

**Estudo comparativo de métodos de recarga natural do aquífero livre em uma  
microbacia hidrográfica**

**Methods for groundwater natural recharge in a small watershed a comparative study**

**Estudio comparativo de métodos de recarga natural de aguas subterráneas en una  
microcuenca**

Recebido: 08/08/2020 | Revisado: 13/08/2020 | Aceito: 14/08/2020 | Publicado: 20/08/2020

**Giovanni Chaves Penner**

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0335-5352>

Universidade Federal do Pará, Brasil

E-mail: [penner@ufpa.br](mailto:penner@ufpa.br)

**Rubens Takeji Aoki Araújo Martins**

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5842-3263>

Universidade de São Paulo, Brasil

E-mail: [rubensmartins10@gmail.com](mailto:rubensmartins10@gmail.com)

**Moisés Marçal Gonçalves**

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6566-1510>

Universidade Federal do Pará, Brasil

E-mail: [eng.mmarcal@gmail.com](mailto:eng.mmarcal@gmail.com)

**Resumo**

Para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos é fundamental o conhecimento da porcentagem da precipitação que abastece os aquíferos. O presente trabalho apresenta uma avaliação da recarga natural do aquífero livre na microbacia hidrográfica do igarapé Uriboquinha, localizado no município de Marituba, Pará. A microbacia possui área de drenagem de 5 km<sup>2</sup> e está inserida na Unidade de Planejamento Acará-Guamá. As estimativas foram realizadas para um período de 12 meses, setembro de 2018 a agosto de 2019, com base em dois métodos: Variação de Nível de Água (VNA) e Recarga Potencial Direta (RPD). Para o primeiro, utilizou-se quatorze poços de monitoramento do aterro sanitário localizado em Marituba-PA, enquanto que para o segundo, utilizou-se dados de precipitação de uma estação pluviométrica em Belém-PA e dados de escoamento superficial regionalizado. Os resultados obtidos para o método VNA variaram, poço a poço, entre 1,2% a 26,5%, com valor médio de 9,8%, equivalente a 378,9 mm, considerando uma precipitação total de 3.866,8 mm durante os 12 meses considerados,

enquanto que para o método RPD, obteve-se uma taxa de 6%, equivalente a 232 mm. O primeiro método indicou uma variabilidade espacial existente na área de estudo, fornecendo informações sobre gradiente hidráulico e sentido de escoamento subterrâneo, indicado para estudos mais exigentes quanto a precisão dos valores de recarga. Enquanto que o segundo é mais indicado para fins regulatórios e de gestão dos recursos hídricos, por fornecer cenário mais conservador.

**Palavras-chave:** Recarga natural; Variação do nível de água; Recarga potencial nireta.

### **Abstract**

The percentage of precipitation that supplies the aquifers is essential for management of groundwater resources. This research presents an evaluation of the groundwater natural recharge in the small watershed of Uriboquinha creek, located in Marituba, Pará. The watershed has an area of 5 km<sup>2</sup> and, it made part of the Planning Unit Acará-Guamá. Estimates were made for a period from September 2018 to August 2019 based on two methods: Water Table Fluctuations (WTF) and Direct Potential Recharge (DPR). For the first, fourteen monitoring wells from the sanitary landfill located in Marituba-PA were used, while for the second, precipitation data from a rainfall station in Belém-PA and regionalized runoff data were used. The results obtained for the WTF method varied, well to well, between 1.2% to 26.5%, with an average value of 9.8%, equivalent to 378.9 mm, considering total precipitation of 3,866.8 mm during the study time, while for the DPR method, a rate of 6% was obtained, equivalent to 232 mm. The first method indicated an existing spatial variability in the study area, providing information on the hydraulic gradient and groundwater flow direction, indicated for studies with more precision in the recharge. While the second is more suitable for regulatory and water resource management purposes, providing a more conservative scenario.

**Keywords:** Natural recharge; Water table fluctuations; Direct potential recharge.

### **Resumen**

Para la gestión de los recursos hídricos subterráneos es fundamental conocer el porcentaje de precipitación que abastece a los acuíferos. Esta investigación presenta una evaluación de la recarga natural del agua subterránea en la microcuenca del arroyo Uriboquinha, ubicado en Marituba, Pará. La microcuenca tiene una superficie de 5 km<sup>2</sup> y se inserta en la Unidad de Planificación Acará-Guamá. Las estimaciones fueron realizadas en un período comprendido entre septiembre de 2018 y agosto de 2019 en función de dos métodos: Fluctuaciones de la Superficie Libre (WTF) y Recarga Potencial Directa (DPR). Para el primero, se utilizaron catorce pozos de monitoreo del vertedero sanitario ubicado en Marituba-PA, mientras que, para el segundo, se usaron datos de precipitación de una estación de lluvia en Belém-PA y datos de escorrentía regionalizada. Los resultados obtenidos para el método WTF variaron, pozo a pozo, entre 1.2% a 26.5%, con un valor promedio de 9.8%, equivalente a 378.9 mm,

considerando una precipitación total de 3,866.8 mm durante el tiempo de estudio, mientras que para el método DPR, se obtuvo una tasa del 6%, equivalente a 232 mm. El primer método indicó una variabilidad espacial existente en el área de estudio, proporcionando información sobre el gradiente hidráulico y la dirección del flujo de agua subterránea, indicado para estudios con más precisión en la recarga. Mientras que el segundo es más adecuado para fines regulatorios y de gestión de recursos hídricos, señalado para escenarios más conservadores.

**Palabras clave:** Recarga natural; Fluctuaciones de la superficie libre; Recarga potencial directa.

## 1. Introdução

A gradativa poluição e contaminação dos corpos hídricos superficiais aliada à crescente demanda por água e as inúmeras crises hídricas que ocorreram nos últimos anos fizeram com que uma outra fonte de água ganhasse cada vez mais evidência como alternativa para o abastecimento, os reservatórios subterrâneos. Em 2008 haviam cadastrados cerca de 145 mil fontes de abastecimento de água subterrânea no Brasil, em julho de 2018 já totalizavam 302 mil poços (ANA, 2018a). Em contrapartida, (Hirata et al., 2018), afirmaram que atualmente este número tende a ser muito superior, chegando a um valor estimado de 2,5 milhões de poços tubulares existentes, sendo 88% destes clandestinos. Esta grande quantidade de poços sem fiscalização traz uma nova preocupação: a contaminação da água subterrânea. A perfuração indiscriminada e sem os devidos cuidados e proteções necessárias somada aos abandonos sem tamponamentos, transformam estes poços clandestinos em fontes potenciais de contaminação, principalmente em aquíferos não-confinados.

Segundo Martelli & Silva (2012), o aumento significativo de exploração de água subterrânea se faz possível devido a quatro principais fatores, sendo estes: fator econômico, tecnológico, segurança e institucional. Ainda segundo o autor, a água subterrânea geralmente possui menores custos relacionados ao seu tratamento e apresentam elevados benefícios, além de possuírem maior segurança sanitária e menor necessidade de tratamentos complexos. Os reservatórios subterrâneos também possibilitam maior resiliência frente as variabilidades de precipitação e enfrentamento as crises hídricas; podem ser realizadas por usuários individuais, indústrias ou pequenos municípios. Conforme ANA, (2018b), na Região Metropolitana de Belém, com exceção de Castanhal, 83% dos municípios são abastecidos predominantemente por mananciais subterrâneos.

