

## Artigos

# Utilização do GRACE no cálculo da recarga das águas subterrâneas no Sistema Aquífero Bauru na Bacia do Rio São Jerônimo - Triângulo Mineiro

## Groundwater recharge in the Bauru Aquifer System in the São Jerônimo River Basin - Triângulo Mineiro

José Claudio Viegas Campos<sup>1</sup>; Didier Gastmans<sup>2</sup>; Lucas Vituri Santarosa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Triângulo Mineiro (UFTM), Uberaba, MG.

<sup>2</sup> Universidade Estadual Paulista (Unesp), Rio Claro, SP

✉ [jose.campos@uftm.edu.br](mailto:jose.campos@uftm.edu.br), [didier.gastmans@unesp.br](mailto:didier.gastmans@unesp.br), [lucas.santarosa@unesp.br](mailto:lucas.santarosa@unesp.br)

### Palavras-chave:

Recarga de águas subterrâneas;  
GRACE;  
Triângulo Mineiro.

### Resumo

A cidade de Gurinhatã, no Triângulo Mineiro, localizada na bacia do rio São Jerônimo, afluente do rio Paranaíba, tem no Sistema Aquífero Bauru (SAB) a única fonte de abastecimento de água para os mais de 5 mil habitantes da área urbana. Embora o SAB seja um importante aquífero do centro sul do Brasil, poucos estudos na sua porção mineira têm sido desenvolvidos para embasar seu uso racional. Nesse quesito, a avaliação da recarga das águas subterrâneas é fundamental para uma gestão eficaz dos recursos hídricos subterrâneos. O presente artigo teve por objetivo utilizar dados do sistema de satélites Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), para determinar a recarga média anual do SAB na bacia do rio São Jerônimo. Concomitantemente, foram aplicados os métodos de Variação do Nível d'Água (VNA), em um piezômetro da CPRM, e o de decomposição de hidrograma com dados de uma estação fluviométrica. A recarga média anual para o período 2012 a 2018, obtida pelo método VNA, para uma porosidade eficaz ( $S_y$ ) de 0,15, foi de 429 mm, para o da decomposição de hidrograma foi de 176 mm e para o de sensoriamento remoto foi de 408 mm. O método de recarga baseado em dados da variável GWS do GRACE se mostrou bastante eficaz, tendo uma boa correspondência com o método VNA, servindo como método alternativo ou complementar nos estudos de recarga de águas subterrâneas.

### Keywords

Groundwater recharge;  
GRACE;  
Triângulo Mineiro.

Revisão por pares.  
Recebido em: 11/08/2022.  
Aprovado em: 02/02/2023.

### Abstract

The city of Gurinhatã, in the Triângulo Mineiro, located in the basin of the São Jerônimo River, a tributary of the Paranaíba River, has the Bauru Aquifer System (BAS) as the only source of water supply for the more than 5 thousand inhabitants of the urban area. Although the BAS is an important aquifer in the center-south of Brazil, few studies have been developed in its mineira portion to support its rational use. In this regard, the evaluation of groundwater recharge is fundamental for the effective management of groundwater resources. The present paper aimed to use data from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite system, to determine the mean annual BAS recharge in the São Jerônimo river basin. Concomitantly, the Water Table Fluctuation (WTF), using a piezometer from CPRM, and the hydrograph decomposition methods were applied with data from a fluviometric station. The average annual recharge for the period 2012 to 2018, obtained by the WTF method, for a specific yield ( $S_y$ ) of 0.15, was 429 mm, for that of the hydrograph decomposition was 176 mm and for that of remote sensing was 408 mm. The recharge method based on GWS variable data from GRACE proved to be quite effective, having a good correspondence with the WTF method, serving as an alternative or complementary method in groundwater recharge studies.

DOI: <http://doi.org/10.14295/ras.v37i2.30168>

## 1. INTRODUÇÃO

O Brasil, embora possua importantes sistemas aquíferos, as águas subterrâneas são carentes de estudos, o que faz com que haja um desconhecimento do seu real potencial (CONICELLI *et al.*, 2021). Hirata *et al.* (2019) estimam que aproximadamente 88% dos poços existentes no Brasil são clandestinos e, decorrente da extração excessiva de águas subterrâneas, já são observados problemas ambientais em diversas partes do Brasil, tais como: rebaixamento do nível d'água em poços do Sistema Aquífero Guarani (SAG) (BOICO *et al.*, 2018), subsidência do terreno no município de Sete Lagos - MG (GALVÃO *et al.*, 2015) e redução do fluxo de base na região do aquífero Uruçua na Bahia (CUNHA, 2017 apud CONICELLI *et al.*, 2021).

A determinação da recarga das águas subterrâneas é uma das principais ferramentas na gestão dos recursos hídricos (HEALY, 2010). Com sua estimativa é possível avaliar a contribuição da água subterrânea para os rios (fluxo de base) e, a partir de séries temporais, também é possível identificar os efeitos na disponibilidade hídrica causados pelas 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. Além disso, ela tende a variar espacial e temporalmente devido a fatores como tendências climáticas, topografia, uso do solo e geologia (HEALY, 2010).

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 do método de recarga a ser aplicado depende de quais dados estão disponíveis e do tipo de estudo a ser desenvolvido. Estudos para gestão de recursos hídricos necessitam de dados temporais longos e áreas grandes, enquanto 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).

Segundo Healy (2010), as técnicas de avaliação de recarga podem ter como base a medição da variação do nível freático em poços de monitoramento, a utilização de componentes hidrológicos (dados fluviométricos), sensores remotos posicionados em satélites e a modelagem matemática.

