

Análise comparativa entre métodos de estimativa de recarga para uma microbacia na Reserva Florestal Adolpho Ducke, Manaus - AM

Comparative analysis of recharge estimation methods for a microbasin in Reserva Florestal Adolpho Ducke, Manaus - AM

Alderlene Pimentel de Brito¹ , Ingo Daniel Wahnfried² ,
Sávio José Filgueiras Ferreira³ , João Hilário Borges de Bastos⁴ 

¹Universidade do Estado do Amazonas - UEAM, Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA, Av. André Araújo, Aleixo, Campus Aleixo II, CEP: 69060-001, Caixa Postal 478, Manaus, AM, BR (alderlenebrito@gmail.com)

²Universidade do Estado do Amazonas - UEA, Departamento de Geociências - DG, Manaus, AM, BR (iwahnfried@ufam.edu.br)

³Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Clima e Ambiente - LBA, INPA, Coordenação de Pesquisas Hidrológicas, Manaus, AM, BR (savio@inpa.gov.br)

⁴Instituto de Desenvolvimento Agropecuário e Florestal Sustentável do Estado do Amazonas, Manaus, AM, BR (bastosjhb@gmail.com)

Recebido em 14 de fevereiro de 2019; aceito em 6 de julho de 2021

Resumo

A recarga é um elemento-chave do ciclo hidrológico, sendo indispensável para a gestão integrada dos recursos hídricos. Este estudo objetivou quantificar e comparar as taxas de recarga direta de um aquífero freático localizado em uma região de floresta primária contígua a Manaus utilizando os métodos balanço hídrico (BH), variação do nível da água (VNA) e estimativa darcyana (ED). Foram obtidos dados de precipitação e temperatura atmosférica de 2013 a 2015 da estação meteorológica localizada na Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD). Medições de nível da água subterrânea e ensaios para determinação de condutividade hidráulica foram executados em sete piezômetros instalados em microbacia de drenagem da RFAD. A vazão específica (Sy) foi determinada em amostras de solo indeformadas. Os resultados do método do BH indicam taxa de recarga de 47% (1.583 mm) em 2013, de 46% (1.277 mm) em 2014 e de 20% (680 mm) em 2015. A precipitação em 2014 foi 18% menor do que em 2013, e a de 2015 foi 21% menor do que em 2014, por causa do fenômeno El Niño, gerando redução significativa da recarga apenas no último ano. Os registros de nível da água subterrânea para ED foram feitos entre fevereiro e julho de 2013, gerando estimativa de recarga de 28% (624 mm) da precipitação. Aplicando-se o método de VNA foi estimada uma taxa de recarga de 52% (2.229 mm) para o período de fevereiro de 2014 a agosto de 2015. Os resultados indicam maior consistência entre BH e VNA. As taxas de recarga aqui obtidas são superiores às determinadas em situações hidrogeológicas análogas em outras regiões do país.

Palavras-chave: Comparação de estimativas de recarga; Aquífero Alter do Chão; Balanço hídrico; Variação do nível de água; Estimativa darcyana.

Abstract

Groundwater recharge is a key element of the hydrological cycle and for the integrated management of water resources. This study aimed to quantify and compare the direct recharge rates of a groundwater aquifer located in a primary forest region adjacent to the city of Manaus using the water budget (WB), water table fluctuation (WTF) and darcyan methods (DM). Precipitation and atmospheric temperature data from 2013 to 2015 were obtained from the weather station located at the Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD). Groundwater level measurements and slug-tests to determine hydraulic conductivity were executed in seven piezometers installed in a small catchment of the RFAD. Specific yield (Sy) was measured in undisturbed soil samples. WB results show a recharge rate of 47% (1,583 mm) in 2013, 46% (1,277 mm) in 2014, and 20% (680 mm) in 2015. Total precipitation in 2014 was 18% lower than in 2013, and 21% lower in 2015 when compared to 2014 data due to the *El Niño* phenomenon, sharply reducing groundwater recharge only in the last year. Groundwater level was measured between February and July 2013 for the DM, generating a recharge rate estimate of 28% (624 mm). Applying the WTF method, a recharge rate of 52% (2,229 mm) was estimated for the period from February 2014 to August 2015. The results indicate greater consistency between WB and WTF. The recharge rates here are higher than those obtained in areas with similar hydrogeological settings in other regions of Brazil.

Keywords: Recharge estimate comparison; Alter do Chão Aquifer; Water budget; Water table fluctuation; Darcyan method.

INTRODUÇÃO

A pluviosidade na Bacia Amazônica tem alta intensidade, mas sua variação sazonal é geograficamente distribuída de forma heterogênea (Figueroa e Nobre, 1990). A precipitação excede a evapotranspiração durante a maior parte do ano (Green et al., 2011) e o nível da água subterrânea (NA) é predominantemente raso ($\leq 0,25$ m) (Fan et al., 2013), fazendo com que haja potencial para alta taxa de renovação de água nos aquíferos freáticos.

A água subterrânea é fundamental para a regulação da disponibilidade hídrica para a biota (Tomasella et al., 2008) e para a população amazônica (Wahnfried e Soares, 2012). Um exemplo é o da cidade de Manaus, que se destaca como importante polo industrial e populacional da Região Norte, cujos problemas de superexploração aquífera tornaram-se recorrentes, ainda que haja abundante disponibilidade hídrica superficial (Saraiva, 2017).

Alguns serviços ecossistêmicos são dependentes das águas subterrâneas (Tognetti et al., 2010), como, por exemplo, as nascentes de água, que influenciam na distribuição da fauna (Fidelis et al., 2008) e flora (Schiatti et al., 2014). Esses sistemas contêm espécies dependentes da presença de água superficial, que se origina a partir da água subterrânea, que, por sua vez, impede o ressecamento do solo e atenua a variação da temperatura do ar no local (Kløve et al., 2011).

Alterações de cobertura vegetal geram mudanças no balanço hídrico (BH) e colocam em risco os ecossistemas dependentes dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos (Larned, 2012). A degradação ambiental ocorrida nas últimas décadas gerou modificações no BH em escala local (Scatena et al., 2010). A substituição da floresta por pastagens, por exemplo, produziu aumento na descarga fluvial (0,98 mm/d mais alta na pastagem do que na floresta), aumento no escoamento superficial (coeficientes de escoamento superficial, relação Q/P, foram 0,17 e 0,32 para a floresta e a pastagem, respectivamente), redução da evaporação (1,1 mm/d menor na pastagem) e, a depender do grau de perturbação do solo, redução na condutividade hidráulica vertical, que também ocasiona aumento de escoamento superficial e diminuição da recarga (Melak et al., 2009).

A recarga pode ser classificada em três tipos, em função de suas características e sua distribuição espacial: direta, indireta e localizada (Lerner et al., 1990). A direta ocorre no local do impacto da precipitação por movimento de infiltração vertical por meio da zona não saturada (ZNS). A recarga indireta ocorre por intermédio da percolação das águas superficiais dos leitos dos cursos d'água para o nível freático. Já a recarga localizada é uma forma intermediária, resultante da concentração quase horizontal de água superficial na ausência de canais bem definidos (Lerner, 2002).

Tendo em vista a relevância do tema para a gestão das águas subterrâneas na Região Amazônica e as mudanças

antrópicas na região de Manaus (AM), o objetivo deste trabalho foi o de determinar a taxa de recarga direta do aquífero freático em uma microbacia de drenagem em região de terra firme recoberta com Floresta Amazônica primária, que é região de recarga aquífera para Manaus, utilizando três métodos distintos — BH, variação do nível da água (VNA) e estimativa darcyana (ED), permitindo inferências sobre as diferenças entre as metodologias e sua adequação para aplicação neste contexto.

Caracterização da área

Este estudo foi realizado em uma microbacia situada na Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD), que fica ao norte da zona urbana de Manaus (AM), cidade de dois milhões de habitantes (IBGE, 2017). O alto grau de preservação da RFAD, coberta com floresta primária de terra firme (Baccaro et al., 2008), e sua extensão territorial (100 km²) permitiram a investigação de um sistema em condições naturais, no mesmo contexto geológico, geomorfológico e climático de Manaus, com obtenção de taxas de recarga direta em diferentes estações do ano. A microbacia na qual foi realizado o presente trabalho está localizada na porção sudeste da RFAD (Figura 1) e drena para a zona leste da cidade de Manaus, até chegar ao Rio Amazonas. O clima na área é equatorial úmido (*Am* de Köppen), com temperatura média anual de 26,7°C, mínima de 23,3°C e máxima de 31,4°C (Ribeiro et al., 1999; Corrêa et al., 2016). A umidade relativa média do ar é de 80%, com precipitação média anual de 2.100 mm e evapotranspiração de 2,3 mm/d (Rocha et al., 2009). A vegetação presente na área de estudos é de platô, vertente e de baixio, com vegetação secundária recobrendo quase todo o entorno da RFAD, e campinaranas ocorrendo em outras áreas da reserva (Ribeiro et al., 1999). O relevo é suavemente ondulado, com sequências topográficas de platô, encosta e baixio, respectivamente com solos das classes latossolo, argissolo e espodossolo (Toledo, 2009). O solo predominante é o latossolo amarelo distrófico, de textura muito argilosa, principalmente em área de platô (Chauvel et al., 1987).

