



Recarga de Aquíferos em Região de Clima Semiárido: uma Análise Acoplada entre Variabilidade Pluviométrica e Características Pedológicas

Aquifers Recharge in Semiarid Region: a Coupled Analysis Between Pluviometric Variability and Soil Characteristics

André Walczuk¹; José Eloi Guimarães Campos¹ & Júlio Henrichs de Azevedo²

¹ Universidade de Brasília, Instituto de Geociências,
Campus Darcy Ribeiro - Asa Norte, Caixa Postal 4465, 70910-900, Brasília-DF, Brasil

² Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis,
SCEN Trecho 2 - Edifício Sede, 70818-900, Brasília/DF, Brasil
E-mails: walczuk.andre@gmail.com; eloi@unb.br; julio.henrichs@gmail.com

Recebido em: 20/05/2019 Aprovado em: 27/06/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_536_557

Resumo

O conhecimento acerca de um recurso é base para sua gestão e para o desenvolvimento sustentável. No âmbito da exploração da água subterrânea, a consideração de questões ligadas à quantidade e à qualidade são diretrizes básicas. Entretanto, a estimativa das reservas aquíferas é cercada de incertezas e extrapolações, uma vez que o contato direto com essas águas é apenas pontual. O estudo dos processos de recarga surge como ferramenta para o aperfeiçoamento de modelos conceituais e numéricos. A pesquisa aqui apresentada foi desenvolvida no município de Caetité (Bahia) e tem por objetivo principal compreender os impactos que os fatores pluviométricos em associação com variações físicas do solo imprimem nas taxas de recarga de um aquífero. O estudo apresenta relevância social e científica, pois situa-se em região de clima semiárido e investiga um aquífero do tipo fraturado. Os resultados indicam que o volume de chuva propriamente dito relaciona-se em até 35% com a recarga, enquanto que variações na espessura dos solos impactam em até 9% as taxas percebidas em poços de monitoramento; por sua vez, a profundidade da superfície potenciométrica condiciona até 22% da eficiência dos processos de recarga. A não significância estatística dos testes de correlação cruzada entre as variáveis consideradas evidencia que questões distributivas da chuva apresentam relevância para a manutenção hídrica subterrânea. Volumes similares de precipitação podem se traduzir em diferentes taxas de recarga. Meses com concentração de precipitação beneficiam regiões de solos espessos e, a depender do período do ano, as diferenças nas taxas de recarga variam entre 34% e 335%. Anos com baixos volumes de precipitação contribuem para a recarga em locais com rochas fraturadas aflorantes ou mesmo onde os solos são pouco espessos, especialmente se há boa distribuição dentro do período chuvoso, isto é, eventos não concentrados.

Palavras-chave: taxas de recarga; distribuição temporal; cobertura pedológica

Abstract

The knowledge upon a resource is the basis to its management and sustainable development. In groundwater exploitation, the consideration of quantitative and quality aspects is an essential guideline. However, the estimation of aquifer reserves is surrounded by uncertainties and extrapolations, since the direct contact with these reservoirs is only punctual. The study of recharge process and mechanisms emerges as a tool capable of improve conceptual and numerical models. The research field was developed at the county of Caetité, Bahia State, Brazil, and the study aims to comprehend the impacts that rainfall variability coupled to soil characteristics comprise on recharge rates. The study has social and scientific relevance, as it looks into the dynamics of a fractured aquifer in semiarid climate. The results point out that the volume of precipitation itself relates to up to 35% of recharge, whereas the soil thick influences up to 9%. Meanwhile, the potentiometric surface depth conditions up to 22% of the water transfer efficiency. The lack of statistical significance of cross-correlation tests among the variables analyzed evidences that temporal distribution of rainfall controls recharge rates variation. Similar volumes of rainwater can result in different recharge values. Months with concentration of rainfalls favors aquifer regions overlaid by thick soils. Depending on the period of the hydrologic year, the variation of the recharge rates ranges from 34% to 335%. Years with little precipitation contributes to recharge in regions with fractured rocks outcrops or thin soils horizons cover, especially if there is good distribution within the wet season, that is, non-concentrated rain events.

Keywords: recharge rates; temporal distribution; soil cover

1 Introdução

No Brasil, as relações mais desfavoráveis entre oferta e demanda de água concentram-se na região geopolítica do Semiárido (ANA, 2013). Apesar desta localidade ser extremamente susceptível a eventos prolongados de seca, o abastecimento público local e integrado apresenta forte dependência de reservatórios superficiais. Por exemplo, no nordeste brasileiro, onde 66% do território enquadra-se na referida divisão geopolítica, 57% do total de municípios dependem exclusivamente de fontes de captação em barragens (ANA, 2011). Não obstante, dos 204 reservatórios cadastrados no Semiárido, apenas 85 possuem capacidade para suprir novas demandas, enquanto que os 119 restantes operam em seus limites ou apresentam situações deficitárias (ANA, 2017).

Nesse cenário, o aproveitamento de mananciais subterrâneos surge como alternativa e mesmo como única forma de garantia da continuidade do suprimento de água. De fato, 6% dos municípios do Nordeste complementam seus sistemas de distribuição com captações a partir de poços tubulares, enquanto que 36% dependem exclusivamente dessas fontes. Apesar desse posicionamento estratégico, o mínimo desenvolvimento técnico-científico necessário à elaboração de programas de gestão eficientes para o Semiárido como um todo ainda é incipiente (Aguilar *et al.*, 2006), com ressalva para estudos desenvolvidos na porção norte do Estado de Minas Gerais (CPRM, 2019).

Os pilares que estabelecem as diretrizes de vazões de exploração e destinação de recursos hídricos subterrâneos apoiam-se na caracterização indissociável de quantitativos e aspectos qualitativos. Entretanto, deve-se deixar claro que um volume de água e sua respectiva composição química são apenas reflexo de um ciclo maior. Inevitavelmente, o fortalecimento desse conhecimento carece da compreensão e de melhores técnicas de estudo acerca dos fatores que controlam o processo de recarga. Tanto o incremento volumétrico de uma reserva quanto sua renovação por diluição decorrem da magnitude e frequência de eventos de recarga (Hirata & Conicelli, 2012).

O fato de grande parte do polígono da seca (70%) estar inserido na Província Hidrogeológica Escudo Oriental Nordeste, representada por rochas cristalinas que conferem, genericamente, reduzido potencial hidrogeológico e baixa qualidade às águas (Aguilar *et al.*, 2006), além da presunção de ausência de recarga em face de elevadas taxas de evapotranspiração e consequentes condições de déficit hídrico, tende a desestimular estudos mais detalhados nessa região. Exemplo mais do que claro do exposto fica por conta da inexistência de diagnósticos de aquíferos fraturados do Brasil como produtos do Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS), coordenado e operado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Esta pesquisa, ao fornecer análise de dados de monitoramento hidrodinâmico prolongado em aquífero cristalino no Distrito de Maniaçu, município de Caetité (Bahia – BA) (Figura 1), indica que há, a despeito das condições climáticas, o estabelecimento cíclico anual de condições favoráveis à recarga. O entendimento da manutenção de um reservatório subterrâneo no tempo e no espaço carece da compreensão do meio físico em que esse se insere e, primordialmente, da caracterização de suas principais fontes de entrada e saída – essencialmente, precipitação e cursos d'água superficiais, respectivamente (Kresic, 2007; Healy, 2010; Bear, 2012; Rukundo & Doğan, 2019).

A abordagem climática aplicada à hidrologia vem adquirindo enfoque recente na literatura, a citar trabalhos como de Green *et al.* (2011); Hirata & Conicelli (2012); Smerdon (2017) e Dragoni & Sukhija (2018). Estudos desenvolvidos por Anyah *et al.* (2018) discutem que as relações entre mudanças climáticas e armazenamento de recursos hídricos podem se apresentar tanto de forma linear quanto não linear, a depender das particularidades hidroclimáticas, dos processos hidrológicos subsuperficiais e das atividades de uso e ocupação da terra induzidas pelo homem.

Esta pesquisa busca compreender de forma acoplada os impactos que os fatores pluviométricos “volume” e “distribuição temporal”, principalmente, e o fator físico espessura pedológica – o que inclui

sua inexistência – imprimem nas taxas de recarga de um aquífero (Crosbie *et al.*, 2012; Nimmo *et al.*, 2015; Anyah *et al.*, 2018). O estudo de caso aqui apresentado, portanto, investiga um aquífero de extrema importância social e econômica e, ao mesmo tempo, sujeito a processos de recarga anômalos em função da irregularidade pluviométrica inerente ao clima semiárido e à presença de mantos de intemperismo com espessuras variáveis sobrepostos a rocha cristalina fraturada.

