5.18 – Variação do Nível d'Água (NA) no período de 2011 a 2014 nos piezômetros do RIMAS (número de dados = 11)

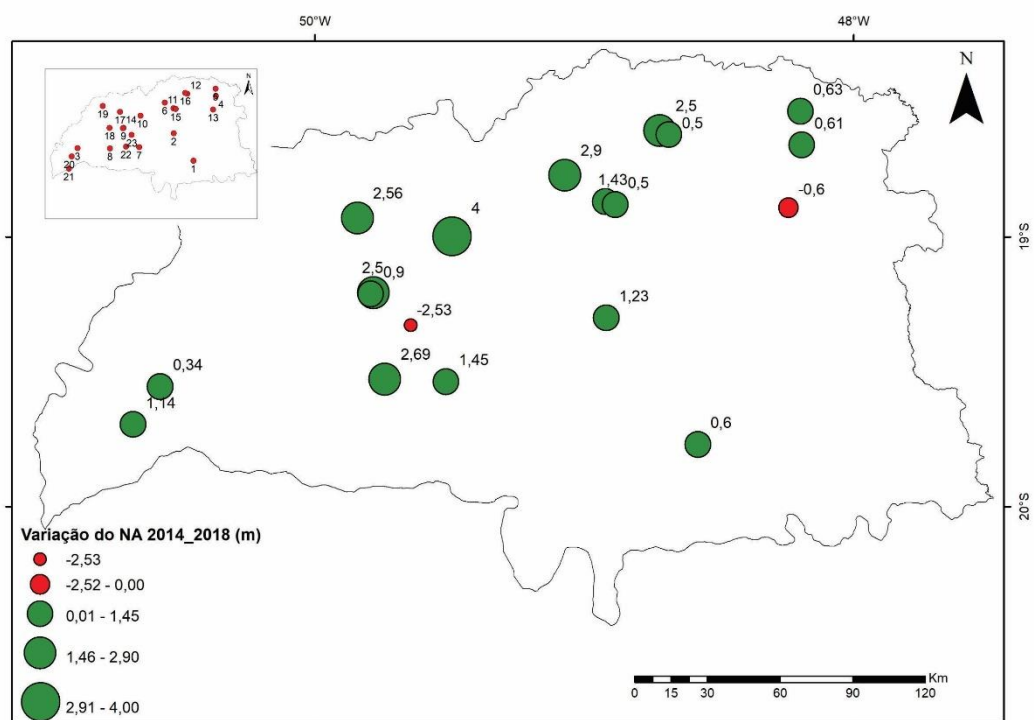


Figura 5.19 – Variação do Nível d'Água (NA) no período de 2014 a 2018 nos piezômetros do RIMAS (número de dados = 19)

A profundidade inicial do nível d'água nos piezômetros variou de pouco mais de 5 metros (piezômetro 11) a mais de 56 metros (piezômetro 18), ao longo de todo o período de avaliação. Os piezômetros podem ser divididos em 3 classes de profundidade de nível d'água: 13 piezômetros possuem NA inferior a 20 metros de profundidade (classe 1) e a recarga, de modo geral, tende a iniciar de outubro a dezembro (Figura 5.20); ocorrem 8 piezômetros com NA variando entre 20 e 30 metros de profundidade (Classe 2) com recarga se iniciando geralmente em janeiro (Figura 5.21) e 2 piezômetros cuja profundidade do NA maior do que 30 metros (Classe 3; Figura 5.22).

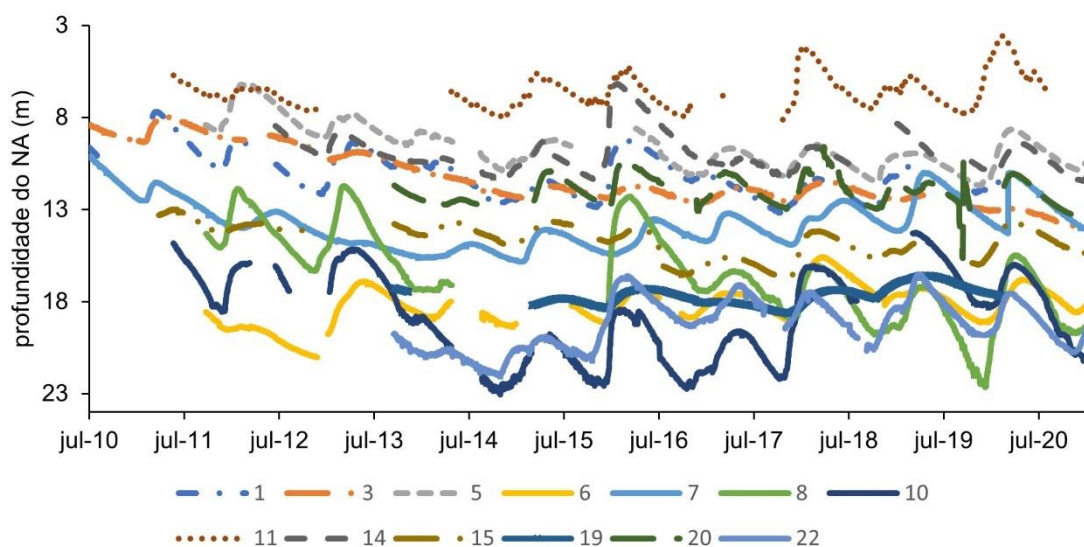


Figura 5.20 – Piezômetros com profundidade de NA menor do que 20 metros (Classe 1)

Nesta última classe, chama a atenção o efeito de recarga bastante retardado do piezômetro 13, com reflexo na elevação do NA somente em abril, ao final da estação chuvosa. Além disso, a resposta aos eventos chuvosos é pouco significativa com elevação do NA de apenas alguns centímetros o que pode estar subestimando as taxas de recarga. Entretanto, tal fato não se observa no piezômetro 18 que possui uma maior profundidade de nível d'água, mas tem respostas significativas aos eventos chuvosos e apresenta o início de recarga em novembro, assim como os piezômetros com NA mais raso (Figura 5.22).

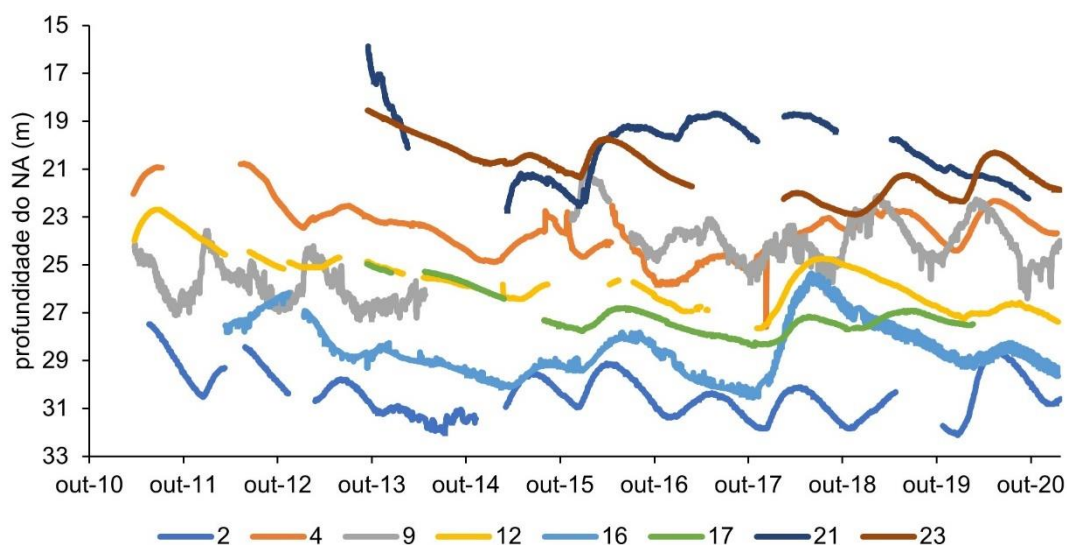


Figura 5.21 – Piezômetros com profundidade de NA entre 20 e 30 metros (Classe 2)

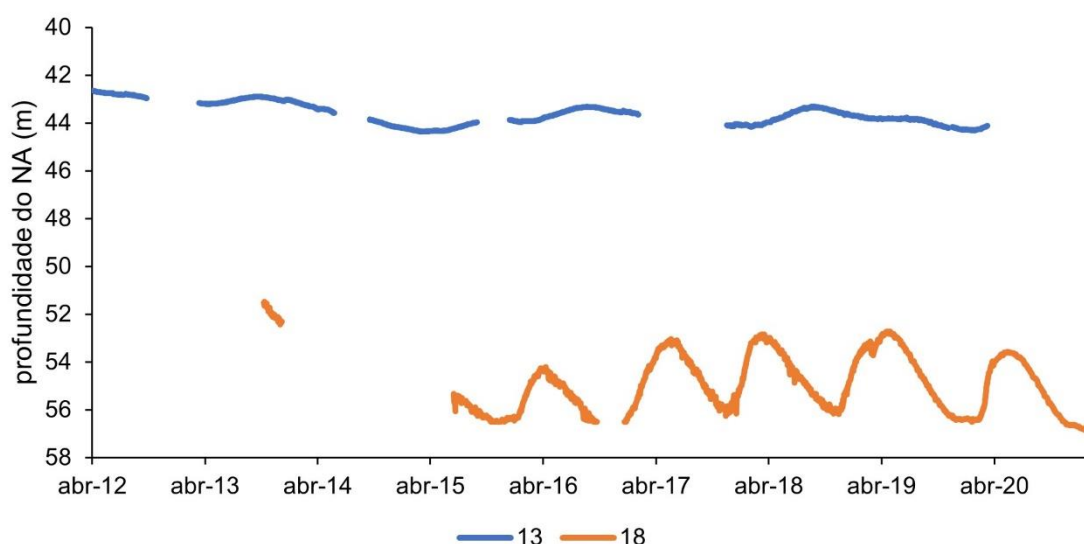


Figura 5.22 – piezômetros com profundidade de NA maior que 30 metros (Classe 3)

Como dito anteriormente, não foi possível calcular a recarga para todo o período em todos os piezômetros. Houve período em que só foi possível avaliar a recarga em 1 piezômetro (2010/2011), chegando ao máximo de 20 piezômetros no período de 2015/2016. Dessa forma, foi elaborado um mapa com o objetivo de fazer uma avaliação da variação espacial da recarga para o referido ano hidrológico. Para tanto, foi considerado o valor máximo para o coeficiente de armazenamento (S_y) aqui adotado (0,15), para todo o SAB no Triângulo Mineiro (Figura 5.23). Neste contexto, onde 14 piezômetros se encontram na Formação Vale do rio do Peixe e 6

na Formação Marília, a média da recarga para o período nos piezômetros da Formação Vale do rio do Peixe é de 275 mm, enquanto na Formação Marília é de 223 mm, o que pode indicar uma maior potencialidade aquífera da Formação Vale do rio do Peixe.

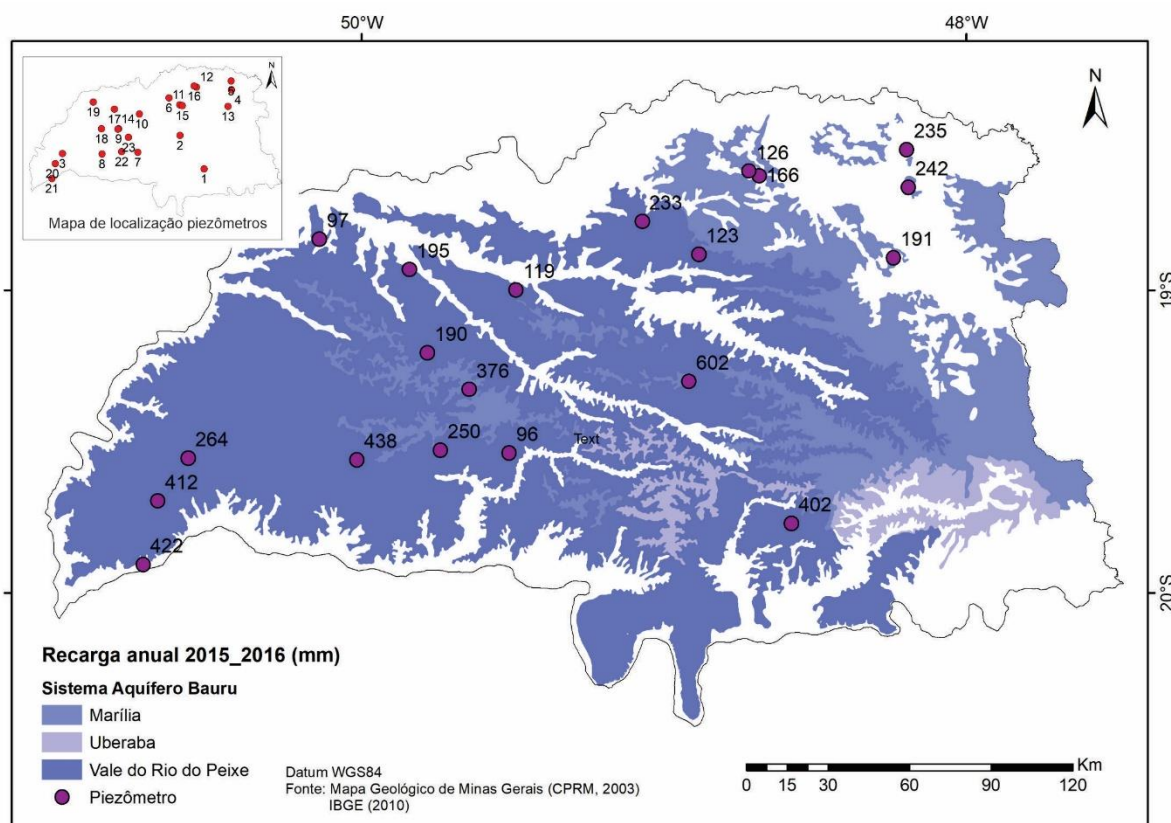


Figura 5.23 – Distribuição espacial da recarga para o SAB nos piezômetros da RIMAS para o período 2015/2016 para um S_y de 0,15

5.6 Cálculo da recarga pela decomposição de hidrograma

Os valores médios de recarga anual obtidos pela decomposição de hidrograma, utilizando-se o software *GWToolbox*® da USGS, variaram de 231 a 479 mm, para um período de 2000 a 2019 (Figura 5.24). Observa-se ainda que as maiores e menores recargas ocorreram na porção sudeste e oeste da área, respectivamente, estando de acordo com a distribuição pluviométrica média para a região (SANTOS & FERREIRA, 2016).