Todavia, a crescente exploração do recurso exige maior controle, visando a sustentabilidade dos seus usos. Apesar da crescente demanda, o reabastecimento destes

reservatórios subterrâneos, denominados de aquíferos, permanecem o mesmo, e em determinado momento, o ritmo de recarga pode ser superado pelo ritmo de exploração, gerando um déficit.

Martelli & Silva (2012) afirmam que a superexploração dos aquíferos pode gerar grandes problemas como: rebaixamento exagerado do nível de água nos poços; colapso dos terrenos (recalque do solo devido ao bombeamento excessivo de água); aumento na intrusão salina em regiões litorâneas, entre outros. Na Índia, por exemplo, há uma grande preocupação com o rápido esgotamento da água subterrânea, pois seu uso cresceu cerca de 500% nos últimos cinquenta anos (Sayre & Taraz, 2019). A ausência de mecanismos restritivos de uso fez com que houvesse uma superexploração destas reservas subterrâneas, principalmente devido a expansão da agricultura irrigada no país. Em vários outros países, este cenário de superexploração se repete, e as atividades agrícolas vêm provocando impactos negativos de elevado uso da água subterrânea, muita das vezes, irreversíveis nos aquíferos locais, causando um declínio acelerado nas reservas subterrâneas permanentes (Marques, 2017; Silva et al., 2020). Este uso insustentável, pode agravar ainda mais uma possível crise hídrica futura, exaurindo a principal reserva estratégica de água.

A principal forma de se evitar o uso excessivo da água subterrânea, é por meio da gestão e planejamento adequados do uso dos recursos hídricos, permitindo somente a exploração de vazões inferiores a capacidade de renovação dos aquíferos. No entanto, a principal dificuldade encontrada no planejamento e tomadas de decisões está na escassez de informações confiáveis a respeito das próprias características físicas dos mesmos. Segundo Healy & Cook (2002) uma estimativa precisa da recarga natural dos aquíferos é extremamente importante para a devida gestão dos sistemas subterrâneos, além de fornecerem os subsídios necessários para o aproveitamento racional e sustentável da água subterrânea (Wendland & Maziero, 2008). Neste contexto, é importante se conhecer qual o comportamento natural do aquífero, quanto a sua capacidade de renovação ou recarga. A partir dela, é possível se estimar a capacidade de exploração máxima que este consegue suportar sem comprometer sua reserva estratégica.

No presente trabalho aplicou-se dois métodos diferentes de estimativa de recarga na microbacia hidrográfica do Igarapé Uriboquinha, localizado no município de Marituba-PA. Os métodos foram discutidos individualmente e comparados, sendo indicadas as suas limitações e aplicações na região.

## **2. Metodologia**

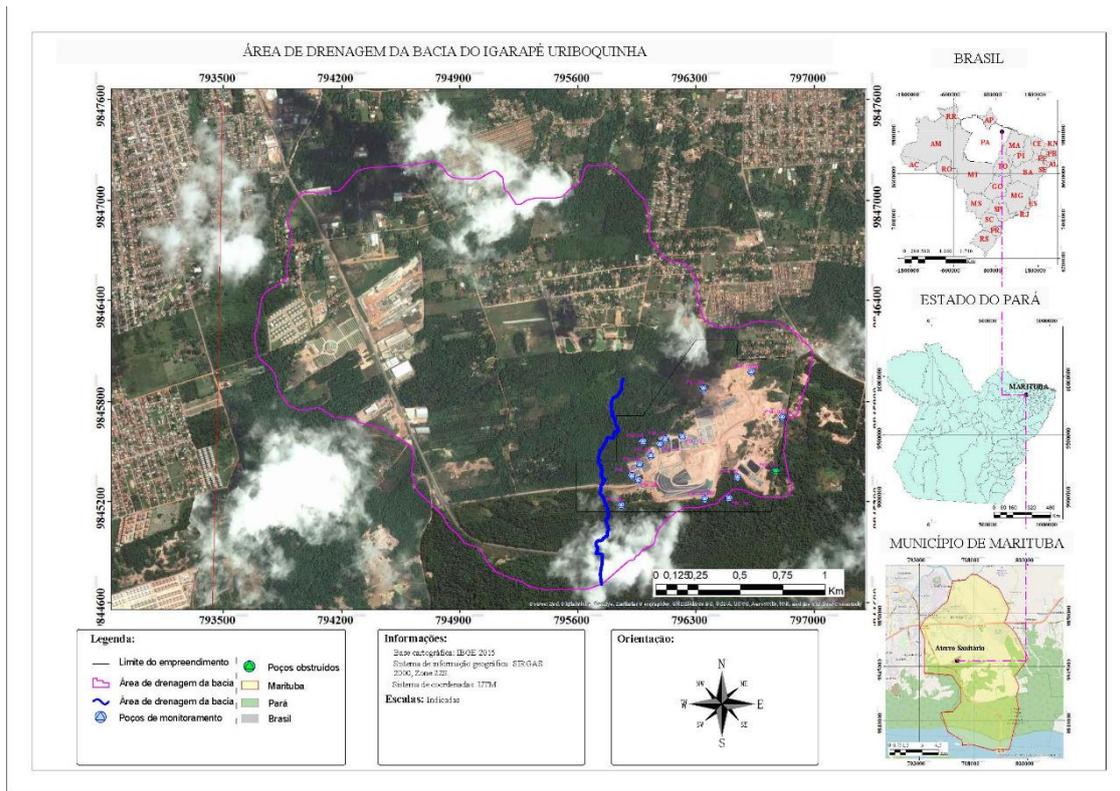
### **2.1 Área de Estudo**

A área de estudo corresponde à microbacia hidrográfica do igarapé Uriboquinha, o qual está inserida na bacia hidrográfica do rio Guamá, Unidade de Planejamento Acará/Guamá. A microbacia está localizada no município de Marituba-PA, Região Metropolitana de Belém (RMB), e possui área de 5 km<sup>2</sup>. Dentre as principais atividades impactantes no uso e ocupação do solo estão as desenvolvidas no aterro sanitário, o qual recebe a dá destinação ambientalmente adequada aos resíduos sólidos urbanos de parte da RMB e está inserida parcialmente dentro da área de drenagem do igarapé. Na Figura 1, está apresentada a localização geográfica da microbacia hidrográfica.

### **2.2 Caracterização Hidrogeológica**

Os estudos hidrogeológicos realizados na Região Metropolitana de Belém, (ANA, 2018b), indicam a existência de dois principais sistemas de aquíferos na região, sendo eles: Sistema aquífero Barreiras, composto por rochas reservatório da Formação Barreiras, unidade Pós-Barreiras e sedimentos aluvionares e Sistema aquífero Pirabas, composto pelos aquíferos Pirabas superior e inferior.

**Figura 1:** Localização da microbacia do Igarapé Uriboquinha.



Fonte: Autores.

### 2.3 Método da Variação de Nível de Água

O método de variação de nível d'água é uma técnica utilizada para se estimar a recarga natural em aquíferos livres, a partir de dados de variação dos níveis de água em poços de monitoramento e do rendimento específico do aquífero. Com base em Healy & Cook (2002) e Scanlon et al. (2002), o método é baseado na premissa de que as elevações que ocorrem no nível de água são causadas devido à chegada de recarga na superfície freática. Portanto, o método mede diretamente os efeitos da recarga no aquífero, gerando, entre os demais métodos, a estimativa mais próxima do real valor de recarga (Risser et al., 2005). Além disso, por se tratar de uma medida direta, não é necessário considerar os mecanismos de transportes envolvidos na passagem da água da zona vadosa para a zona saturada, diferentemente dos métodos de zona não-saturada, o que simplifica a sua utilização (Healy & Cook, 2002; Wahnfried & Hirata, 2005; Wendland & Maziero, 2008).