No Brasil, Oliveira *et al.* (2021) avaliaram a evolução dos estudos sobre cálculo da recarga dos nossos sistemas aquíferos, sendo encontradas 35 publicações até o ano de 2019, sendo que 71% dos estudos catalogados estão concentrados entre os anos 2016 e 2019. Dentre as metodologias utilizadas para o cálculo da recarga, a mais usual foi o método de variação de nível d'água, conhecido internacionalmente como *Water Table Fluctuation* (WTF).

O Sistema Aquífero Bauru (SAB) é uma das principais unidades hidrogeológicas do Brasil. Constituído por rochas sedimentares do Grupo Bauru, inserido na bacia sedimentar do Paraná, com abrangência nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul e Goiás, cobrindo uma área de aproximadamente 370.000 km<sup>2</sup> (BATEZELLI, 2003). 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, boa parte dos estudos de recarga tem se desenvolvido no estado de São Paulo, enquanto no Triângulo Mineiro, os estudos se concentram em sua porção leste. Em Araguari, os poucos estudos desenvolvidos entre 1998 e 2005 encontraram valores de recarga média anual variando de 243 a 807 mm, que corresponde a taxas de infiltração da chuva de 23 a 51% (BERTOL, 2007). Outro estudo, mais recente, desenvolvido em Uberaba por Campos *et al.* (2021), para o período 2016 a 2019, encontraram uma recarga média anual de 529 mm que corresponde a 31% da pluviosidade média anual, com aplicação dos métodos Variação do Nível d'Água (VNA) e dados do *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE).

De modo a avaliar o método de cálculo de recarga com dados de sensoriamento remoto do sistema de satélites GRACE e ampliar o conhecimento da recarga no SAB na região do Triângulo Mineiro, o presente artigo se propôs a aplicar tal

método na bacia do rio São Jerônimo, conjuntamente ao método de cálculo da recarga por decomposição de hidrograma com dados de uma estação fluviométrica do rio São Jerônimo e o método VNA, em um piezômetro pertencente à Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS) do Serviço Geológico do Brasil.

Dessa forma, a pesquisa desenvolvida visa responder aos seguintes questionamentos: Qual a recarga média anual para o SAB na bacia do rio São Jerônimo para o período de estudo? Os resultados obtidos no cálculo da recarga utilizando os dados do GRACE são coerentes com os métodos tradicionais aqui aplicados?

## 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

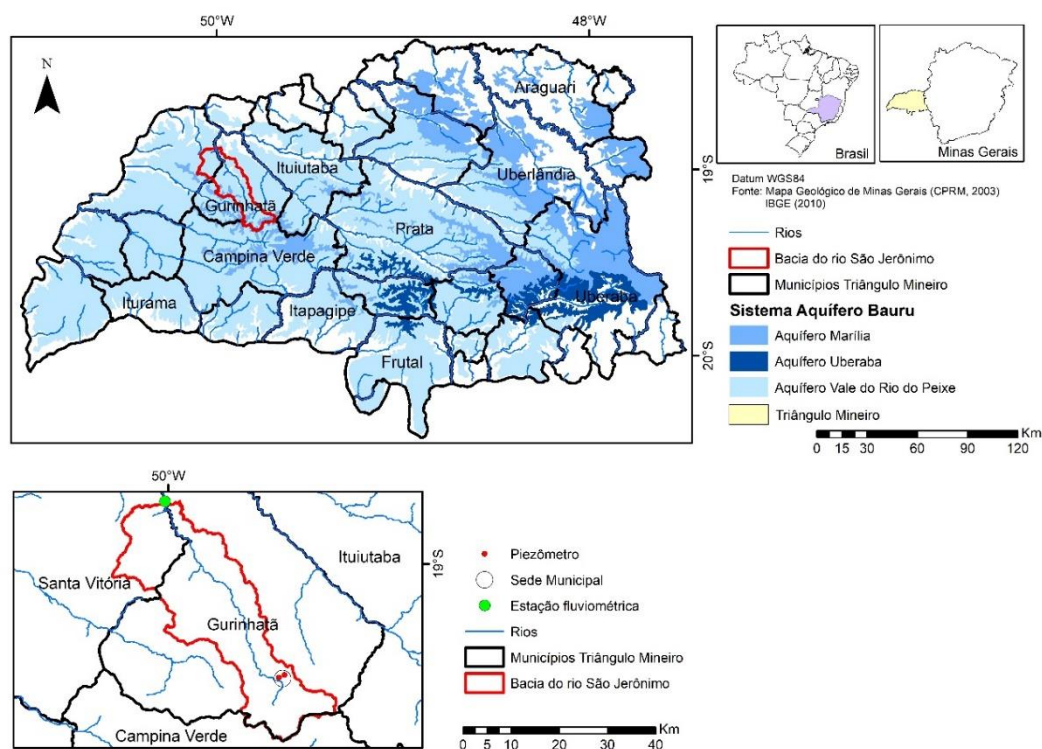
A bacia hidrográfica do rio São Jerônimo se localiza na porção oeste do Triângulo Mineiro, região do Pontal, com uma área de aproximadamente 754 km<sup>2</sup> (Figura 1). A cidade de Gurinhatã, com uma população de aproximadamente 5 mil habitantes, é a única sede municipal que ocorre na bacia (IBGE, 2021), sendo uma das poucas cidades do Triângulo Mineiro abastecida exclusivamente por água subterrânea do SAB (ANA, 2010). Os dois poços que abastecem a cidade fornecem uma vazão de aproximadamente 10,8 e 7,2 m<sup>3</sup>/h, bombeando 24 h por dia (SEMAD, 2019).