2 Contexto Geológico

O arcabouço geológico descrito na área de estudo e adjacências é composto por gnaisses e migmatitos arqueanos a paleoproterozoicos, além do Complexo Lagoa Real (Cruz *et al.*, 2007), o qual aflora na região de Maniaçu. Segundo Cruz *et al.* (2007), esse complexo é constituído por meta-granitoides com idades em torno de 1,7 Ga, genericamente referidos na literatura como Granito São Timóteo (fácies porfirítica e cumulática; Fernandes *et al.*, 1982; Turpin *et al.*, 1988; Cordani *et al.*, 1992), além de diabásios, anfíbolitos e charnoquitos. Pires (2012) apresenta mapa litológico semi-regional da área investigada.

As rochas do Complexo Lagoa Real apresentam foliação milonítica heterogênea, culminando em um arranjo de meta-granitoides isotrópicos alternados com faixas deformadas, nas quais há granitoides milonitizados e gnaisses e, de forma concordante, microclinitos, epidiositos e albititos, rocha essa na qual a mineralização de urânio, neoproterozoica (960 Ma), se hospeda (Pimentel *et al.*, 1994). Em levantamento sistemático de fraturas, Silva (2015) caracteriza três famílias de estruturas planares dominantes, com as duas primeiras com mergulhos para NE (020°/55°) e SW-W-NW (270°/80°), respectivamente, e a última com atitude sub-horizantal. Em termos percentuais, essas famílias representam, respectivamente, 51,3%, 21,5% e 20,2% das estruturas descritas.

A primeira família de fraturas caracteriza-se por estruturas penetrativas e persistentes (40 m), além de apresentarem preenchimento argiloso fruto da alteração intempérica de biotita e planos abertos a moderadamente abertos (entre 1 e 3 mm). O segundo grupo ocorre preferencialmente em profundidades rasas (30 metros iniciais), com redução da frequência na medida em que se aprofunda a investigação.

A persistência é baixa a média (1 a 10 m), sendo superior a 40 m nos casos de zonas de cisalhamento subverticais de direção N-S (17% do total dessa família), e dominam planos abertos. Finalmente, a família de planos sub-horizontais ocorre distribuída ao longo dos 150 m de cava avaliados. Interpretadas como feições de alívio de pressão e produtos de falhas de empurrão de baixo ângulo, destacam-se por serem abertas a moderadamente largas (0,5 a 10 mm), com ocorrência de feições cavernosas.

3 Materiais e Métodos

A pesquisa dispõe de dados hidrogeológicos – nível estático, condutividade elétrica e pH – e climáticos – precipitação e evaporação direta (Evaporímetro Tanque Classe A). Indicadores do clima e do aquífero são oriundos de estação meteorológica local e de vinte e oito poços de monitoramento ambiental (PMAs), respectivamente. Juntos, esses integram a rede de monitoramento de águas das Indústrias Nucleares do Brasil (INB), Unidade Caetité-BA. A Figura 1 exibe a localização e articulação dos pontos de monitoramento e a Tabela 1 sintetiza suas principais características. Os poços são do tipo simples com seção de filtro curta. A profundidade varia entre nove e vinte e dois metros e meio, com zona de admissão d'água apenas na porção inferior da coluna de revestimento.

O período de coleta de parâmetros hidrogeológicos compreende os anos de 2007 a 2015, com monitoramento integral em dezessete poços (PMAs 02 a 47) e a partir de maio de 2012 em onze poços (PMAs 53 a 68). A resolução temporal é mensal, com visitas de campo na segunda quinzena de cada mês. A mensuração dos níveis freáticos ocorreu com auxílio de medidores de fita manuais dotados de aviso sonoro de contato com a água. Tais valores foram convertidos para potenciometria (m), tendo como referência as cotas das bocas dos poços obtidas em modelo digital de elevação. A aquisição de parâmetros químicos ocorreu com medidor multiparâmetro portátil, devidamente calibrado. Em face da resolução dos dados, é importante destacar que a avaliação desta pesquisa ocorre em escala anual, isto é, tomase como objeto de análise o período de flutuação do nível d'água (meses sequenciais) em relação a volumes de precipitação acumulados mensalmente.

As séries históricas de precipitação e evaporação direta são de quatorze (2003 a 2016) e dez anos

(2003 a 2012), respectivamente, ambas com anotações mensais. Eventuais falhas na aquisição foram corrigidas a partir de leituras diárias da Estação Caetité (83339) de propriedade do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) 83339, por esta ser a mais próxima à área de estudo a disponibilizar dados – localizada na cidade de Caetité, a 30 km (em linha reta) dos poços de monitoramento avaliados. Ressalta-se a similaridade das cotas altimétricas do local desses equipamentos: Estação INMET: 882 m; Estação INB: 900 m (próxima ao PMA 02). Regis-

tros das estações de São Timóteo (608 m) e Lagoa Real (525 m) foram descartados de uma possível ponderação por se situarem em compartimentos do relevo inferiores.

Características pedológicas adicionais e valores da condutividade hidráulica superficial foram levantados em campo no ano de 2017, de acordo com o estabelecido pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa, 2018) e Fiori *et al.* (2010).

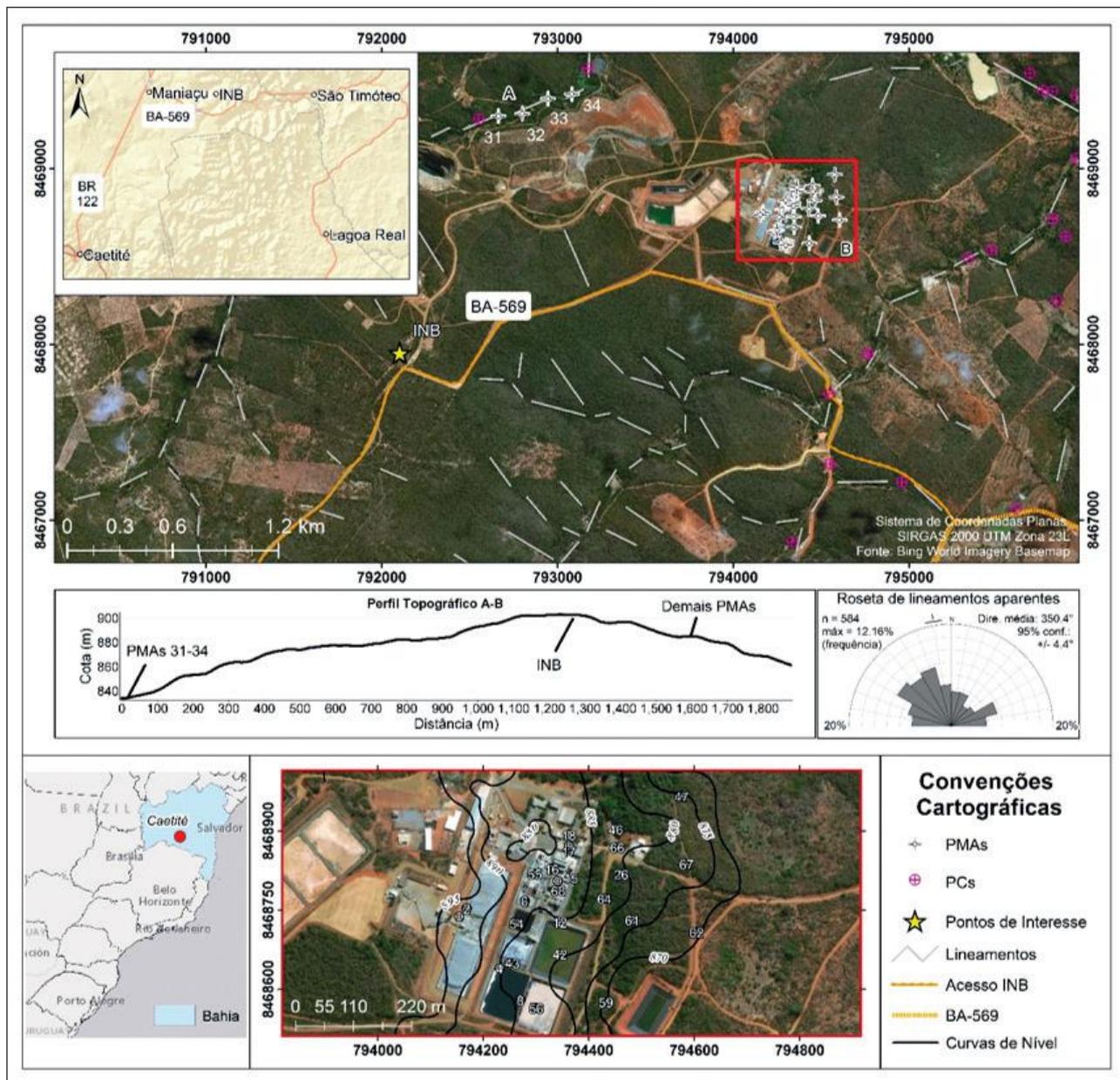


Figura 1 Localização da área de estudo e articulação dos poços de monitoramento utilizados. A roseta de lineamentos estruturais aparentes em imagem de satélite reflete a estruturação regional descrita na literatura.