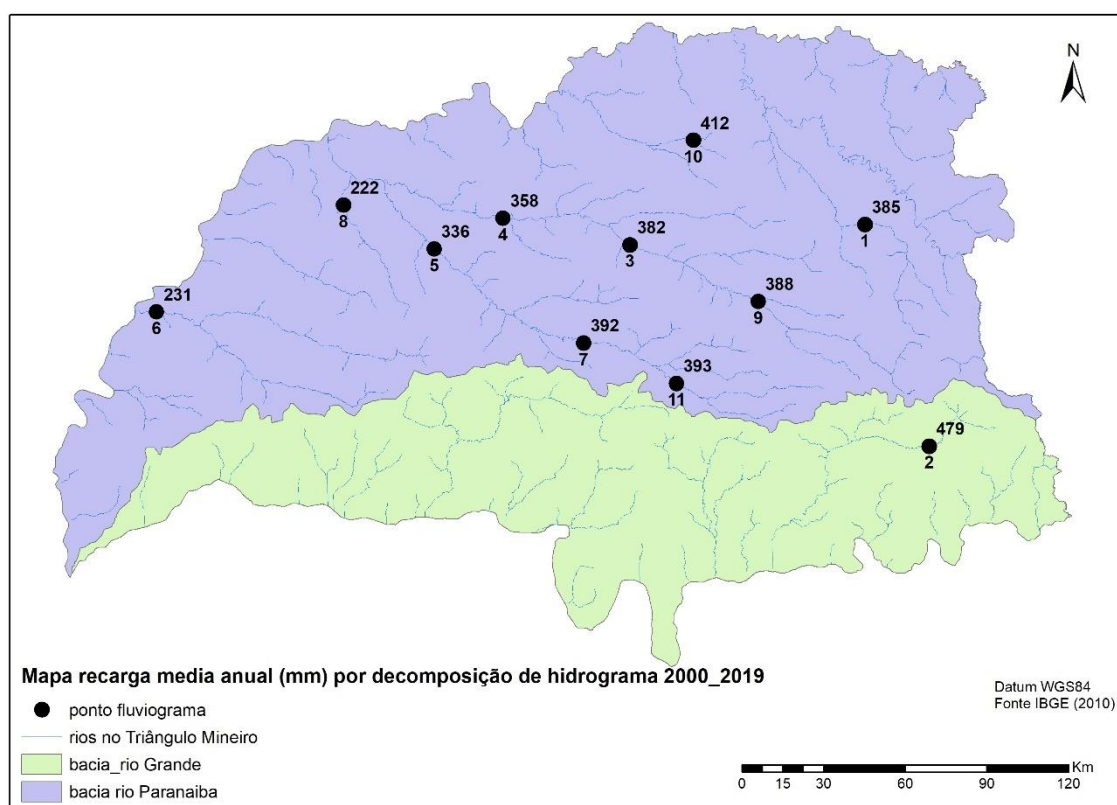


Figura 5.24 - Distribuição da recarga média anual do SAB na região do Triângulo Mineiro. 1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cahoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida

A variação da recarga anual, com base nos dados fluviométricos, indicou um aumento significativo da recarga no período 2010/2011 na maioria das respectivas bacias e uma queda abrupta das taxas de recarga no período 2013/2014, em todas as análises (Tabela 5.3 e Figura 5.25).

Ao se analisar o comportamento das variações de recarga em todas as bacias durante o período de estudo, observa-se que as recargas médias anuais antes do ano hidrológico 2010/2011 apresentam um patamar mais elevado (375 mm) do que no período posterior (335 mm) oscilando dentro de um patamar inferior (Figura 5.25), assim como observado na variação da recarga potencial ao longo do período 2000 a 2019.

Tabela 5.3 – Variação da recarga por decomposição de hidrograma para o período 2000-2019

RECARGA ANUAL (mm)										
Bacia*	2000/2001	2001/2002	2002/2003	2003/2004	2004/2005	2005/2006	2006/2007	2007/2008	2008/2009	2009/2010
1	246	318	475	322	274	412	415	363	410	429
2	231	425	486	538	514	605	-	642	568	412
3	247	360	412	375	428	378	418	416	414	347
4	259	332	406	335	423	413	416	361	502	325
5	162	226	315	309	385	377	485	361	417	430
6	119	235	234	167	296	284	333	270	285	344
7	243	280	396	386	424	495	509	449	562	551
8	173	156	197	177	203	266	341	-	263	311
9	182	336	455	378	443	434	464	510	493	353
10	-	-	-	-	-	-	-	510	474	419
11	240	260	535	446	473	445	576	427	557	424
Média	210	293	391	343	386	411	440	431	449	395

*1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cachoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida

Tabela 5.3 – Variação da recarga por decomposição de hidrograma para o período 2000-2019 (continuação)

RECARGA ANUAL (mm)										
Bacia*	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	MÉDIA
1	622	592	315	208	-	402	431	304	400	385
2	765	322	373	154	380	400	702	662	443	479
3	578	424	318	237	-	-	-	-	-	382
4	518	441	327	221	225	227	-	-	-	358
5	487	393	287	168	227	411	-	313	301	336
6	-	262	210	125	-	177	180	180	232	231
7	419	401	302	181	-	281	-	-	-	392
8	352	304	183	152	143	253	133	193	-	222
9	562	-	226	208	-	-	-	-	-	388
10	481	435	419	326	321	341	-	-	394	412
11	526	442	352	259	298	326	320	269	296	393
Média	531	402	301	203	266	313	353	320	322	-

*1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cachoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida

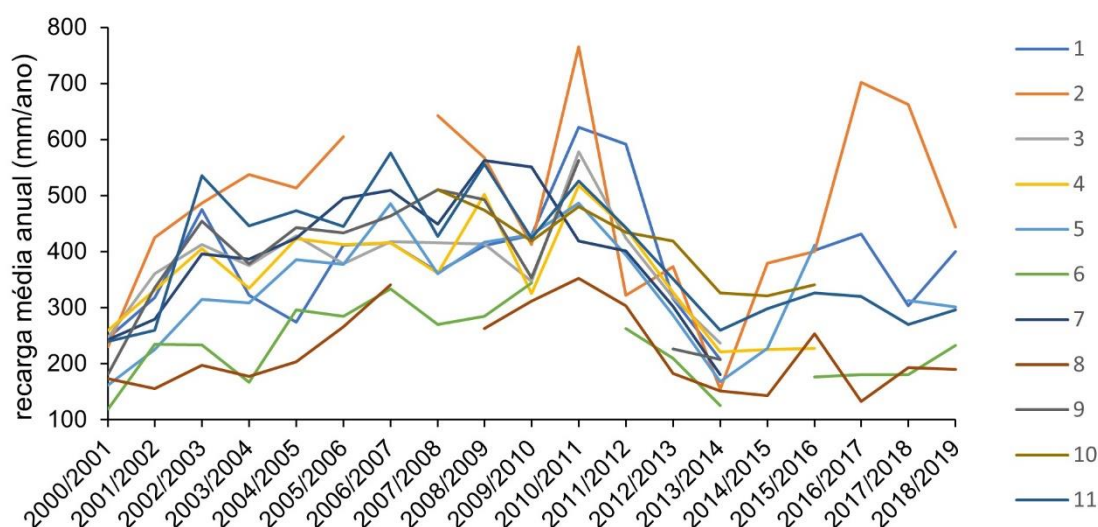


Figura 5.25 – Variação da recarga média anual para o período de 2000 a 2019. 1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cahoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida

5.7 Cálculo da recarga por sensoriamento remoto (GRACE)

O cálculo da recarga com os dados GWS do GRACE consistiu em determiná-la para cada pixel de informação, totalizando 73 pontos de informação na área de estudo (Anexo IV). Dessa forma, a recarga média anual para o período de 2010 a 2019 variou de 312 a 765 mm, sendo que grande parte da área apresenta valores médios anual inferiores a 571 mm. Entretanto, são observados valores anômalos de 700 a 765 mm no centro norte e nordeste, respectivamente, do Triângulo Mineiro (Figura 5.26).

A avaliação da relação entre os dados da variação do nível d'água *in situ* nos piezômetros da RIMAS e a variação do GWS obtida pelo GRACE-GLDAS foi realizada para aferir a sua aplicabilidade na região do SAB no Triângulo Mineiro. Considerando que o pixel da informação da variável GWS tem uma extensão de aproximadamente 25 km, a variação observada do conteúdo água subterrânea representa uma média das variações para essa área. Comparativamente, a variação de nível d'água nos piezômetros representa uma peculiaridade pontual do comportamento da zona saturada frente a variação temporal. E o que se observa é que para um mesmo pixel de informação GWS ocorrem piezômetros com comportamento de variação de nível d'água singulares que por vezes possuem boa correlação com a informação do pixel, ou não. Isso é observável nos piezômetros que se encontram no mesmo pixel, tais como: 5 e 4; 16 e 12; 15 e 11; 22 e 7; 14 e 9;

e 20 e 3, sendo que somente no caso dos piezômetros 16 e 12 nenhum deles possui uma boa correspondência gráfica com os dados GWS, enquanto no restante, pelo menos um dos piezômetros apresenta uma boa correlação. Qualitativamente, observou-se que 12 dos 23 piezômetros apresentaram um bom ajuste gráfico com os dados GWS, isso representa 52% do total (Figura 5.27).

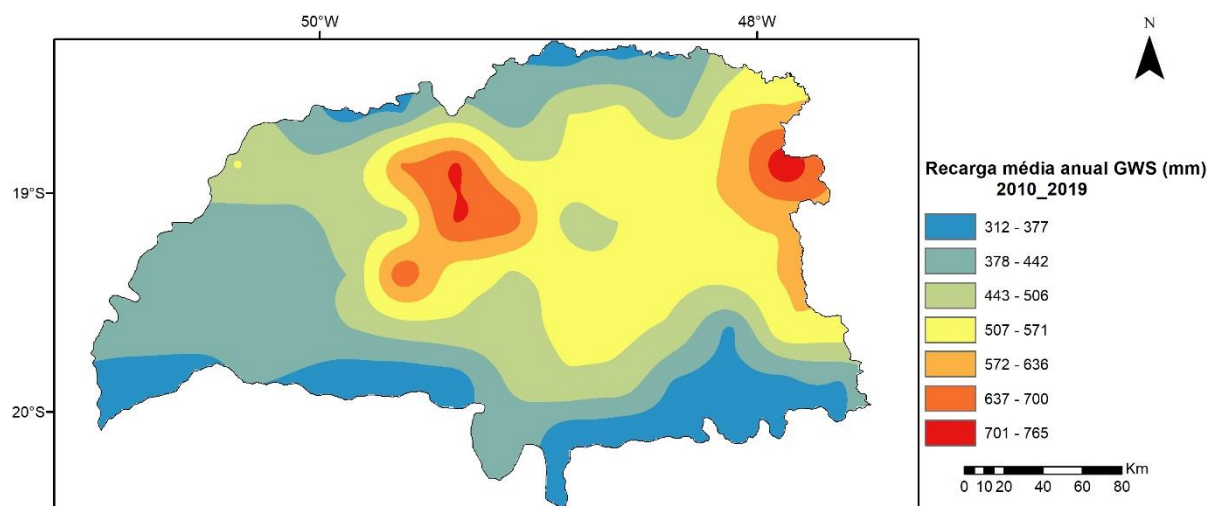


Figura 5.26 – Mapa de recarga média anual para o período 2010-2019 utilizando o parâmetro GWS (validação cruzada Anexo II)

O FCC foi a ferramenta estatística utilizada para avaliar o grau de correlação entre os dados GWS e a variação da profundidade d'água nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro.

O FCC indicou uma boa correlação dos dados da variação de profundidade do nível d'água nos piezômetros da RIMAS com a variável GWS do GRACE. Os valores de FCC variaram de $-0,29$ a $-0,89$, sendo que 56% dos valores são superiores a $-0,59$ (Tabela 5.4 e Figura 5.28).

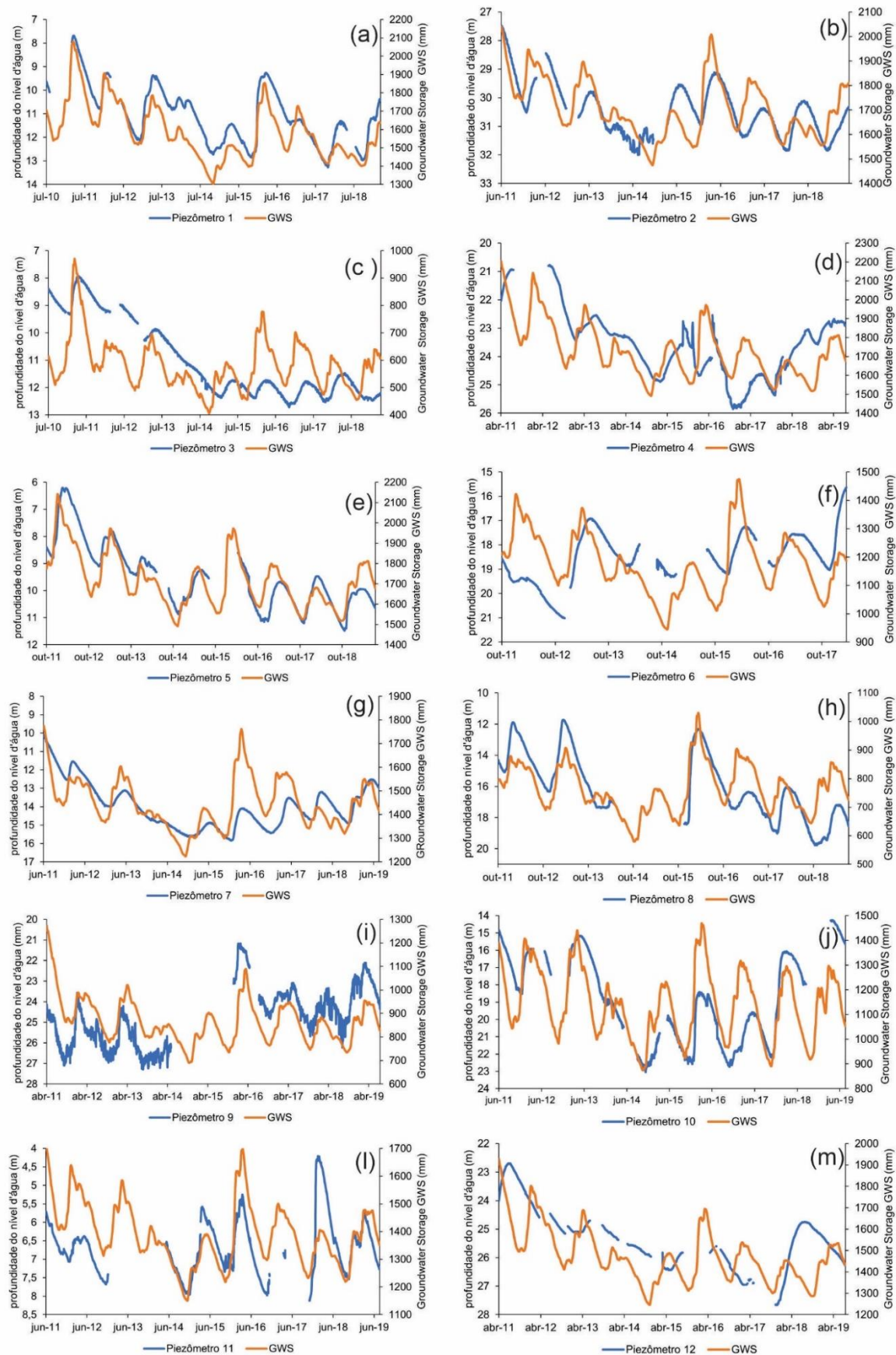


Figura 5.27 – Correlação da variação do nível d'água subterrânea (NA) com o parâmetro GWS do GRACE-GLDAS – piezômetros 1 (a) a 12 (m)