No entanto, ressalta-se que o modelo apresenta grande sensibilidade ao rendimento específico, portanto, recomenda-se atenção especial na hora de estimar o seu valor. A recarga pode ser calculada a partir da Equação (1) a seguir:

$$R = S_y \cdot \Sigma \Delta h / \Delta t \quad (\text{Equação 1})$$

Onde:

R – Recarga natural estimada (mm);

S<sub>y</sub> – Rendimento específico;

Δh – Diferença na carga hidráulica;

Δt – Variação do tempo.

Healy & Cook (2002) citam que a Equação (1) assume que após um evento chuvoso, a parcela da chuva que percolou pela zona não-saturada e chegou à superfície freática, irá compor imediatamente o armazenamento do aquífero e que durante esse evento de recarga, os demais componentes do balanço hídricos, como escoamento subterrâneo (descarga) e evapotranspiração são iguais a zero. Esta premissa é possível devido ao atraso que ocorre entre o evento de recarga e a redistribuição da água para os demais componentes do balanço hídrico, chamado de “time lag” (Healy & Cook, 2002).

O traçado da curva de recessão é bastante subjetivo, porém foi adotado uma função do tipo potência (Equação 2) para realizar o ajuste e extrapolação dos dados.

$$N = a \cdot X^b \quad (\text{Equação 2})$$

Onde:

N – Nível de água mínimo extrapolado para o tempo do pico (m);

a e b – Parâmetros calculados para o melhor ajuste;

X – Número de dias contados após o primeiro dia de monitoramento.

Variação do nível

Em um primeiro momento foi realizado o acompanhamento dos níveis de água em quatorze poços de monitoramento presentes no aterro sanitário localizado em Marituba-PA, no período de setembro de 2018 a agosto de 2019. As medições foram realizadas com o auxílio de um equipamento medidor de nível d’água manual da marca Solinst, modelo 101.

As campanhas foram realizadas mensalmente, os dados registrados em uma planilha de campo e em seguida tratados em planilha do *Microsoft Excel* 2016.

### **Rendimento específico**

O rendimento específico foi estimado a partir de duas formas. A primeira envolve a

aplicação da Equação (3) utilizada por Carvalho et al., (2014) e Wendland & Maziero, (2008) no qual utilizam uma a relação empírica de Biecinski. A segunda estimativa do rendimento específico foi feita com base no cálculo da porosidade efetiva média dos poços de monitoramento.

$$S_y = 0,117 \cdot K^{(1/7)} \quad (\text{Equação 3})$$

$S_y$  – Rendimento específico;

$K$  – Condutividade hidráulica em (m/dia).

A Equação (3) é uma relação empírica que relaciona a condutividade hidráulica do meio saturado com o rendimento específico. Esta relação é possível em função de ambas as variáveis estarem atreladas a macroporosidade do meio. A condutividade hidráulica é uma propriedade do solo ou rocha que expressa a facilidade do meio em transmitir a água. Segundo (Carvalho et al., 2014), o seu valor depende tanto das características do meio, como porosidade efetiva, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas, quanto das características do fluido, como peso específico e viscosidade cinemática. Solos ou rochas com elevada porosidade efetiva possuem boa capacidade de drenagem e conseqüentemente, elevada condutividade hidráulica.

Os valores de condutividade hidráulica foram medidos em campo por de ensaios de *Slug-test* para cada poço de monitoramento. Para tanto utilizou-se o kit de ensaios de condutividade hidráulica horizontal com o *Winslug 3.1* da Serendip tecnologia.

Este ensaio consiste na introdução de uma peça cilíndrica no interior do poço, provocando uma elevação súbita do nível d'água. A diferença de carga hidráulica provocada por este deslocamento fará com que haja fluxo em direção a formação, até que haja novamente equilíbrio entre as cargas, ou seja, o nível retorne à posição inicial.

A variação do nível e o tempo decorrido até o reestabelecimento do equilíbrio são registrados automaticamente pela sonda de coluna d'água e armazenadas em computador. Os dados coletados foram tratados e ajustados com o auxílio do software *Winslug 3.1*, fornecido pelo fabricante, segundo aplicado método de análise de Hvorslev.

### **Porosidade efetiva**

Estudos pretéritos na área forneceram resultados da porosidade efetiva de amostras não deformadas representativas dos extremos da variação litológica observada na área, sendo

analisada uma amostra de horizonte argiloso pouco siltooso, e outra amostra de horizonte arenoso.

O rendimento específico de cada poço foi estimado com base nos seus perfis construtivos e valores de porosidade efetiva para cada variação litológica dos sedimentos do Grupo Barreiras, que aflora na região. Realizou-se uma média ponderada da porosidade efetiva utilizando as espessuras e porosidade de cada horizonte identificado, Equação (4).

$$\eta_e = (\eta_1 \cdot e_1 + \dots + \eta_i \cdot e_i) / e_t \quad (\text{Equação 4})$$

Onde:

$\eta_e$  – Porosidade efetiva média;

$\eta_i$  – Porosidade efetiva da camada litológica considerada;

$e_i$  – Espessura da camada litológica considerada (m);

$e_t$  – Espessura total (m).

## 2.4 Método de Recarga Potencial Direta

O método de Recarga Potencial Direta (RPD) é uma técnica baseada em estudos de águas superficiais, no qual fornece informações a respeito do potencial de recarga de aquíferos livres, por meio de dados de vazão e precipitação atmosférica. De acordo com ANA (2018b) a RPD é a parcela da precipitação anual que se infiltra no solo e alcança o aquífero livre, contribuindo para a renovação da reserva reguladora. Para este método a RPD pode ser obtida a partir da Equação (5):

$$\text{RPD} = C_i \cdot P \quad (\text{Equação 5})$$

Onde:

RPD = recarga potencial direta ( $\text{m}^3/\text{s}$ );

$C_i$  = coeficiente de infiltração (%);

P = Precipitação total durante o período de estudo ( $\text{m}^3/\text{s}$ ).

### Coeficiente de infiltração

O coeficiente de infiltração ( $C_i$ ) utilizado no método representa, em termos percentuais

médios, a parcela da chuva anual que efetivamente irá contribuir para a recarga do aquífero. Deve-se diferenciá-lo, portanto, da taxa de infiltração do solo, pois este último indica somente a parcela da chuva que irá infiltrar, não significando necessariamente que a água chegará no aquífero. Ao longo do processo de percolação no solo, a água pode ficar retida na zona não-saturada; escoar subsuperficialmente ou até mesmo sofrer evapotranspiração. O coeficiente de infiltração pode ser obtido pela seguinte expressão (ANA, 2018b):

$$C_i = Q_b / \bar{P} \quad (\text{Equação 6})$$

Onde:

$C_i$  – Coeficiente de infiltração;

$Q_b$  – Escoamento de base,  $Q_{95}$  ( $m^3/s$ );

$\bar{P}$  – Precipitação total do período considerado obtida de séries históricas da bacia hidrográfica ( $m^3/s$ ).