PMA (período monitorado)	Prof. (m)	NE mín. (m)	NE máx. (m)	NE méd. (m)	Solo (m)	PMA (período monitorado)	Prof. (m)	NE mín. (m)	NE máx. (m)	NE méd. (m)	Solo (m)
02 (08-15)	12,0	11,39	7,32	9,24	4,9	43 (08-15)	12,0	12,60	8,70	11,16	5,0
04 (08-15)	12,0	10,38	7,82	9,41	7,0	46 (09-15)	9,0	8,80	7,04	7,98	7,5
06 (08-14)	12,0	11,75	9,84	10,76	7,0	47 (08-15)	10,0	6,47	3,98	5,30	3,0
08 (09-11)	12,0	11,51	9,72	10,38	7,0	53 (12-15)	22,0	21,87	19,81	20,99	6,0
15 (08-15)	12,0	11,26	9,40	10,29	12,0	54 (12-15)	22,0	13,59	10,52	12,08	7,0
16 (08-15)	12,0	10,71	8,10	9,13	12,0	55 (12-15)	21,5	11,23	10,08	10,38	11,0
17 (08-15)	12,0	10,39	8,83	9,40	12,0	56 (12-15)	21,5	14,63	11,74	12,60	8,0
18 (08-15)	12,0	10,03	8,34	9,41	12,0	59 (12-15)	22,5	16,80	14,06	15,01	11,0
26 (09-15)	12,0	8,92	6,17	7,87	5,5	61 (12-15)	18,0	12,73	11,23	11,89	11,0
31 (08-15)	12,0	8,13	0,60	4,27	6,0	62 (12-15)	21,5	16,32	14,93	15,70	8,0
32 (08-15)	11,7	8,50	1,68	5,90	7,3	64 (12-15)	21,5	10,93	9,16	9,84	11,0
33 (08-15)	11,5	10,22	3,24	6,80	5,0	66 (12-15)	21,5	9,52	8,44	8,94	9,0
34 (08-15)	12,0	4,30	0,59	1,45	3,4	67 (13-15)	21,5	13,18	8,67	10,29	10,0
42 (07-14)	13,7	13,47	11,96	12,91	11,0	68 (12-15)	18,0	11,43	10,09	10,63	6,0

Tabela 1 Valores históricos de nível estático (m) por poço de monitoramento e espessura da cobertura pedológica (m) em cada ponto de perfuração (valores colhidos nos respectivos perfis construtivos).

Destaca-se que os poços objeto de investigação situam-se em um alto topográfico com relevo local plano a suave ondulado. A área de captação (área de recarga) apresenta pouca interferência antrópica – superfícies de aterramento apenas locais – e os poços de produção (PCs) existentes estão sempre em regiões mais baixas (ao longo de lineamentos estruturais) e captam águas de aquífero profundo (em média, 60 m). Essa conjuntura de fatores permite a avaliação e interpretação dos dados como decorrentes de processos naturais.

O pré-processamento e processamento do conjunto de dados conta com técnicas estatísticas (Excel 2013 e Minitab 17) e de distribuição espacial (ArcGIS 10.6.1). Dados de flutuação do nível d'água foram processados para estimativa de taxas de recarga pela metodologia de variação da superfície potenciométrica no tempo (Δh em metros) corrigidas com base na porosidade efetiva do meio (Δh em mi-

límetros) e parametrizadas em relação à precipitação média local (%).

O critério de filtragem de parâmetros subterrâneos considera os limiares correspondentes ao resultado da média \pm três desvios padrão para cada poço/ano (Andriotti, 2010) pois, por se tratar de um meio heterogêneo e de baixa porosidade efetiva, flutuações bruscas no nível d'água são plausíveis. Em especial à potenciométrica, valores súbitos de elevação freática em meio a períodos de longa estiagem (maio a setembro) foram ignorados. Entretanto, para poços em que tal comportamento mostra-se sistêmico, há de considerá-los como resultado de condicionante natural (conectividade hidráulica das anisotropias).

A técnica de estimativa de recarga empregada foi a da variação do nível d'água (WTF – *water table fluctuation*) pelo método RISE (Healy & Cook, 2002; Nimmo *et al.*, 2015). Tal metodologia descon-

sidera a curva de recessão hídrica, de difícil demarcação em função da natureza geológica do aquífero e da resolução temporal dos dados. No caso de mais de um evento de ascensão do nível d'água em um mesmo ano, considerou-se o de maior valor e/ou aquele contemporâneo a picos registrados em outros poços, para fins de comparação. A porosidade efetiva do meio por ponto de amostragem se dá em função do material em que ocorre o nível estático. Os valores estimados com base em perfis construtivos, descrições de campo e valores de referência (Fetter, 2001) são de 12,0% para solo, 5,0% para saprolito e 1,5% para rocha sã (Índice de Fraturamentos Interconectados; Campos & Almeida, 2012). Valores médios representam meios aquíferos mistos.

A avaliação de todos os dados disponíveis e gerados é descritiva e cronológica. Os parâmetros estatísticos de maior interesse para a caracterização do aquífero são média, variância e desvio padrão, os quais devem considerar o banco de dados com maior tempo de monitoramento (sete a oito anos). A avaliação cronológica e ordenada dos dados contou com a elaboração de gráficos de dispersão e de caixa (*boxplots*), respectivamente. A análise de variância (ANOVA) é suplementar e crucial para a caracterização global do regime de precipitação local e do comportamento dinâmico e químico das águas subterrâneas, e é passível de aplicação em vista da distribuição normal dos dados avaliados. Em casos de significância estatística (valor-P inferior ao nível de significância α), o Teste de Pares de Tukey auxilia na identificação de amostras destoantes do conjunto. O teste estatístico ANOVA para os valores de Δh não corrigidos auxilia na identificação de padrões e locais particulares de recarga.

A partir de aspectos construtivos dos poços e geomorfológicos do terreno e amparado por testes de correlação cruzada (CC) do tipo Δh vs espessura do solo (h), determina-se o controle hidráulico dessa variável sobre a quantidade de recarga. A correlação é significativa quando o valor absoluto supera o resultado da operação $2/(n - |k|)^{1/2}$, onde n é o número de observações e k o número de *lags* (tempo de resposta). Apesar dos dados possuírem resolução mensal, os valores de Δh representam um ano de monitoramento. Assim, aceitam-se os resultados de

correlação para um mesmo ano, isto é, correspondente ao *lag* 0.

Testes dos tipos: 1) Δh anual vs precipitação acumulada e 2) *potenciometria máxima anual vs precipitação acumulada* fornecem a dependência entre quantidade de recarga e volume precipitado acumulado (o quão proporcional é essa relação).

4 Resultados e Discussões

4.1 Pedologia Local

Reconhecem-se, nos primeiro e segundo níveis categóricos (Embrapa, 2018) as classes Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA); Podssolo Vermelho (possivelmente associações do tipo Argissolo Vermelho-PV/Nitossolo Vermelho-NV), Gleissolo Háptico (G); Cambissolo Háptico (CX) e Neossolo Litólico (RL) – essas duas últimas condicionadas a regiões de relevo ondulado a forte-ondulado.

Em geral, predomina textura franca (avaliação tátil-visual), com estrutura grumosa comum em perfis mais argilosos. Grãos simples de quartzo médio a grosso dispersos por todos os perfis são recorrentes. A formação de linhas de pedra contínuas (≤ 20 cm de espessura) e compostas por seixos de quartzo leitoso e petroplintita concrecionária na base do *pedium* (A+B) é feição marcante.

A condutividade hidráulica vertical (K_v) superficial *in situ* é da ordem de 10^{-5} m/s. O fator uso e ocupação do solo é fundamental para o equilíbrio infiltração/escoamento superficial. Valores máximos (10^{-4} m/s) são obtidos em latossolos amarelos preservados, cuja textura superficial é geralmente franco-arenosa. Por sua vez, valores mínimos (10^{-6} m/s) ocorrem em solos cujas superfícies apresentam compactação por obras de rodovias e pisoteio de gado, mesmo que predominantemente arenosos.

Em geral, as frentes de umidade migram de forma homogênea através dos tipos pedológicos descritos (Figura 2A). A formação de macroporosidade em gleissolos facilita a transmissão vertical d'água (Figura 2B). Por outra ótica, a formação de estrutura grumosa em solos podzolizados (textura franca) oferece equivalência hidráulica a esses perante os latossolos amarelos locais.



Figura 2 Exemplos de ensaios de infiltração *in situ*. A. Propagação vertical de pluma de umidade em latossolo amarelo; B. Formação de caminhos preferenciais em fendas de ressecamento (paralelas à lapiseira) em gleissolo.

4.2 Precipitação

A precipitação anual média para o período avaliado é de 671,5 mm. Considerando-se apenas os meses componentes do ano hidrológico (outubro a abril), esse valor decai para 630,1 mm. A média da evaporação direta entre 2003 e 2012 é de 986,6 mm.