Quanto à geologia, a área está inserida no arcabouço estratigráfico da bacia sedimentar do Amazonas. Cunha et al. (2007) descrevem duas importantes megassequências de primeira ordem para a bacia, que totalizam cerca de 5.000 m de preenchimento sedimentar e ígneo: uma paleozoica, constituída por rochas sedimentares associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozoicos; e uma mesozoico-cenozoica, totalmente sedimentar. Ainda segundo esses autores, a megassequência paleozoica pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem: ordóvicio-devoniana; devono-tournaisiana; neoviseana; pensilvaniano-permiana. Elas são delimitadas por quebras significativas da sedimentação geradas por eventos tectônicos

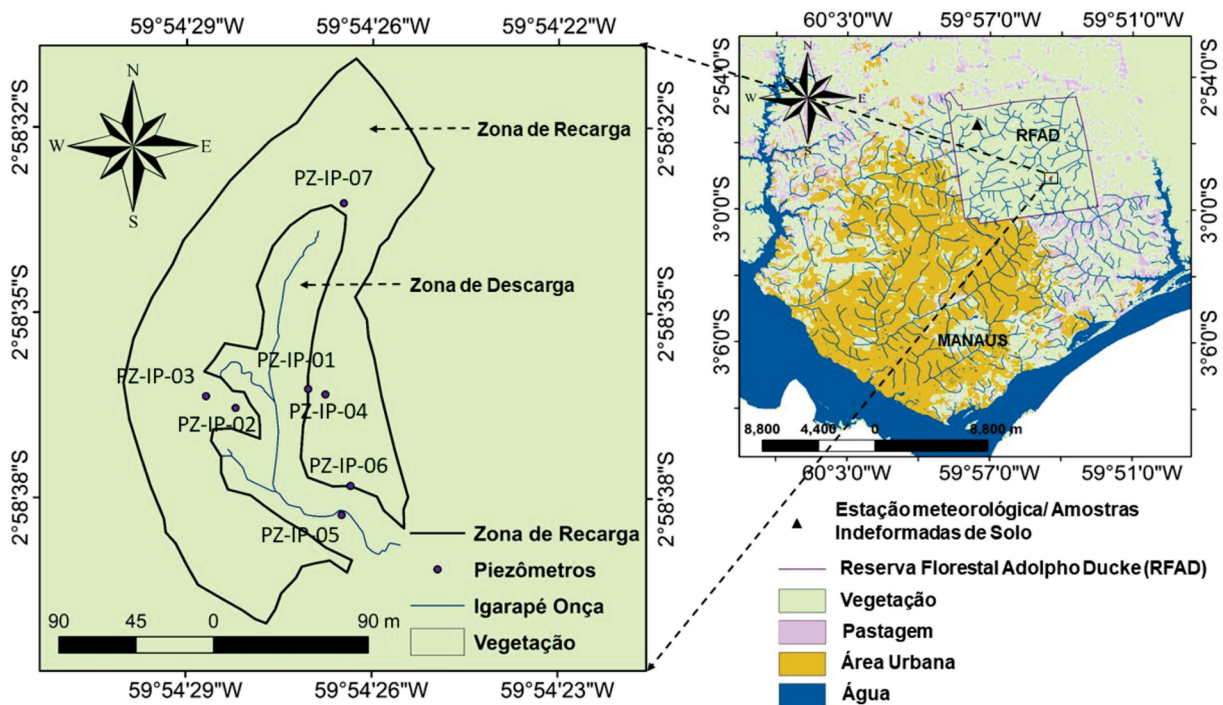


Figura 1. Localização da área de estudo, dentro da Reserva Florestal Adolpho Ducke, a norte de Manaus. São indicados no mapa a estação meteorológica e do ponto de coleta de amostras indeformadas de solo, assim como a microbacia do Igarapé Onça. No detalhe é apresentada a distribuição dos piezômetros, e os limites da zona de recarga e da zona de descarga na microbacia.

atuantes nas bordas da placa gondwânica, retratadas por discordâncias regionais.

Em Manaus, a Formação Alter do Chão (FAC) é a unidade aflorante predominante, sendo constituída por arenitos médios a grossos avermelhados, arenitos médios a grossos caulíníticos de coloração branco-acinzentada, siltitos e argilitos de coloração avermelhada e conglomerados (Cunha et al., 2007), tendo também níveis silicificados denominados “Arenitos Manaós”, conforme proposto por Albuquerque (1922). A unidade é um membro do Grupo Javari (Cunha et al., 1994; Eiras et al., 1994), integrante da sequência cretácea-terciária alocada no topo da megassequência mesozoico-cenozoica. Hoorn et al. (2010) sugerem espessura variando de 50 a 600 m para a FAC.

Vários autores indicam a presença de sedimentos pós-cretáceos recobrimo a FAC na região de Manaus (Rossetti et al., 2005; Nogueira et al., 2006; Soares, 2007). Soares et al. (2016) descrevem esses sedimentos pós-cretáceos como mais arenosos do que a FAC e, predominantemente, constituídos por arenitos com esparsas intercalações descontínuas de argilitos e siltitos. Segundo os autores, a espessura dessa unidade varia de 10 a 80 m entre Manaus e Itacoatiara.

No contexto hidrogeológico regional, a ANA (2015) define o Aquífero Alter do Chão (AAC) como livre e com

ocorrência desde a região centro-norte do Pará, leste do Amazonas e extremo sul Amapá, ocupando área aproximada de 290.500 km². Ele é de fundamental importância para o abastecimento das cidades de Manaus e Santarém.

De acordo com Aguiar (2012), na cidade de Manaus o AAC apresenta espessura média de 160 m, profundidade média do nível d’água de 30 m, porosidade efetiva média de 18% e fluxo principal da água ocorrendo de nordeste para sudoeste, com gradiente hidráulico de 2×10^{-3} . Segundo o autor, as maiores profundidades do nível de água (NA) estão nos setores sudeste e nordeste, sendo que para oeste o nível d’água torna-se mais raso, chegando a aflorar em alguns locais, como no setor noroeste (bairro Santa Etelvina). Testes de bombeamento executados por ANA (2015) geraram os seguintes parâmetros hidráulicos: transmissividade (T) de $7,0 \times 10^{-4}$ m²/s; condutividade hidráulica (K) de $2,8 \times 10^{-6}$ m/s; e coeficiente de armazenamento (S) de $1,7 \times 10^{-3}$.

Soares et al. (2016) identificaram as relações de contato que definiram as superfícies erosivas limitantes S1 e S2, correspondentes a marcadores estratigráficos regionais importantes na Amazônia Central. A superfície S1 ocorre entre as cotas de -150 e -200 m, marcando o topo da unidade paleozoica e o limite inferior do AAC, o que está de acordo com os dados de Aguiar et al. (2002). A superfície

S2 representa o topo da FAC e define o limite estratigráfico entre as zonas aquíferas 1 e 2 descritas no estudo de Souza (2005). A presença de uma unidade geológica sobreposta à FAC, conforme proposto pelos autores, não gera o confinamento hidráulico de sua porção superior.

As características hidroquímicas foram utilizadas por Pita et al. (2018) para separar o AAC ao oeste de Manaus em dois sistemas: o superior, da superfície a até aproximadamente 130 m de profundidade, com água pouco mineralizada, de origem meteórica; e o inferior, abaixo de 130 m, com maior mineralização gerada por um tempo de residência mais prolongado no aquífero.

MATERIAIS E MÉTODOS

Existem vários métodos para quantificar a recarga de água subterrânea. A escolha do mais adequado deve ser feita com base nas características da região estudada, como, por exemplo, clima, topografia, geologia, cobertura vegetal, origem da água que gera a recarga, se natural ou antrópica, além de limitações relacionadas ao tipo, à quantidade e à densidade de informações disponíveis. A aplicação de métodos distintos em um mesmo local e a comparação de resultados permitem reduzir incertezas (Wahnfried e Hirata, 2005).

Na presente pesquisa, foram utilizados três métodos de determinação da taxa de recarga do aquífero freático: BH, ED e VNA.

Balanço hídrico

Para obtenção da estimativa de recarga a partir do BH, optou-se pela utilização de dados mensais de precipitação e temperatura da estação meteorológica da RFAD, nas coordenadas 2°55'47" S e 59°58'35,7" W (Figura 1). A distância entre a estação e a microbacia do Igarapé Onça é de 9,3 km. Dados meteorológicos foram registrados no período hidrológico de 2013 a 2015.

O método do BH, definido por Thornthwaite e Mather (1955), é descrito pela Equação 1:

$$P = ESC + ETR + \Delta ARM + R \quad (1)$$

Em que:

P = precipitação (mm);

ESC = escoamento superficial (mm);

ETR = evapotranspiração real (mm);

ΔARM = variação no armazenamento de água na ZNS (em mm);

REC = recarga do aquífero (mm).