A área de estudo possui um clima tropical com pluviosidade média anual de 1410 mm (1976-2011), sendo que as chuvas se concentram no período de outubro a março (85%), com estiagem de abril a setembro. A temperatura média anual da região gira em torno de 24,5 °C (ALVES *et al.*, 2012)

Geologicamente a bacia é constituída por rochas do Grupo Bauru, sendo predominantemente pertencentes à Formação Vale do Rio do Peixe e, secundariamente, à Formação Marília. O substrato é constituído por rochas basálticas da Formação Serra Geral, pertencente ao Grupo São Bento (CPRM, 2003).

De modo geral, a Formação Vale do Rio do Peixe, unidade do Grupo Bauru que possui maior extensão areal em Minas Gerais, é constituída de arenitos eólicos finos, com seleção moderada a boa. 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 fossilífero, com ossos de grandes répteis e invertebrados. 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, ocorrem ainda calcários arenosos maciços e calcários finos e fragmentados (CPRM, 2012; MILANI *et al.*, 2007).

**Figura 1** – Mapa de localização da área de estudo no Triângulo Mineiro



Hidrogeologicamente, o SAB em Minas Gerais apresenta intensa cimentação carbonática que gera baixas vazões de produção nos poços tubulares, fazendo com que sejam somente utilizados para atendimento a pequenas demandas (< 20 m<sup>3</sup>/h). Possui espessuras médias de 30 a 40 metros, podendo chegar a 180 metros na região de Iturama (BATEZELLI *et al.*, 2005). Trata-se de um aquífero predominantemente livre a semiconfinado com valores médios de condutividade hidráulica e porosidade eficaz de  $3,1 \times 10^{-5}$  m/s e 0,15, respectivamente (OLIVEIRA; CAMPOS, 2004).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para auxiliar no entendimento das taxas de recarga obtidas, foram coletadas informações de chuva da estação pluviométrica 01949003, pertencente à Agência Nacional de Águas (ANA), localizada na área urbana de Gurinhata. Embora a estação possua dados para o período de 1975 a 2021, somente foram utilizados os dados para o período estudado: 2012 a 2018.

Foram aplicadas três metodologias para o cálculo da recarga das águas subterrâneas. Um dos métodos consiste na decomposição do hidrograma de dados de vazão da estação fluviométrica da ANA disponível na área (60856000), utilizando-se o programa da USGS, o *Groundwater Toolbox*<sup>®</sup> (BARLOW *et al.*, 2015); dados da variação do armazenamento de água subterrânea (*Groundwater Storage* - GWS) do sistema de satélites GRACE (LI *et al.*, 2019) e aplicação do método VNA no piezômetro 3100020235 do projeto RIMAS da CPRM instalado na bacia. Nas 3 metodologias, o cálculo da recarga foi

determinado para cada ano hidrológico, compreendido de outubro a setembro, para o período de 2012 a 2018.

#### 3.1. Método de Variação do Nível d'Água (VNA)

Um dos métodos mais tradicionais para o cálculo da recarga das águas subterrâneas, com a utilização de dados da zona saturada, é o método VNA. O método consiste na medição regular da variação do nível freático em poços de observação em aquíferos livres (HEALY; COOK, 2002). Segundo Healy (2010), esse método tem sido aplicado em estudos de recarga há pouco mais de 100 anos, sendo um dos métodos de avaliação de recarga mais aplicado no Brasil (OLIVEIRA *et al.*, 2021). A equação para obtenção da recarga está apresentada na Equação 1

$$R = S_y \cdot \frac{dh}{dt} \rightarrow S_y \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (1)$$

onde  $R$  representa a recarga das águas subterrâneas,  $S_y$  representa a porosidade eficaz do aquífero livre e  $\Delta h/\Delta t$  é a variação ( $\Delta h$ ) do nível freático para um determinado tempo ( $\Delta t$ ). Nesse método, considera-se que o aumento do nível d'água em um poço de observação está relacionado à infiltração de parte da água da chuva que chegou à zona saturada. O cálculo do  $\Delta h$  é a diferença entre o valor mais alto e o mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada no momento do pico, uma vez que se considera que os processos de evaporação e descarga do aquífero continuam.

O método se aplica exclusivamente a aquíferos livres com o nível freático não muito profundo, condutividade hidráulica e

porosidade eficaz não muito elevados, de modo que haja uma pronta resposta do nível freático frente ao evento chuvoso (SCANLON *et al.*, 2002; HEALY, 2010). Entretanto, o método tem como grande incerteza a determinação de porosidade eficaz do aquífero, associada ao fato que a recarga calculada é uma avaliação pontual que pode variar espacialmente devido à geologia, declividade, vegetação e outros fatores (HEALY; COOK, 2002; HEALY, 2010).

A porosidade eficaz do SAB varia de 0,05 a 0,15 em toda sua extensão territorial (CPRM, 2012). Entretanto, estudos no SAB no Triângulo Mineiro têm adotado, de modo geral, o valor de 0,15 (OLIVEIRA; CAMPOS, 2004), valor este a ser utilizado no cálculo da recarga pelo método VNA.

Na área de estudo encontram-se instalados 2 piezômetros, ambos localizados na área urbana de Gurinhatã. As medições da profundidade do nível d'água são feitas diariamente de forma automática e disponibilizadas no site do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Os piezômetros possuem medições a partir de 2011 até os dias atuais (CPRM, 2019).

O piezômetro 3100020110 foi desconsiderado por apresentar muitas falhas de dados no período 2014 a 2016, o que comprometeu sua análise para uma comparação mais efetiva da sua média com os outros métodos. Enquanto, no piezômetro 3100020235, foi possível calcular a recarga para o período de 2012 a 2018, com a profundidade do nível freático variando de 6 a 12 metros, ao longo do tempo de estudo.