Novembro representa o mês mais chuvoso (143,3 mm) e agosto o expoente do período de estiagem (6,5 mm). A maior variabilidade pluviométrica é observada em janeiro, cujo desvio padrão (s) é de 119,2 mm. Sob a perspectiva dos processos de recarga, esse mês é crucial para a manutenção hídrica subterrânea, uma vez que se posiciona em meados da estação chuvosa. A ocorrência de veranicos (períodos de recessão de chuvas dentro da estação chuvosa), em vista da elevada taxa de evaporação local, implica atrasos no estabelecimento de condições de umidade do solo para percolação vertical de água.

A avaliação da série temporal mostra leve tendência de diminuição nos volumes aferidos, ainda que o coeficiente de determinação da reta ajustada seja demasiadamente pequeno (R^2 ou R-sq igual a 0,2244). De fato, a aplicação de um teste de análise de variância com 5% de significância retorna valores-P de $87,06 \times 10^{-2}$ e $75,45 \times 10^{-2}$ para a precipitação no período civil e hidrológico, respectivamente, o que permite rejeitar a hipótese de mudança no padrão pluviométrico no período considerado. A Figura 3 sintetiza as informações climáticas locais.

4.3 Avaliação do Nível d'Água

O nível estático encontra-se, em média, a onze metros de profundidade, na qual são descritas rocha alterada (saprolito) ou sã (granitos e gnaisses). Para os poços 15, 16, 17 e 18, o lençol freático situa-se acima do contato solo-rocha/rocha alterada, situação verificada apenas sazonalmente em outros pontos de monitoramento. Essas características permitem concluir que o aquífero é raso e livre. Os PMAs 31 a 34 encontram-se em região de talvegue, sujeita a processos de descarga. Os dados coletados nesses, portanto, não podem ser considerados para a caracterização média do aquífero do ponto de vista de processos de recarga, mas são úteis para a compreensão de processos de fluxo subterrâneo.

A análise de variância do parâmetro em questão junto aos poços 02, 04, 06, 15, 16, 17, 26, 42, 43, 46 e 47 mostra-se significativa, à exceção do PMA 46 (valor-P = $13,77 \times 10^{-2}$). O período 2009-2012 foi de franco rebaixamento (Figura 4), com reversão ou atenuação (PMA 06) desse cenário em 2013, ano a partir do qual houve manutenção ou ascensão dos níveis médios (PMAs 26 e 43 e 15, 16 e 17, respectivamente). Em alguns casos, no entanto, há a retomada do rebaixamento a partir de 2014 (PMAs 02, 04, 06 e 42). O PMA de número 47 apresenta comportamento atípico, enquanto que o de número 46 exibe oscilações anuais, mas com tendência de rebaixamento ao longo do período avaliado (-0,19 m).

Figura 3 Precipitação acumulada (mm) para o período civil (2003-2016) e hidrológico (2003/2004-2015/2016) e variação anual dos valores de evaporação direta (mm) (2003-2012).

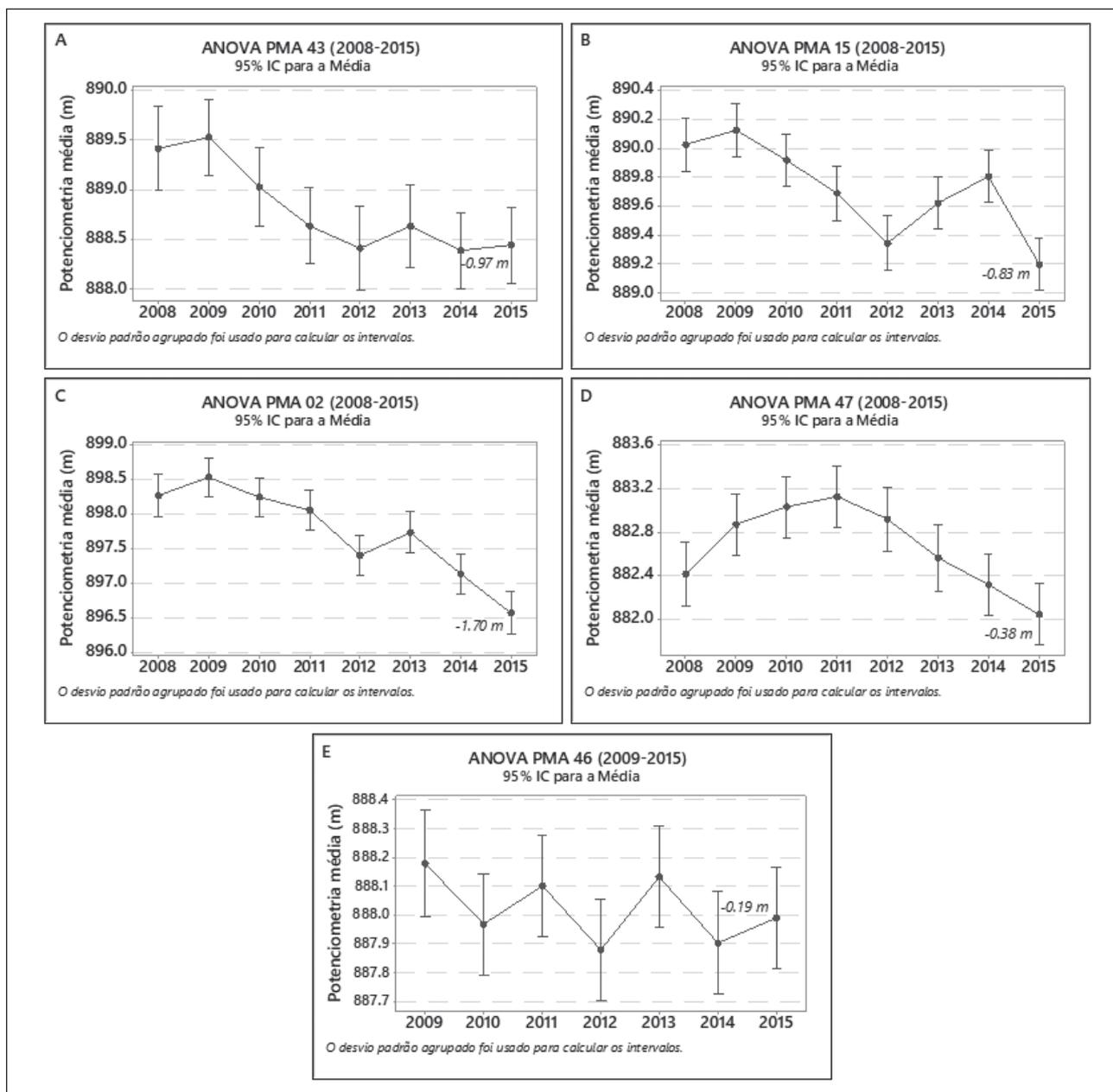
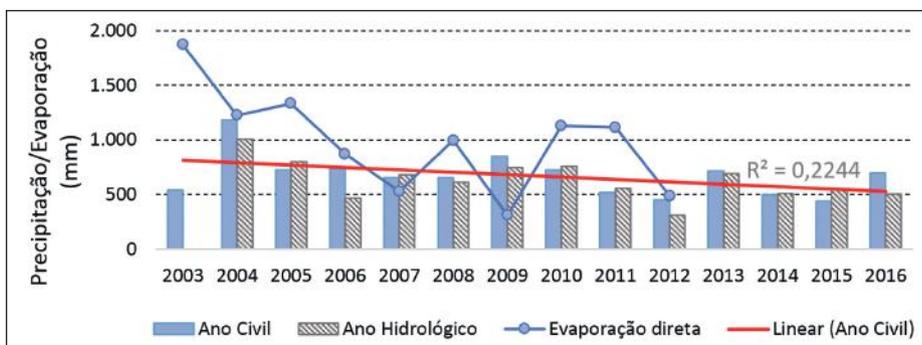


Figura 4 Exemplos gráficos da estatística ANOVA para avaliação da flutuação histórica da superfície potenciométrica. A. PMA 43; B. PMA 15; C. PMA 02; D. PMA 47; E. PMA 46.

Em média, quantifica-se um rebaixamento global para o aquífero de 0,81 m entre os anos de 2008 e 2015. De fato, o nível estático médio dos poços 53 a 68, construídos em maio de 2012, é 1,5 m mais profundo que o resultado global.

A maior redução absoluta registrada ocorre junto ao poço 02 (-1,70 m) e a menor na região do poço 17 (-0,22 m), os quais apresentam, respectivamente, o mais delgado e o mais espesso perfil de solo. A diagramação da relação entre redução do nível d'água e cobertura pedológica (Figura 5) mostra um limiar de espessura do solo determinante para o comportamento da flutuação dos níveis mensurados em poços.

Tal resultado sugere que o *pedum*, à medida que se desenvolve fisicamente, adquire caráter regulador no armazenamento, o que significa menor perda de carga hidráulica sazonal (Yamanaka, 2014). O PMA 47 apresenta comportamento destoante e irregular. O contexto geomorfológico nesse local é de relevo ondulado e cotas topográficas inferiores em relação aos demais poços, com potencial para a convergência de linhas de fluxo subterrâneo.