Para calcular a recarga, basta reorganizar a Equação 1 na forma da Equação 2:

$$R = P - ESC - ETR - \Delta ARM \quad (2)$$

O escoamento superficial foi obtido aplicando-se a Equação 3, de Thornthwaite e Mather (1955). Ressalta-se, entretanto, que o estudo de Thornthwaite e Mather (1955) foi baseado em dados oriundos de regiões com condições de clima, cobertura vegetal e geomorfologia distintas daquelas existentes na área de estudo do presente trabalho, cujos coeficientes de escoamento (Cs) foram calculados por Marques Filho et al. (2009) mensalmente, em um período de três anos, para uma pequena bacia de drenagem, em condição de floresta primária, na RFAD. Com base nos resultados desse trabalho, foram calculados e aplicados as estimativas de recarga mensal e anual, bem como os valores médios de Cs para os meses de baixa precipitação (secos) e alta precipitação (chuvosos), apresentados na Tabela 1.

$$ESC = C_s \times P \quad (3)$$

Na qual:

Cs = coeficiente escoamento superficial (adimensional).

A evapotranspiração potencial é calculada de acordo com a Equação 4 (Thornthwaite, 1948):

$$ETP = 16b \left(\frac{10T}{I} \right) a \quad (4)$$

Em que:

ETP = evapotranspiração potencial (mm);

T = temperatura média mensal (°C), que deve ser entre 0 e 26,5°C;

I = índice de calor disponível para a região (Equação 5); para o cálculo de *i* é usada a Equação 6;

$$I = \sum i \quad (5)$$

Em que *i* = Equação 6:

$$i = \left(\frac{T}{5} \right) \times 1,514 \quad (6)$$

a = função cúbica de I calculada a partir da soma dos índices de calor dos 12 meses (Equação 7);

Tabela 1. Valores de coeficiente de escoamento superficial calculados como média dos meses chuvosos e secos determinados por Marques Filho et al. (2009) para uma pequena bacia de drenagem na Reserva Florestal Adolpho Ducke.

Meses	Estação	Cs (adimensional)
Junho a novembro	Seca	0,11
Dezembro a maio	Chuvosa	0,15

Cs: coeficiente de escoamento superficial.

b = fator de correção referente ao período de insolação durante o dia, que varia em função da latitude em que se localiza a estação de meteorológica (no caso, 2°58' sul) (Equação 8).

O termo a é uma função cúbica de I (Equação 7):

$$a = (6,75 \times 10^{-7} \times I^3) - (7,7 \times I^2) + (0,018 \times I) + 0,49 \quad (7)$$

O termo b é calculado da seguinte forma (Equação 8):

$$b = \left(\frac{ND}{30}\right) \times \left(\frac{N}{12}\right) \quad (8)$$

Em que:

ND = número de dias no mês;

N = fotoperíodo, ou seja, quantidade de horas que a planta ficará exposta à luz conforme sua fase de desenvolvimento, em horas. Neste trabalho, considerou-se um fotoperíodo de 12 h, por conta da proximidade da área com o equador.

A variação de armazenamento de água na ZNS depende da quantidade inicial de água armazenada (ARM), geralmente estimada a partir do BH, cujos limites máximo (capacidade de campo) e mínimo (ponto de murchamento) variam em função do tipo de solo e sua espessura. A água que efetivamente estará disponível para a recarga do aquífero dependerá da espessura da camada de solo e do potencial mátrico no arcabouço sedimentar da formação na ZNS. Para esta pesquisa, adotou-se o valor cumulativo de água armazenada na ZNS de uma pequena bacia de drenagem investigada por Tomasella et al. (2008) — 390 mm. A área de estudos investigada pelos autores tem as mesmas condições geológicas e geomorfológicas da RFAD e localiza-se na Reserva Biológica do Cuieiras, a aproximadamente 60 km para NW da área de estudo.

Variação do nível da água

O método da VNA baseia-se na premissa de que a elevação do NA em um aquífero livre é proveniente da adição de um volume de água ao aquífero (Healy e Cook, 2002). Para quantificar a recarga, é necessário multiplicar a variação do NA registrada pelo rendimento específico do aquífero freático, S_y (Equação 9).

$$R = S_y \left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right) \quad (9)$$

Em que:

S_y = rendimento específico;

Δh = variação do nível de água;

Δt = tempo de medição decorrido;

(Δh = diferença entre o ponto máximo na elevação do nível de água registrado no piezômetro e o ponto no mesmo tempo da curva extrapolada da última recessão).

Apenas eventos significativos de VNA devem ser contabilizados, o que, às vezes, não é simples de determinar. Contabilizar todas as elevações associadas à precipitação gera estimativas de recarga significativamente maiores do que outros métodos (Wahnfried e Hirata, 2005) (Figura 2).

O método da VNA é amplamente difundido por gerar bons resultados, ser simples e de fácil aplicação, e por poder ser usado em qualquer tipo de poço (Maldaner, 2010). Além da recarga, fatores como a evapotranspiração e a variação de pressão atmosférica podem alterar o NA. A evapotranspiração gera flutuações do NA próximo à superfície somente durante o dia, uma vez que precisa da energia do sol para ocorrer. A influência costuma ser pouco significativa e seu cálculo individual na recarga pode ser complexo (Healy e Cook, 2002; Crosbie et al., 2005). Por isso, acaba sendo simplesmente considerada como perda já incluída nos dados de monitoramento utilizados para aplicar a Equação 9.

Mudanças na pressão atmosférica podem causar flutuações de vários centímetros nos níveis de água medidos em poços de observação, pois são transmitidas muito mais rapidamente por meio do poço aberto do que por intermédio dos sedimentos que cobrem o aquífero. Este é um efeito observacional, e não um efeito no próprio aquífero (Healy e Cook, 2002), e é facilmente corrigido com medidores barométricos, cujos registros de oscilação da pressão atmosférica devem ser feitos na mesma frequência da medição do NA, para que possam ser usados para compensar a mudança que causaram. Tal procedimento foi aplicado neste trabalho.

As medidas de NA foram realizadas por monitoramento automatizado, com um transdutor de pressão submersível com memória interna e sem compensação barométrica, da marca In-Situ, modelo *Minitroll Standard A*. Seu fundo de escala

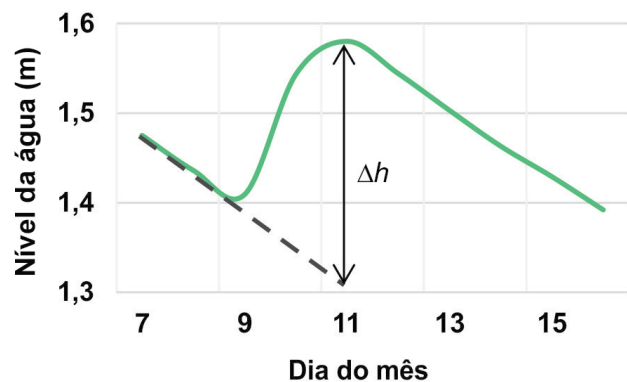


Figura 2. Cálculo da elevação do nível de água (Δh), demonstrando como a profundidade do nível de água (linha contínua verde) é extrapolada durante seu rebaixamento, com a mesma inclinação obtida em período sem precipitação (linha tracejada). A estimativa é feita de forma gráfica, determinando a diferença de elevação entre o ponto mínimo extrapolado e o maior nível do próximo evento de subida da água subterrânea que se deseja avaliar.

é de 21 m de coluna de água, com margem de erro de 0,1% desse valor. A compensação da pressão barométrica foi feita pela subtração das medidas realizadas com um transdutor de pressão, modelo *Barotroll*, também da marca In-Situ, que foi posicionado acima do NA. Ambos os transdutores foram instalados no piezômetro PZ-IP-06, no dia 31 de janeiro de 2014, e foram retirados no dia 16 de dezembro de 2015. O piezômetro tem profundidade total de 4,0 m abaixo da superfície do terreno, e no dia da instalação dos transdutores o NA estava a 2,5 m de profundidade. A escolha desse piezômetro deveu-se à proximidade com o Igarapé, região em que o NA normalmente tem pequena profundidade em relação à superfície do terreno, o que o torna sensível a eventos de precipitação. Somente um piezômetro pôde ser monitorado automaticamente por conta de limitação de equipamentos.

De acordo com Healy e Cook (2002), uma das limitações associadas ao método de VNA é a dificuldade de se obter o *Sy*. Este parâmetro é definido como o volume de água que um aquífero livre libera do armazenamento por unidade de área de superfície do aquífero por unidade de declínio no nível freático (Freeze e Cherry, 2017). Via de regra, os trabalhos usam valores da literatura definidos para o tipo de substrato existente na região. Para Millar (1988), Queiroz et al. (1999) e Gomes (2008), o *Sy* corresponde à macroporosidade ou à porosidade drenável, definição utilizada para determinar o *Sy* no presente trabalho.

No presente estudo, foram feitas medições em amostras indeformadas, coletadas da RFAD nas coordenadas 02°53' de latitude S e 59°58' de longitude W, a 9,3 km para NW da microbacia do Igarapé Onça. Amostraram-se solos contidos em áreas de platô (maiores elevações), vertente (elevações intermediárias) e baixo (menores elevações), os quais foram classificados quanto ao tipo, à porosidade e à granulometria em perfis. O amostrador utilizado insere as amostras indeformadas em anéis de alumínio de 5,0 cm de diâmetro e 5,0 cm de altura. As extremidades de cada anel foram fechadas com uma tela, presa com elástico, evitando perdas.