### 3.2. Decomposição de hidrograma

Os métodos de recarga subterrânea baseados em dados de águas superficiais dependem do grau de conexão das águas superficiais e águas subterrâneas. A técnica da decomposição do hidrograma de 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 dos aquíferos para sua perenização (FETTER, 1994). Rutledge (1998) recomenda a aplicação dessa técnica para bacias com menos de 1.300 km<sup>2</sup> 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*<sup>®</sup> do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), que contém o programa RORA associado ao programa RECESS, foi desenvolvido 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 do hidrograma de vazão do rio. O método parte do princípio de que a água subterrânea será drenada do aquífero para o rio para cada evento de recarga (HEALY, 2010). O programa RORA necessita a utilização do parâmetro K que é o índice de recessão da bacia e 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 para calcular o índice de recessão (K) da bacia.

A estação fluviométrica da ANA selecionada para calcular a recarga das águas subterrâneas através da técnica de decomposição de hidrograma com o software *GWToolbox*<sup>®</sup> da USGS (BARLOW *et al.*, 2015) é a Fazenda Boa Vista (60856000). Ela está localizada no rio São Jerônimo que drena os municípios de Gurinhatã e Santa Vitória (Figura 1) e possui uma área de 754 km<sup>2</sup>.

### 3.3. Sensoriamento remoto – GRACE

A utilização de sensores remotos para avaliação da recarga tem crescido nos últimos anos exatamente pelo fato do dado utilizado apresentar uma boa cobertura espacial, sendo possível abranger áreas sem dados pontuais e com escasso conhecimento hidrogeológico (OLIVEIRA *et al.*, 2021).

O sistema de satélites GRACE, que funcionou de março de 2002 a junho de 2017, foi lançado conjuntamente pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) dos Estados Unidos e pelo *Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt* (DLR) da Alemanha e teve como objetivo inicial detectar pequenas variações temporais no campo gravitacional da Terra (GEMITZI; LAKSHMI, 2018). Posteriormente, em maio de 2018, foi lançado o seu sucessor o GRACE-FO (Follow on) em substituição (UZ *et al.*, 2022).

As medidas gravitacionais obtidas podem ser convertidas em mudanças da massa na superfície da Terra que são principalmente decorrentes da variação da massa de água na superfície do planeta (*Terrestrial Water Storage – TWS*). Este componente é constituído das variáveis umidade do solo, água subterrânea, água superficial, neve, biomassa, interceptação do dossel, sendo que as variáveis umidade de solo (*Soil Moisture – SM*) e água subterrânea (*Groundwater Storage – GWS*) são as mais relevantes (RODELL, M.; FAMIGLIETTI, 2001).

O conjunto de dados de sensoriamento remoto por satélite, especialmente os dados de variação do armazenamento de água terrestre (TWS), obtidos a partir do GRACE, fornece uma nova e valiosa fonte de informações que pode aumentar o entendimento do ciclo hidrológico frente às mudanças climáticas e atividades antropogênicas (SOLTANI *et al.*, 2020). Além disso, as informações geradas são uma importante ferramenta no monitoramento das variações do nível das águas subterrâneas (RAHIMZADEGAN; ENTEZARI, 2019).

Nos últimos anos, em diferentes regiões do mundo, têm-se desenvolvido estudos para avaliação das mudanças no armazenamento das águas subterrâneas utilizando-se dados do GRACE e modelos hidrológicos, tais como: bacia do rio Mississippi (RODELL *et al.*, 2007), nordeste da Índia (BHANJA *et al.*, 2016) e nordeste do Brasil (GONÇALVES *et al.*, 2020).

Considerando que os componentes mais relevantes do TWS, de modo geral, são o SM e o GWS, alguns estudos determinaram a parcela de água subterrânea pela subtração do SM, fornecido pelo modelo *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS), do TWS (HENRY *et al.*, 2011). O GLDAS é um sistema que procura integrar dados de campo e de satélite e que possui um poderoso software *Land Information System* (LSM) de modelagem hidrológica gerando dados de temperatura, escoamento superficial, precipitação, evapotranspiração, umidade do solo, dentre outros. O GLDAS roda quatro modelos de superfície (*Land Surface Models* – LSM): o *Noah*, o *Catchment Land Surface Model* (CLSM), o *Community Land Model* (CLM), e o *Variable Infiltration Capacity* (VIC) (RUI; BEAUDOING, 2020).

Nos trabalhos desenvolvidos por Henry *et al.* (2011) e Wu *et al.* (2019) foram propostas metodologias para o cálculo da recarga das águas subterrâneas, utilizando-se os dados do GRACE. Em ambos os casos, os estudos basearam seus cálculos no tradicional método VNA.

No presente trabalho, os dados da componente GWS foram obtidos da plataforma Giovanni 4.36 (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>), calculada pelo sistema GLDAS, com aplicação do modelo CSLM, com geração de dados diários e pixel com 25 km, aproximadamente. A aplicação do modelo CLSM gera dados GWS que são úteis em estudos de secas e outras aplicações, além disso, os dados cobrem a lacuna de 11 meses entre o término da missão GRACE e início da GRACE-FO (LI *et al.*, 2019).