4.4 Condições de Circulação da Água Subterrânea

A interpolação da superfície potenciométrica máxima pelo método da krigagem (modelo expo-

nencial) em ambiente SIG – ArcGIS 10.x (Figura 6) sugere direção preferencial de fluxo para sudeste (perpendicular às isolinhas e em conformidade com a variação do relevo). Todavia, a diluição da água observada na região do poço 47 permite inferir atuação de linhas de fluxo com sentido leste. Essa constatação corrobora a interpretação de que essa é uma região de exutório – possivelmente sob o efeito (prolongamento) de lineamentos estruturais próximos –, o que faz com que as estimativas de recarga nesse ponto sejam subestimadas.

O resultado da interpolação do nível d'água mostra boa correspondência com a variação da topografia, o que reforça que o aquífero em questão possui contribuição de materiais com porosidade intergranular quando em profundidades mais rasas, sejam solos ou rocha alterada.

4.5 Variação Anual do Nível d'Água

Em média, a flutuação absoluta do nível d'água (NA) é de 0,78 m – PMAs 02 a 47. Em termos de variância, há significância estatística (valor-P = $3,84 \times 10^{-5}$), o que pode significar simplesmente a heterogeneidade do meio fissural ou que as amostras representam diferentes compartimentos do aquífero. A análise de Pares de Tukey agrupa os poços 04, 06 e 17 (flutuação abaixo da média) e 02 e 43 (flutuação acima da média). A variância (s^2) em metros dos

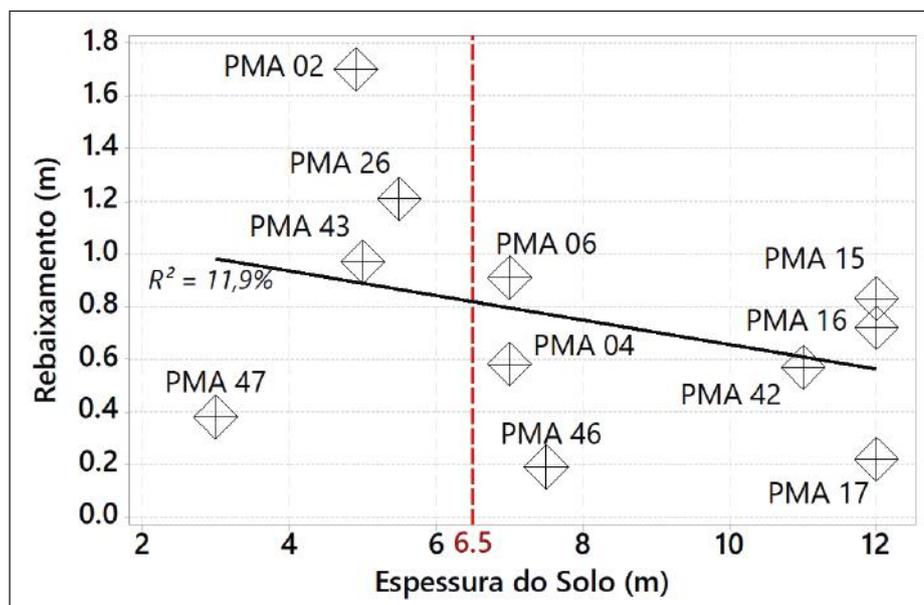


Figura 5 Relação entre espessura do solo (m) e valores de redução da superfície potenciométrica (m) para onze poços de monitoramento. Em geral, quanto mais espessa a cobertura pedológica, menores as flutuações absolutas dos níveis freáticos. Valor de correlação cruzada = -0,34 (lag 0) não significativo.

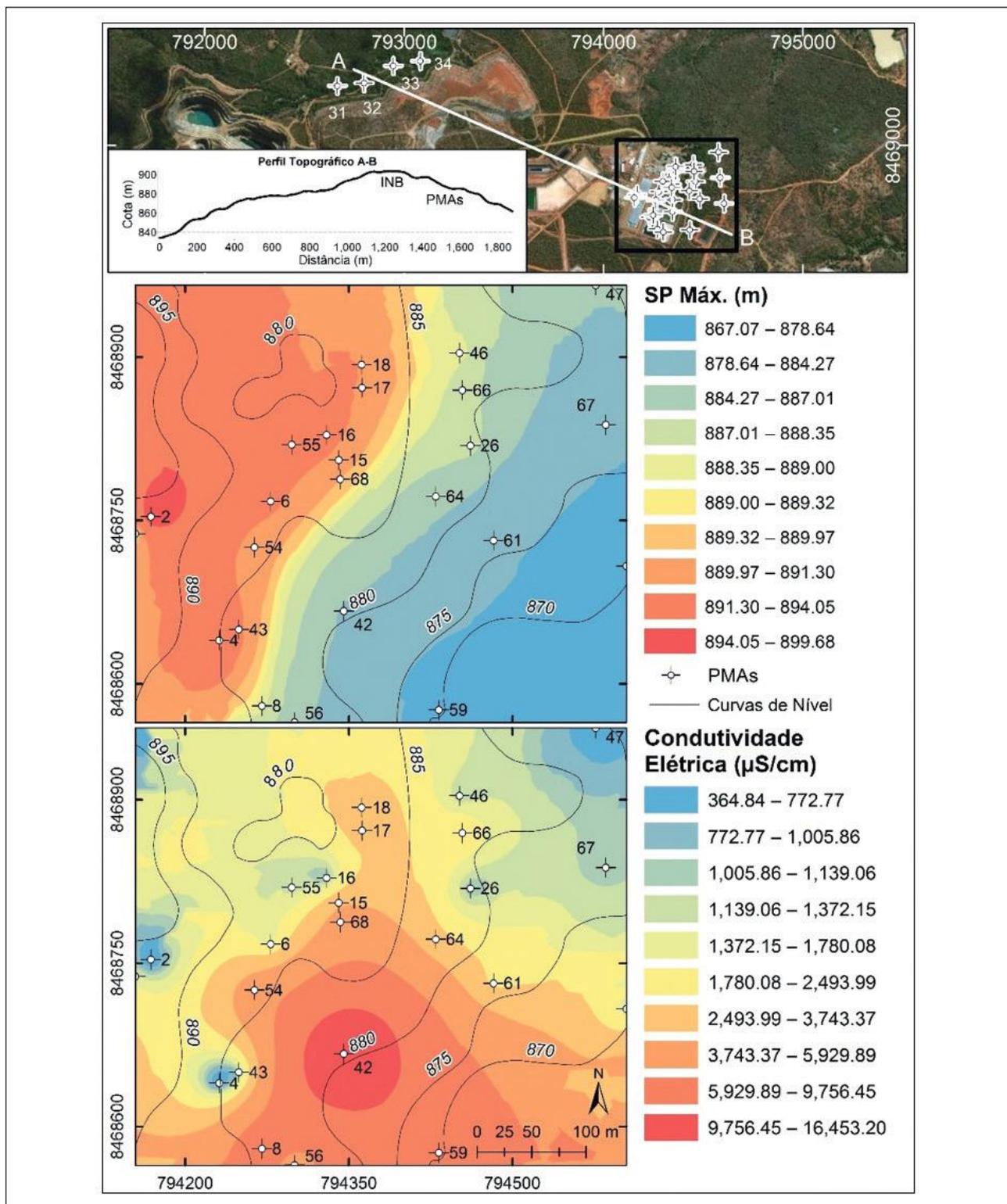


Figura 6 Isolinhas de cota potenciométrica (m) (*root mean square* = RMS = 5,12) e de condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) (RMS = 3.143.96). O pH médio das águas de Maniaçu é 6,1, com variância e desvio padrão iguais a 1,19 e 1,09, respectivamente. Condutividade Elétrica média = 2.456,42 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

valores de Δh para os três primeiros é de 0,0233; 0,0897 e 0,0271, respectivamente, em contrapartida da maior dispersão para os dois últimos (0,4627 m e 0,4442 m, respectivamente). Vale ressaltar que a distância entre os poços 04 e 43 é de cerca de 20 m, exemplificando a heterogeneidade do meio. De fato, a oscilação do nível freático na região do poço 04 ocorre tanto em rocha sã quanto alterada, enquanto que no local de perfuração do poço 43 apenas em rocha sã. Essas diferenças de flutuação, portanto, traduzem as disparidade de porosidade efetiva dos meios (compartimentos). A variância média nos valores dos poços 02, 26, 43 e 47 é de 0,29 m ante 0,02 m para os poços de número 04, 06, 15, 16, 17 e 46.

O conjunto de poços com três a quatro anos de monitoramento não apresenta diferenças do ponto de vista estatístico (valor- $P = 10,24 \times 10^{-2}$). Contudo, destaca-se o poço 56 como aquele com o maior valor médio de Δh , enquanto que o PMA 55 apresenta as menores flutuações do nível d'água. Do ponto de vista pedológico, o primeiro possui perfil de solo com muita pedregosidade (elevada condutividade hidráulica), enquanto que a superfície do segundo é antropizada. Tais exemplos reforçam que os valores de flutuação mensurados devem-se à água de infiltração local, isto é, que a dinâmica das águas subterrâneas na porção do aquífero investigada é regida por sistemas de fluxos locais.