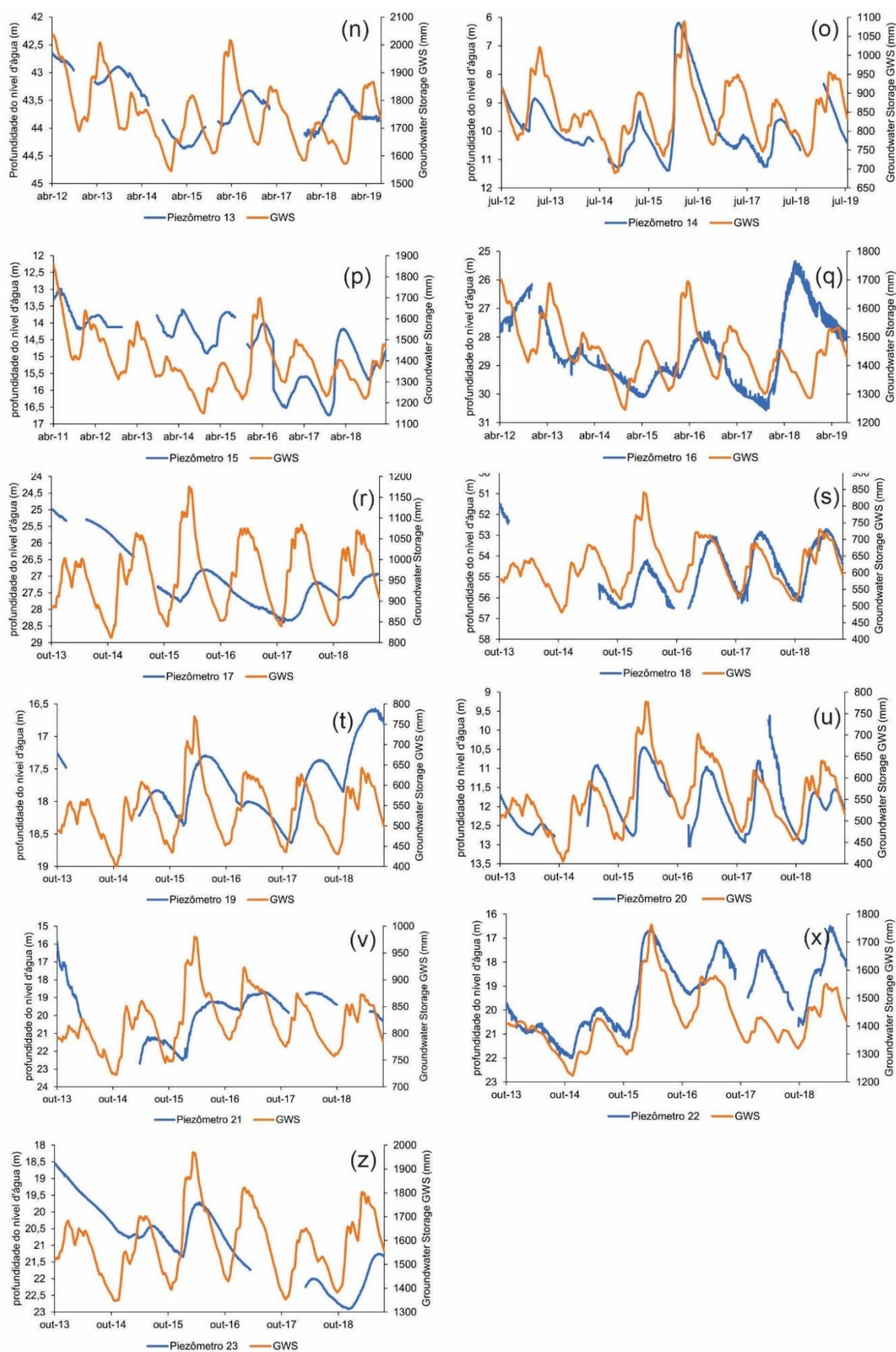


Figura 5.27 – Correlação da variação do nível d'água subterrânea (NA) com o parâmetro GWS do GRACE-GLDAS – piezômetros 13 (m) a 23 (z) (continuação)

Tabela 5.4 – Tabela de valores de FCC para a correlação dos valores de GWS com a variação do nível d'água nos piezômetros

Piezômetro	FCC	Piezômetro	FCC
1	-0.86	13	-0.55
2	-0.68	14	-0.7
3	-0.46	15	-0.42
4	-0.64	16	-0.51
5	-0.85	17	-0.36
6	-0.29	18	-0.67
7	-0.61	19	-0.58
8	-0.69	20	-0.76
9	-0.3	21	-0.51
10	-0.66	22	-0.89
11	-0.7	23	-0.32
12	-0.68		

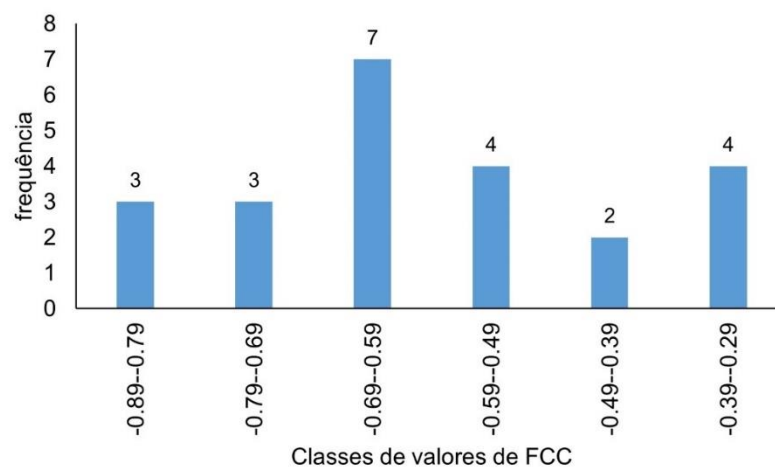


Figura 5.28 – Distribuição das classes de FCC

Estatisticamente, sendo tal correspondência comprovada em boa parte da área do Triângulo Mineiro, foi possível utilizar os dados de sensoriamento remoto do GRACE, através da variável GWS, para estimar regionalmente a recarga das águas subterrâneas no SAB no Triângulo Mineiro.

5.8 Determinação do Índice de Fluxo de Base - IFB

O IFB calculado pelos métodos PART, HYSEP (Mínimo Local, Intervalo Fixo e Deslizante) e BFI (Padrão e Modificado) no programa *GWToolbox*® da USGS nas 11 bacias analisadas para o período estudado (2000 a 2019) apresentou uma variação média anual para o período de 0,58 a 0,83, gerando uma média anual para o SAB no Triângulo Mineiro de 0,78 (Figura 5.29 e Tabela 5.5). As maiores médias anuais foram encontradas na bacia 10 (IFB igual a 0,83) e os menores na bacia 2 (IFB igual a 0,58). Observa-se em quase todas as bacias uma certa regularidade nos valores de IFB, espacialmente e temporalmente. Entretanto, foi observada uma forte diminuição dos valores de IFB, ao longo do tempo, para a bacia 2 (rio Uberaba), justamente a que apresenta problemas de abastecimento d'água à população urbana de Uberaba, ocasionando a transposição de águas da bacia vizinha (bacia 9).

A destacada homogeneidade dos valores de IFB nas diversas bacias em contraste com os valores mais baixos na bacia do rio Uberaba pode estar relacionado à área de ocorrência da Formação Uberaba (Figura 5.29 e 5.30), mostrando uma menor potencialidade aquífera decorrente de parâmetros hidrodinâmicos menores (condutividade hidráulica e porosidade), que refletem na baixa produtividade dos poços, conforme observado no trabalho de Silva & Campos (2018).

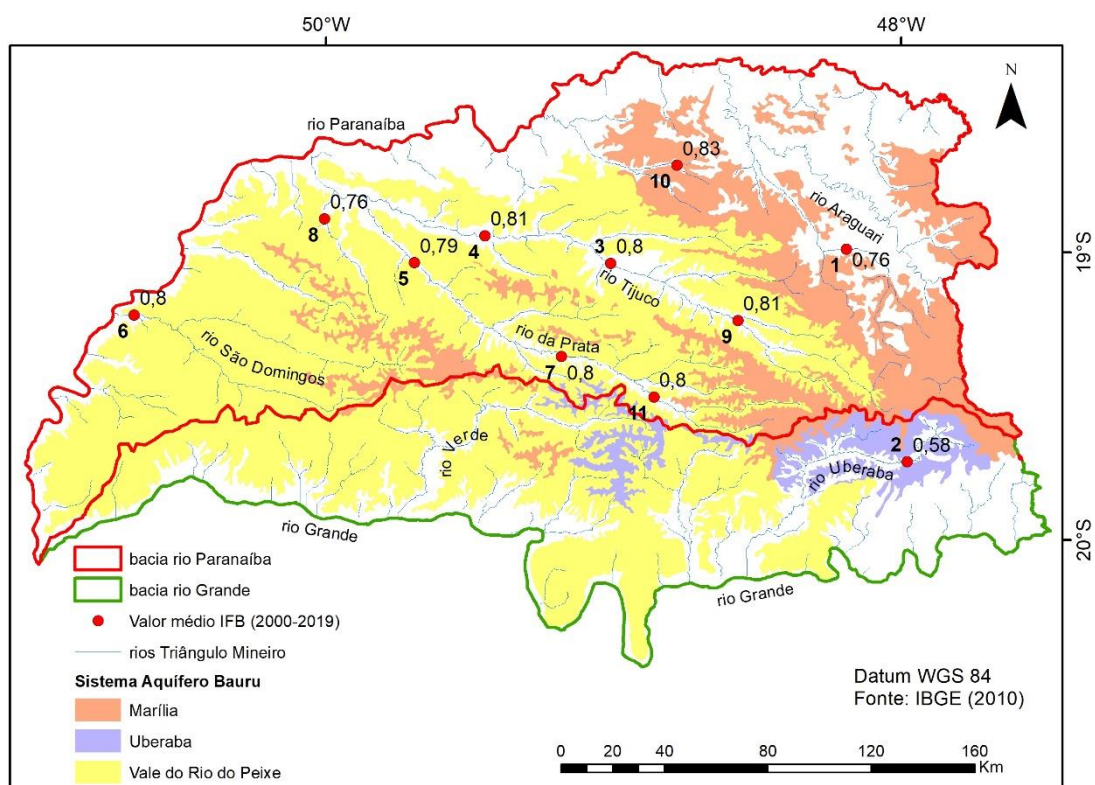


Figura 5.29 - Índice de fluxo de base nas bacias hidrográficas avaliadas. 1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cahoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida

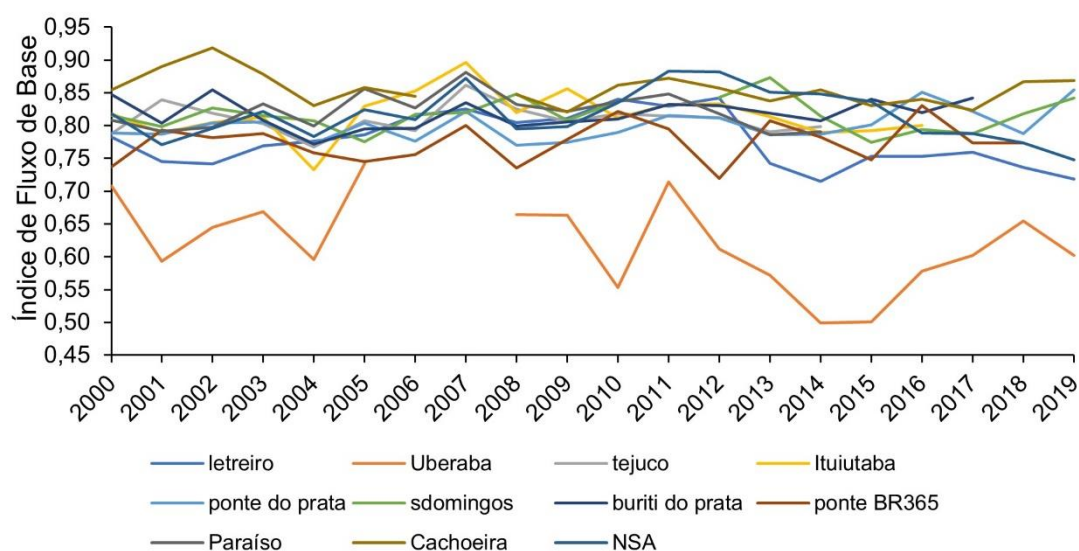


Figura 5.30 – Variação do índice de fluxo de base ao longo do período estudado

Tabela 5.5 – Índice de fluxo de base para o período de 2000 a 2019 das 11 bacias avaliadas no Triângulo Mineiro

	bacia	média	00/01	01/02	02/03	03/04	04/05	05/06	06/07	07/08	08/09
1	Leteiro	0,76	0,74	0,68	0,77	0,75	0,76	0,80	0,81	0,78	0,80
2	Uberaba	0,58	0,60	0,61	0,60	0,60	0,63	0,67	-	0,61	0,62
3	Tejuco	0,80	0,83	0,82	0,81	0,78	0,77	0,81	0,84	0,81	0,80
4	Ituiutaba	0,81	0,81	0,80	0,80	0,77	0,75	0,84	0,92	0,81	0,85
5	Ponte do Prata	0,79	0,81	0,78	0,79	0,80	0,77	0,77	0,82	0,78	0,76
6	São Domingos	0,80	0,77	0,80	0,81	0,83	0,75	0,78	0,80	0,84	0,79
7	Buriti do Prata	0,80	0,81	0,82	0,79	0,81	0,75	0,78	0,84	0,80	0,79
8	Ponte BR365	0,76	0,75	0,76	0,77	0,78	0,70	0,73	0,77	0,74	0,71
9	Paraíso	0,81	0,79	0,77	0,82	0,81	0,78	0,85	0,86	0,84	0,80
10	Cachoeira	0,83	0,86	0,89	0,87	0,78	0,85	0,84	-	0,84	0,81
11	NSA	0,80	0,81	0,77	0,77	0,81	0,77	0,78	0,86	0,81	0,76
	bacia	09/10	10/11	11/12	12/13	13/14	14/15	15/16	16/17	17/18	18/19
1	Leteiro	0,81	0,82	0,83	0,75	0,67	-	0,76	0,73	0,71	0,68
2	Uberaba	0,49	0,69	0,60	0,53	0,50	0,49	0,50	0,58	0,57	0,59
3	Tejuco	0,82	0,80	0,80	0,80	0,78	-	-	0,79	-	0,75
4	Ituiutaba	0,83	0,81	0,81	0,84	0,78	0,77	0,80	-	-	0,79
5	Ponte do Prata	0,78	0,82	0,80	0,79	0,79	0,78	0,83	0,81	0,80	0,80
6	São Domingos	0,80	-	0,88	0,84	0,82	0,78	0,77	0,79	0,78	0,82
7	Buriti do Prata	0,78	0,83	0,81	0,83	0,81	0,80	0,82	0,83	-	-
8	Ponte BR365	0,80	0,80	0,71	0,76	0,75	0,74	0,79	0,76	0,77	-
9	Paraíso	0,82	0,82	0,81	0,79	0,79	-	0,86	0,82	-	-
10	Cachoeira	0,84	0,84	0,84	0,81	0,84	0,80	0,82	0,79	-	0,85
11	NSA	0,79	0,87	0,85	0,87	0,81	0,84	0,78	0,78	0,73	0,74

5.9 Determinação da curva de permanência de vazões das bacias analisadas

A curva de permanência foi calculada para estações fluviométricas disponíveis para o período de 2000 a 2019 sendo observado um certo padrão nas curvas, exceção à estação do rio Uberaba (2) que apresenta uma maior declividade (Figura 5.31 e Anexo V).