As macro e microporosidades foram determinadas seguindo a metodologia descrita em EMBRAPA (2017, p. 89). Primeiro, foi determinada a porosidade total (Equação 10):

$$Pt = \left(\frac{[(a-b)-(c-d)]}{e} \right) \quad (10)$$

Em que:

Pt = porosidade total (m³/m³);

a = massa do conjunto de amostra saturada, anel de alumínio e tela, em kg;

b = massa do conjunto de amostra, anel de alumínio, tela e elástico secos a 105°C, em kg;

c = massa do anel de alumínio, tela saturada e elástico de fixação, em kg;

d = massa do anel de alumínio, tela seca e elástico de fixação, em kg;

e = volume total da amostra, em m³, que é igual ao volume interno do cilindro de alumínio.

Na sequência, foi determinada a microporosidade em mesa de tensão. As amostras saturadas foram submetidas a uma tensão de 6 kPa, extraindo-se a água dos macroporos com diâmetro superior a 50 µm. As amostras foram novamente pesadas, e aos resultados aplicou-se a Equação 11:

$$M_i = \left(\frac{f-d}{c} \right) \quad (11)$$

Na qual:

f = massa da amostra e água retida após equilíbrio com tensão de 6 kPa, em kg;

d = massa da amostra seca a 105°C;

c = volume total da amostra, em m³.

Por fim, a macroporosidade foi obtida aplicando-se a Equação 12:

$$M_a = (Pt - M_i) \quad (12)$$

Em que:

M_a = macroporosidade (m³/m³);

Pt = porosidade total (m³/m³);

M_i = microporosidade (m³/m³).

Estimativa darcyana

A lei de Darcy estabelece que a velocidade da água subterrânea pode ser determinada pela multiplicação do gradiente hidráulico pela condutividade hidráulica (K), de acordo com as Equações 13 e 14.

$$q = -K \times i \quad (13)$$

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (14)$$

Nas quais:

q = velocidade darcyana (m/s);

K = condutividade hidráulica (m/s);

i = gradiente hidráulico (adimensional);

Δh = diferença entre as cargas hidráulicas;

Δl = distância horizontal entre os pontos de medida das cargas hidráulicas.

Logo, a vazão que sai pela seção de um aquífero é obtida de acordo com a Equação 15.

$$Q = q \times A \quad (15)$$

Em que:

Q = vazão (m³/s);

q = velocidade darcyana (m/s);

A = área da seção do aquífero ortogonal ao fluxo de água subterrânea (m²).

Ressalta-se que a seção do aquífero escolhida deve ser ortogonal à direção de fluxo da água subterrânea. Para escolher uma seção, os limites laterais e inferior do aquífero devem ser conhecidos ou inferidos, preferencialmente com base em fatores geométricos, estratigráficos e hidráulicos, o que pode gerar incertezas. Porém, a fonte mais importante de imprecisão de estimativas baseadas na lei de Darcy é a variabilidade de K (Scanlon et al., 2002). Em um aquífero freático raso, a vazão (Q) através de uma seção do aquífero livre é igual à taxa de recarga multiplicada pela área da superfície que contribui para o fluxo (Equação 16):

$$Q = REC_i \times M \quad (16)$$

Em que:

REC_i = recarga instantânea, em m/s, que posteriormente é transformada para unidades que sejam compatíveis com os outros métodos;

M = área da superfície que contribui para a recarga, em m². Igualando-se as Equações 15 e 16 (Equação 17), é possível isolar a recarga (REC), para permitir seu cálculo (Equação 18):

$$REC_i \times M = q \times A \quad (17)$$

$$REC_i = \frac{q \times A}{M} \quad (18)$$

Para fazer medições de NA e obter as condutividades hidráulicas (K), foram instalados sete piezômetros na microbacia Onça (Figura 1). O método utilizado para a determinação de K foi o *slug test*, que envolve a inserção de um tarugo ou volume de água no piezômetro, em curto prazo de tempo, com posterior monitoramento da descida do nível dinâmico (ND) em função do tempo (t), até retornar ao quase equilíbrio (Bouwer, 1978). As medições de ND foram feitas com medidor manual de nível da água da marca Hidrosuprimentos e o tempo foi medido com cronômetro digital portátil. A interpretação foi feita pelo método de Hvorslev (1951). Para o cálculo do gradiente i (Equação 14), foram usadas como Δl as distâncias entre cada piezômetro e o igarapé mais próximo, seguindo a direção de fluxo de água subterrânea. O Δh foi obtido pela subtração da cota do igarapé naquele ponto, da cota do NA medido no piezômetro. Para poder medir o fluxo de recarga, somente piezômetros localizados em área de recarga foram utilizados. Um piezômetro localizado em zona de descarga mede a potenciometria causada por fluxo ascendente de água, que, caso chegue à superfície do terreno antes do igarapé, na zona ripária,

não serve para cálculo de fluxo entre piezômetro e igarapé. Por conta dessa possibilidade, o PZ-5 não foi utilizado no cálculo de ED.

Foram feitas medições mensais de nível da água subterrânea entre fevereiro e agosto de 2013, com exceção de maio, quando foram realizadas medidas quinzenais, totalizando oito medidas em cada piezômetro ao longo de sete meses. Assim, utilizou-se o gradiente medido em um momento no tempo para calcular a recarga instantânea. A sua transformação em recarga mensal, pela adequação das unidades de m/s para mm/mês, implica considerar que a medida instantânea seja representativa para todo o mês. Por se tratar de aquífero freático raso, que é influenciado pela chuva que ocorreu nas horas anteriores à medição do NA ou pela ausência de chuvas nos dias que antecedem a medição, essa extrapolação aumenta a incerteza da estimativa da recarga, que será discutida no item resultados.

Para a determinação da área da seção para ser utilizada no cálculo (Equação 16), não foi encontrado limite inferior na estratigrafia do aquífero freático durante a perfuração dos piezômetros. Como aquíferos freáticos com NA raso geram fluxo predominantemente local e são muito dinâmicos (Winter et al., 1999), o cálculo de recarga utilizando ED neste trabalho levou em conta apenas a água que retorna localmente à superfície, desconsiderando a contribuição para um fluxo mais profundo, regional. Assim, o valor obtido por ED no presente trabalho tem viés de valor mínimo da recarga total. Tal característica também será discutida na comparação entre os resultados dos métodos. A abordagem permitiu que, para efeito do cálculo pretendido, fosse utilizada como seção do aquífero ortogonal à direção de fluxo da água subterrânea a área da zona ripária, incluindo o leito do igarapé, totalizando 9.583 m². A área de zona de recarga tem 25.891 m².

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os resultados individuais dos três métodos utilizados: BH, VNA e ED. No item seguinte, de comparação de métodos, são apresentados os resultados em recortes temporais que permitem a comparação, ou seja, onde mais métodos foram aplicados durante um mesmo período.

Balanco hídrico

Os valores de precipitação anual medidos na RFAD para os anos 2013, 2014 e 2015 foram, respectivamente, 3.386, 2.762 e 2.173 mm. Em termos de temperatura, as médias anuais foram, respectivamente, de 24,9, 23,8 e 25,9°C, sendo 2015 o ano mais quente. Valores de precipitação, evapotranspiração real anual, escoamento superficial e recarga anual para o período de 2013, 2014 e 2015 são apresentados na

Tabela 2. Em 2013, a recarga anual foi de 1.583 mm, 47% da precipitação. No ano de 2014, a recarga foi de 1.277 mm, ou 46% da precipitação. Em 2015, a recarga foi de 680 mm, ou 20% da precipitação, a menor dos três anos em termos relativos e absolutos. Nos três anos, a maior parte da

recarga ocorreu no primeiro semestre, nos meses de maior precipitação, período em que também não ocorreu variação do armazenamento de água no solo (Figura 3).

No segundo semestre há redução na precipitação e aumento da temperatura, o que eleva a taxa de evapotranspiração real

Tabela 2. Distribuição dos valores mensais e anuais de precipitação, evapotranspiração real, escoamento superficial, variação do armazenamento de água no solo e recarga em mm e %.