O valor de correlação cruzada (CC) entre Δh médio (desconsiderando-se o PMA 47) e espessura do solo (h) é de $-0,48$ ($lag 0$), o que denota relação inversa entre as variáveis (Figura 7), mesmo que não significativa ($2/(17)^{1/2} = 0,49$). Para os últimos 4 anos de monitoramento, o valor é igual a $-0,38$ ($lag 0$). No contexto de aquífero raso objeto deste estudo, esse resultado exemplifica a situação em que o lençol freático passa a se hospedar em meio de porosidade intergranular. A menor amplitude de variação absoluta (flutuação em metros) é reflexo da maior porosidade efetiva do meio. Em períodos de seca, isso significa menor perda de carga hidráulica, o que traz implicações para o estabelecimento de condições de fluxo, pois a tendência é a manutenção das relações de gradiente hidráulico existentes.

A análise em escala anual em paralelo com os volumes precipitados traz resultados acerca da

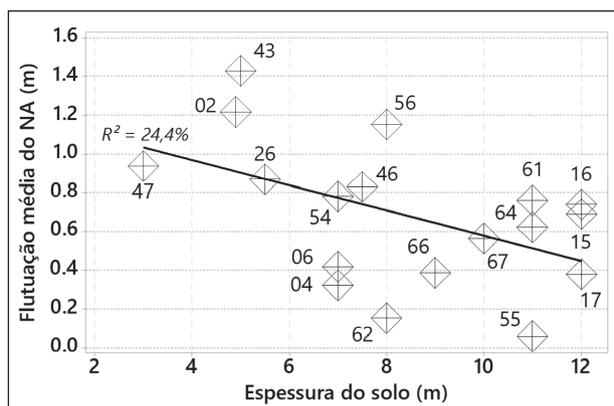


Figura 7 Relação entre espessura do solo (m) e valores médios de Δh (m). A relação inversa traduz a flutuação do nível d'água em meio intergranular. Coeficiente de determinação R^2 eliminando-se o ponto 47 = 22,7%.

dinâmica da superfície potenciométrica do aquífero (Tabela 2). Para um ano como o de 2009, cujo volume precipitado acumulado e flutuação média do NA foram de, respectivamente, 852,0 mm e 0,98 m (26,9% e 25,6% acima das médias dessas variáveis), o resultado da CC entre valores de Δh (m) e de espessura do solo (m) é de $-0,72$ ($lag 0$), um resultado significativo considerando-se 10 observações. Mesmo para um ano de elevação mediana (2010 - 726,9 mm; 0,79 m), a relação inversa entre Δh (m) e h (m) é preservada ($-0,64$, $lag 0$). Porém, para o ano de 2011 (518,6 mm; 0,82 m) esta relação se torna pouco evidente (CC $-0,50$; $lag 0$), o que se repete em 2012 (453,9 mm; 0,45 m; $-0,45$, $lag 0$). Em 2013 (714,8 mm), a ascensão média do NA foi de 0,88 m e o valor de CC é de $+0,04$. Os anos de 2014 (497,8 mm; 0,67 m) e 2015 (442,7 mm; 0,70 m) assemelham-se à quantidade de precipitação em 2011. Os valores de CC calculados para estes casos foram de, respectivamente, $+0,23$ e $-0,46$.

A perda progressiva de significância entre as variáveis corrobora o rebaixamento do nível d'água ao longo do período avaliado, uma vez que a ocorrência de águas subterrâneas fica gradualmente restrita a ambientes predominantemente fraturados. A interrupção global registrada em 2013 é refletida na mudança do sinal da estatística calculada. Pode-se dizer que as condições de precipitação na ocasião ultrapassaram as limitações impostas pela variável espessura do solo, reforçando o caráter anômalo deste ano. O aumento do valor do coeficiente de correla-

ção em 2014 reforça a função reguladora dos solos, atribuindo a eles também o papel de garantidor de reservas hídricas, uma vez que são capazes de retardar processos de perda de carga hidráulica.

Ano	CC	Precipitação Ano Civil (mm)	Precipitação Ano Hidrológico (mm)	(m)
2009	-0,72	852,0	747,9	0,98
2010	-0,64	726,9	759,4	0,79
2011	-0,50	518,6	553,9	0,82
2012	-0,45	453,9	312,2	0,48
2013	0,04	714,8	688,3	0,88
2014	0,23	497,8	509,4	0,67
*2015	-0,46	442,7	546,6	0,70

Tabela 2 Resultados do teste de correlação cruzada realizado entre as variáveis Δh (m) e espessura do solo (m), considerando-se sempre o lag de número 0. Resultados significativos quando maiores que 0,63 (10 observações) ou 0,67 para *9 observações, em módulo.

A conversão de valores de flutuação do NA para milímetros e a correção com base nos diferentes valores de porosidade efetiva adotados fornecem as taxas de recarga local. A média anual do aquífero é estimada em 49,69 mm (PMAs 02 a 47 – 8 anos de monitoramento), o que corresponde a 8,26% (Tabela 3) da média precipitada (601,3 mm) ao longo do período de monitoramento.

É importante destacar que o período de ascensão dos níveis freáticos inicia-se preferencialmente entre novembro e dezembro, com duração até fevereiro ou abril.

4.6 Δh em Função da Espessura do Solo e do Volume de Precipitação

A diagramação entre espessura do solo e taxa de recarga (mm) resulta em relação linear diretamem-

	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	Média Anual (%)
Precip. Ano Hidro. (mm)	679,7	614,2	747,9	759,4	553,9	312,2	688,3	509,4	546,6	601,28
PMA 02		4,59	2,71	2,19	3,33	0,86	2,48	1,56	6,37	3,04
PMA 04			1,61	1,37	1,94	1,35	2,88	1,21	1,84	1,75
PMA 06	1,66	0,64	0,84	1,26	1,25	0,00	1,68	0,12		1,04
PMA 08				7,77	5,15					7,28
PMA 15		22,86	10,27	9,80	16,68	9,99	16,04	20,50	5,71	13,75
PMA 16		18,95	8,18	8,85	16,03	5,38	29,46	25,68	4,61	14,74
PMA 17		6,25	4,01	9,95	11,92	5,77	6,62	11,07	5,49	7,48
PMA 18		15,04	5,94	10,90					29,42	15,82
PMA 26		7,90	8,42	5,46	7,58	9,61	9,59	4,81	5,76	7,21
PMA 42	2,94		2,94	3,62	4,42					3,91
PMA 43		18,48	16,25	9,28	10,29	17,30	6,32	5,20	15,55	11,88
PMA 46		4,84	9,09	5,60	15,65	37,30	3,83	29,37	8,40	11,75
PMA 47		6,68	12,03	8,30	9,93	14,26	6,03	6,87	0,91	7,80
Média do Aquífero (%)	2,30	10,62	6,86	6,49	8,68					
Precip. Ano Hidro. (mm)	679,7	614,2	747,9	759,4	553,9	312,2	688,3	509,4	546,6	601,28
PMA 53									0,77	0,70
PMA 54 ¹							13,00	3,04	2,20	6,49
PMA 55 ¹							0,58	0,98	0,09	0,53
PMA 56							14,38	8,83	5,31	9,56
PMA 59							0,51		0,27	0,42
PMA 61							9,15	5,30	4,39	6,32
PMA 62							0,22	0,59	0,44	0,38
PMA 64						34,60	10,98	13,19	8,56	12,37
PMA 66						10,62	9,39	3,84	2,49	5,44
PMA 67							5,85	6,82	5,44	5,81
PMA 68 ¹									0,44	0,40
Média do Aquífero (%)						12,25	7,84	8,28	5,45	
Média Anual do Aquífero: 6,49% - PMAs 02 a 68 ou 8,26% - PMAs 02 a 47 (39,05 ou 49,69 mm para uma média pluviométrica de 601,3 mm)										

Tabela 3 Valores de recarga em relação ao precipitado ao longo de cada ano hidrológico (%). Média de precipitação para o período considerado: 601,3 mm. ¹ Poços com aterro superficial.

te proporcional, mas com apenas 6% de ajuste (Figura 8). A estatística de correlação cruzada (excetuado o PMA 47) é de +0,30 para 17 medidas (*lag 0*). Apesar de não significativa, esta análise permite argumentar que uma cobertura pedológica mais espessa tende a implicar maiores taxas de recarga (mm). A esta interpretação devem ser associadas uma série de ressalvas. Dentre as principais, citam-se o tamanho do conjunto amostral e a existência de condicionantes fisiográficas diversas atuantes na dinâmica do processo de recarga, como a formação de estruturas pedológicas, por exemplo. A segunda variável de investigação desta pesquisa é a precipitação, com enfoque em seus quantitativos e sua variabilidade temporal.