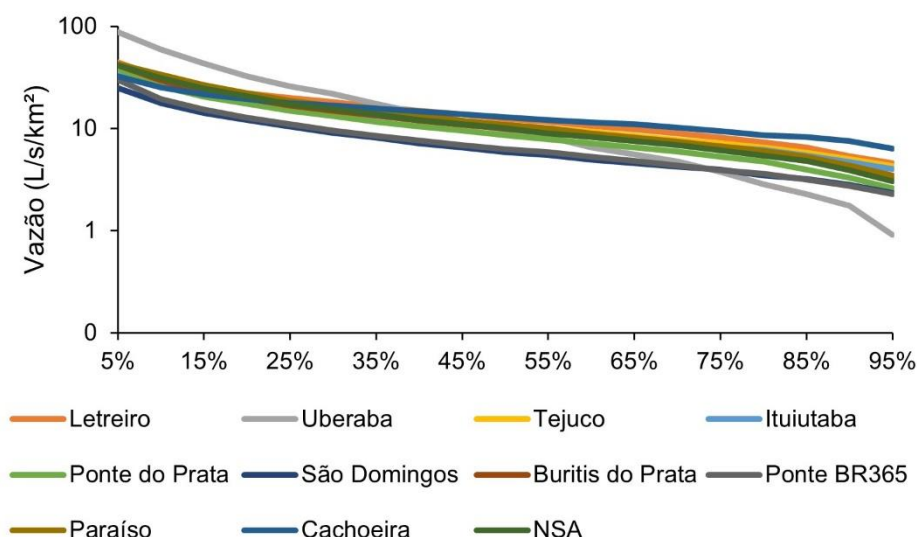


Figura 5.31 – Curva de permanência de vazões das bacias analisadas no Triângulo Mineiro (2000 a 2019)

De modo geral, dentre as bacias analisadas, somente a bacia do rio Uberaba apresentou, conjuntamente, o aumento das vazões de cheia (Q_5), diminuição das vazões mínimas (Q_{95}), aumento dos índices de variabilidade de vazão (CV e Q_5/Q_{95}) (Figura 5.32), fatores que demonstram a baixa resiliência hídrica da bacia (HAN *et al.*, 2018). Entretanto, utilizando-se o recurso Linha de Tendência do Excel, observa-se que a grande maioria das estações fluviométricas apresentaram vazões Q_{95} em queda (Tabela 5.6).

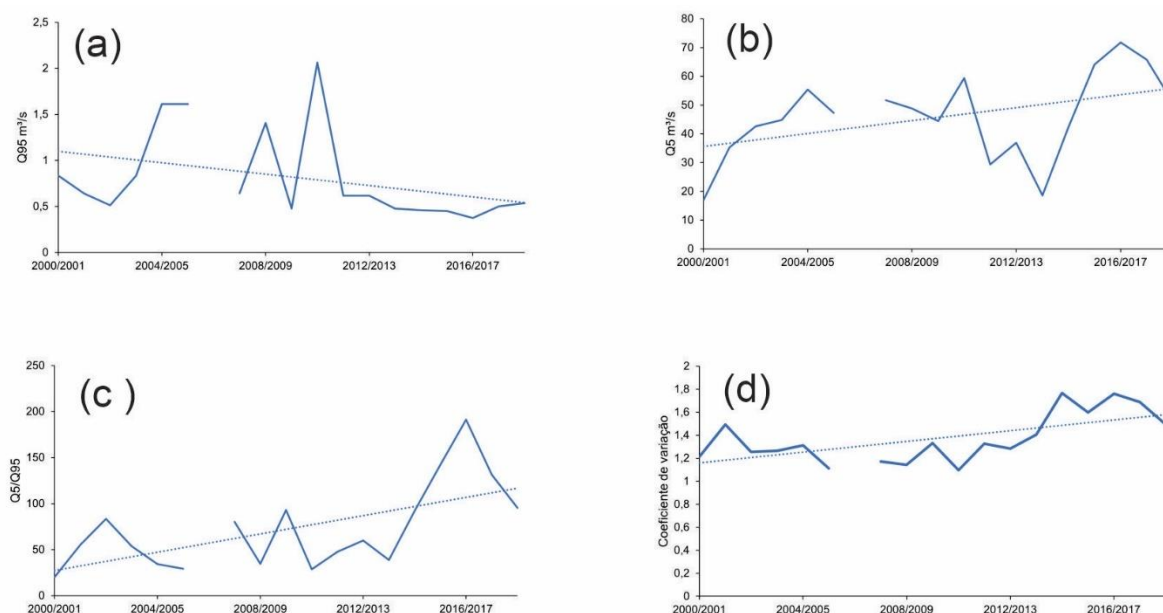


Figura 5.32 – (a) Vazão Q_{95} ; (b) Vazão Q_5 ; (c) Razão Q_5/Q_{95} e (d) Coeficiente de Variação para o rio Uberaba (bacia 2) para o período de 2000 a 2019

Tabela 5.6- Comportamento dos parâmetros Q_5 , Q_{95} , CV e Q_5/Q_{95} para as vazões do rio nas bacias analisadas (ver anexo V)

Estação fluviométrica	Q_5	Q_{95}	CV	Q_5/Q_{95}
1	estável	↓	↑	↑
2	↑	↓	↑	↑
3	↓	↓	↓	estável
4	↓	↓	estável	estável
5	estável	↓	↑	↑
6	↓	estável	↓	↓
7	↓	estável	estável	↓
8	estável	↓	↓	↑
9	↓	estável	↓	-
10	↓	↓	↑	↑
11	↓	↓	↓	↑

1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cahoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida; ↓- tendência negativa; ↑- tendência positiva

6 ANÁLISE INTEGRADA DOS RESULTADOS

Analizando conjuntamente as informações obtidas, foi observada a forte correlação dos dados de variação de nível d'água nos piezômetros da RIMAS com a variação do parâmetro GWS do GRACE. Considerando a variação do nível d'água nos piezômetros da RIMAS para o período de 2011 a 2020, e anotando-se a maior profundidade do NA no início e no término da sequência de dados disponíveis, de

modo geral, é possível ser observada uma redução dos níveis de água subterrâneas na região do Triângulo Mineiro (Figuras 6.1 e 6.2 e Tabela 6.1).

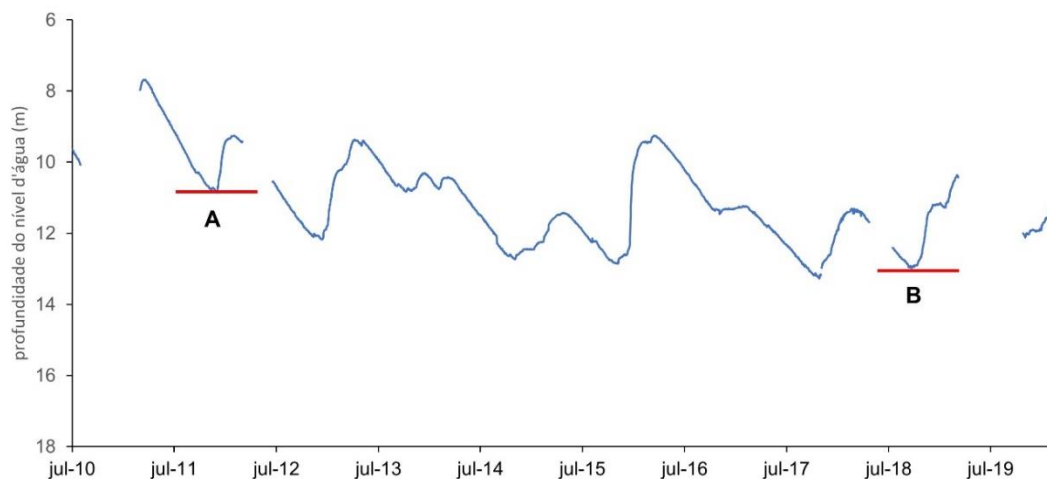


Figura 6.1 – Variação da profundidade do nível d'água do piezômetro 1 para o período 2011-2020. Maior profundidade do nível d'água no início (A) e no final das medições (B)

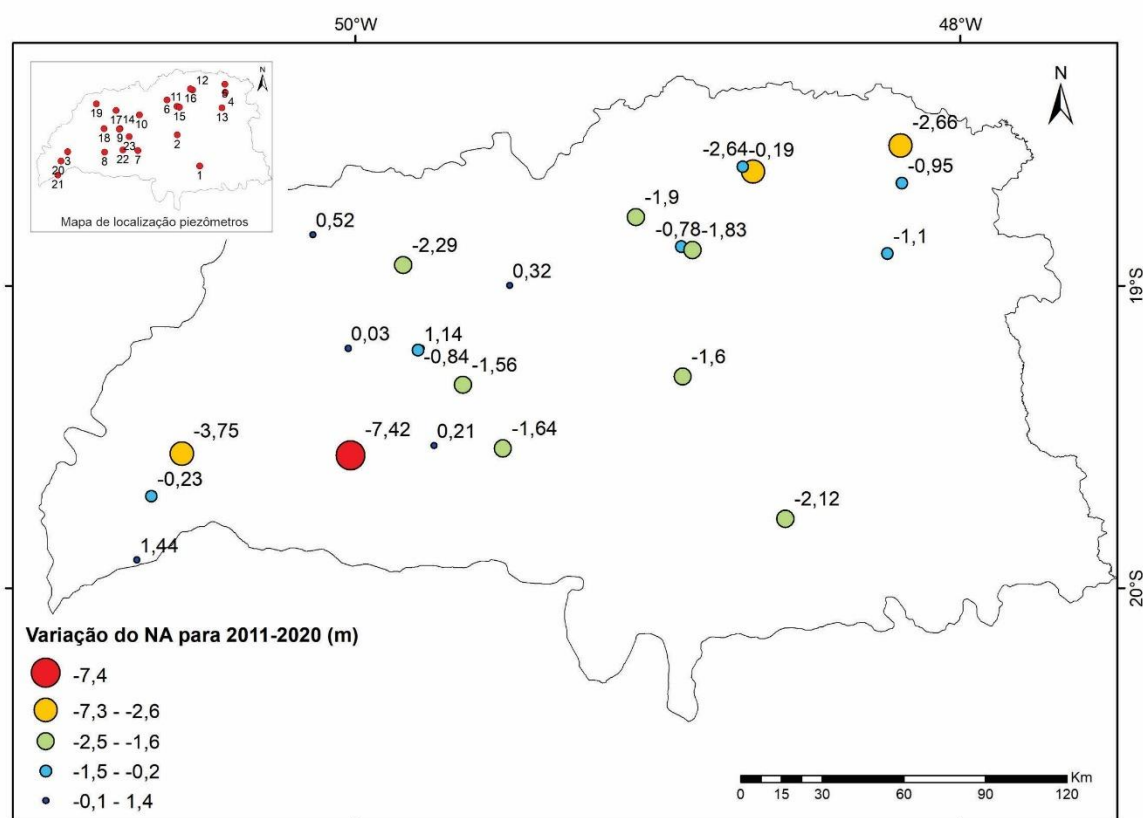


Figura 6.2 – Variação da profundidade do nível d'água nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro para o período 2011 a 2020

Tabela 6.1 - Variação da profundidade do nível d'água nos piezômetros da RIMAS no Triângulo Mineiro para o período 2011 a 2020

Maior profundidade do nível d'água (m)											
piezômetro	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	$\Delta h(m)$
1	10,86					12,98					-2,12
2		30,5								32,1	-1,6
3	9,34									13,09	-3,75
4			23,46							24,41	-0,95
5	8,79									11,45	-2,66
6		21,01								19,11	1,9
7		12,53							14,17		-1,64
8	15,00									22,42	-7,42
9	27,09									25,95	1,14
10	18,51								18,19		0,32
11	7,04								7,82		-0,78
12		24,58								27,22	-2,64
13			43,2							44,3	-1,1
14			9,99							10,83	-0,84
15	14,17								16,00		-1,83
16			29,05							29,24	-0,19
17				25,34					27,63		-2,29
18					56,47					56,44	0,03
19						18,36		17,84			0,52
20				12,74					12,97		-0,23
21					22,51				21,07		1,44
22				20,97						20,76	0,21
23					20,79					22,35	-1,56

Essa tendência é também observada nos dados da variável GWS do sistema de satélites GRACE. Para o período 2011 a 2020, observa-se que há uma diminuição das reservas de águas subterrâneas em todo o Triângulo Mineiro, com especial destaque para a porção sul, central e leste da área, exatamente a área onde houve grande aumento da cultura de cana (Figura 6.3). Entretanto, a partir de 2017 já é observada uma recuperação dos valores de GWS.

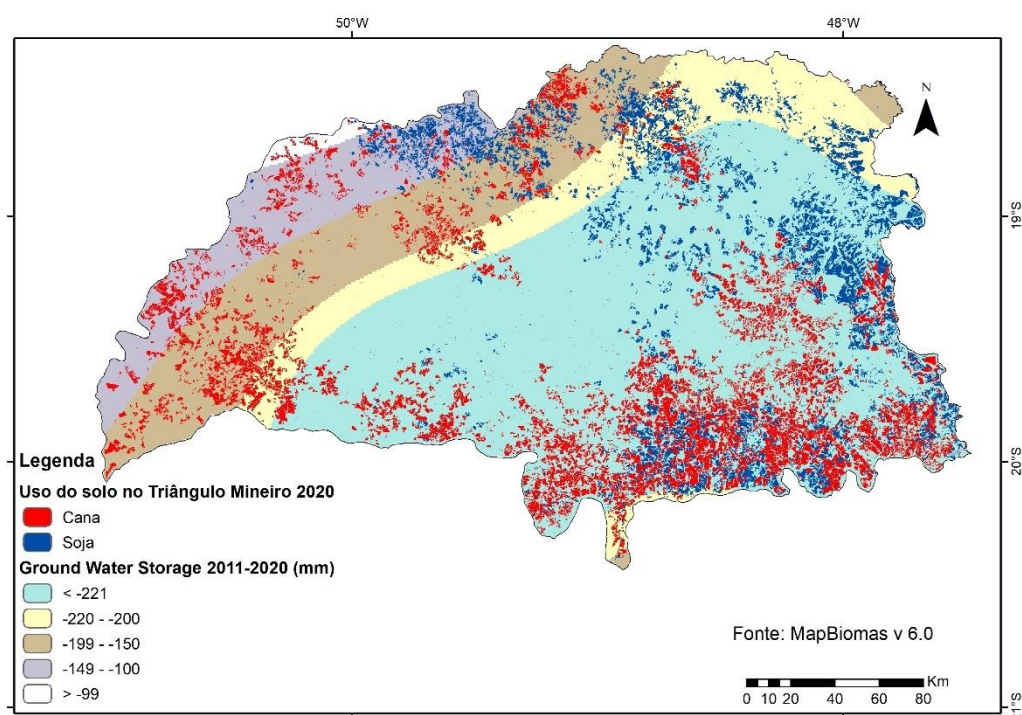


Figura 6.3 – Mapa de variação do GWS no Triângulo Mineiro para 2011 a 2020 e as áreas de plantio de cana e soja em 2020 (validação cruzada Anexo II)

As informações de outorga de águas subterrâneas foram correlacionadas com a variação do GWS para o período de 2011 até a forte seca de 2014, quando os níveis de água subterrânea nos piezômetros caíram consideravelmente. Tal evento climático incrementou o uso da água subterrânea para irrigação, que se refletiu em uma forte redução no volume de água subterrânea armazenada (GWS) na região leste/nordeste, onde se localizam a grande maioria de poços para irrigação de soja no Triângulo Mineiro. Tal redução alcançou perdas de volume de águas subterrâneas em mais de 300 mm (Figura 6.4).