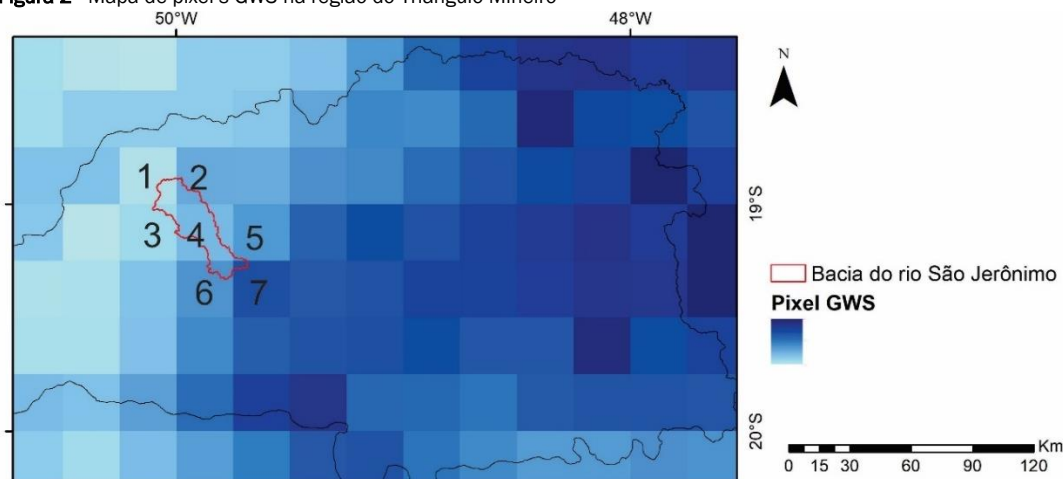
O método utilizado segue o desenvolvido por Wu *et al.* (2019), onde os autores partiram da premissa que o aumento dos valores de GWS ao longo de um intervalo de tempo pode ser relacionado à recarga das águas subterrâneas. Em uma análise gráfica, a diferença entre o valor mais baixo (vale) e o seguinte mais alto (pico) representaria a recarga no aquífero.

Embora o método seja muito parecido ao VNA, não é necessário multiplicar o valor de  $\Delta h$  pela porosidade eficaz, como apresentado na Equação 1, pois segundo Rodell *et al.* (2007) a variável GWS é expressa em espessura de água equivalente em mm.

No Triângulo Mineiro, na região de Uberaba, em estudo desenvolvido por Campos *et al.* (2021), a recarga média anual calculada com os dados GWS, para o período 2016 a 2019, foi de 517 mm, enquanto para o método VNA, com porosidade eficaz estimada em 0,09, a média anual foi de 541 mm. Tal estudo demonstrou uma relação muito estreita entre a variação do nível freático e os dados GWS.

Com base na informação de cada um dos 7 pixel's do GWS que abrange a bacia do rio São Jerônimo, foi calculada a recarga pelo método exposto acima para o período 2012 a 2018 (Figura 2). Tal período foi selecionado de modo a gerar correspondência temporal com as medições do piezômetro 3100020235 da RIMAS e assim possibilitar uma comparação estatística para aferir a qualidade dos dados calculados.

Figura 2 - Mapa de pixel's GWS na região do Triângulo Mineiro



O cálculo da recarga na área da bacia considerou a influência de cada pixel na composição da recarga anual. Para tanto, utilizou-se o recurso Estatística Zonal do ArcGis® para calcular o valor médio para cada ano hidrológico na bacia.

As variações da componente GWS, ao longo do período de estudo, foram comparadas com a variação do nível d'água no piezômetro da rede RIMAS, utilizando-se as informações de GWS do pixel 4 da área de ocorrência do piezômetro. Foi aplicada uma avaliação estatística com a determinação do Fator de Correlação Cruzada (FCC), utilizando-se o programa Minitab® 18. A utilização do FCC é útil na verificação da correlação de

duas séries de dados que possuem uma defasagem temporal (LAG) na resposta da correlação (MCCUEN, 2003). A análise estatística forneceu um correlograma onde foi possível indicar se a correlação entre os dados é positiva ou negativa, variando de +1 a -1, sendo que quanto mais próxima dos extremos, maior é a correlação.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Cálculo da recarga das águas subterrâneas pelo método VNA



Os valores de recarga para cada ano hidrológico considerado variaram de 225 a 773 mm, com uma média anual de 429 mm. O ano hidrológico 2013/2014 foi caracterizado pelas menores

oscilações de nível d'água ( $\Delta H$ ) e, conseqüentemente, a menor recarga. O ano 2015/2016 foi o que apresentou a maior taxa de recarga para a bacia (Figura 3 e Tabela 1).

Figura 3 - Variação do nível d'água no piezômetro 3100020235

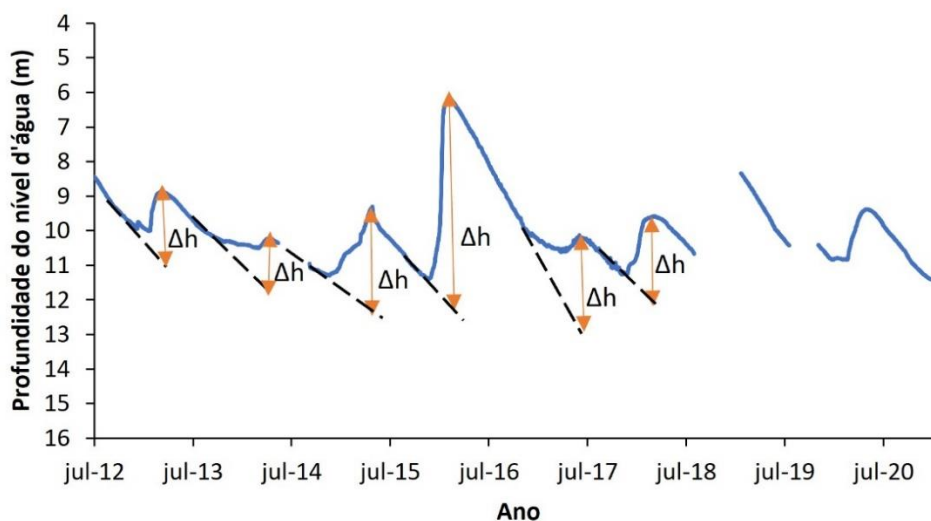


Tabela 1 – Recarga Calculada para um  $S_y$  de 0,15

Ano Hidrológico	$\Delta h$ (m)	Recarga anual (mm)
2012/2013	2,4	363
2013/2014	1,5	225
2014/2015	2,7	399
2015/2016	5,2	773
2016/2017	2,8	422
2017/2018	2,6	390
Média	-	429

A recarga das águas subterrâneas tende a iniciar, predominantemente, no mês novembro/dezembro e seu término é em março/abril de cada ano hidrológico.