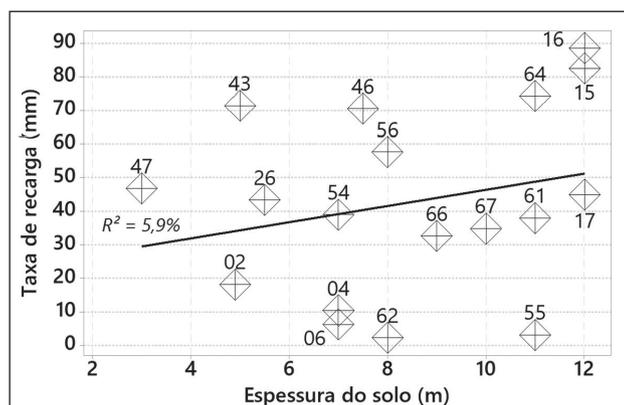


Figura 8 Relação entre espessura do solo e recarga (mm). O valor de correlação cruzada entre as variáveis é de +0,30 (*lag 0*), um valor não significativo (17 pares de dado = 0,49). R^2 eliminando-se o ponto 47 = 9,0%.

Em vista da sazonalidade climática, dois quantitativos devem ser adotados, isto é, tanto o volume precipitado em um ano civil quanto hidrológico. Este procedimento encontra fundamento no fato de que há retardo na elevação do nível freático em relação ao início do período chuvoso.

As variáveis Δh (m) e precipitação, considerando-se valores civis e hidrológicos, respectivamente, ajustam-se linearmente com coeficientes de determinação da ordem de 59% e 65% e os valores de CC são iguais a 0,76 e 0,81 (Figura 9 A e B). Utilizando valores de taxa (mm), os valores de R^2 são de 37% e 35% e de CC de 0,61 e 0,59 (Figura 9 C e D). Para os quatro casos, os valores são significativos quando superiores a 0,71 (8 observações, *lag 0*).

Os valores de CC calculados individualmente para PMAs, com número de observações suficientes (> 3), são apresentados nas colunas I e II da Tabela 4.

O uso de valores absolutos de recarga (m), apesar de retornar valores significativos, enviam a análise. Como será mostrado, períodos de pouca chuva (2015) favorecem a recarga em regiões com pouco ou nenhum solo, isto é, compartimentos do aquífero essencialmente fraturados. Apesar dos valores expressivos, em taxas estes são diminutos.

Os resultados equiparados de ajuste e de correlação obtidos entre taxas de recarga e volumes precipitados em sete e doze meses reforçam que, apesar do retardo na elevação freática, a sua magnitude está intimamente ligada aos volumes precipitados no início do período chuvoso, anterior ao ano civil de referência.

Uma vez que a espessura da zona vadosa influencia diretamente no percentual de água infiltrada que efetivamente se transforma em recarga, considerou-se, além do valor de Δh como primeiro dado de entrada, a superfície potenciométrica máxima observada para cada ano (Ferrari & Karmann, 2008; Braga *et al.*, 2016).

Em média, o nível d'água do aquífero responde de forma linear aos volumes precipitados (Figura 10 A e B). O ajuste linear calculado para os cenários ano civil e ano hidrológico, respectivamente, é de 34% e 22% e os valores de CC são de 0,58 e 0,47. Os resultados para poços individuais exibidos nas colunas III e IV da Tabela 4 demonstram que a superfície potenciométrica na região dos poços 02, 15, 16, 17 e 43 traduz com significância maiores ou menores volumes de precipitação. Todavia, isto não significa que o volume de recarga seja igualmente proporcional (Figura 10 C), já que a recarga é definida como uma diferença (Δ) e não um valor absoluto (colunas I e II), além de dependente de valores de porosidade efetiva e do método aplicado considerar a inexistência de processos de descarga simultâneos.

De qualquer forma, esta sensibilidade do nível d'água aos eventos de precipitação mostra que há eficiência na transferência de água entre a superfície e o reservatório subterrâneo. A correlação ob-

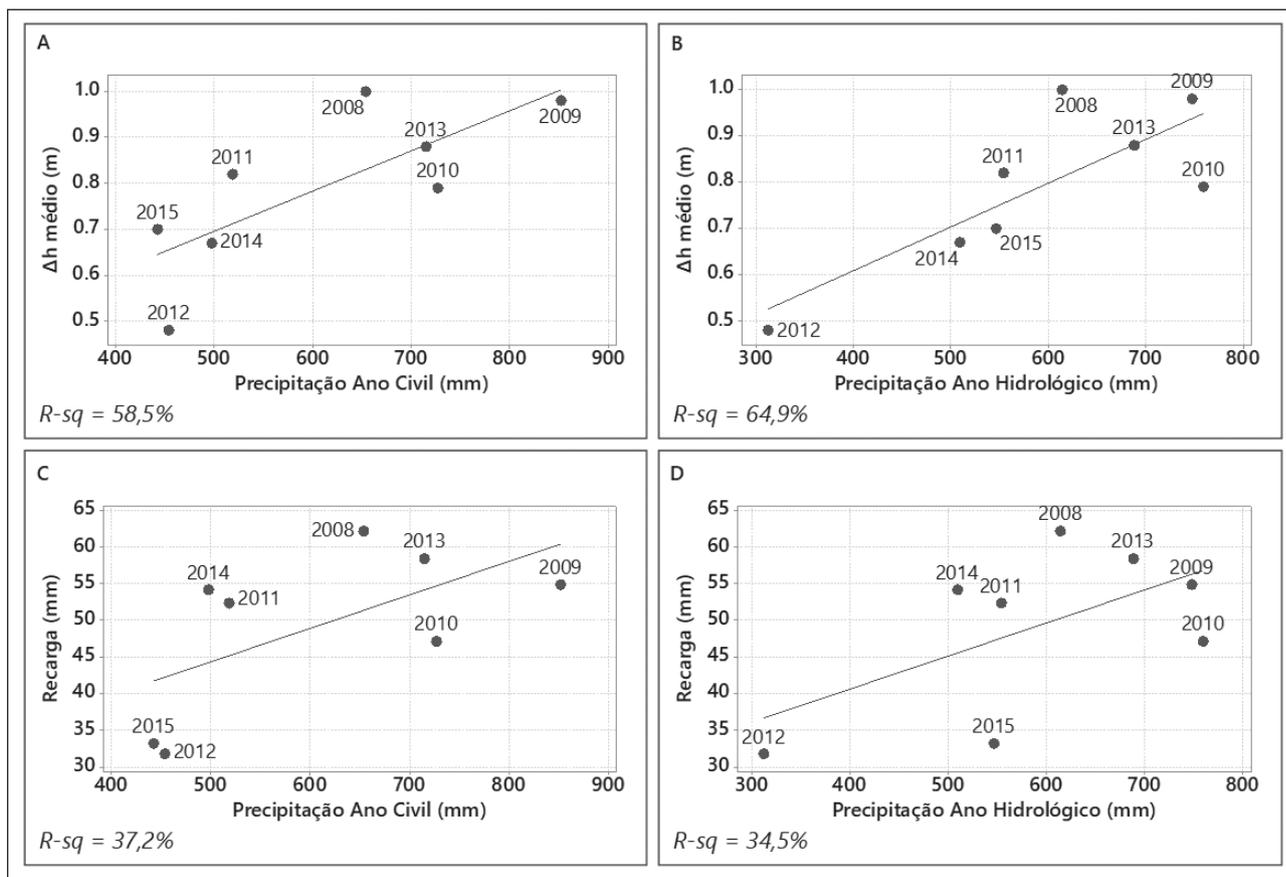


Figura 9 Relação entre as variáveis Δh médio anual (m) e precipitação acumulada (mm) em um ano A. civil; B. hidrológico. Relação entre recarga (mm) e precipitação acumulada (mm) C. em 12 meses; D. em 7 meses (ano hidrológico). Poços considerados: PMAs 02 a 47.

PMA (Período Avaliado)	I	II	III	IV
02 (08-15)	0,13	0,44	0,76	0,69
04 (09-15)	0,59	0,69	0,67	0,65
06 (07-14)	0,62	0,78	0,62	0,55
15 (08-15)	0,28	0,42	0,78	0,65
16 (08-15)	0,34	0,40	0,76	0,66
17 (08-15)	0,19	0,53	0,76	0,84
26 (08-15)	0,84	0,70	0,64	0,86
43 (08-15)	0,51	0,42	0,82	0,67
46 (08-15)	-0,51	-0,64	0,63	0,64
47 (08-15)	0,76	0,48	0,61	0,45
64 (12-15)	0,03	-0,63	0,73	0,60
66 (12-15)	0,91	0,46	0,57	-0,11

Tabela 4 Valores de correlação cruzada (lag 0) calculados entre I) Δh (mm) e precipitação acumulada ao longo do ano civil; II) Δh (mm) e precipitação acumulada ao longo do ano hidrológico; III) potenciometria anual máxima e precipitação acumulada ao longo do ano civil e IV) potenciometria anual máxima e precipitação acumulada ao longo do ano hidrológico. Valores absolutos significativos (marcados em negrito) quando superiores a 0,71 (8 observações); 0,76 (7 observações) e 1,00 (4 observações).

servada entre taxa de recarga e superfície potenciométrica (SP) permite argumentar que a avaliação do ciclo de forma contínua é essencial para estudos de quantificação. Volumes precipitados em momentos de estiagem suficientes para a manutenção freática ou da franja capilar significam umidade na zona vadosa. Para os processos de recarga, isso se traduz em maior probabilidade de haver percolação da água.