### Dados de precipitação

Os dados de precipitação foram obtidos a partir do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para a estação meteorológica convencional de código 82191, localizada em Belém, nas coordenadas Latitude:  $-1.43^\circ$  e Longitude:  $-48.43^\circ$ . Esta estação foi selecionada, devido a sua proximidade com a área de estudo e apresentar extensão de séries de dados superior a 30 anos, configurando uma boa representatividade para a finalidade do presente estudo. Nela foram obtidos dados mensais de precipitação no período de janeiro de 1962 a agosto de 2019. A organização e tratamento estatístico dos dados foram realizados em planilha *Microsoft Excel*, obtendo-se a média aritmética da precipitação mensal e anual durante período supracitado, procedimento similar foi realizado em (Barboza et al., 2020).

### Escoamento de base do curso d'água

Com relação ao escoamento de base do igarapé Uriboquinha, microbacia de interesse, em função da inexistência de estações fluviométricas no curso d'água e a escassez de dados diários de vazão, fez-se necessária a utilização da regionalização de vazão para uma estimativa inicial da vazão de base. Para tanto, utilizou-se uma bacia hidrográfica próxima a área de estudo

e com características similares e que apresentasse pelo menos dois anos de dados de monitoramento diário. A estação selecionada foi a Porto de Minas pertencente a rede da Agência Nacional de Águas – ANA, código é 31850000, no qual monitora o rio Carapucu em Santa Isabel do Pará.

### 3. Resultados e Discussão

#### 3.1 Caracterização Hidrogeológica

Na Tabela 1 são apresentadas as áreas de ocorrência dos sistemas aquíferos no município de Marituba-PA. O sistema aquífero Barreiras e Pirabas apresentam mesma área total de ocorrência em função de estarem sobrepostos, onde o Barreira encontra-se mais superficialmente que o Pirabas.

**Tabela 1:** Área de ocorrência dos sistemas aquíferos no município de Marituba-PA.

Sistema aquífero	Unidade geológica	Área (km <sup>2</sup> ) no município
Barreiras	Coberturas recentes	27,04
	Pós-barreiras	32,29
	Barreiras	36,71
Pirabas	Pirabas	96,04

Fonte: ANA (2018b).

#### 3.2 Método de Variação de Nível de Água

##### Monitoramento dos níveis de água

Os quatorze poços de monitoramento distribuídos no aterro sanitário apresentaram profundidades do nível d'água variando de 2,20 metros, no PM-09, a 15,31 metros, no PM-03. Após avaliação da variação dos níveis, verificou-se que os poços localizados nas maiores cotas apresentaram flutuações de nível d'água mais acentuadas em comparação com os localizados em menores cotas.

A pequena variação do nível de água observada nos poços localizados em áreas baixas, pode estar ocorrendo em função destas servirem como grandes zonas de descarga nos cursos de água próximos. Isto pode indicar que a taxa com que a água é transportada para fora do aquífero apresenta magnitude similar à da taxa de recarga, fazendo com que seus efeitos no nível de água sejam atenuados. Nestas regiões de descarga, a recarga é responsável por alimentar a vazão dos rios, contribuindo como escoamento básico. Além disso, também foi possível observar a relação entre as flutuações do nível de água e a sazonalidade da precipitação atmosférica. Ainda é possível verificar que há um atraso entre o pico observado na carga hidráulica e o pico de precipitação. Este atraso foi mais acentuado em poços localizados em áreas com cotas topográficas mais elevadas, sendo a mesma constatação feita por (Abreu et al., 2014). Ainda Abreu et al. (2014) afirmaram que os poços de monitoramento mais rasos, ou seja, com menor espessura da zona não-saturada, apresentaram respostas rápidas aos eventos de precipitação, com elevações dos níveis d'água coincidentes com os meses mais chuvosos. Enquanto que nos demais, a resposta foi mais lenta, podendo levar de cerca de três ou mais meses após o mês mais chuvoso.

Este atraso varia de acordo com as características de cada aquífero, como porosidade, profundidade do nível de água, condutividade hidráulica, tipo de rocha, entre outros; e esta resposta a eventos de recarga pode levar de dia, meses ou até anos para serem sentidos na superfície freática.

### **Valores estimados de rendimento específico**

O rendimento específico foi calculado com base nos dados de condutividade hidráulica obtidos nos ensaios de *Slug-test* são apresentados na Tabela 2.

**Tabela 2:** Valores estimados para o rendimento específico ( $S_y$ ).

Identificação do poço	K		$S_y = 0,117 \cdot K^{\frac{1}{7}}$	Identificação do poço	K		$S_y = 0,117 \cdot K^{\frac{1}{7}}$
	(cm/s)	(m/dia)			(cm/s)	(m/dia)	
PM-02	9,10E-03	7,86	0,157	PM-10	8,56E-04	0,74	0,112
PM-03	8,17E-03	7,06	0,155	PM-11	6,91E-03	5,97	0,151
PM-04	4,01E-03	3,46	0,140	PM-12	1,63E-03	1,41	0,123
PM-06	1,70E-02	14,69	0,172	PM-13	4,40E-03	3,80	0,142
PM-07 – BIS	2,81E-04	0,24	0,096	PM-14	1,41E-03	1,22	0,120
PM-08	7,90E-03	6,83	0,154	PM-15	6,76E-03	5,84	0,151
PM-09	7,64E-04	0,66	0,110	PM-16	2,16E-04	0,19	0,092

Fonte: Autores.

O maior valor de condutividade hidráulica foi observado no PM-06 de  $1,70 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ , enquanto que o menor foi observado no PM-16 com valor de  $2,16 \cdot 10^{-4} \text{ cm/s}$ . De acordo com (Carvalho et al., 2014), os valores são característicos de solos sedimentares com materiais que variam entre siltes, areia fina e areia média. Com relação ao rendimento específico, verificou-se que o valor médio ficou em  $13,4\% \pm 2,5\%$ , com mínimo de  $9,2\%$  e máximo de  $17,2\%$ .

Healy & Cook (2002) usaram uma compilação de 17 estudos de determinação de rendimento específico por diferentes métodos indicando valores máximos, médios e mínimos de acordo com a litologia do solo.

Os valores obtidos para o presente estudo estão localizados completamente dentro da faixa de silte e areia fina, podendo apresentar uma fração de argila arenosa e areia média. Como esperado, os resultados apresentaram coerência com a condutividade hidráulica usual para estes materiais. Os resultados dos dois litotipos extremos identificados na geologia local apresentam composição de areia fina, argila e siltes em diferentes proporções, confirmando as hipóteses levantadas anteriormente. Com reação aos valores de condutividade hidráulica do estudo, verificou-se uma grande discrepância em termos de grandeza, principalmente com o horizonte argiloso, não tendo sido atingida em nenhum ensaio realizado nos 14 poços de monitoramento.