#### 4.2. Cálculo da recarga pela decomposição de hidrograma

Os valores de recarga anual obtidos pela decomposição de hidrograma variaram de 133 a 253 mm, com uma média anual de 176 mm, para um período de 2012 a 2018 (Tabela 2). Destaque para o ano 2016/2017, quando ocorreu uma queda abrupta nas taxas de recarga e o ano 2015/2016 que apresentou as maiores taxas de recarga para o período de estudo.

#### 4.3. 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 que a área da bacia engloba. Dessa forma, a recarga média anual na bacia para o período de 2012 a 2018 indicou uma variação de 287 a 529 mm, com uma média anual para o período de 408 mm (Tabela 3 e Figura 4).

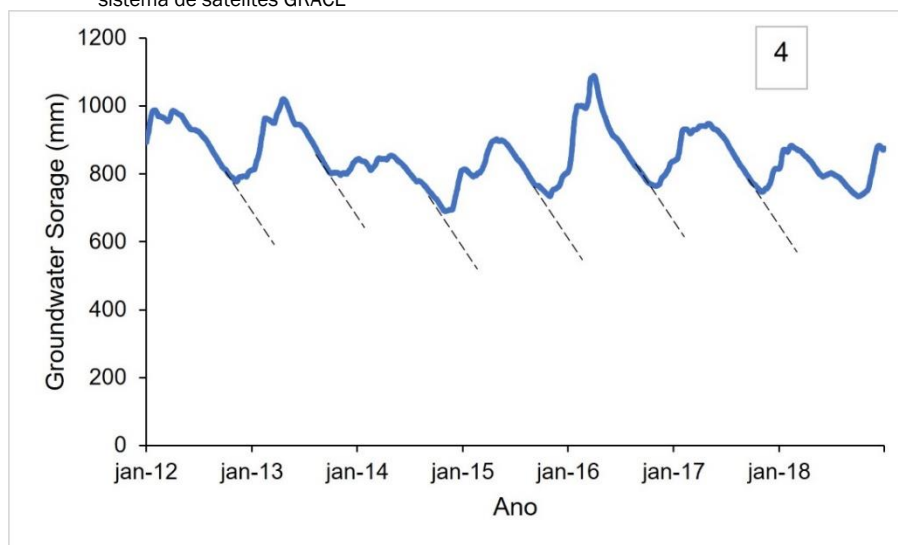
Tabela 2 – Recarga Calculada por decomposição de hidrograma

Ano hidrológico	Recarga anual (mm)
2012/2013	183
2013/2014	152
2014/2015	143
2015/2016	253
2016/2017	133
2017/2018	193
média	176

**Tabela 3** - Recarga anual para cada pixel de GWS contido na bacia de estudo

Ano hidrológico	Recarga anual (mm)							Média na bacia
	Pixel 1	Pixel 2	Pixel 3	Pixel 4	Pixel 5	Pixel 6	Pixel 7	
2012/2013	510	570	450	480	420	400	950	508
2013/2014	320	380	300	300	120	150	450	287
2014/2015	370	480	340	400	440	330	750	435
2015/2016	470	500	500	500	640	580	870	529
2016/2017	390	430	340	350	300	430	680	387
2017/2018	290	430	250	230	250	230	600	291
média								408

**Figura 4** - Determinação no pixel 4 da recarga anual com base na variação da componente GWS do sistema de satélites GRACE

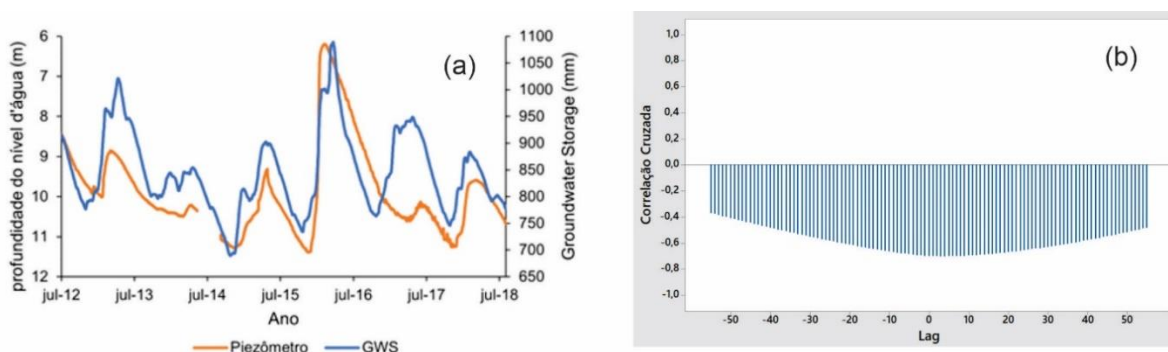


A avaliação da relação entre os dados da variação do nível d'água *in situ* no piezômetro da rede RIMAS e a variação do GWS obtida pelos GRACE-GLDAS foi realizada para aferir a sua aplicabilidade na área de estudo. Considerando que o pixel da informação da variável GWS tem uma extensão de aproximadamente 25 km ( $\approx 625 \text{ km}^2$ ), a variação observada do conteúdo de água subterrânea representa uma média das variações para essa área. Comparativamente, a variação de nível d'água no piezômetro representa uma peculiaridade

pontual do comportamento da zona saturada frente à variação temporal (WU *et al.*, 2019).