Mês	2013						2014						2015					
	P	ETR	ESC	ΔARM	REC	REC	P	ETR	ESC	ΔARM	REC	REC	P	ETR	ESC	ΔARM	REC	REC
	mm						%						mm					
Jan.	382	123	57	0	201	53	308	106	46	0	156	51	225	101	34	59	31	14
Fev.	447	99	67	0	281	63	275	87	41	0	147	53	175	103	26	0	46	26
Mar.	435	115	65	0	255	59	458	98	69	0	292	64	440	104	66	0	270	61
Abr.	384	96	58	0	230	60	421	96	63	0	262	62	183	110	28	0	46	25
Mai.	446	116	67	0	263	59	407	104	61	0	242	59	350	108	52	0	189	54
Jun.	140	111	15	0	13	9	144	100	16	0	28	20	229	107	25	0	97	42
Jul.	204	106	22	0	75	37	143	102	16	0	25	17	126	121	14	-9	0	0
Ago.	146	113	16	0	17	11	73	99	8	-34	0	0	69	129	8	-68	0	0
Set.	104	114	11	-22	0	0	57	90	6	-39	0	0	27	113	3	-89	0	0
Out.	116	130	13	-27	0	0	261	98	29	73	61	23	47	98	5	-56	0	0
Nov.	392	103	43	49	197	50	180	94	20	0	66	37	175	151	19	4	0	0
Dez.	191	118	21	0	52	27	36	92	4	-59	0	0	127	125	14	-12	0	0
Anual	3385	1346	456	0	1583	47	2762	1165	379	-59	1277	46	2173	1369	294	-170	680	20

P: precipitação; ETR: evapotranspiração real; ESC: escoamento superficial; DARM: variação do armazenamento de água no solo; REC: recarga.

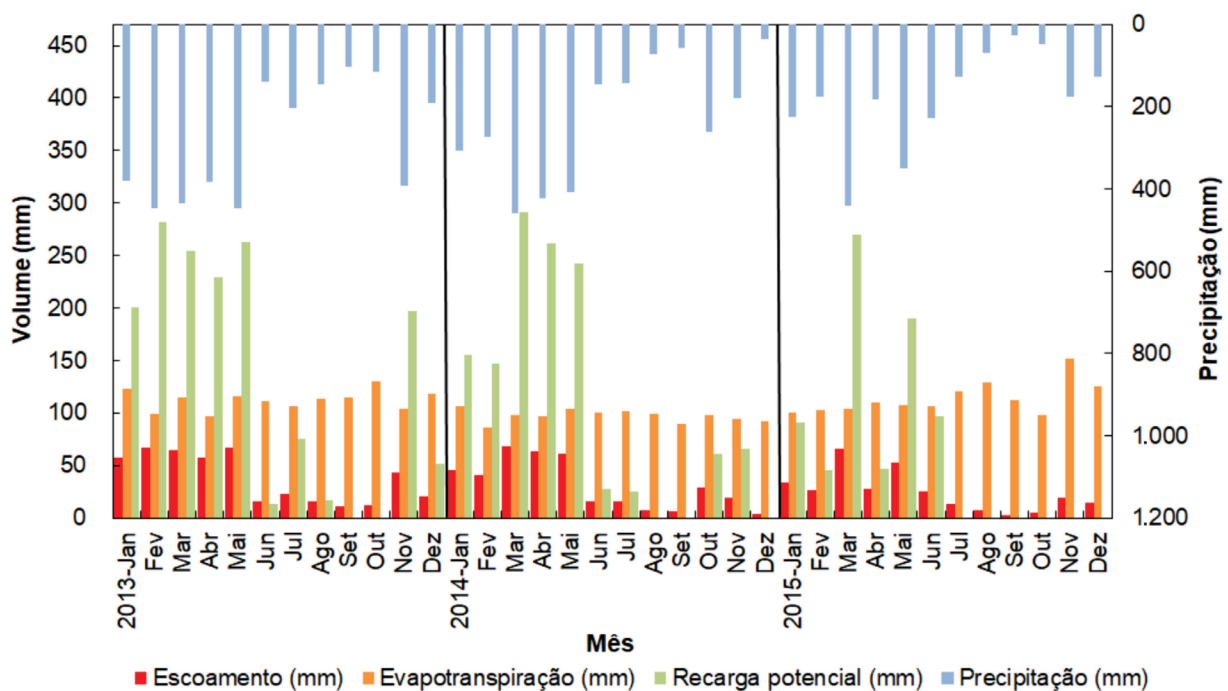


Figura 3. Balanço hídrico para o período 2013 a 2015, indicando a relação entre precipitação, escoamento superficial, evapotranspiração e recarga. O segundo semestre sempre possui menor taxa de recarga, e em 2015 essa característica foi exacerbada pela ocorrência do fenômeno El Niño, elevando a temperatura média, reduzindo a precipitação e impedindo a ocorrência de recarga por seis meses (julho a dezembro).

e faz com que a água infiltrada volte a ser extraída pelas plantas, diminuindo o armazenamento de água no solo e impedindo a ocorrência de recarga. Na Tabela 2 isso fica evidenciado com os valores de recarga iguais a zero e os valores na coluna DARM negativos ou um pouco acima de zero.

Em 2013, esse processo é observado nos meses de setembro e outubro. Em 2014, ele ocorre em agosto, setembro e dezembro. Nesses anos não foram registrados eventos como El Niño e La Niña, portanto são considerados anos neutros. Já em 2015 ocorreu El Niño extremo entre junho e dezembro (NOAA, 2018). Por conta disso, são registradas ausência de recarga em todo o segundo semestre e retirada de água do armazenamento no solo entre julho e outubro, bem como em dezembro.

Varição do nível da água

Os resultados das análises de classificação do solo, de granulometria e de porosidade para áreas de platô, vertente e baixio são apresentados na Tabela 3. Há três classes de solos, que variam em função de ponto de coleta na topossequência. Em platô, vertente e baixio ocorrem, respectivamente, latossolo, argissolo e espodossolo. Com relação à distribuição granulométrica, o latossolo apresenta o menor tamanho de grãos, com predomínio da fração de argila, e o espodossolo é o que tem o maior tamanho médio de grãos, com predomínio da fração areia. Tal relação granulométrica influencia as propriedades da porosidade e, conseqüentemente, o tempo de trânsito vertical da água. A porosidade total para o platô

(latossolo) variou entre 0,57 e 0,63. Na vertente (argissolo), a porosidade total variou entre 0,53 e 0,59, e no baixio (espodossolo), entre 0,34 e 0,53. A macroporosidade, análoga ao S_y , variou entre 0,19 e 0,29 no platô (latossolo), entre 0,20 e 0,29 na vertente (argissolo), e entre 0,21 e 0,41 no baixio (espodossolo). Nas maiores profundidades medidas, de 0,69 a 1,20 m, a macroporosidade é de 0,19, 0,20 e 0,21, respectivamente, no platô, na vertente e no baixio. Em todas as topossequências há incremento da fração argila e redução da fração areia em função de profundidade. Todos os dados são apresentados na Tabela 3.

O monitoramento de NA ocorreu entre fevereiro de 2014 e agosto de 2015. Entre setembro e dezembro de 2015, o piezômetro secou, impedindo o registro de dados e fazendo com que esse período fosse excluído do cálculo, mas também indicando que a taxa de recarga era pequena. Entre fevereiro de 2014 e agosto de 2015, foram identificados 20 eventos significativos de variação de NA, com duração média de 27 dias (Figura 4). Wahnfried e Hirata (2005) demonstram que registrar a recarga utilizando eventos individuais de elevação de NA gera estimativa exagerada da recarga. Assim, no presente estudo foram sempre unidos ao menos dois eventos de elevação de NA. Foram contabilizadas 13 elevações, com duração média de 43 dias, encadeadas no tempo, sem intervalo entre si, e todas as precipitações são computadas para o cálculo da relação entre recarga e precipitação.

Há três eventos de elevação significativa (7, 8 e 13 na Tabela 4) que geram taxa de recarga superior a 80% da

Tabela 3. Distribuição granulométrica, densidade dos sólidos, porosidade nos horizontes dos perfis da topossequência platô, encosta e baixio na Reserva Florestal Adolpho Ducke-AM.

Prof. (m)	Horizonte	Areia			Silte	Argila total	ρ (M)	Porosidade		
		Grossa	Fina	Total				Total	Ma (S_y)	Mi
		(g/kg)			(m ³ /m ³)					
Latossolo - Platô										
0,0 – 0,5	Ap	66,0	33,9	99,9	190,1	710,0	0,927	0,63	0,29	0,35
0,5 – 0,28	BA	93,4	36,8	130,2	74,8	795,0	1,029	0,59	0,22	0,37
0,28 – 0,69	Bw1	59,4	25,7	85,1	59,9	855,0	1,124	0,57	0,20	0,37
0,69 – 1,20	bw2	51,9	20,5	72,4	57,6	870,0	1,157	0,57	0,19	0,38
Argissolo - Encosta										
0,0 – 0,5	Ap	248,6	110,0	358,6	96,4	545,0	1,104	0,59	0,29	0,30
0,5 – 0,28	BA	242,8	103,0	345,8	74,2	580,0	1,208	0,55	0,25	0,30
0,28 – 0,69	Bt1	186,3	88,9	274,2	54,8	670,0	1,240	0,54	0,23	0,32
0,69 – 1,20	Bt1	173,9	79,1	253,0	27,0	720,0	1,229	0,53	0,20	0,33
Espodossolo - Baixio										
0,0 – 0,4	Ap	801,3	116,3	917,6	47,4	35,0	1,382	0,48	0,41	0,07
0,4 – 0,37	BA	780,0	156,9	936,9	38,1	25,0	1,288	0,51	0,39	0,13
0,37 – 0,56	E	687,7	133,6	821,3	48,7	130,0	1,240	0,53	0,40	0,12
0,56 – 0,97	E1	668,4	169,8	838,2	56,8	105,0	1,304	0,50	0,37	0,13
0,97 – 1,10	E2	640,5	167,4	807,9	67,1	125,0	1,732	0,34	0,21	0,13

Ma: macroporosidade; Mi: microporosidade; ρ : densidade do solo; S_y : rendimento específico.