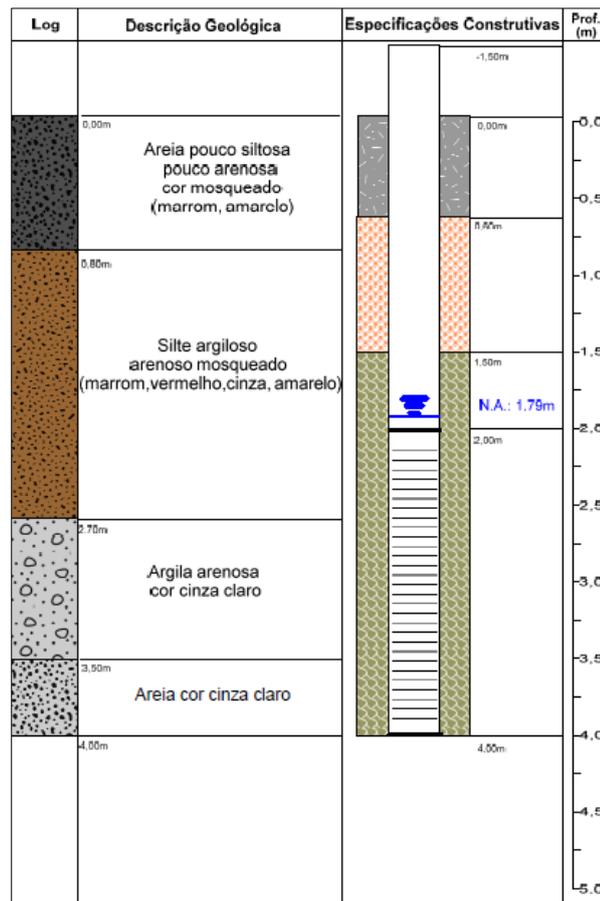
Com base na classificação dos solos identificados e nos perfis construtivos disponíveis, procedeu-se estimativa do rendimento específico médio de cada poço. Para tanto, utilizou-se como base a descrição geológica, porosidade efetiva e espessura da camada.

Na Figura 2 é apresentado o perfil construtivo do PM-16, como exemplo, procedeu-se da mesma forma para os demais. Nele é possível identificar as camadas com suas descrições litológicas e suas espessuras. Aplicou-se os valores representativos mais próximos de cada material predominante. Em seguida, a Tabela 3 foi elaborada para cálculo da porosidade efetiva média com base em uma média ponderada.

Comparando os dados estimados pela condutividade hidráulica e com os fornecidos pela média ponderada para o PM-16, verificou-se que os valores obtidos se encontraram muito próximos, com 0,092 usando a Equação de Biecinski e 0,097 para a estimativa baseada no perfil litológico. O mesmo procedimento foi aplicado a outros 9 poços com perfis disponíveis, os outros 4 poços não houve acesso ao perfil construtivo.

Alguns poços apresentaram pouca variação entre os dois métodos, como é o caso do PM-15 e PM-16, enquanto outros apresentaram grande variação no seu valor, como foi o caso do PM-11 e PM-10. Isto ocorre devido estes últimos poços apresentarem características que fogem dos perfis amostrados.

**Figura 2:** Perfil construtivo do PM-16.



Fonte: AMPLA Projetos e Serviços em Meio Ambiente LTDA., (2011).

Além disso, o próprio método de média ponderada agrega erros a estimativa. Healy & Cook (2002) já discutia a respeito da grande variabilidade encontrada nos valores de rendimento específico disponíveis na literatura, esta grande variabilidade está relacionada, muitas das vezes, a grande heterogeneidade dos materiais existentes no solo e também a diversidade de métodos aplicados. Portanto, apesar destas variações e considerando os erros envolvidos, considerou-se que a equação de Biecinski apresenta uma boa estimativa inicial para os estudos da recarga, podendo ser utilizada na ausência de dados de campo.

**Tabela 3:** Estimativa do rendimento específico do PM-16 com base no seu perfil construtivo.

Camada	Espessura - E (m)	Porosidade efetiva - Pe	E · Pe
Areia pouco siltosa pouco arenosa	0,8	0,186	0,1488
Silte argiloso, arenoso mosqueado	1,9	0,0545	0,10355
Argila arenosa cor cinza claro	0,8	0,0545	0,0436
Areia cor cinza claro	0,5	0,186	0,093
$\Sigma=$	4,00 m	$\Sigma=$	0,38895
		Média=	0,0972375

Fonte: Autores.

### Estimativa da recarga natural pelo método VNA

Para cada poço foram ajustadas curvas de recessão para a estimativa da variação do nível. O traçado da curva de recessão é bastante subjetivo, pois não há uma padronização de uma equação para a extrapolação gráfica (Dambrós, 2011; Healy & Cook, 2002), portanto, cada autor adota uma forma de traçado conveniente. Lucas et al. (2012) utilizou uma função do tipo potência para realizar o ajuste e extrapolação dos dados. Outros autores, como Coelho et al. (2012) e Wendland et al. (2007) utilizaram ajustes similares, com equações exponenciais. Neste trabalho também foi usada uma função potência.

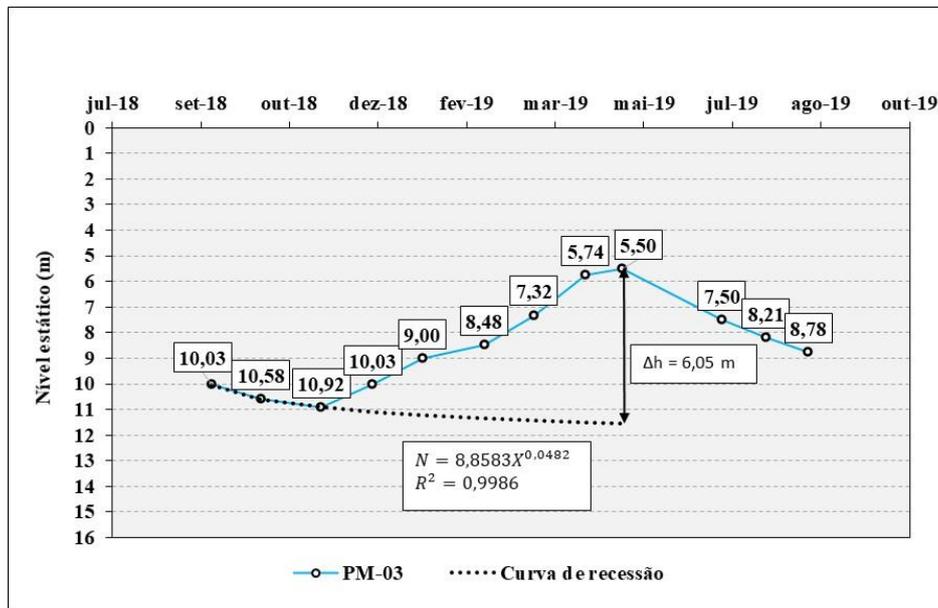
Na Figura 3 é apresentada a estimativa da variação do nível de água para o PM-03. O ajuste apresentou  $R^2$  de 0,9986, levando a um valor de variação de 6,05 metros. O mesmo procedimento foi aplicado aos demais poços, sendo o resultado apresentado na Tabela 4.

Para a estimativa da recarga, utilizou-se o rendimento específico da equação de Biecinski, para um total precipitado de 3.866,8 mm referente ao período de 12 meses considerado na pesquisa.