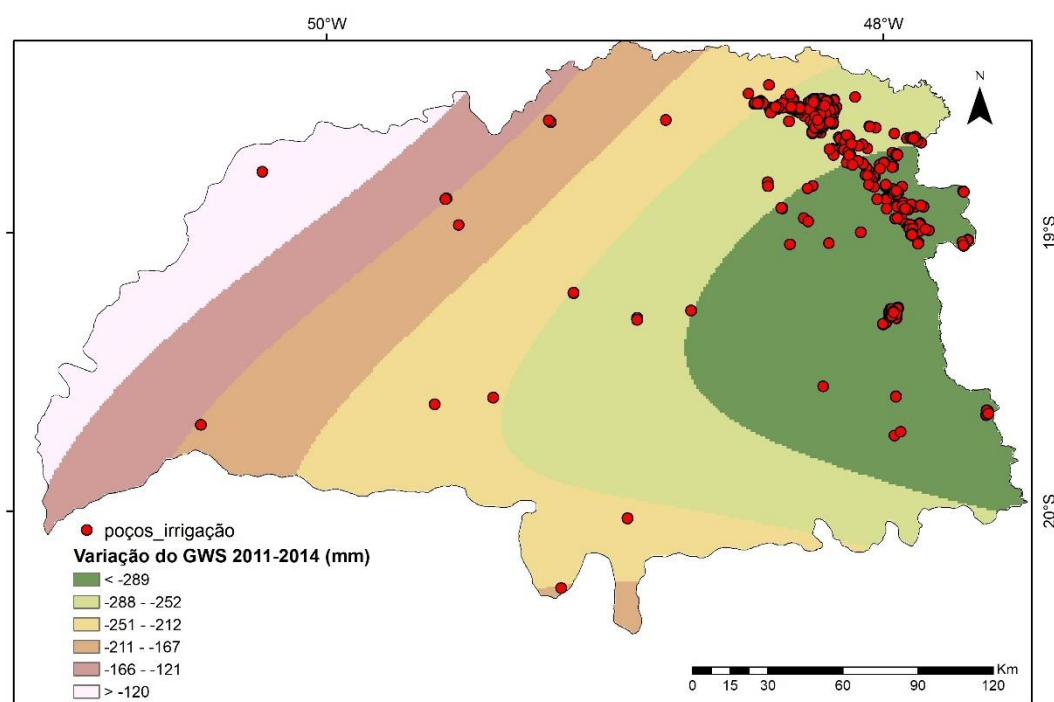


Figura 6.4 – Mapa de variação do GWS no Triângulo Mineiro para 2011 a 2014 e relação com a concentração de poços para irrigação na área (validação cruzada Anexo II)

A diminuição dos valores de GWS também foi correlacionada aos dados fluviométricos para verificar as vazões no período de estiagem das 11 bacias analisadas. Considerando que as vazões no período de estiagem são constituídas exclusivamente pela drenagem das águas subterrâneas, foi feita uma análise estatística para determinação do FCC para as vazões diárias do rio no período predominantemente seco (maio a setembro) com o correspondente valor de GWS, considerando o período de 2003 a 2019.

Os valores encontrados indicaram uma boa correlação com um valor médio de FCC de 0,68, variando de 0,39 a 0,80 (Tabela 6.2). Ou seja, a diminuição de volume de água subterrânea observada no parâmetro GWS para o período 2003 a 2019 tem refletido em uma menor vazão do fluxo de base nos rios da região.

Tabela 6.2 – Valores de FCC para correlação entre as vazões fluviais e o parâmetro GWS do GRACE

Estação	FCC	LAG	Estação	FCC	LAG
1	0,66	0	7	0,76	0
2	0,39	-2	8	0,62	0
3	0,72	0	9	0,68	0
4	0,71	0	10	0,73	0

5	0,80	0	11	0,76	0
6	0,66	0			

1-Letreiro; 2-Uberaba; 3-Tejuco; 4-Ituiutaba; 5-Ponte do Prata; 6-São Domingos; 7-Buriti do Prata; 8-Ponte BR365; 9-Paraíso; 10-Cahoeira; 11-Nossa Senhora Aparecida;

7 DISCUSSÃO

Com base nas informações levantadas é possível responder aos questionamentos apontados no início dessa tese:

1) Quais são as áreas no Triângulo Mineiro com maior e menor interação das águas subterrâneas/superficiais?

A relação das águas superficiais/subterrâneas pôde ser avaliada utilizando-se o IFB e a curva de permanência. Os valores indicados para as 11 bacias analisadas na zona de ocorrência do SAB no Triângulo Mineiro revelaram certa homogeneidade na contribuição das águas subterrâneas para a composição da vazão total dos rios.

De modo geral, a água subterrânea contribui em média com 78% da vazão anual dos rios, sendo que 72% dos IFB's estão acima da média. A observada homogeneidade dos valores de IFB em cada estação fluviométrica se reflete no baixo desvio padrão (0,02 a 0,06). Entretanto, chama a atenção a estação fluviométrica da bacia do rio Uberaba que, além de apresentar o mais alto desvio padrão, possui uma queda dos valores de IFB e Q_{95} , além de um aumento das vazões Q_5 e dos índices de variabilidade CV e Q_5/Q_{95} , ao longo do período de estudo. Tais características conferem à porção do alto rio Uberaba uma baixa capacidade de manter suas vazões mínimas frente às mudanças climáticas e aos efeitos antrópicos que ali ocorrem.

A constatação da diminuição do volume de água subterrânea armazenada no SAB, durante o período de estudo, é observada nos dados GWS e nos piezômetros da RIMAS. Pelos dados levantados, tal fato tem como possíveis causas a diminuição das chuvas a partir de 2011, o avanço das culturas de soja e cana de açúcar e, mais localizadamente no nordeste da área, a excessiva extração de água subterrânea por meio de poços tubulares para irrigação. A diminuição das chuvas a partir de 2011 gerou um novo patamar pluviométrico e, conseqüentemente, uma diminuição das taxas de recarga para o SAB. Devido às drenagens terem na sua composição de vazão total, aproximadamente 78% de água subterrânea, ocorreu a diminuição das

vazões Q_{95} , na maioria das bacias estudadas e mais uma vez, destaque para a bacia do rio Uberaba que vem diminuindo significativamente suas vazões mínimas nos últimos anos, comprometendo o abastecimento da cidade de Uberaba.

2) Qual o comportamento espaço temporal da recarga do SAB na área de estudo?

A exceção da recarga potencial calculada, que determina a recarga máxima possível quando não há escoamento superficial e toda água disponível infiltra, os outros métodos aqui utilizados indicaram valores similares para a recarga média anual para o período 2010/2019 (Tabela 7.1). Sendo que a recarga pelo método de decomposição de hidrograma foi a que apresentou menores valores médios anuais.

Tabela 7.1 – Recarga média anual no Triângulo Mineiro para o período 2010-2019

Método de cálculo de recarga	Recarga média anual (2010/2019)		
	Mínimo (mm)	Máximo (mm)	Média (mm)
Decomposição de hidrograma	195	467	337
Variação do Nível d'Água ($S_y = 0,15$)	154	906	457
GRACE	292	812	473

Espacialmente, a recarga para o período 2010 a 2019 indicou ser menor na porção oeste e maior na porção sudeste da área de estudo, isto fica bem claro por conta dos dados de recarga potencial e distribuição pluviométrica. Além disso, conjuntamente, os cálculos de recarga usando o GRACE e o VNA também indicaram os menores valores de recarga na região oeste (Carneirinho, Iturama, União de Minas e Limeira d'Oeste) e valores elevados de recarga na porção central da área (Ituiutaba).

Observou-se que as taxas de recarga eram bem superiores até 2011, tal fato foi constatado na avaliação da recarga por decomposição de hidrograma e na recarga potencial (2000 a 2019), tudo isso corroborado com as variações pluviométricas observadas. Entretanto, observou-se que, a partir de 2011, há um novo normal com taxas de recarga bem mais baixas. No ano hidrológico 2013/2014 ficou bem-marcada a diminuição das taxas de recarga decorrente da diminuição da pluviosidade.

3) Quais valores de disponibilidade hídrica subterrânea a se adotar no sistema de outorga de águas subterrâneas na área sob influência do SAB?

Segundo o Plano de Recursos Hídricos das bacias no Triângulo Mineiro, as outorgas de águas subterrâneas têm como referência principal o fluxo de base das bacias do alto e baixo Paranaíba e da bacia do rio Grande (GD8). Entretanto, como ficou demonstrado, tais cálculos podem ser reavaliados com base na metodologia proposta para a determinação da recarga utilizando os parâmetros GWS do GRACE que tem uma continuidade espacial e temporal significativa.

Assim como é utilizado como referência para a outorga o critério de 50% do fluxo de base na bacia, pode-se adotar o mesmo critério para a recarga calculada pelo GRACE. Entretanto, considerando que há dois períodos distintos de recarga, evidenciados nos dados levantados, onde a partir de 2011 um novo patamar de taxas de recarga foi observado nas metodologias utilizadas, pode-se considerar que as taxas de outorga a serem implementadas nas diversas bacias hidrográficas do Triângulo Mineiro podem ter como referência a recarga média dos últimos 10 anos, com uma reavaliação anual.

Dessa forma, em um primeiro momento, os valores médios para a outorga das águas subterrâneas a serem utilizadas para as bacias do rio Paranaíba e rio Grande podem ser considerados de 251 e 209 mm/ano, respectivamente. A mesma análise pode ser feita considerando a unidade município, sendo realizada uma análise comparativa da disponibilidade hídrica subterrânea para efetivação das outorgas subterrâneas com a estimativa feita no Atlas Brasil – Abastecimento Urbano de Água (ANA, 2010) para o ano de 2025. Frente à disponibilidade hídrica subterrânea do SAB, as demandas municipais para o abastecimento urbano são pequenas, exceção das principais cidades do Triângulo, localizadas na porção oeste, Uberlândia e Uberaba que já demandam significativo volume de água para atendimento de sua população urbana (Figura 7.1 e Tabela 7.2).

Da mesma forma, ao se analisar a disponibilidade hídrica subterrânea média anual calculada para os municípios, observa-se que as outorgas que constam no SISEMA estão ainda muito aquém da potencialidade disponível para os recursos subterrâneos. Destaque para a região nordeste, especificamente o município de Araguari, que ainda assim utiliza somente 13% da sua disponibilidade e na região sudeste, no município de Delta que utiliza 17% da sua disponibilidade. Entretanto,

deve-se considerar que o quantitativo de poços outorgados está subestimado, estando muito aquém da realidade (Tabela 7.2).

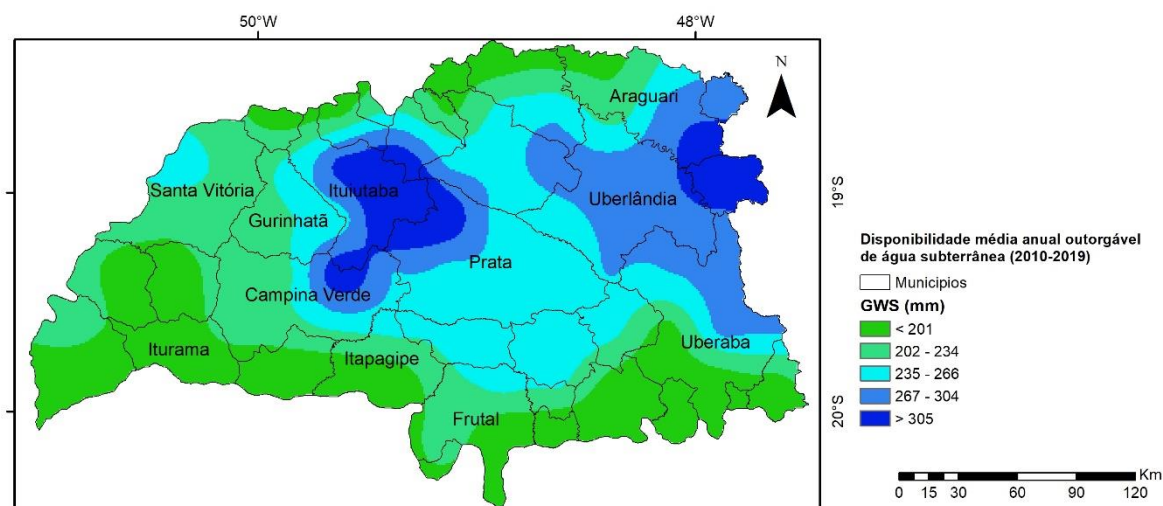


Figura 7.1 - Mapa de disponibilidade hídrica subterrânea anual média para as outorgas no Triângulo Mineiro (validação cruzada Anexo II)

Tabela 7.2 – Disponibilidade hídrica subterrânea para os municípios do Triângulo Mineiro

Município	Disponibilidade hídrica subterrânea média (mm/ano)	Volumes outorgados dados de 2021 (mm/ano)	*Previsão demanda de água 2025 (mm/ano)
Água Comprida	171	1	0,3
Araguari	251	32	3,8
Araporã	192	1	1,8
Cachoeira Dourada	221	0	0,9
Campina Verde	242	1	0,3
Campo Florido	251	1	0,4
Canápolis	270	1	1,1
Capinópolis	233	1	2,1
Carneirinho	189	0	0,3
Cascalho Rico	283	3	0,3
Centralina	210	4	2,5
Comendador Gomes	247	0	0,2
Conceição das Alagoas	183	4	1,5
Conquista	198	1	0,7
Delta	178	31	5,4
Fronteira	202	11	7,0
Frutal	207	1	2,2
Gurinhatã	236	1	0,1

Indianópolis	336	15	0,5
Ipiacu	199	0	0,6
Itapagipe	199	0	0,7
Ituiutaba	302	2	3,1
Iturama	192	1	2,0
Limeira do Oeste	198	1	0,3
Monte Alegre de Minas	257	2	0,4
Pirajuba	217	6	0,9
Planura	174	1	3,1
Prata	270	1	0,4
Santa Vitória	222	1	0,4
São Francisco de Sales	186	0	0,3
Tupaciguara	224	2	0,9
Uberaba	239	5	6,4
Uberlândia	273	13	17,4
União de Minas	196	1	0,2
Veríssimo	234	1	0,2

*Previsão para atendimento às sedes municipais Atlas Brasil – Abastecimento Urbano de Água
(<http://atlas.ana.gov.br/Atlas/forms/ConsultaDados.aspx>)

Associada à aplicação dessa nova metodologia, devem ser observadas as variações ao longo do tempo do parâmetro GWS na bacia, uma vez que elas representam as oscilações do volume de água subterrânea no subsolo. Caso seja observada a diminuição contínua do GWS, e conseqüentemente das reservas subterrâneas, há necessidade de reavaliação das outorgas subterrâneas com a diminuição do percentual outorgável da recarga calculada.

(4) O método de cálculo de recarga com dados dos satélites GRACE pode ser aplicado na região do Triângulo Mineiro?