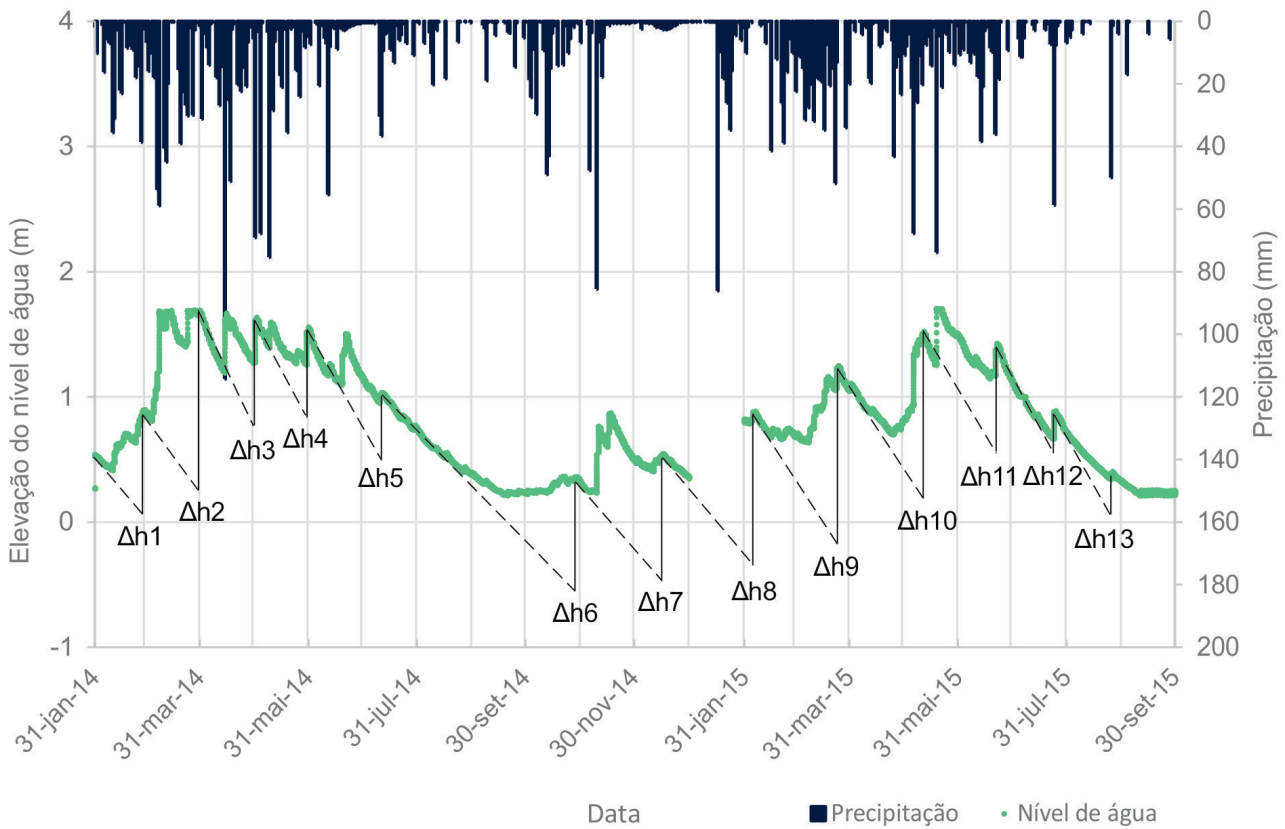


Figura 4. Distribuição da variação do nível da água em função da precipitação e distribuição dos eventos de recarga, onde Δh é a diferença entre os valores máximos e a interseção da reta de tendência a partir do evento anterior de recarga (mm). A elevação do nível de água foi medida com uma referência arbitrária, indicada pelo valor de zero metros.

Tabela 4. Eventos de recarga indicados pela elevação do nível de água, precipitação associada ao evento e recarga gerada em mm e porcentagem da precipitação.

Ano	Evento	Δh (mm)	P (mm)	REC (mm)	REC (%)
2014	1	772	275	154	56
	2	1.382	458	276	60
	3	810	494	162	33
	4	675	343	135	39
	5	491	222	98	44
	6	842	441	168	38
	7	945	208	189	91
2015	8	1.172	253	234	93
	9	1.345	549	269	49
	10	1.291	418	258	62
	11	810	388	162	42
	12	308	127	62	48
	13	302	74	60	82

Δh : elevação do nível de água; P: precipitação; REC: recarga.

precipitação. Isso provavelmente se deve a um artefato de metodologia: a precipitação que causa a elevação do NA de um determinado evento de elevação pode ser computada no evento de elevação anterior ou posterior. Outra possibilidade é o efeito da distância que separa a estação pluviométrica e o piezômetro, de 9,3 km, que pode fazer com que algumas chuvas localizadas na área da microbacia do Igarapé Onça não tenham sido registradas.

A recarga estimada para o ano de 2014 (31 de janeiro a 17 de dezembro de 2014) foi de 1.184 mm, correspondendo a 49% do total precipitado para o período (2.440 mm). Já para 2015 (18 de dezembro de 2014 a 26 de agosto de 2015) a recarga estimada foi de 1.045 mm, perfazendo 58% do total precipitado de 1.809 mm para o período (Tabela 5).

As chuvas em 2014 são mais constantes, mantendo o NA alto entre março e junho. Em 2015, os eventos de recarga são mais esparsos (Figura 4), o que pode estar relacionado a precipitações mais concentradas devido ao evento El Niño. Ressalta-se, ainda, que a estação chuvosa para a RFAD ocorre de novembro a maio, sendo os meses de março e abril os de maior precipitação (Baccaro et al., 2008).

Estimativa darcyana

As condutividades e os gradientes hidráulicos são apresentados na Tabela 6. O piezômetro PZ-5 não foi utilizado por não estar em zona de recarga da microbacia. Valores de gradiente negativos indicam inversão momentânea do sentido do fluxo da água entre aquífero e igarapé. Como o objetivo do trabalho foi analisar as entradas de água para o aquífero, tal resultado foi considerado como inexistência de recarga durante aquele mês para aquele piezômetro.

No período de fevereiro a agosto de 2013, o valor da recarga obtida por ED foi de 624 mm. Isso corresponde a 28% do total precipitado para o período (2.202 mm) (Tabela 7). Os meses com maior recarga absoluta foram fevereiro, abril e maio, respectivamente com 109, 139 e 105 mm, e os meses com porcentagem de recarga acima da média de 28%, obtida para o período completo, foram abril, com 36%, e junho, com 59%. Estes foram precedidos de meses com alta precipitação, o que possivelmente gerou um gradiente hidráulico remanescente que influenciou o cálculo da recarga. Tal fato demonstra que o método é adequado para detectar pulsos de recarga que duram alguns dias.

Comparação entre os métodos

Os intervalos de monitoramento e obtenção dos valores de recarga ocorreram em períodos e anos hidrológicos distintos:

Tabela 5. Soma das precipitações e recargas determinadas pelo método de variação do nível da água para 2014, 2015 e todo o período avaliado, em mm e porcentagem da precipitação.

Período	P (mm)	REC (mm)	REC (%)
2014	1.184	2.440	49
2015	1.045	1.809	58
Geral	2.229	4.249	52

P: precipitação; REC: recarga.

BH — 36 meses, de 2013 a 2015; VNA — 17 meses, de fevereiro de 2014 a agosto de 2015; e ED — 7 meses, de fevereiro a agosto de 2013. Para comparar os resultados, foram selecionados recortes temporais com sobreposição de dados entre os métodos aplicados (Tabela 8).

A estimativa de taxa de recarga feita por ED é significativamente inferior àquela obtida por BH, ficando, respectivamente, em 28% (624 mm) e 51% (1.133 mm) de uma precipitação total de 2.201 mm. Já na comparação entre VNA e BH, a diferença é inferior, e invertida. A aplicação da VNA gerou estimativa da taxa de recarga de 52% (2.229 mm), e a do BH gerou o valor de 42% (1.801 mm) de uma precipitação total de 4.251 mm.

Comparando-se esses resultados com trabalhos realizados em outras regiões utilizando os mesmos métodos, os valores aqui apresentados são superiores. Oliveira et al. (2017) obtiveram taxas de recarga variando entre 25,5 e 29,7% para uma área de cerrado e de campo limpo, respectivamente, na região de Itirapina (SP), utilizando o método de VNA. Maziero (2005) obteve, para uma região urbana localizada no município de São Carlos (SP), taxa de recarga de 17,4% da precipitação utilizando BH, 16,4% aplicando o método da VNA e 16,3% utilizando ED. Wahnfried e Hirata (2005), em estudo na região urbana da cidade de São Paulo (SP), calcularam taxas de recarga de 4,3% da precipitação utilizando BH, 12% utilizando ED, 33% utilizando VNA, com observações mensais de elevação de NA, e 50,5% utilizando observações de elevações de NA episódicas. Como no presente trabalho não foram contabilizadas as recargas para cada episódio de elevação do NA, o número a ser comparado são os 33%. Ou seja, confirma-se a recarga mais elevada na Região Amazônica. Brito et al. (2020) estimaram recarga de 35% para o AAC em Manaus. O trabalho foi executado utilizando-se o método de VNA com dados de poços profundos, o que tende a reduzir a taxa obtida por causa da atenuação do efeito de elevação do NA em função da profundidade.