A recarga na área de estudo apresentou grande variabilidade espacial entre os seus valores, com valor absoluto de 1.023 mm observado no PM-04, o equivalente a 26,5% da precipitação do mesmo período, enquanto a menor ocorreu no PM-10, com 47 mm, o equivalente a 1,2%. Esta grande variação está atrelada a diferença de cotas observadas entre os poços de monitoramento. Como discutido anteriormente, as áreas mais baixas e próximas das

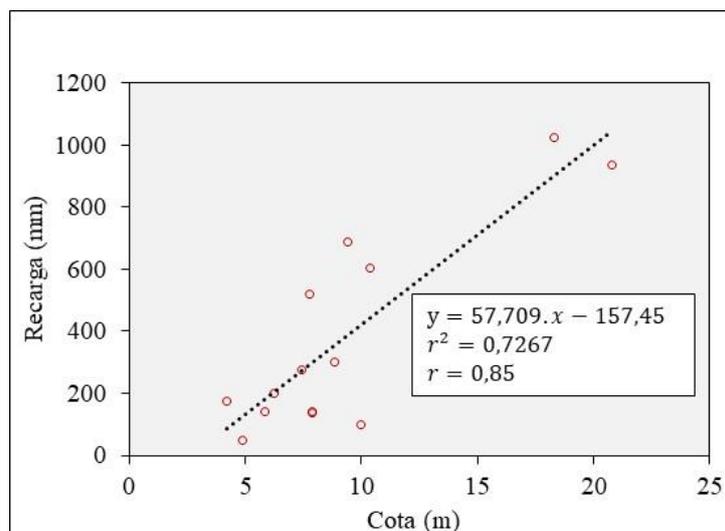
cotas do nível de água nos cursos d'água, tendem a servir como grandes zonas de descarga, indicando que a taxa de água que é transportada para fora da bacia apresenta a mesma magnitude da taxa de recarga. Inclusive esta é uma das limitações do método, pois tende a subestimar a recarga em áreas com pouca flutuação de nível.

**Figura 3:** Estimativa da variação de nível entre os do PM-03.



Fonte: Autores.

**Figura 4:** Análise de correlação entre as cotas dos poços de monitoramento e as suas recargas naturais estimadas.



Fonte: Autores.

Esta tendência é melhor observada após uma análise de correlação entre as duas variáveis, verificando-se, a partir do coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), uma correlação forte e positiva entre a cota e a recarga observada, ver Figura 4. Além disso, o coeficiente de ajuste,  $r^2$ , indica que 70% da variação da recarga pode ser explicada pela variação da cota dos poços, o que indica que apesar de estarem localizados relativamente próximos um dos outros e estarem expostos ao mesmo regime de precipitação e possuírem características geológicas próximas, a recarga não é uniforme em toda a área de estudo, sendo mais intensa nas áreas mais elevadas.

**Tabela 4:** Recarga natural estimada pelo método VNA para uma precipitação total de 3.866,8 mm.

Identificação do poço	Cota topo (m)	K (cm/s)	$\Sigma\Delta h$ (m)	$S_y$	R (mm)	r (%)
PM-02	10,379	9,10E-03	3,85	0,157	604	15,6
PM-03	20,812	8,17E-03	6,05	0,155	936	24,2
PM-04	18,299	4,01E-03	7,32	0,140	1023	26,5
PM-06	5,847	1,70E-02	0,82	0,172	141	3,6
PM-07 – BIS	9,959	2,81E-04	1,06	0,096	101	2,6
PM-08	7,908	7,90E-03	0,88	0,154	135	3,5
PM-09	7,748	7,64E-04	4,70	0,110	518	13,4
PM-10	4,907	8,56E-04	0,42	0,112	47	1,2
PM-11	6,249	6,91E-03	1,34	0,151	202	5,2
PM-12	7,455	1,63E-03	2,26	0,123	278	7,2
PM-13	9,390	4,40E-03	4,84	0,142	685	17,7
PM-14	7,876	1,41E-03	1,19	0,120	143	3,7
PM-15	8,829	6,76E-03	2,01	0,151	302	7,8
PM-16	4,199	2,16E-04	1,91	0,092	176	4,6

Fonte: Autores.

Abreu et al. (2014) estimaram a recarga natural para o sistema aquífero Parecis, utilizando o método VNA, na porção centro norte do estado do Mato Grosso e sudeste de Rondônia, chegando a uma faixa de 6 a 27% da precipitação do período de estudo, valor bastante próximo do obtido no presente estudo. Wahnfried & Hirata (2005) estimaram uma taxa de recarga de 13,6 a 35,5% para o aquífero São Paulo, localizado na planície aluvionar da Bacia do Alto Tietê/SP. No Rio Grande do Sul, na bacia hidrográfica do Rio Ibicuí, (Simon et al., 2017) estimou uma taxa de recarga na faixa de 11 a 30%, com média de 16,54% da precipitação do período de estudo.

De forma geral, a grande maioria dos estudos que adotaram o método VNA apresentaram variabilidade espacial (Abreu et al., 2014; Simon et al., 2017; Wahnfried & Hirata, 2005; Edson Wendland & Maziero, 2008) para a recarga mostrando coerência dos resultados obtidos com a literatura.

### **3.3 Recarga Potencial Direta**

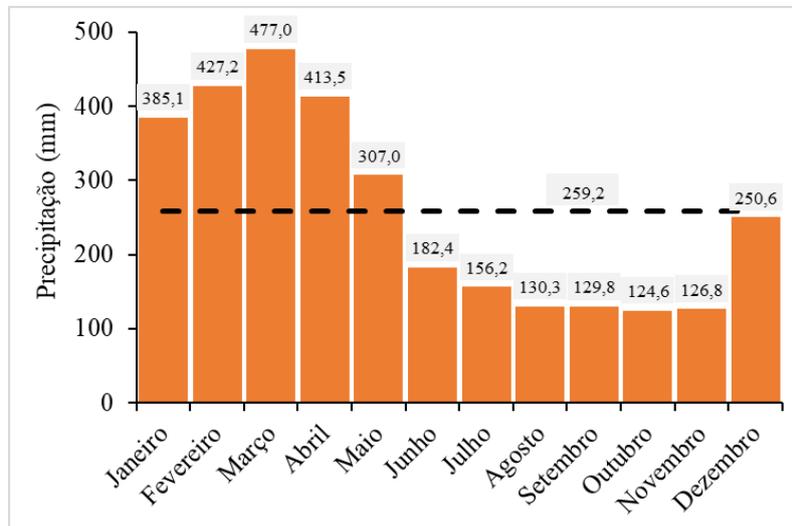
A técnica baseia-se na premissa de que a recarga média multianual da água subterrânea de uma bacia, pode ser expressa como sendo igual ao volume de água que é drenado pelos rios na forma de seu escoamento básico (ANA, 2018b). Em outras palavras, a recarga natural do aquífero, a longo prazo, pode ser representada pelo escoamento de base médio do curso d'água.

Ainda segundo ANA (2018b), as vazões mínimas de um corpo hídrico são formadas em grande maioria por contribuição de água subterrânea, podendo-se admitir, que em alguns casos, as vazões de referência, como a  $Q_{95}$  e a  $Q_{7,10}$ , possam representar esta parcela. Isto indica que, a longo prazo, a  $Q_{95}$  pode ser representativa do fluxo básico do curso d'água. Por este motivo, muitos autores admitem a aproximação da recarga natural com a vazão  $Q_{95}$ .

Em função da ausência de estações meteorológicas de acesso público no município de Marituba-PA, considerou-se a estação existente em Belém-PA como sendo representativa para a Região Metropolitana, incluindo a área de estudo. Na Figura 5 é apresentado o resultado do tratamento estatístico dos dados coletados na estação 82191 para uma série histórica de 59 anos. Verifica-se que março é o mês com maior precipitação, com altura de 477 mm, enquanto que outubro é o mais seco, com altura de 124,6 mm. Adicionalmente é possível identificar o período chuvoso e o de estiagem com referência a média mensal da série histórica de janeiro de 1961 a abril de 2020. Sendo o primeiro período composto pelos meses de janeiro a maio e o segundo

de junho a dezembro. Vale ressaltar que nos 12 meses considerados nesta pesquisa foi constatada uma precipitação de 3.866,8 mm.

**Figura 5:** Precipitações médias mensais em Belém.



Fonte: Autores.