A comparação entre os diversos métodos para o cálculo da recarga demonstrou uma convergência dos valores obtidos, validando a utilização do parâmetro GWS do sistema de satélites GRACE como forma de estimar a recarga localmente e em escala regional. Além disso, o valor de 0,15 para o coeficiente de armazenamento médio do SAB no Triângulo Mineiro se mostrou bastante coerente frente aos valores de recarga calculados (Tabela 7.1).

A facilidade para o cálculo da recarga frente à disponibilidade de dados para toda a região ajudará a definição de outorgas de águas subterrâneas em bacias que não dispõem de estações fluviométricas.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A efetividade da gestão integrada dos recursos hídricos é o grande desafio a ser alcançado nesses novos tempos de escassez hídrica. O desconhecimento da disponibilidade hídrica subterrânea vem comprometendo a gestão integrada em diversas bacias hidrográficas, fazendo com que as outorgas de águas subterrâneas estejam totalmente desatreladas das disponibilidades hídricas totais nas bacias e, quando existentes, são normalmente baseadas em estudos pontuais e que, muitas vezes, mostram apenas particularidades locais que são extrapoladas para toda a região por falta de um maior conhecimento hidrogeológico.

A utilização dos dados do sistema de satélites GRACE tem demonstrado uma grande utilidade na geração de dados importantes para a gestão de recursos hídricos. No presente estudo, o parâmetro GWS foi utilizado como uma forma de calcular a taxa de recarga das águas subterrâneas no SAB do Triângulo Mineiro e, comparando-a com uma metodologia de avaliação pontual (VNA) e outra regional (decomposição de hidrograma), observou-se uma grande correspondência de valores. A utilização de dados de sensores remotos tem como vantagem uma ampla abrangência espacial e temporal (dados a partir de 2003). Dessa forma, os comitês de bacias têm como recurso a aplicação da metodologia aqui apresentada para cálculo das taxas de recarga anuais, médias ou não, na orientação às outorgas de águas subterrâneas na bacia.

No presente estudo ficou claro que há uma alteração do padrão pluviométrico a partir de 2011 para patamares bem menores (Figura 5.7), fato observável nos dados GPM (Figura 5.13), e, conseqüentemente, gerando uma diminuição das taxas de recarga potencial (Figura 5.14). Dessa forma, recomenda-se a utilização da média das recargas obtidas a partir de 2011, quando um novo padrão de pluviosidade é alcançado e, conseqüentemente, um novo padrão de recarga.

Observa-se também que há um aumento expressivo, a partir dos anos 2000, das áreas de plantio de soja e cana de açúcar, em substituição às pastagens. Tais fatos, conjuntamente à diminuição pluviométrica, levaram a uma preocupante diminuição dos volumes de reservas de água subterrânea no SAB, conforme observado pelo aumento da profundidade do nível d'água subterrânea nos piezômetros da RIMAS e diminuição dos valores de GWS para o período 2010-2019, acarretando uma diminuição das vazões mínimas dos rios no Triângulo Mineiro.

A sustentabilidade das atividades econômicas e do ecossistema no Triângulo Mineiro passa necessariamente pela reavaliação da forma de uso e ocupação do solo de modo a não comprometer os processos naturais de recarga das águas subterrâneas. Além disso, o cálculo da recarga a partir da variável GWS do sistema de satélites GRACE agrega importante recurso no apoio a gestão dos recursos hídricos nas bacias que compõem a região do Triângulo Mineiro.

Os comitês de bacia do Triângulo Mineiro necessitam promover ações para conhecimento hidrogeológico do SAB uma vez que ele é de fundamental importância para o planejamento dos recursos hídricos de forma integrada. Especial atenção deve ser dada a bacia 2 (Uberaba) que apresentou uma maior vulnerabilidade hídrica. Tal fato, parece derivar de seu arcabouço hidrogeológico e de sua menor interação das águas subterrâneas com as águas superficiais evidenciada pelo menor IFB, quando comparado às demais bacias aqui estudadas, além de seu processo de uso e ocupação.

Embora a metodologia proposta para cálculo da recarga das águas subterrâneas preencha uma importante lacuna no conhecimento hidrogeológico regional, trata-se apenas de um modelo que, assim como outras metodologias, necessita de dados de campo para um maior refinamento. Dessa forma, propõem-se as seguintes ações de curto, médio e longo prazo (Figura 8.1) a serem efetivadas pelos comitês de bacia de modo a promover uma efetiva gestão integrada dos recursos hídricos:

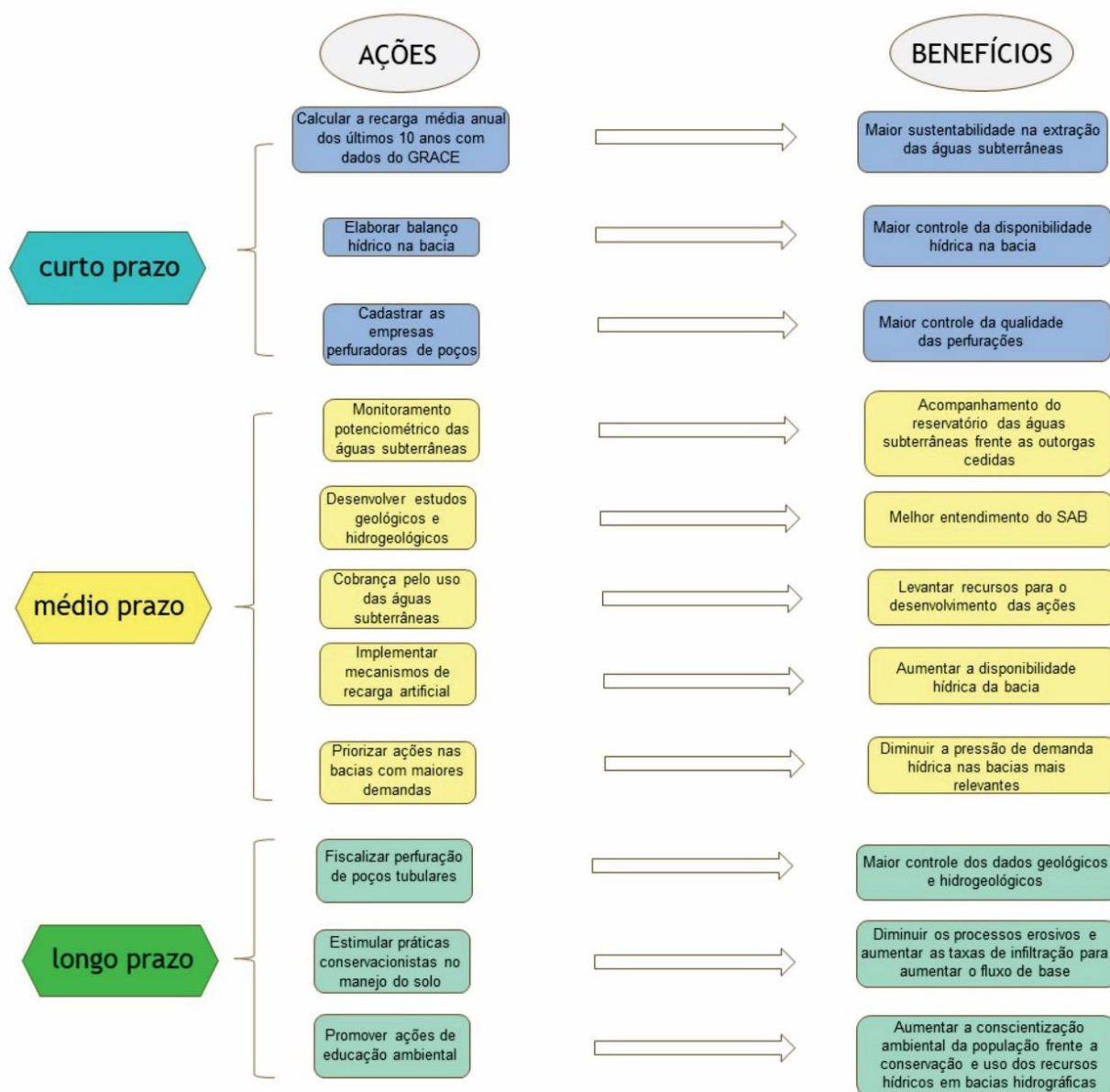


Figura 8.1 Fluxograma de ações na gestão de recursos hídricos

REFERÊNCIAS

ABDALA, V. L.; TORRES, J. L. R.; BARRETO, A. C. Análise hidrológica das nascentes da bacia do alto curso do rio Uberaba. *Caminhos de Geografia*, v. 10, n. 31, p. 171–183, 2009.

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Atlas – Abastecimento Urbano de Água. Disponível em: <http://atlas.ana.gov.br/Atlas/forms/ConsultaDados.aspx>. 2010. Acesso em 15 de novembro de 2019.

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Caderno de Capacitação em Recursos Hídricos - Outorga de Direito de Uso de Recursos Hídricos. Volume 6, 54 p. 2011.

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil. 129 p. 2020.

ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Mapa de Balanço Hídrico Quantitativo por bacia. 2015. Disponível em: <<https://portal1.snirh.gov.br/ana/apps/webappviewer/index.html?id=ac0a9666e1f340b387e8032f64b2b85a>>. Acesso: 15 de julho de 2020.

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Plano de ação de recursos hídricos da unidade de gestão hídrica dos afluentes mineiros do alto Paranaíba. 189 p. 2013a.

ANA - Agência nacional de Águas e Saneamento Básico. Plano de ação de recursos hídricos da unidade de gestão hídrica afluentes mineiros do baixo Paranaíba. 189 p. 2013b.

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Plano de ações de recursos hídricos da unidade de gestão de recursos hídricos baixo Grande. 2017.

BARLOW, P. M.; CUNNINGHAM, W. L.; ZHAI, T.; GRAY, M. 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, n. book 3, chap. B10, p. 27, 2015.

BARTHEL, R. HESS Opinions “integration of groundwater and surface water research: An interdisciplinary problem?” Hydrology and Earth System Sciences, v. 18, n. 7, p. 2615–2628, 2014.

BATEZELLI, A. Análise da sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com área adjacentes. Tese de Doutorado. UNESP. 195 p. 2003.

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; CORSI, A. C.; LANDIM, P. M. B.; PERINOTTO, J. A. J. Análise de bacia aplicadas às unidades mesozóicas do Triângulo Mineiro (sudeste do Brasil): Uma estratégia na prospecção de recursos hídricos subterrâneos. Águas Subterrâneas, v. 19, n. 1, p. 61–73, 2005.

BERGHUIJS, W. R.; HARTMANN, A.; WOODS, R. A. Streamflow sensitivity to water storage changes across Europe. Geophysical Research Letters, , p. 8, 2016. .

BERTOL, G. A. Avaliação da recarga anual no aquífero Bauru no município de Araguari, Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 111 p. 2007.

BOBBA, A. G. Ground Water-Surface Water Interface (GWSWI) Modeling: Recent Advances and Future Challenges. Water Resources Management, v. 26, n. 14, p. 4105–4131, 2012.

BORGES, C. S.; RIBEIRO, B. T.; WENDLING, B.; CABRAL, D. A. Agregação do solo, carbono orgânico e emissão de CO₂ em áreas sob diferentes usos no Cerrado, região do Triângulo Mineiro. Revista Ambiente e Água, vol. 10, no. 3, p. 660–675, 2015. <https://doi.org/10.4136/ambi-agua.1573>.

BRASIL. Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. 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 modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Brasília, DF 09/01/1997, P. 470. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L9433.htm Acesso em: 10/09/2020

BREDEHOEFT, J. D. The Water Budget Myth Revisited - Why Hydrogeologists Model. Ground Water, vol. 40, no. 4, p. 340–345, 2002.

BRODIE, R. S.; HOSTETLER, S. A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. Where Waters Meet Conference, 2005. Disponível em: http://www.connectedwater.gov.au/documents/IAH05_Baseflow.pdf.

CAMPOS, J. C. V.; GASTMANS, D.; SANTAROSA, L. V.; LOPES, I. O.; ALVES, M. C. P.; MARTINS, L. F.; FABIAN, A. J. Estimativas da Recarga do Sistema Aquífero Bauru em uma Microbacia no Entorno da Cidade de Uberaba – MG. Anuário do Instituto de Geociências, vol. 44, no. 40585, p. 1–12, 2021.

CARLIER, C.; WIRTH, S. B.; COCHAND, F.; HUNKELER, D.; BRUNNER, P. Geology controls streamflow dynamics. Journal of Hydrology, vol. 566, no. July, p. 756–769, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.069>.

CAVAZZANA, G. H.; LASTORIA, G.; GABAS, S. G. Surface-groundwater interaction in unconfined sedimentary aquifer system in the Brazil's tropical wet region. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 24, n. 0, p. 1–15, 2019.

COMBALICER, E. A.; LEE, S. H.; AHN, S.; KIM, D. Y.; IM, S. Comparing groundwater recharge and base flow in the Bukmoongol small-forested watershed, Korea. Journal of Earth System Science, vol. 117, no. 5, p. 553–566, 2008. <https://doi.org/10.1007/s12040-008-0052-8>.

COSTA, M. L. M.; RIBEIRO, M. M. R.; REGO, J. C.; ALBUQUERQUE, J. P. T. Proposição de critérios de outorga para águas subterrâneas. Revista Brasileira de Recursos Hídricos Volume 16 n.1, 105-113, Jan/Mar 2011.

CPRM. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000, 2003.

CPRM. Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas – RIMAS. Disponível: <www.rimasweb.cprm.gov.br/layout/apresentacao.php>. Acesso em: 3 de janeiro de 2019.

CPRM. Relatório diagnóstico sistema aquífero Bauru-Caiuá no estado de Minas Gerais. Levantamento de recursos hídricos subterrâneos, v. 13, p. 37. 2012a.

CPRM. Sistema Aquífero Bauru-Caiuá Nos Estados De São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná. Levantamento De Recursos Hídricos Subterrâneos, v. 14, p. 41, 2012b.

DAS, P.; BEHERA, M. D.; PATIDAR, N.; SAHOO, B.; TRIPATHI, P.; BEHERA, P. R.; SRIVASTAVA, S. K.; ROY, P. S.; THAKUR, P.; AGRAWAL, S. P.;

KRISHNAMURTHY, Y. V. N. Impact of LULC change on the runoff, base flow and evapotranspiration dynamics in eastern Indian river basins during 1985–2005 using variable infiltration capacity approach. *Journal of Earth System Science*, vol. 127, no. 2, p. 1–19, 2018. Doi 10.1007/s12040-018-0921-8.

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

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley and Sons, New York, 824. 1990.

EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro. *Boletim de Pesquisa* nº 1, 549 p, 1982.

FEAM - FUNDAÇÃO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE. Mapa de solos do estado de Minas Gerais. Escala: 1:500.000. 2010. .

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM, 2008. vol. 11, .

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C. H.; NEGRI, F.; ROULEAU, A.; WAHNFRIED, I. D. Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (Sao Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. *Hydrogeology Journal*, v. 24, n. 5, p. 1199–1212, 2016.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão Estratigráfica Da Parte Oriental Da Bacia Bauru (Neocretaceo). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000.

FETTER, C. W. *Applied Hydrogeology*, 3rd Edition, Prentice Hall, Engelwood Cliffs 598 p. 1994.

FIUMARI, S. L. Caracterização do Sistema Hidrogeológico Bauru no Município de Araguari – MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Minas Gerais, 122 p. 2004.

FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION. AQUASTAT online database. Retrieved Multiple dates. Disponível: <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.s> 2012.