Utilizando o FCC, foi possível verificar a boa correlação dos dados da variação de profundidade do nível d'água com a variável GWS do GRACE. O valor de FCC encontrado foi de  $-0,7$  (Figura 5), para um LAG de 3 dias, ou seja, quanto maior a profundidade do nível d'água menor é o valor de GWS, isso por conta da correlação ser negativa.

**Figura 5** – (a) comparação da variação do nível d'água subterrânea (NA) no piezômetro com o componente GWS do GRACE-GLDAS para o pixel 4 e seu respectivo (b) Correlograma



## 5. DISCUSSÃO

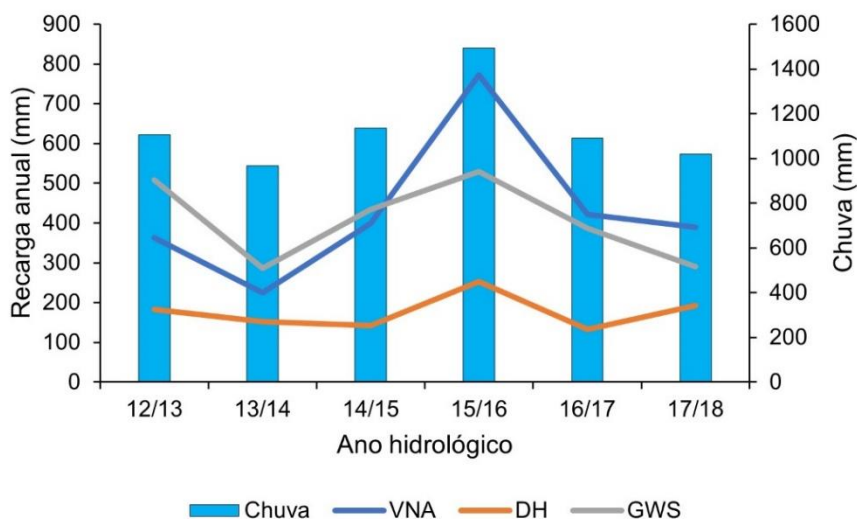
Os resultados obtidos indicaram uma convergência dos valores médios da recarga pelo método VNA e pelo método de sensoriamento remoto, para o período de 2012 a 2018. Os valores de recarga obtidos pelo método de decomposição de hidrograma, que usa o método de deslocamento de curva de Rorabaugh de 1964, geraram as menores taxas dentre os métodos aplicados. Estudo desenvolvido por Rutledge (2000; apud HEALY, 2010) explica que a recarga calculada com dados do fluxo de base tende a ser subestimada, uma vez que representa a recarga efetiva, que é a recarga total menos a evapotranspiração da água subterrânea.

Os dados de chuva obtidos da estação pluviométrica 01949003 indicaram o ano hidrológico 2015/2016 com a maior

pluviosidade, confirmando este ano como a maior recarga calculada para os três métodos utilizados. Entretanto, a menor pluviosidade (2013/2014) gerou as menores recargas para esse ano somente nos métodos VNA e GRACE (Figura 6). A não correspondência nesse ano hidrológico na geração de menor recarga para o método por decomposição de hidrograma pode ser explicado por ações antrópicas que podem afetar as vazões de escoamento de um rio e comprometer o seu fluxo de base (SLOTO; CROUSE, 1996).

No método VNA, a maior inclinação descendente da curva de nível d'água no ano 2016/2017 pode ter sido ocasionada pela influência do bombeamento de poços próximos, que poderiam gerar um rebaixamento mais acentuado, em determinados momentos, visto que o piezômetro se encontra em área urbana.

**Figura 6** – Comparação da média anual da recarga das águas subterrâneas obtida por diversos métodos (Variação do Nível d'Água – VNA, GroundWater Storage – GWS e Decomposição de Hidrograma – DH)



Dessa forma, pode-se dizer que a recarga média anual para a bacia, considerando apenas os métodos VNA e GRACE, foi de 418 mm para o período de estudo, o que representa 37% da pluviosidade média anual (1135 mm), segundo dados da estação pluviométrica 01949003 da ANA. Tal valor está dentro da faixa de valores obtidos em diversos estudos no SAB em Araguari (MG), segundo Bertol (2007) e é bem próximo ao valor de 31% obtido por Campos *et al.* (2021) em Uberaba (MG).

Quanto a aplicabilidade do método de recarga com dados da variável GWS do GRACE, observou-se a sua efetividade com a convergência dos valores obtidos com o método VNA. A mesma convergência foi observada nos estudos desenvolvidos por Campos *et al.* (2021) com uma boa correlação (FCC igual a -0,63) da variação dos dados GWS e o nível freático nos 11 piezômetros observados. A defasagem temporal (LAG) foi de 0 (zero) para os piezômetros com nível freático variando de 4 a 9 metros de profundidade. No estudo atual, o valor de FCC (-0,7) revela uma boa correlação com a variação do nível d'água no piezômetro e o LAG de 3 dias decorre do fato da profundidade de oscilação do nível freático ser de 6 a 12 metros.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

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 em áreas com carência de dados de campo (SHEFFIELD *et al.*, 2018). No presente estudo, o parâmetro GWS foi utilizado como uma forma de calcular a taxa de recarga das águas subterrâneas na bacia do rio São Jerônimo e comparando-a com uma metodologia de avaliação pontual (VNA) e outra regional (decomposição de hidrograma), observou-se uma boa correspondência com o método VNA, quando utilizada a média da recarga anual para o período. A utilização de dados do GRACE tem como vantagem uma ampla abrangência espacial e temporal (dados a partir de 2003). Dessa forma, os gestores dos recursos hídricos têm como recurso complementar a aplicação da metodologia aqui apresentada para cálculo das taxas de recarga anuais, médias ou não, na orientação às tomadas de decisões.