### Escoamento de base

Para Garbossa & Pinheiro (2015) a regionalização de vazão tem como premissa que a região hidrológica pode ser considerada homogênea quando suas características fisiográficas e hidrometeorológicas são similares. Desta forma os resultados da estação Porto de Minas utilizada como referência para a estimativa inicial do escoamento básico do igarapé Uriboquinha constam na Tabela 5. Ao todo foram utilizados 1.017 dados diários de vazão ao longo dos mais de dois anos de operação da mesma. A estação monitorava o rio Carapucu localizado no município de Santa Isabel do Pará.

**Tabela 5:** Informações da estação fluviométrica utilizada na regionalização da vazão.

Código da estação	31850000
Área (km <sup>2</sup> )	162
$Q_{95}$ (m <sup>3</sup> /s)	0,94
$Q_{90}$ (m <sup>3</sup> /s)	1,04
$Q_{50}$ (m <sup>3</sup> /s)	1,70
Vazão específica – $Q_{95}$ (L/s.km <sup>2</sup> )	5,80

Fonte: Adaptado de ANA (2009).

Após tratamento estatístico dos dados, construiu-se a curva de permanência do rio para a obtenção da vazão de referência  $Q_{95}$ . Em seguida, dividiu-se a mesma pela área de drenagem do rio até o ponto de monitoramento, para a obtenção da vazão específica. A vazão específica obtida mostrou-se coerente com o valor apresentado por ANA (2009) para Unidade de Planejamento Acará-Guamá, onde igarapé Uriboquinha está inserido. Segundo o estudo, a vazão específica estimada no período de estiagem para a Unidade de Planejamento foi de 5,59 L/s.km<sup>2</sup>, valor este muito próximo do obtido no rio Carapucu, com valor de 5,80 L/s.km<sup>2</sup>.

Aplicando os demais cálculos exigidos pelo método estimou-se a Recarga Potencial Direta, em m<sup>3</sup>/s, para a microbacia do Igarapé Uriboquinha no período de 12 meses, setembro de 2018 a agosto de 2019, onde ocorreu uma precipitação total de 3.866,8 mm. Na Tabela 6 é apresentado o resultado da estimativa.

**Tabela 6:** Recarga Potencial Direta estimada para a microbacia do igarapé Uriboquinha para o período de 12 meses considerado.

Período	Área (km <sup>2</sup> )	Precipitação (mm)	$E_b = Q_{95}$ (m <sup>3</sup> /s)	$C_i$ (%)	RPD (m <sup>3</sup> /s)
set/2018 - ago/2019	5,0	3.866,8	0,029	6,0	0,0368

Fonte: Autores.

A partir do método estima-se que durante o período de 12 meses, setembro/2018 a agosto/2019 houve uma recarga potencial de 0,0368 m<sup>3</sup>/s ou 232 mm, o equivalente a 6% da precipitação anual. O valor obtido pode ser considerado baixo em comparação aos citados na

literatura por outros métodos. Maluta (2014) realizou a estimativa da recarga natural do aquífero Rio Claro com base na regionalização hidrológica através da vazão de permanência, e chegou a um intervalo de 9,22% (123 mm) em 2003 a 12,06% (184 mm) em 2002. Verificou-se no estudo também que o método tende a apresentar menores valores de recarga em comparação aos demais, como por exemplo, o VNA.

No presente trabalho, este fato pode estar relacionado a utilização de muitos dados de entrada estimados para a bacia de estudo, devido à escassez de informações. Além disso, o método também possui muitas imprecisões, como por exemplo, assumir que a vazão  $Q_{95}$  do curso d'água seja representativa do escoamento de base. A regionalização da vazão utilizada no trabalho também incrementa erros na estimativa, no entanto, os resultados apresentaram coerência com os estudos realizados por ANA (2018b) para a mesma região. O procedimento ideal seria analisar o hidrograma da bacia para a separação do escoamento de base e do escoamento direto, por meio de técnicas adequadas.

Uma limitação do modelo está na premissa de que a recarga depende somente da altura pluviométrica e da sua distribuição na bacia, e que a sua variabilidade espacial está atrelada as variações na precipitação. Ainda no estudo realizado por ANA (2018b), na Região Metropolitana de Belém, os diferentes valores de recargas potenciais encontradas na região se devem em função das isoietas geradas no estudo, ou seja, cada isoieta gerou um valor de recarga potencial diferente, em termos de vazão, mas iguais em termos de porcentagem de precipitação.

Microbacias hidrográficas dificilmente estão sujeitas a esta variabilidade nas precipitações, por este motivo, o método tende a fornecer um único valor de recarga para toda a área considerada. Na prática este fenômeno não ocorre na bacia, pois a recarga depende de diversos fatores, como uso e ocupação do solo, geologia, pedologia, vegetação, entre outros, levando a uma grande variabilidade espacial na área.

### **3.4 Comparação entre os Métodos VNA e RPD**

No método VNA, verificou-se uma grande variabilidade nas taxas de recarga na área de estudo, variando de 1,2% a 26,5% da precipitação total. Além disso, foi possível perceber uma certa variabilidade espacial dentro da microbacia. No entanto, deve-se ressaltar que em alguns poços a estimativa pode ter sido afetada em função da possibilidade taxa de descarga apresentar mesma magnitude da taxa de recarga, causando um amortecimento na variação do nível. Em outras palavras, a recarga ocorre, mas é rapidamente drenada para fora do aquífero, fazendo com que o método subestime seu valor. De forma geral, o método apresentou boa resposta em

grande parte dos poços de monitoramento, sendo adequado para a regiões com aquíferos não muito profundos e elevadas precipitações.

Com relação ao método RPD, verificou-se uma certa tendência de subestimar os valores de recarga. Além disso, a baixa densidade de estações fluviométricas e escassez de dados disponíveis na região amazônica, faz com que muitas estimativas e aproximações, sejam feitas, como é o caso da regionalização de vazão. Isto agrega muitas imprecisões aos resultados. Em outras regiões brasileiras, com abundância de dados, talvez seja uma boa opção de estimativa.

O valor obtido a partir do método indica que em média 6% da precipitação anual é incorporada a reserva renovável do aquífero. Este valor, em comparação ao método VNA, está próximo aos obtidos em poços localizados em cotas baixas, como os PM-06, PM-07, PM-08, PM-10, PM-11, PM-14, PM-15 e PM-16. Nestas regiões com forte comunicação entre rio-aquífero, a recarga é responsável por manter, a longo prazo, a vazão de água nos rios em períodos de estiagem, contribuindo como escoamento básico. Portanto, considera-se que o RPD apresenta boa aproximação para áreas próximas a cursos d'água, com forte relação entre rio e aquífero.

Em termos de estudos mais exigentes como modelos matemáticos de propagação de plumas de contaminação ou escoamento subterrâneo, recomenda-se, entre os dois métodos, a utilização do VNA por fornecer informações da variabilidade espacial da recarga, além de indicar as cargas e gradientes hidráulicos existentes na área de estudo. Para fins menos exigentes, como gestão de água subterrânea para fins regulatórios, recomenda-se o RPD, por permitir estimativa com base em dados secundários, de forma rápida e simples. Além de apresentar valores compatíveis com situações desfavoráveis no aquífero.

#### **4. Considerações Finais**

No presente trabalho realizou-se duas estimativas de recarga natural na microbacia hidrográfica do igarapé Uriboquinha pelo acompanhamento de um ciclo hidrológico no período de 12 meses.