GEBERT, W. A.; RADLOFF, M. J.; CONSIDINE, E. J.; KENNEDY, J. L. Use of streamflow data to estimate baseflow/groundwater recharge for wisconsin. *Journal of American Water Resources Association*, vol. 43, no. 1, p. 220–236, 2007. .

GIORDANO, M. Global groundwater? Issues and solutions. *Annual Review of Environment and Resources*, vol. 34, p. 153–178, 2009. <https://doi.org/10.1146/annurev.enviro.030308.100251>.

GONÇALVES, R. D.; ENGELBRECHT, B. Z.; CHANG, H. K. Evolução da contribuição do Sistema Aquífero Urucuia para o Rio São Francisco, Brasil. *Águas Subterrâneas*, v. 32, n. 1, p. 1–10, 2018.

GUGLIELMELI, A. C. O.; SILVA, S. M. L.; STRAUCH, J. C. M. Análise multitemporal do grau de antropização da área de proteção ambiental municipal do rio Uberaba, Uberaba, MG. *Revista Brasileira de Ciências Ambientais (Online)*, n. 48, p. 114–127, 2018.

GUIMARÃES, P. B. V.; RIBEIRO, M. M. R. Águas Subterrâneas: Aspectos Compartilhados da Gestão de Recursos Hídricos na Legislação Brasileira. *Anais do XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–16, 2008.

HAN, J. KIM, J.; LIM, K.; JUNG, Y. Impacts of baseflow contribution on the streamflow variability of major river systems in Korea. *Paddy and Water Environment*, v. 16, n. 4, p. 835–855, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10333-018-0673-8>>.

HEALY, R. W. *Estimating Groundwater Recharge*. New York: 2257 p, 2010.

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

HENRY, C. M.; ALLEN, D. M.; HUANG, J. Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data. *Hydrogeology Journal*, v. 19, n. 4, p. 741–755, 2011.

HOLMAN, I. P.; HESS, T. M.; ROSE, S. C. A broad-scale assessment of the effect of improved soil management on catchment baseflow index. *Hydrological Processes*, v. 25, n. 16, p. 2563–2572, 30 jul. 2011.

HUANG, Z.; PAN, Y.; GONG, H.; YEH, P. J. F.; LI, X.; ZHOU, D.; ZHAO W. Subregional-scale groundwater depletion detected by GRACE for both shallow and deep aquifers in North China Plain. *Geophysical Research Letters*, v. 42, n. 6, p. 1791–1799, 2015.

IBGE- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - Cidades – Minas Gerais: Uberaba, 2010. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?codmun=317010>>. Acesso em: 26 de junho 2015.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Estimativas da população residente para os municípios e para as unidades da federação brasileiros com data de referência em 1º de julho de 2020. , p. 26, 2020. **Disponível em:** <https://www.ibge.gov.br/estatisticas/sociais/populacao/9109-projecao-da-populacao.html?=&t=o->

IGAM - Instituto Mineiro de Gestão de Águas. Plano Estadual de Recursos Hídricos de Minas Gerais. Resumo executivo Volume I, 151 p. 2011.

IGAM - Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Consolidação e Fortalecimento de Comitês de Bacias Banco de dados Hidrogeológicos – Bacia do Rio Araguari/MG. Relatório Final, Ref. SDP 001/2000, Contrato nº 014/2000. 67 p. 2001.

ISLAM, S.; SINGH, R. K.; KHAN, R. A. Methods of Estimating Ground water Recharge. *International Journal of Engineering Associates*, v. 5, n. 2, p. 6–9, 2015.

JORDAN, P.; MENARY, W.; DALY, K.; KIELY, G.; MORGAN, G.; BYRNE, P.; MOLES, R. Patterns and processes of phosphorus transfer from Irish grassland soils to rivers integration of laboratory and catchment studies. *Journal of Hydrology*, vol. 304, p. 20–34, 2005. .

KEYANTASH, J. The Climate Data Guide: Standardized Precipitation Index (SPI). 2018. National Center for Atmospheric Research Staff, , 2018. . Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-index-spi>>. Acesso em: 30 nov. 2021.

KILLIAN, C. D.; ASQUITH, W. H.; BARLOW, J. R. B.; BENT, G. C.; KRESS, W. H.; BARLOW, P. M.; SCHMITZ, D. W. Characterizing groundwater and surface-water interaction using hydrograph-separation techniques and groundwater-level data throughout the Mississippi Delta, USA. *Hydrogeology Journal*, vol. 2000, p. 2167–2179, 2019. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01981-6>.

KUMAMBALA, P. G.; ERVINE, A. Site selection for combine hydro, irrigation and water supply in Malawi: Assessment of water resource availability. *Desalination*, vol. 248, no. 1–3, p. 537–545, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.desal.2008.05.099>.

LI, B.; RODELL, M.; KUMAR, S.; BEAUDOING, H. K.; GETIRANA, A.; ZAITCHIK, B. F.; DE GONCALVES, L. G.; COSSETIN, C.; BHANJA, S.; MUKHERJEE, A.; TIAN, S.; TANGDAMRONGSUB, N.; LONG, D.; NANTEZA, J.; LEE, J.; POLICELLI, F.; GONI, I. B.; DAIRA, D.; BILA, M.; BETTADPUR, S. Global GRACE Data Assimilation for Groundwater and Drought Monitoring: Advances and Challenges. *Water Resources Research*, vol. 55, nº 9, p. 7564–7586, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>.

LONGOBARDI, A.; VILLANI, P. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. *Journal of Hydrology*, v. 355, n. 1–4, p. 63–75, 20 jun. 2008.

MACEDO, H. E.; BEIGHLEY, R. E.; DAVID, C. H.; REAGER, J. T. Using GRACE in a streamflow recession to determine drainable water storage in the Mississippi River basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 23, no. 8, p. 3269–3277, 2019. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3269-2019>.

MCCUEN, R. H. Modeling hydrologic change: Statistical methods. Lewis Publisher, New York. 433 p. 2003.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society. 1993

MELO, J. G.; ALVES, R. S.; SILVA, J. G. Estimativa da Recarga das Águas Subterrâneas do aquífero Barreiras na Bacia do Rio Pirangi. *Águas Subterrâneas*, v. 28, p. 68-84, 2014.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências*. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199–205, 1999.

MINARDI, P. S. P.; VELÁSQUEZ, L. N. M.; BOMTEMPO, V. L.; COTA, S. D. S.; RODRIGUES, P. C. H.; RESUMO. Técnicas Isotópicas Aplicadas em Estudos Hidrogeológicos no Município de Araguari, Mg. XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, p. 1–11, 2008.

MISSTEAR, B. D. R.; BROWN, L.; JOHNSTON, P. M. Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. *Hydrogeology Journal*, v. 17, n. 3, p. 693–706, 2009.

MONTE PLAN. Plano de Recursos Hídricos Bacia do Rio Araguari. 117 p. 2011.

NOVAIS, G. T. Caracterização Climática da Mesorregião do Triângulo Mineiro / Alto Paranaíba e do Entorno da Serra da Canastra (MG). 2011. Disponível em: <<http://repositorio.ufu.br/bitstream/123456789/16101/1/CaracterizacaoClimaticaMesorregiao.pdf>>.

NOVAIS, G. T.; BRITO, J. L. S.; SANCHES, F. O. Unidades climáticas do Triângulo Mineiro/alto Paranaíba. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 23, p. 223–243, 2018.

OLIVEIRA, L. A. O Sistema Aquífero Bauru na Região de Araguari/MG: Parâmetros Dimensionais e Proposta de Gestão. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 118 p. 2002.

OLIVEIRA, L. A. DE; CAMPOS, J. E. G. Parâmetros Hidrogeológicos do Sistema Aquífero Bauru na Região de Araguari/Mg: Fundamentos para a Gestão do Sistema de Abastecimento de Água. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 2, p. 213–218, 2004.

OLIVEIRA, P. T. S.; LUCAS, M. C.; GODOI, R. de F.; WENDLAND, E. Chapter 29 - Groundwater recharge and sustainability in Brazil. *Global Groundwater*. [S. l.: s. n.], 2021. p. 393–407.

OREHOVA, T.; ZEKTSER, I.; BENDEREV, A.; KARIMOVA, O. Evaluation of the potential groundwater recharge. Example of the Ogosta River basin, NW Bulgaria. *Comptes Rendus de L'Academie Bulgare des Sciences*, vol. 65, no. 10, p. 1387–1394, 2012.

PEREIRA, T. T. C.; FIGUEIREDO, L. de P. S. e. Veredas do Triângulo Mineiro: estudos de solos e significância socioambiental. *Revista Geográfica Acadêmica*, vol. 12, no. 2, p. 138–152, 2018.

PRANDI, E. C. Gestão integrada das águas o sistema aquífero bauru nas bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe / SP. Unesp. Tese de doutorado, 192 p. 2010.

RAUSCH, L. L.; GIBBS, H. K.; SCHELLY, I.; BRANDÃO, A.; MORTON, D. C.; FILHO, A. C.; STRASSBURG, B.; WALKER, N.; NOOJIPADY, P.; BARRETO, P.; MEYER, D. Soy expansion in Brazil's Cerrado. *Conservation Letters*, vol. 12, no. 6, 2019. <https://doi.org/10.1111/conl.12671>.

RICHARDS, K. G.; FENTON, O.; KHALIL, M. I.; HARIA, A. H.; HUMPHREYS, J.; DOODY, D.; MOLES, R.; MORGAN, G.; JORDAN, P. Good water status: The integration of sustainable grassland production and water resources in Ireland. *Irish journal of agri-environmental research*, , p. 143–160, 2009.

RIEDEL, T.; WEBER, T. K. D. Review: The influence of global change on Europe's water cycle and groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, p. 1939–1959, 2020.

RISSE, 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, , p. 31, 2005. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2767-2>.

ROCHA, G (coord.). Mapa de águas subterrâneas do estado de São Paulo. escala 1:1.000.000. DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica; IG - Instituto Geológico; IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo; CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 119 p. 2005.

RODELL, M.; FAMIGLIETTI, J. S. An analysis of terrestrial water storage variations in Illinois with implications for the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, v. 37, n. 5, p. 1327–1339, 2001.

RODELL, M.; CHEN, J.; KATO, H.; FAMIGLIETTI, J. S.; NIGRO, J.; WILSON, C. R. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, v. 15, n. 1, p. 159–166, 2007.

ROSS, A. Speeding the transition towards integrated groundwater and surface water management in Australia. *Journal of Hydrology*, vol. 567, p. e1–e10, 1 Dec. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.037>.

ROSOLEN, V.; RESENDE, T. M.; BORGES, E. N.; FRARE, C. T.; MACHADO, H. A. Variações nos teores do C total e isotópico do solo após substituição do Cerrado em sistemas agrícolas no Triângulo Mineiro. *Sociedade & Natureza*, vol. 24, no. 1, p. 157–167, 2012. <https://doi.org/10.1590/s1982-45132012000100013>.

RUI, H. L.; BEAUDOING, H. README Document for NASA GLDAS Version 2 Data Products. Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). [S.l.: s.n.], 2020. Disponível em: <https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/GLDAS/README_GLDAS2.pdf>.

RUTLEDGE, A. T. Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update. US Department of the Interior, US Geological Survey, Reston. 1998.

SAGHRAVANI, S. R.; YUSOFF, I.; TAHIR, W. Z. W. M.; OTHMAN, Z. Estimating recharge based on long-term groundwater table fluctuation monitoring in a shallow aquifer of Malaysian tropical rainforest catchment. *Environmental Earth Sciences*, v. 74, n. 6, p. 4577–4587, 2015.

SÁNCHEZ-MURILLO, R.; BROOKS, E. S.; ELLIOT, W. J.; GAZEL, E.; BOLL, J. Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States.

Hydrogeology Journal, vol. 23, no. 2, p. 287–303, 2015. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1191-4>.

SANTAROSA, L. V. Impactos antropogênicos e climáticos nos processos hidrológicos: uma abordagem múltipla sobre o papel das águas subterrâneas na resiliência hídrica das bacias PCJ e TJ. Unesp Rio Claro. Tese de Doutorado. 117 f. 2020.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. Á. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; FILHO, J. C. de A.; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. Sistema brasileiro de classificação de solos. EMBRAPA. 2018. Disponível em: <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/handle/doc/1094003?mode=full>

SANTOS, J. G.; FERREIRA, V. DE O. A variabilidade pluviométrica na Mesorregião do Triângulo Mineiro / Alto Paranaíba-MG. v. 12, p. 233–265, 2016.

SANTOS, V. DE O.; NISHYIAMA, L. Tendências hidrológicas no alto curso da bacia hidrográfica do rio Uberaba, em Minas Gerais. Caminhos de Geografia, p. 16, 2016.

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

SEMAD – Secretaria de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável de Minas Gerais. Dados de outorga de recursos hídricos. Disponível em: <www.idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis> Acesso em: 15 de novembro de 2019.

SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F.; PAN, M.; BECK, H.; COCCIA, G., SERRAT-CAPDEVILA, A.; VERBSIT, K. Satellite Remote Sensing for Water Resources Management - Potential for Supporting Sustainable Development in Data Poor Regions. Water Resources Research, 2018. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2017WR022437>.

SILVA, A. M.; OLIVEIRA, P. M.; MELLO, C. R.; PIERANGEL, C.. Vazões mínimas e de referência para outorga na região do Alto Rio Grande, Minas Gerais. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 10, n. 2, p. 374–380, 2006.

SILVA, I. D. C. O.; CAMPOS, J. C. V. Potencial hidrogeológico da cidade de Uberaba – MG. XX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Campinas - SP, 4 p. 2018.

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, p. 54, 1996.

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

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. Hydrogeology Journal, vol. 10, no. 1, p. 52–67, 2002. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>.

SOPHOCLEOUS, M. Groundwater recharge and sustainability in the High Plains aquifer in Kansas, USA. *Hydrogeology Journal*, vol. 13, no. 2, p. 351–365, 2005. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0385-6>.

STRASSBERG, G.; SCANLON, B. R.; RODELL, M. Comparison of seasonal terrestrial water storage variations from GRACE with groundwater-level measurements from the High Plains Aquifer (USA). *Geophysical Research Letters*, vol. 34, no. 14, p. 1–5, 2007. <https://doi.org/10.1029/2007GL030139>.

STRAUCH, A. M.; MACKENZIE, R. A.; GIARDINA, C. P.; BRULAND, G. L. Climate driven changes to rainfall and streamflow patterns in a model tropical island hydrological system. *Journal of Hydrology*, vol. 523, p. 160–169, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.045>.

TAPLEY, B. D.; BETTADPUR, S.; WATKINS, M.; REIGBER, C. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. 9, p. 1–4, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004GL019920>.

TUCCI, C. E. M. (org.). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 3ª Edição, primeira reimpressão. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH. 943 pp. 2004.

WMO - World Meteorological Organization. *Standardized Precipitation Index User Guide*. Geneva, Switzerland. 2012.

WU, Q.; SI, B.; HE, H.; WU, P. Determining regional-scale groundwater recharge with GRACE and GLDAS. *Remote Sensing*, vol. 11, no. 2, p. 22, 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11020154>.

VELÁSQUEZ, L.N.M.; CARVALHO FILHO, C. A.; CAMARGOS, C. C.; BRANCO, O. E. A.; RODRIGUES, P. C. H.; MINARDI, P. S. P.; BOMTEMPO, V. L.; COTA, S. D. S.; MIGLIORINI, R. B. Projeto Avaliação dos recursos hídricos do Sistema Aquífero Guarani no município de Araguari, Minas Gerais, Brasil. 219 p. 2006.