## 7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado concedida ao autor principal e aos revisores da revista que contribuíram para o aperfeiçoamento deste artigo.

## REFERÊNCIAS

ALVES, V. A. S.; SOUZA, J. S.; QUEIROZ, A. T. O clima e a produtividade agrícola na microrregião homogênea de Ituiutaba-MG. *Revista Geonorte*, v. 2, n. 5, p. 1109–1119, 2012.

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 nov. 2019.

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. 2015. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3133/tm3B10>.

BATEZELLI, A. *Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. 195f. Tese (Doutorado) - UNESP, 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. BERTOL, G. A. Avaliação da recarga anual no aquífero Bauru no município de Araguari, Minas Gerais. 111 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, 2007.

BHANJA, S. N.; MUKHERJEE, A.; SAHA, D.; VELICOGNA, I.; FAMILIETTI, J. S. Validation of GRACE based groundwater storage anomaly using in-situ groundwater level measurements in India. *Journal of Hydrology*, v. 543, p. 729–738, 2016.

BOICO, V. F.; WENDLAND, E.; BATISTA, J. A. do N. Assessment of the potentiometric drawdown in the Guarani Aquifer System in Bauru / SP by a model of analytical elements. *Brazilian Journal of Water Resources*, v. 23, n. 2, p. 12, 2018.

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*, v. 44, n. 40585, p. 1–12, 2021. .

CONICELLI, B.; HIRATA, R.; GALVÃO, P.; ARANDA, N.; TERADA, R.; GUTTIERREZ, O. J. G. Governança da água subterrânea: A ilegalidade da exploração e formas de minimizar o problema. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, p. 1–13, 2021.

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

CPRM. *Relatório diagnóstico do Sistema Aquífero Bauru – Caiuá no Estado de Minas Gerais*. 37 p. 2012.

CPRM. *Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas – RIMAS*. Disponível em: [www.rimasweb.cprm.gov.br/layout/apresentacao.php](http://www.rimasweb.cprm.gov.br/layout/apresentacao.php). Acesso em: 3 jan. 2019.

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>.

FETTER, C. W. *Applied hydrogeology*, 3rd Edition. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1994. 598 p.

GALVÃO, P.; HALIHAN, T.; HIRATA, R. Avaliação do risco geotécnico cárstico na área urbanizada de Sete Lagoas, Minas Gerais. *Brasil. Hydrogeol J.* v. 23, p. 1499-1513, 2015.

GEMITZI, A.; LAKSHMI, V. Evaluating Renewable Groundwater Stress with GRACE Data in Greece. *Groundwater*, v. 56, n. 3, p. 501–514, 2018. <https://doi.org/10.1111/gwat.12591>.

GONÇALVES, R. D.; STOLLBERG, R.; WEISS, H.; CHANG, H. K. Using GRACE to quantify the depletion of terrestrial water storage in Northeastern Brazil: The Uruçua Aquifer System. *Science of the Total Environment*, v. 705, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135845>.

HEALY, R. W. *Estimating groundwater recharge*. New York, 2010. 257 p.

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. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0724-3>.

HIRATA, R.; SUCHOGUSOFF, A. V.; MARCELLINI, S. S.; VILLAR, P. C.; MARCELLINI, L. A. *revolução silenciosa das águas subterrâneas no Brasil: uma análise da importância do recurso e os riscos pela falta de saneamento*. Instituto Trata Brasil, 2019. 19 p.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2021. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/mg/gurinhata.html>. Acesso em: 09 ago. 2022.

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.

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*, v. 55, n. 9, p. 7564–7586, 2019. <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>.
- MCCUEN, R. H. *Modeling hydrologic change: statistical methods*. 450 p. 2003. <https://doi.org/10.1198/tech.2003.s170>.
- MILANI, E. J.; HENRIQUE, J.; MELO, G. De; SOUZA, P. A. De. *Bacia do Paraná*. January, 2007.
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0376-0>.
- 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*, p. 393–407, 2021.
- RAHIMZADEGAN, M.; ENTEZARI, S. A. Performance of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) method in monitoring groundwater-level changes in local-scale study regions within Iran. *Hydrogeology Journal*, v. 27, n. 7, p. 2497–2509, 2019. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02007-x>.
- 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. <https://doi.org/10.1029/2000WR900306>.
- RODELL, Matthew; 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. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0103-7>.
- RUI, H. L.; BEAUDOING, H. *README Document for NASA GLDAS Version 2*. Data Products. 32 p. 2020. Available at: [https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/GLDAS/README\\_GLDAS2](https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/GLDAS/README_GLDAS2).
- 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.; WAN MD TAHIR, W. Z.; 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. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4387-6>.
- 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](http://www.idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis). Acesso em: 15 nov. 2019.
- SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 18–39, 2002.
- 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. 54 p. 1996.
- SOLTANI, S. S.; ATAIE-ASHTIANI, B.; SIMMONS, C. T. Review of assimilating GRACE terrestrial water storage data into hydrological models: Advances, challenges and opportunities. *Earth-Science Reviews*, v. 213, p. 103487, 2021.
- UZ, M.; ATMAN, K. G.; AKYILMAZ, O.; SHUM, C. K.; KELEŞ, M.; AY, T.; TANDOĞDU, B.; ZHANG, Y.; MERCAN, H. Bridging the gap between GRACE and GRACE-FO missions with deep learning aided water storage simulations. *Science of the Total Environment*, v. 830, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154701>.
- 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 valiação dos recursos hídricos do Sistema Aquífero Guarani no município de Araguari, Minas Gerais, Brasil*. 219 p. 2006.
- WU, Q.; SI, B.; HE, H.; WU, P. Determining regional-scale groundwater recharge with GRACE and GLDAS. *Remote Sensing*, v. 11, n. 2, p. 22, 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11020154>.