O primeiro método abordou a recarga líquida estimada a partir do método de Variação de Nível de Água. O método apresentou grande simplicidade na sua aplicação, dependendo somente do acompanhamento da variação do nível de água nos poços de monitoramento e da estimativa do rendimento específico. A maior dificuldade foi a determinação desta última variável, tendo em vista a sensibilidade do modelo a variações nos seus valores. Constatou-se que a Equação de Bieciniski, utilizada na estimativa do rendimento específico em trabalhos de

estimativa recarga, forneceu uma boa aproximação de rendimento específico com os valores obtidos em campo, permitindo uma estimativa inicial satisfatória na ausência de dados medidos.

As variações observadas nos níveis de água acompanharam a sazonalidade das precipitações, com a existência de um atraso entre pico do mês mais chuvoso e a maior carga hidráulica observada. Este atraso ocorreu em função do tempo necessário para que a água infiltre no solo e percole pela zona vadosa até alcançar a superfície freática.

Com relação aos resultados de recarga líquida, constatou-se uma grande variabilidade espacial dentro da área de estudo, com uma faixa de 1,2% a 26,5%, e média aritmética de 9,8% da precipitação no período de estudo. Verificou-se também que os poços localizados em menores cotas, apresentaram menores valores de recarga, devido as pequenas flutuações de nível registradas.

O segundo método utilizado foi a Recarga Potencial Direta, onde a recarga estimada é chamada de recarga potencial, em função de ser uma técnica de estimativa indireta, diferentemente do VNA que é considerada uma medida direta de recarga.

O resultado do método indica que durante o período de estudo o valor de recarga potencial foi de 6% da precipitação anual, isto é, equivalente a 232 mm. O método também não traduz a variabilidade espacial da recarga dentro de bacias pequenas. Comparando os dois métodos, verificou-se que o RPD tende a apresentar menores valores de recarga em comparação ao VNA, no entanto, o seu valor se aproxima das taxas apresentadas em poços localizados em cotas baixas, o que indica que o método representa bem áreas próximas de cursos d'água, onde a recarga contribui para o escoamento básico.

Como recomendação para trabalhos futuros de um estudo que envolva a estimativa da recarga, para fins de pesquisas, é imprescindível uma boa distribuição espacial dos poços de monitoramento para melhor entendimento da variabilidade da recarga espacialmente, caso não seja possível, recomenda-se a escolha de locais representativos de toda a área de estudo.

## Referências

Abreu, M. C., Rocha, M. G., Vasconcelos, T. E., Souza, F. De, Oliveira, N. D. L., & Marques, J. (2014). Projeto Rimas no Sistema Aquífero Parecis pelo Método de Variação do Nível D'Água (VNA). *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 1–8.

Agência Nacional de Águas - ANA. (2009). *Plano Estratégico de Recursos Hídricos da bacia hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia: relatório síntese*.

<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Agência Nacional de Águas - ANA. (2018a). *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2018: informe anual*.

Agência Nacional de Águas - ANA. (2018b). *Estudos Hidrogeológicos para Gestão das Águas Subterrâneas da Região de Belém/PA* (Vol. 1).

AMPLA Projetos e Serviços em Meio Ambiente LTDA. (2011). *Estudo de Impacto Ambiental - Central de Processamento e Tratamento de Resíduos Classe II*.

Barboza, E. N., Caiana, C. R. A., & Neto, F. das C. B. (2020). Análise da precipitação pluviométrica na Região do Centro-Sul Cearense: Um estudo do período (1980-2009). *Research, Society and Development*, 9(6), 1–9.

Carvalho, V., Rezende, K., Paes, B., Betim, L., & Marques, E. (2014). Estimativa da Recarga em uma Sub-bacia Hidrográfica Rural Através do Método da Variação do Nível D'Água (VNA). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 19(1), 271–280. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v19n1.p271-280>

Coelho, V., Almeida, C., & Silans, A. (2012). Análise da Flutuação do Nível D'água para Estimativa da Recarga Subterrânea da Bacia Representativa do Rio Gramame no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(2), 241–252. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v17n2.p241-252>

Dambrós, C. (2011). *Recarga e Flutuação do Nível da Água Subterrânea*. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria-RS, Brasil.

Garbossa, L., & Pinheiro, A. (2015). Vazões de referência para gestão de bacias hidrográficas rurais e urbanas sem monitoramento. *Revista de Gestão de Água Da América Latina*, 12(1), 43–52. <https://doi.org/10.21168/rega.v12n1.p43-52>

Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge.

*Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>

Hirata, R., Suhogusoff, A. V., Marcellini, S. S., Villar, P. C., & Marcellini, L. (2018). A revolução silenciosa das águas subterrâneas no Brasil: uma análise da importância do recurso e os riscos pela falta de saneamento. In *Instituto Trata Brasil*. Recuperado de [http://www.tratabrasil.org.br/images/estudos/itb/aguas-subterraneas-e-saneamento-basico/Estudo\\_aguas\\_subterraneas\\_FINAL.pdf](http://www.tratabrasil.org.br/images/estudos/itb/aguas-subterraneas-e-saneamento-basico/Estudo_aguas_subterraneas_FINAL.pdf)

Lucas, M. C., Guanabara, R. C., & Wendland, E. (2012). Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. *Boletim Geológico y Minero*, 123(3), 311–323.

Maluta, M. C. (2014). *Estimativa da recarga natural do aquífero Rio Claro: uma abordagem da regionalização hidrológica através da vazão de permanência* [Dissertação (Mestrado)]. Universidade Estadual Paulista.

Marques, L. (2017). *Aquíferos, o declínio invisível*. *Jornal Unicamp Online*. Recuperado de <https://www.unicamp.br/unicamp/ju/artigos/luiz-marques/aquiferos-o-declinio-invisivel>

Martelli, G. V., & Silva, J. L. S. da. (2012). Monitoramento da flutuação dos níveis de água em aquíferos freáticos em área de retirada de água subterrânea. *XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, 1–4.

Risser, D. W., Gburek, W. J., & Folmar, G. J. (2005). Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, 31.

Sayre, S. S., & Taraz, V. (2019). Groundwater depletion in India: Social losses from costly well deepening. *Journal of Environmental Economics and Management*, 93, 85–100. <https://doi.org/10.1016/j.jeem.2018.11.002>

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/s10040-0010176-2>

Silva, J. R. I., Jardim, A. M. da R. F., Souza, E. S. de, Junior, G. B., Leite, M. L. de M. V., Souza, R., & Antonino, A. C. D. (2020). Inter-relação de técnica de manejo de água e solo aplicadas a cultura do milho: uma revisão. *Research, Society and Development*, 9(7), 1–27.

Simon, F. W., Reginato, P. A. R., Kirchheim, R. E., & Troian, G. C. (2017). Estimativa de recarga do sistema aquífero Guarani por meio da aplicação do método da variação da superfície livre na bacia do rio Ibicuí-RS. *Águas Subterrâneas*, 31(2), 12–29. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.14295/ras.v31i2.28631>

Wahnfried, I., & 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>

Wendland, E., Barreto, C., & Gomes, L. H. (2007). Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. *Journal of Hydrology*, 342(3–4), 261–269. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.033>

Wendland, E., & Maziero, T. (2008). Variabilidade Espacial da Recarga em Área Urbana. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 13(3), 35–46. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v13n3.p35-46>

#### **Porcentagem de contribuição de cada autor no manuscrito**

Giovanni Chaves Penner – 60%

Rubens Takeji Aoki Araújo Martins – 20%

Moisés Marçal Gonçalves – 20%