VELÁSQUEZ, L. N. M.; BRANCO, O. E. A.; CARVALHO FILHO, C. A.; MINARDI, P. S. P.; COTA, S. D. S.; BOMTEMPO, V. L.; CAMARGOS, C. C.; RODRIGUES, P. C. H.; FIUMARI, S. L. Caracterização Hidrogeológica dos Aquíferos Bauru e Serra Geral e Avaliação das Reservas do Aquífero Bauru no Município de Araguari, Minas Gerais. XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, nº 31, p. 20, 2008.

ANEXOS

ANEXO I – Características dos piezômetros

Piezômetro	código RIMAS	Município	NE (m)	ND (m)	Vazão de Estabilização (m³/h)	Vazão específica (m³/h/m)	Posicionamento do filtro (m)
1	3100020033	Campo Florido	7,88	16,54	5,48	0,63	34-54
2	3100020034	Prata	18,36	32,80	0,72	0,05	16-36
3	3100020035	Limoeiro d'oeste	8,46	12,89	1,65	0,37	24-48
4	3100020036	Araguari	22,50	34,49	3,27	0,27	28-58
5	3100020037	Araguari	7,52	16,10	2,90	0,34	32-42
6	3100020038	Canápolis	16,91	39,41	1,18	0,05	24-48
7	3100020108	Campina Verde	11,97	40,42	5,55	0,20	21,5-25,5; 37,5- 41,5; 45,5-49,5
8	3100020109	Campina Verde	14,10	41,84	0,46	0,02	20-24; 32-36; 52-56
9	3100020110	Gurinhata	23,06	41,89	1,80	0,10	27,5-31,50; 39,5- 43,5; 51,5-55,5
10	3100020111	Ituiutaba	10,57	25,14	1,10	0,08	19-25
11	3100020112	Monte Alegre de Minas	6,37	17,22	6,79	0,63	11-13; 21-23; 25- 27; 31-33
12	3100020113	Tupaciguara	24,18	49,50	5,20	0,21	32-38; 54-58; 78-80
13	3100020114	Uberlândia	42,36	68,94	1,80	0,07	33,5-49,5; 53,5- 55,5; 59,5-63,5; 73,5-77,5
14	3100020235	Gurinhata	7,42	19,19	4,80	0,41	24-30; 40-44

ANEXO I – Características dos piezômetros (continuação)

Piezômetro	código RIMAS	Município	NE (m)	ND (m)	Vazão de Estabilização (m³/h)	Vazão específica (m³/h/m)	Posicionamento do filtro (m)
15	3100020236	Monte Alegre de Minas	12,10	29,57	4,58	0,26	24-30; 40-44
16	3100020429	Tupaciguara	27,67	43,46	1,41	0,09	30-32; 34-38; 44-46
17	3100020773	Gurinhata	25,06	32,54	0,71	0,09	27-29; 31-35
18	3100020774	Gurinhata	44,93	55,66	0,32	0,03	40-44; 52-56; 64-68
19	3100020775	Santa Vitória	20,84	34,09	2,80	0,21	21,5-25,5; 27,5- 31,5; 35,5-39,5
20	3100020776	Carneirinho	10,56	28,10	0,67	0,04	19,5-23,5; 27,5- 33,5
21	3100020777	Carneirinho	15,04	20,11	0,04	0,01	11,5-13,5; 15,5- 19,5
22	3100020778	Campina Verde	18,45	25,07	4,10	0,62	23-27; 31-35; 39- 43; 47-51; 59-63
23	3100020779	Ituiutaba	18,12	43,99	3,60	0,14	25,5-33,5; 37,5- 41,5; 45,5-49,5

ANEXO II - Validação dos Mapas de Krigagem

	Figura 5.8	Figura 5.10	Figura 5.14	Figura 5.26 e 5.38	Figura 5.35	Figura 5.36
modelo	Exponencial	Exponencial	Gaussian	Exponencial	Gaussian	Gaussian
RMS	66,074475	47,68028	42,435941	92,455110	25,694491	28,794583
MS	0,003012	-0,028768	-0,000521	0,023119	-0,006223	-0,005083
RMSS	1,100903	0,814822	1,094226	1,011357	0,872281	1,038890
ASE	58,684328	56,18742	38,797943	91,488584	29,319224	27,527098

média padronizada (Mean Standardized); RMSS: valor médio quadrático padronizado (Root-Mean-Square Standardized);

ASE: desvio padrão médio (Average Standard Error); RMS: valor médio quadrático (Root-Mean-Square)

ANEXO III – Cálculo da recarga das águas subterrâneas nos piezômetros – método VNA

Piezômetro	ΔH (m)	2010/2011		ΔH (m)	2011/2012		ΔH (m)	2012/2013		ΔH (m)	2013/2014		ΔH (m)	2014/2015	
		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)
1		-	-	2,7	135	405	4,3	215	645	1,3	65	195	3,2	160	480
2		-	-	5,0	250	750	3,2	159	477	1,0	52	156		-	-
3	1,9	96	287		-	-	0,8	40	119	0,0	0	0	1,0	52	156
4		-	-		-	-	3,4	172	516	1,1	56	167	2,9	146	437
5		-	-	3,7	187	561	3,1	153	459	5,0	250	749	3,6	181	542
6		-	-	1,8	90	270	5,5	275	824		-	-	-	-	-
7		-	-	1,8	92	275	2,6	129	387	1,1	56	168	0,7	35	104
8		-	-	4,2	210	630	6,1	304	911		-	-		-	-
9		-	-	5,4	269	807	4,8	239	717		-	-		-	-
10		-	-	5,1	255	764	8,3	416	1248	1,4	69	207	5,9	296	887
11		-		1,7	84	252		-	-		-	-	3,5	175	525
12		-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
13		-	-		-	-		-	-	0,6	29	87		-	-
14		-	-		-	-	2,4	121	363	1,5	75	225	2,7	133	399
15		-	-	1,6	82	245		-	-	2,0	99	297	2,2	111	333
16		-	-		-	-	2,6	131	393	0,0	0	0	1,6	79	237
17		-	-		-	-		-	-	0,5	25	75	0,0	0	0
18		-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
19		-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
20		-	-		-	-		-	-	1,0	50	150		-	-
21		-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
22		-	-		-	-		-	-	1,7	85	255	3,5	175	524
23		-	-		-	-		-	-	0,0	0	0	1,3	64	192

ANEXO III – Cálculo da recarga das águas subterrâneas nos piezômetros – método VNA

(continuação)

piezômetro	ΔH (m)	2015/2016		ΔH (m)	2016/2017		ΔH (m)	2017/2018		ΔH (m)	2018/2019	
		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)		Sy=0,05 (mm)	Sy=0,15 (mm)
1	4,7	235	705	1,3	63	189	2,9	145	435	3,8	190	570
2	2,9	147	441	3,1	153	458	3,5	175	525	4,5	225	675
3	1,2	61	182	1,7	83	249	1,9	95	285	-	-	-
4	2,4	122	366	4,9	244	731	4,7	235	705	2,8	140	420
5	-	-	-	3,1	154	461	3,2	160	480	3,5	175	525
6	2,9	146	437	3,0	151	453	4,8	240	720	2,2	110	330
7	2,4	120	359	3,0	148	444	2,3	115	345	3,9	195	585
8	7,5	376	1128	3,5	173	519	5,0	250	750	6,0	300	900
9	-	-	-	2,6	129	387	4,7	235	705	6,1	305	915
10	5,5	274	822	7,3	367	1100	5,8	290	870	9,0	450	1350
11	3,1	157	470	-	-	-	-	-	-	6,0	300	900
12	-	-	-	-	-	-	4,8	240	720	1,6	80	240
13	1,2	60	180	1,3	65	195	1,5	75	225	0,5	25	75
14	5,2	258	773	2,8	141	422	2,6	130	390	-	-	-
15	1,6	79	237	2,3	115	345	3,4	170	510	-	-	-
16	2,4	119	357	1,2	58	174	6,0	300	900	0,0	0	0
17	1,5	75	224	0,0	0	0	2,6	130	390	1,5	75	225
18	3,3	165	495	6,7	334	1001	5,6	279	837	6,7	335	1005
19	1,5	77	231	0,7	35	104	1,5	73	219	1,8	90	270
20	3,0	152	455	2,7	135	404	2,9	145	435	3,1	155	465
21	5,0	251	753	1,6	82	246	2,3	115	345	-	-	-
22	5,3	264	791	4,5	225	674	3,1	156	468	6,1	305	915
23	2,1	104	312	-	-	-	2,4	120	360	3,2	160	480

ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm)

Pixel GWS	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	Média 10/19
0	620	330	340	230	320	400	270	210	320	338
1	380	130	370	460	310	210	460	570	350	360
2	690	430	350	130	360	450	280	210	350	361
3	560	310	330	220	290	350	260	270	320	323
4	580	300	350	260	330	370	280	280	340	343
5	600	410	380	260	350	420	320	210	310	362
6	910	650	530	250	580	590	370	340	460	520
7	1060	610	690	300	450	610	340	320	500	542
8	810	470	380	140	390	470	300	200	360	391
9	1060	750	630	300	550	700	430	280	550	583
10	1050	670	720	330	500	600	430	260	550	568
11	750	610	590	430	520	530	460	400	490	531
12	800	490	510	320	370	470	390	290	450	454
13	660	490	570	380	480	500	430	430	420	484
14	980	600	950	420	680	740	540	600	600	679
15	1030	650	850	490	740	820	600	750	800	748
16	1060	530	470	200	400	620	380	340	510	501

17	1050	500	500	240	440	650	340	330	540	510
18	1100	690	700	300	500	620	400	400	550	584
19	1050	620	700	350	490	650	340	300	530	559
ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (continuação)										
Pixel GWS	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	Média 10_19
20	1100	760	650	340	500	590	420	290	530	576
21	1050	780	950	580	900	900	620	650	880	812
22	750	530	480	280	300	420	300	230	370	407
23	800	500	450	300	340	500	340	250	390	430
24	830	550	480	300	400	500	350	230	450	454
25	960	350	420	120	440	640	300	250	400	431
26	1300	650	1050	450	600	800	600	500	650	733
27	1150	640	850	400	650	750	580	600	750	708
28	970	500	480	220	390	600	350	330	420	473
29	980	550	520	230	380	620	380	350	500	501
30	960	550	610	270	510	650	420	320	620	546
31	1000	600	600	300	550	670	370	310	590	554
32	1120	750	650	300	450	520	440	310	510	561
33	730	400	380	250	280	400	280	250	400	374
34	760	400	400	160	310	500	270	230	350	376
35	950	310	430	150	400	550	370	260	410	426
36	870	450	400	150	330	580	430	230	390	426

37	1050	670	950	450	750	870	680	600	750	752
38	1100	500	580	190	480	650	340	240	470	506
39	1100	450	510	170	380	590	390	250	440	476

ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (continuação)

Pixel GWS	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	Média 10/19
40	1100	500	600	250	400	650	430	320	470	524
41	1040	600	550	300	350	560	440	270	500	512
42	970	580	700	340	400	650	400	300	520	540
43	1050	650	540	290	400	640	430	280	530	534
44	1000	580	780	400	450	680	460	340	570	584
45	750	530	620	350	380	470	330	300	400	459
46	870	310	450	150	330	480	300	270	370	392
47	770	310	450	170	290	530	320	260	350	383
48	830	390	500	150	360	610	300	230	410	420
49	1030	340	480	150	370	610	350	250	400	442
50	1100	460	500	150	390	630	340	290	400	473
51	1100	510	630	210	430	630	360	210	400	498
52	1080	460	600	230	420	630	380	270	440	501
53	1050	550	650	280	350	600	420	300	430	514
54	1100	600	650	280	360	650	440	260	430	530
55	920	650	630	270	400	600	410	270	400	506
56	690	420	280	80	400	490	230	120	280	332

57	1020	630	790	390	450	750	500	350	480	596
58	1000	600	710	360	440	670	410	370	480	560
59	630	300	270	120	280	450	200	130	250	292

ANEXO IV – Recarga Anual com base nos dados de GWS (mm) (continuação)

Pixel GWS	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	Média 10/19
60	670	250	270	100	390	540	230	160	240	317
61	750	250	250	60	350	550	210	140	240	311
62	730	250	270	50	400	540	200	150	240	314
63	1020	450	490	160	350	640	360	220	400	454
64	1040	520	510	250	310	630	460	400	470	510
65	1050	550	500	200	390	660	500	250	400	500
66	750	450	270	80	480	530	290	110	220	353
67	690	380	270	110	570	500	260	150	240	352
68	700	350	320	100	450	510	270	90	230	336
69	680	360	350	120	450	510	270	150	270	351
70	820	440	580	240	380	570	370	290	340	448
71	640	260	270	70	310	500	250	140	200	293
72	680	280	280	100	290	470	210	170	240	302
73	630	320	350	80	450	540	270	150	240	337

ANEXO V – Dados de Curva de Permanência com vazão em L/s/km²

Permanência	Leteiro	Uberaba	Tejuco	Ituiutaba	Ponte do Prata	São Domingos	Buritis do Prata	Ponte BR365	Paraíso	Cachoeira	NSA
95%	4,6	0,9	4,3	4,0	2,6	2,4	3,3	2,3	3,5	6,4	3,1
90%	5,4	1,7	5,0	4,7	3,3	2,8	4,1	2,7	4,3	7,5	3,9
85%	6,5	2,3	5,8	5,4	3,9	3,2	4,8	3,2	5,3	8,2	4,8
80%	7,3	2,8	6,5	6,2	4,7	3,5	5,5	3,6	6,0	8,7	5,4
75%	8,1	3,7	7,1	6,6	5,3	3,9	6,2	3,9	6,7	9,4	6,1
70%	9,0	4,8	7,7	7,2	5,9	4,3	6,9	4,4	7,4	10,2	6,8
65%	9,8	5,6	8,4	7,8	6,5	4,6	7,6	4,8	8,2	11,1	7,5
60%	10,7	6,6	9,3	8,5	7,2	4,9	8,3	5,3	8,9	11,5	8,2
55%	11,6	8,3	10,1	9,4	7,9	5,5	9,1	5,9	10,0	12,2	9,0
50%	12,5	9,7	10,9	10,1	8,6	5,9	10,0	6,3	10,9	12,8	10,0
45%	13,7	11,7	12,0	11,2	9,5	6,5	10,9	6,9	12,0	13,8	11,0
40%	14,9	14,2	13,0	12,1	10,5	7,2	12,0	7,7	13,4	14,7	12,1
35%	16,4	17,4	14,4	13,2	11,7	8,1	13,4	8,5	14,7	15,7	13,7
30%	18,2	21,8	15,8	14,5	13,2	9,1	15,0	9,6	16,6	16,7	15,5
25%	20,0	25,9	17,9	16,3	14,9	10,5	16,8	11,0	18,7	17,8	17,4
20%	22,2	32,5	20,7	18,5	17,4	12,2	19,6	12,7	22,0	19,4	20,8
15%	25,6	43,1	24,4	22,1	20,5	14,2	23,2	15,4	26,8	21,7	24,7
10%	31,7	59,0	29,5	26,4	25,9	17,7	29,4	19,4	33,8	25,3	31,0
5%	44,2	88,5	37,2	33,4	38,3	24,9	41,9	29,8	42,7	32,6	41,9