Tabela 6. Condutividades hidráulicas e gradientes hidráulicos obtidos nos piezômetros instalados na área de recarga da microbacia Onça.

PZ*	K (m/s)	Gradiente hidráulico i (adimensional)						
		2013						
		Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.
IP 01	2,8x10 ⁻⁶	0,053	0,048	0,053	0,024	0,015	-0,002	-0,005
IP 02	9,3x10 ⁻⁸	0,232	0,182	0,236	0,234	0,224	0,212	0,195
IP 03	4,7x10 ⁻⁶	0,047	0,047	0,067	0,062	0,057	0,045	0,036
IP 04	4,9x10 ⁻⁷	0,041	0,041	0,044	0,018	0,007	-0,006	-0,015
IP 06	1,9x10 ⁻⁶	0,050	0,050	0,045	0,019	0,005	-0,015	-0,008
IP 07	4,7x10 ⁻⁶	0,048	0,022	0,059	0,044	0,037	0,020	0,007

*Piezômetro; K: condutividade hidráulica.

Tabela 7. Distribuição dos valores mensais de precipitação, e recarga em mm e porcentagem da precipitação, obtidos pelo método da estimativa darcyana.

Ano	Meses	P (mm)	REC (mm)	REC (%)
2013	Fevereiro	447	109	24
	Março	435	97	22
	Abril	384	139	36
	Maio	446	105	24
	Junho	140	83	59
	Julho	204	54	27
	Agosto	146	37	25
	Médias	314	89	28
	Totais	2.201	624	28

P: precipitação; REC: recarga.

Tabela 8. Comparação das precipitações e recargas (em mm) e porcentagem da precipitação com base nos métodos do balanço hídrico, estimativa darcyana e variação do nível da água em períodos com sobreposição de dados.

Período	P (mm)	Método			
		BH		ED	
		REC (mm)	REC (%)	REC (mm)	REC (%)
Fev./2013 a ago./2013	2.201	1.133	51	624	28

Período	P (mm)	VNA			
		BH		VNA	
		REC (mm)	REC (%)	REC (mm)	REC (%)
Fev./2014 a ago./2015	4.251	1.801	42	2.229	52

P: precipitação; BH: balanço hídrico; ED: estimativa darcyana; REC: recarga; VNA: variação do nível da água.

CONCLUSÕES

Três métodos foram utilizados para determinar a recarga em uma microbacia de drenagem na RFAD, localizada ao norte da cidade de Manaus, em área de terra firme e recoberta por floresta primária: BH, VNA e ED. BH foi aplicado para três anos completos (2013 a 2015), permitindo que seus resultados fossem comparados com os outros dois métodos. No ano de 2013, os dados de ED foram medidos entre fevereiro e agosto, gerando estimativa de taxa de recarga de 28% da precipitação (624 mm). O valor é bem inferior aos 51% (1.133 mm) estimados por BH no período. Já as medições para aplicação de VNA foram feitas entre fevereiro de 2014 e agosto de 2015. No período, a taxa de recarga estimada por esse método foi de 52% (2.229 mm), valor um pouco superior aos 42% (1.801 mm) estimados por BH. Fica evidente que

o valor mais discrepante é aquele determinado por ED, que pode ser afetado pela incerteza associada à determinação da condutividade hidráulica do aquífero por *slug test*.

O registro contínuo dos dados usados no cálculo do BH permite que sejam feitas comparações entre períodos distintos ao longo dos três anos avaliados. A precipitação de 2014 foi 18% menor do que em 2013, e a de 2015, ano de El Niño, foi 21% menor do que em 2014. A taxa de recarga é praticamente igual em 2013 (47%) e 2014 (46%), mas fica significativamente menor em 2015 (20%), indicando que nesse ano um limite abrupto foi ultrapassado. A principal redução ocorreu na estação seca. Em 2015, a recarga foi igual a zero por seis meses, enquanto em 2013 e 2014 apenas dois e três meses, respectivamente, não tiveram registro de recarga. Dois fatores geram esse efeito: a redução da precipitação mensal e a duração do período de estiagem. A intercalação de meses com precipitação dentro da média histórica e abaixo da média não afeta tanto a recarga. No período chuvoso de 2015, os meses de janeiro, fevereiro e abril tiveram precipitação e taxa de recarga inferiores às registradas em 2013 e 2014, mas ainda suficientes para compensar o escoamento superficial e a evapotranspiração, mantendo o armazenamento de água no solo constante. Isso permitiu que as chuvas de março e maio, semelhantes àquelas ocorridas nos anos anteriores, gerassem taxas de recarga normais para a época do ano.

As taxas de recarga obtidas neste trabalho são superiores àquelas determinadas em outras regiões do país com a aplicação dos mesmos métodos, também em aquíferos freáticos rasos e áreas com pouca ou nenhuma urbanização, como apontam Oliveira et al. (2017) e Wahnfried e Hirata (2005). Isso se deve provavelmente à maior intensidade e à frequência das chuvas na Região Amazônica, tendo em vista o efeito de redução da recarga causado por um ano de El Niño, em 2015. Brito et al. (2020) estimaram recarga de 35% para o AAC em Manaus, utilizando o método de VNA com dados de poços profundos. A maior profundidade atenua os efeitos de variação de carga hidráulica causados por recarga, tendendo a reduzir a sua estimativa. Assim, o resultado é compatível com aqueles apresentados no presente trabalho.

REFERÊNCIAS

- Agência Nacional de Águas (ANA). (2015). *Avaliação dos aquíferos das bacias sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e cidades piloto (escala 1:50.000)* (v. 3). Brasília: ANA, 331 p.
- Aguiar, C. J. B. (Coord.). (2012). *Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico Aquífero Alter do Chão no Estado do Amazonas - Bacia Sedimentar do Amazonas* (v. 6). Belo Horizonte: CPRM, 30 p.

- Aguiar, C. J. B., Horbe, M. A., Filho, S. F. R., Lopes, E. S., Moura, U. F., Andrade, N. M., Diógenes, H. S. (2002). *Carta hidrogeológica da cidade de Manaus* (p. 1-4). Manaus: CPRM-AM. (Relatório Interno).
- Albuquerque, O. R. (1922). *Reconhecimento geológico no vale do Amazonas* (Campanhas de 1918 e 1919). Boletim 3. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico/Divisão de Geologia e Mineralogia.
- Baccaro, F. B., Drucker, P. D., Vale, J., Oliveira, M. L., Cunha, N. L., Magnusson, W. E. (2008). A reserva Ducke. In: M. L. Oliveira, F. B. Baccaro, R. B. Neto, W. Magnusson E. (eds.). *Reserva Ducke: A biodiversidade através de uma grade* (p. 11-20). Manaus: Áttema Design.
- Bouwer, H. (1978). *Groundwater Hydrology*. Nova York: McGraw-Hill Book, 480 p.
- Brito, A. P., Tomasella, J., Wahnfried, I. D., Candido, L. A., Monteiro, M. T., Filgueiras, S. J. F. (2020). Relação entre precipitação e recarga de águas subterrâneas na Amazônia Central. *Revista Águas Subterrâneas*, 34(1), 39-49. <https://doi.org/10.14295/ras.v34i1.29616>
- Chauvel, A., Lucas, Y., Boulet, R. (1987). On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. *Experientia*, 43, 234-241. <https://doi.org/10.1007/BF01945546>
- Corrêa, P. B., Candido, L. A., Souza, R. A. F., Andreoli, R. V., Kayano, M. T. (2016). Estudo do fenômeno da ilha de calor na cidade de Manaus/AM: Um estudo a partir de dados de sensoriamento remoto, modelagem e estações meteorológicas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 31(2), 167-176. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631220150012>
- Crosbie, R. S., Binning, P., Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the table fluctuation method. *Water Resources Research*, v. 41(1). <https://doi.org/10.1029/2004WR003077>
- Cunha, P. R. C., Gonzaga, F. G., Coutinho, L. F. C. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 47-55.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., Silva O. B. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 227-251.
- Eiras, J. F., Becker, C. R., Souza, E. M., Gonzaga, F. G., Silva, J. G. F., Daniel, L. M. F., Matsuda, N. S., Feijó, F. J. (1994). Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 17-45.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). (2017). *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 3ª ed. Brasil: EMBRAPA, 574 p.
- Fan, Y., Li, H., Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122), 940-943. <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- Fidelis, L., Nessimian, J. L., Hamada, N. (2008). Distribuição espacial de insetos aquáticos em igarapés de pequena ordem na Amazônia Central. *Acta Amazônica*, 38(1), 127-134. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672008000100014>
- Figuroa, S. N., Nobre, C. A. (1990). Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, 5(6), 36-45.
- Freeze, A., Cherry, J. (2017). *Águas Subterrâneas*. Tradução: Everton de Oliveira. São Paulo: Instituto Água Sustentável, 698 p.
- Gomes, L. H. (2008). *Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada*. Dissertação (Mestrado). São Carlos: Departamento de Hidráulica de Saneamento, Escola de Engenharia de São Carlos - USP. <https://doi.org/10.11606/D.18.2008.tde-28042009-132417>
- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J., Allen, D., Hiscock, K. M., Treidel, H., Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3-4), 532-560. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Healy, R. W., Cook, P. G. (2002). Using ground-water levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Hoorn, C., Roddaz, M., Dino, R., Soares, E., Uba, C., Ochoa-Lozano, D., Mapes, R. (2010). The Amazonian Craton and its influence on past fluvial systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). In: C. Hoorn, F. P. Wesselingh (eds.). *Amazonia, Landscape and Species Evolution: a look into the past* (p. 447). Oxford: Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch7>
- Hvorslev, M. J. (1951). *Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations*. Bulletin No. 36. Vicksburg: Waterways Experiment Station Corps of Engineers, U. S. Army, 50 p. Disponível em: <https://erdc-library.erdcdren.mil/jspui/bitstream/11681/4796/1/BUL-36.pdf>. Acesso em: 7 jul. 2021.

- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). (2017). Cidades IBGE. Manaus: IBGE. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/am/manaus/panorama>. Acesso em: 15 mar. 2017.
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Boukalova, Z., Ertürk, A., Goldscheider, N., Ilmonen, J., Karakaya, N., Kupfersberger, H., Kvarner, J., Lundberg, A., Mileusnic, M., Moszczynska, A., Muotka, T., Preda, E., Rossi, P., Siergieiev, D., Šimek, J., Wachniew, P., Widerlund, A. (2011). Groundwater dependent ecosystems: Part I – Hydroecology, threats and status of ecosystems. *Environmental Science & Policy*, 14(7), 770-781. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.002>
- Larned, S. T. (2012). Phreatic groundwater ecosystems: research frontiers for freshwater ecology. *Freshwater Biology*, 57(5), 885-906. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2012.02769.x>
- Lerner, D. N. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal*, 10, 143-152. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0177-1>
- Lerner, D. N., Issar, A., Simmers, I. (1990). Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge. International contributions to hydrogeology. Hannover: Heise, 345 p. v. 8.
- Maldaner, C. (2010). *Recarga de Aquífero em Área Urbana: Estudo de Caso de Urânia (SP)*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Programa de Pós-Graduação em Recurso Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências - USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.2010.tde-08012011-201628>
- Marques Filho, A. O., Ferreira, S. J. F., Miranda, S. A. F. (2009). Modelo de escoamento superficial em bacia experimental da Reserva Florestal Adolpho Ducke. *Acta Amazônica*, 39(4), 907-922. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672009000400019>
- Maziero, T. A. (2005). *Monitoramento de água subterrânea em área urbana: Aspectos quantitativos*. Dissertação (Mestrado). São Carlos: Escola de Engenharia de São Carlos - USP. <https://doi.org/10.11606/D.18.2017.tde-06102017-154832>
- Melak, J. M., Victoria, R. L., Tomasella, J. (2009). Águas Superficiais na Amazônia: Descobertas Chave e Perspectivas. *Amazonia and Global Change*, 186, 485-488. <https://doi.org/10.1029/2009GM000876>
- Millar, A. A. (1988). *Drenagem de terras agrícolas: bases agronômicas*. São Paulo: Editerra, 306 p.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2018). *Cold & warm episodes by season*. NOAA. Disponível em: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Acesso em: 13 set. 2018.
- Nogueira, A. C. R., Horbe, A. M. C., Paz, J. D. S., Motta, M. B., Rozo, J. M. G. (2006). O Neógeno da Amazônia Ocidental. *IX Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG.
- Oliveira, P. T. S., Leite, M. B., Mattos, T., Nearing, M. A. Scott, R. L., Xavier, R. O., Matos, D. M. S., Wendland, E. (2017). Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian cerrado. *Ecohydrology*, 10(1), e1759. <https://doi.org/10.1002/eco.1759>
- Pita, R. C. S., Silva Júnior, G. C., Rosário, F. F., Silva, M. L. (2018). Sistema aquífero Alter do Chão a oeste da cidade de Manaus (AM): processos hidrogeoquímicos, origem da salinidade e relações com aquíferos adjacentes. *Geologia USP. Série Científica*, 18(1), 273-296. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-134253>
- Queiroz, J. L., Cruciani, D. E., Libardi, P. L. (1999). Variabilidade espacial da porosidade drenável de um solo de várzea no município de Piracicaba, São Paulo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola*, 3(2), 135-139. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v3n2p135-139>
- Ribeiro, J. E. L. S., Hopkins, M. J. G., Vicentini, A., Sothers, C. A., Costa, M. A. S., Brito, J. M., Souza, M. A. D., Martins, L. H. P., Lohmann, L. G., Assunção, P. A. C. L., Pereira, E. C., Silva, C. F., Mesquita, M. R., Procópio, L. C. (1999). *Flora da Reserva Ducke, Manaus, Amazonas*. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e Department for International Development (DFID).
- Rocha, H. R., Manzi, A. O., Shuttleworth, J. (2009). Evapotranspiration. In: M. Keller, M. Bustamante, J. Gash, P. Silva Dias (eds.). *Amazonia and Global Change* (v. 186, p. 261-272). Washington, D.C.: American Geophysical Union Books. <https://doi.org/10.1029/2008GM000817>
- Rossetti, D. F., Toledo, P. M., Góes A. M. (2005). New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, 63(1), 78-89. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.10.001>
- Saraiva, M. A. (2017). *Avaliação da sustentabilidade do uso da água do aquífero Alter do Chão na zona urbana de Manaus*. Dissertação (Mestrado). Manaus: Departamento de Geociências - UFAM. Disponível em: <https://tede.ufam.edu.br/handle/tede/6262>. Acesso em: 7 jul. 2021.

- Scanlon, B. R., Healy, R. W., Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>
- Scatena, F. N., Bruijnzeel, L. A., Bubb, P., Das, S. (2010). Setting the stage. In: L. A. Bruijnzeel, F. N. Scatena, L. S. Hamilton (eds.). *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management* (p. 3-13). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511778384.003>
- Schiatti, J., Emilio, T., Rennó, C. D., Drucker, D. P., Costa F. R. C., Nogueira, A., Baccaro, F. B., Figueiredo, F., Castilho, C. V., Kinupp, V., Guillaumet, J., Garcia, A. R., Lima, A., Magnusson, W. E. (2014). Vertical distance from drainage drives floristic composition changes in an Amazonian rainforest. *Plant Ecology & Diversity*, 7(1-2), 241-253. <https://doi.org/10.1080/17550874.2013.783642>
- Soares, E. A. A. (2007). *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP, 207 p. <https://doi.org/10.11606/T.44.2007.tde-14082008-141522>
- Soares, E. A. A., Wahnfried, I., Dino, R. (2016). Estratigrafia de subsuperfície da sequência sedimentar cretácea-neógena das regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. *Geologia USP. Série Científica*, 16(1), 23-41. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i1p23-41>
- Souza, L. S. B. (2005). *Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus (AM) - utilizando perfilagem geofísica de poço e sondagem elétrica vertical*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - UFPA.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite, C. W., Mather, J. R. (1955). *The water balance*. Centerton: Drexel Institute of Technology, 104 p.
- Tognetti, S., Aylward, B., Bruijnzeel, L. A. (2010). Assessment needs to support the development of arrangements for payments for ecosystem services from tropical montane cloud forests. In: L. A. Bruijnzeel, F. N. Scatena, L. S. Hamilton (eds.). *Tropical Montane Cloud Forests. Science for Conservation and Management* (p. 671-685). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511778384.072>
- Toledo, J. J. (2009). *Influência do solo e topografia sobre a mortalidade de árvores e decomposição de madeira em uma floresta de terra-firme na Amazônia Central*. Tese (Doutorado). Manaus: Programa de Pós-Graduação em Ecologia, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). Disponível em: https://ppbio.inpa.gov.br/sites/default/files/Tese_Toledo_Jose.pdf. Acesso em: 7 jul. 2021.
- Tomasella, J., Hodnett, M. G., Cuartas, L. A., Nobre, A. D., Waterloo, M. J., Oliveira, S. (2008). The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior. *Hydrogeological Processes*, 22(13), 2133-2147. <https://doi.org/10.1002/hyp.6813>
- Wahnfried, I. D., Hirata, R. (2005). Comparação de métodos de estimativa de recarga de aquíferos em uma planície aluvionar na Bacia hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10(2), 15-25. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v10n2.p15-25>
- Wahnfried, I. D., Soares, E. A. A. (2012). Água subterrânea na Amazônia: Importância, estado atual do conhecimento e estratégias de pesquisa. *Ciência e Ambiente*, 44, 29-40.
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., Alley, W. M. (1999). Ground water and surface water – a single resource. *United States Geological Survey*, 1139. <https://doi.org/10.3133/cir1139>