A análise gráfica da oscilação dos valores de Δh por poço de monitoramento (Figura 11) permite a visualização dos resultados estatísticos. Por ser uma análise individual, optou-se pela representação de valores em metros, já que a transformação para taxas ocorre por simples aplicação de fatores de conversão e correção.

O PMA 02 apresenta situações de comportamento anômalo. As elevações do nível d'água em 2008 e 2015 superaram em 54% e 90%, respectivamente, a média histórica desse poço. Apesar de 2011 ter sido um ano de pouca precipitação em compara-

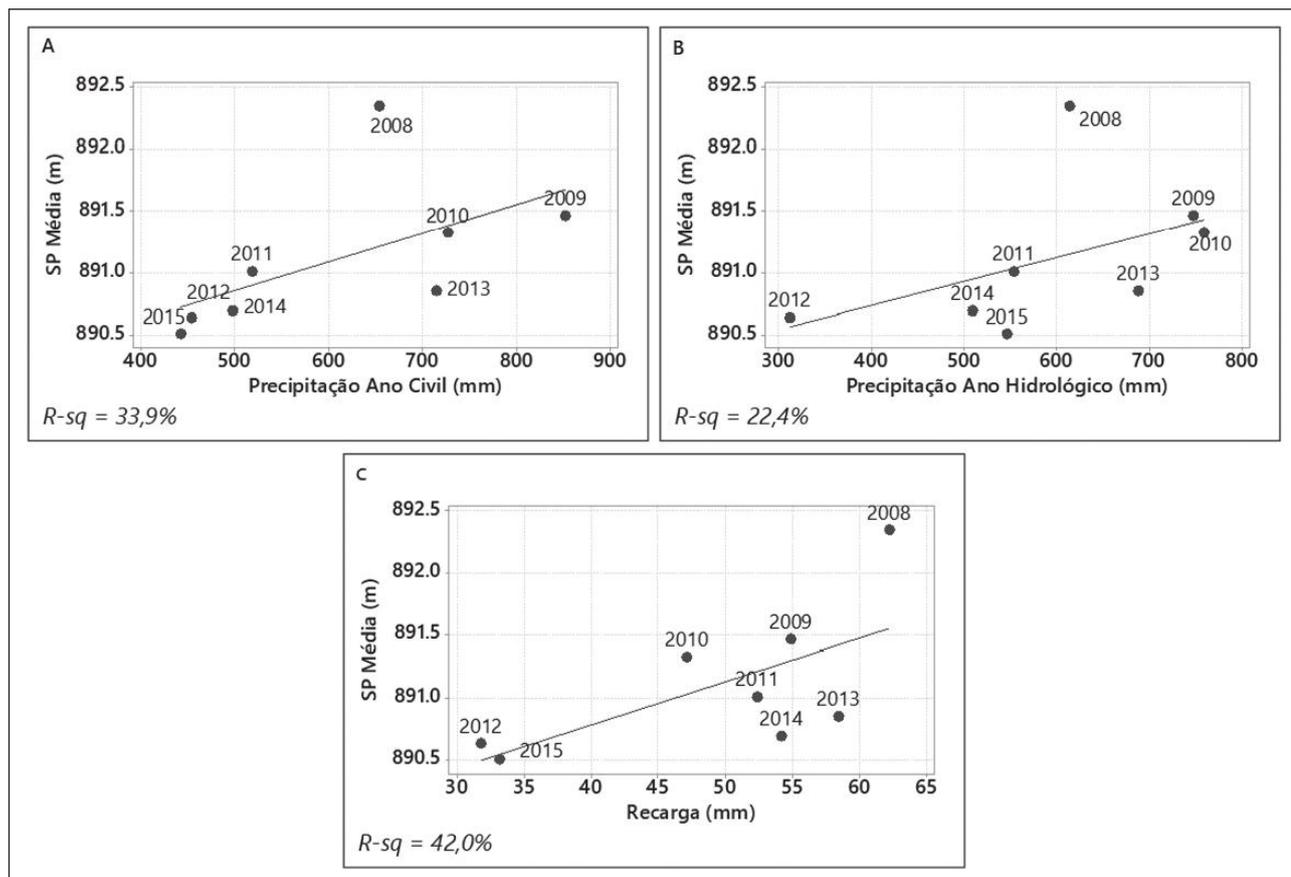


Figura 10 Relação entre as variáveis SP média anual (m) e precipitação acumulada (mm) em um ano A. civil e B. hidrológico. C. Correspondência entre taxas de recarga (mm/ano) e valores médios da superfície potenciométrica (m). Os valores de CC calculados são de, respectivamente, 0,58, 0,47 e 0,65. Para os três casos, apenas há significância quando superior a 0,71 (8 observações, lag 0). Poços considerados: 02, 04, 06, 15, 16, 17, 26, 43 e 46.

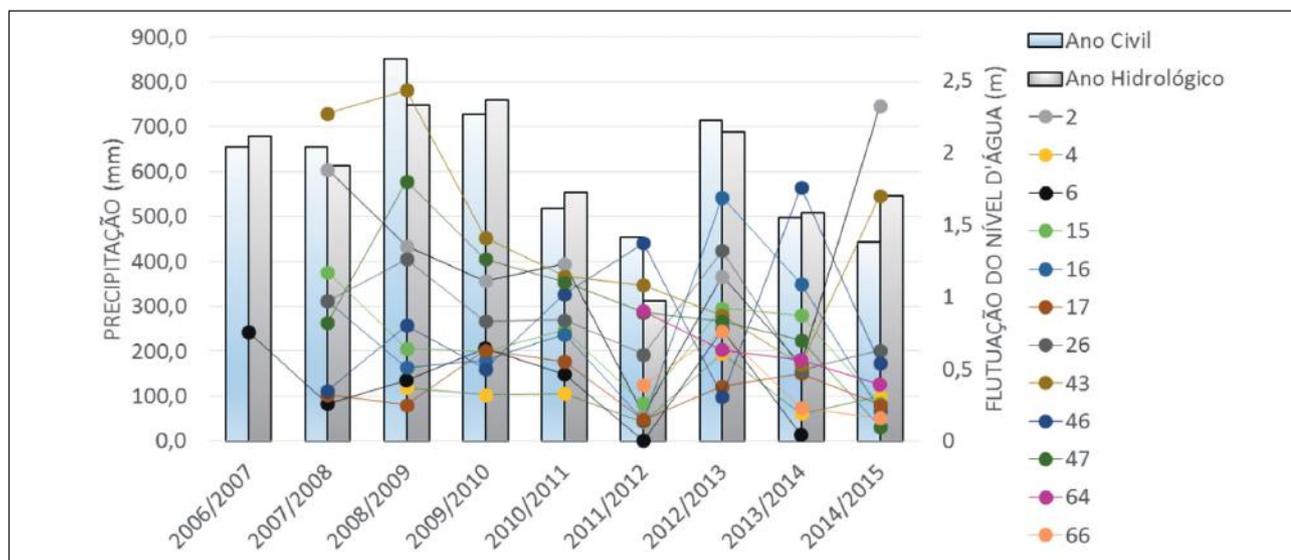


Figura 11 Valores de Δh (m) em função da precipitação acumulada (mm) em um ano civil e hidrológico (outubro-abril). Ano hidrológico: referir-se ao par. Ano civil: referir-se ao segundo número. Exemplo: ano hidrológico 2006/2007. Ano civil: 2007.

ção a 2010 (-27%), a recarga mensurada nesse ano foi 12% superior. A flutuação do nível junto o PMA 04 apresenta comportamento constante ao longo da série temporal, à exceção do ano 2013, enquanto que junto ao PMA 06 há correspondência com o volume hidrológico. Em específico a esse último caso, chama a atenção a ausência de elevação no NA nos anos de 2012 e 2014.

Os PMAs 15, 16 e 17 apresentam distintas respostas a variações no regime de precipitação, a despeito da similaridade construtiva. Contudo, pontua-se que as estimativas de recarga junto ao PMA 17 apresentam algumas subestimações, decorrentes da carência de dados de monitoramento sequenciais.

O PMA 26 comporta-se com boa linearidade em função do volume precipitado (civil), enquanto que o poço 43 apresenta apenas razoável correspondência. Por exemplo, considerando-se a chuva e a recarga registradas em 2015, nota-se que a flutuação observada em 2009 foi satisfatória, com resposta aproximadamente proporcional. Contudo, no ano de 2009, quando comparado a 2008, o volume precipitado foi de 22 a 30% maior, mas o incremento na recarga foi de apenas 7%. Os pontos mais destoantes desse conjunto são os anos de 2010 e 2013. Chama a atenção o valor de Δh registrado em 2012, período

de estiagem prolongada que impactou negativamente o aquífero de forma geral.

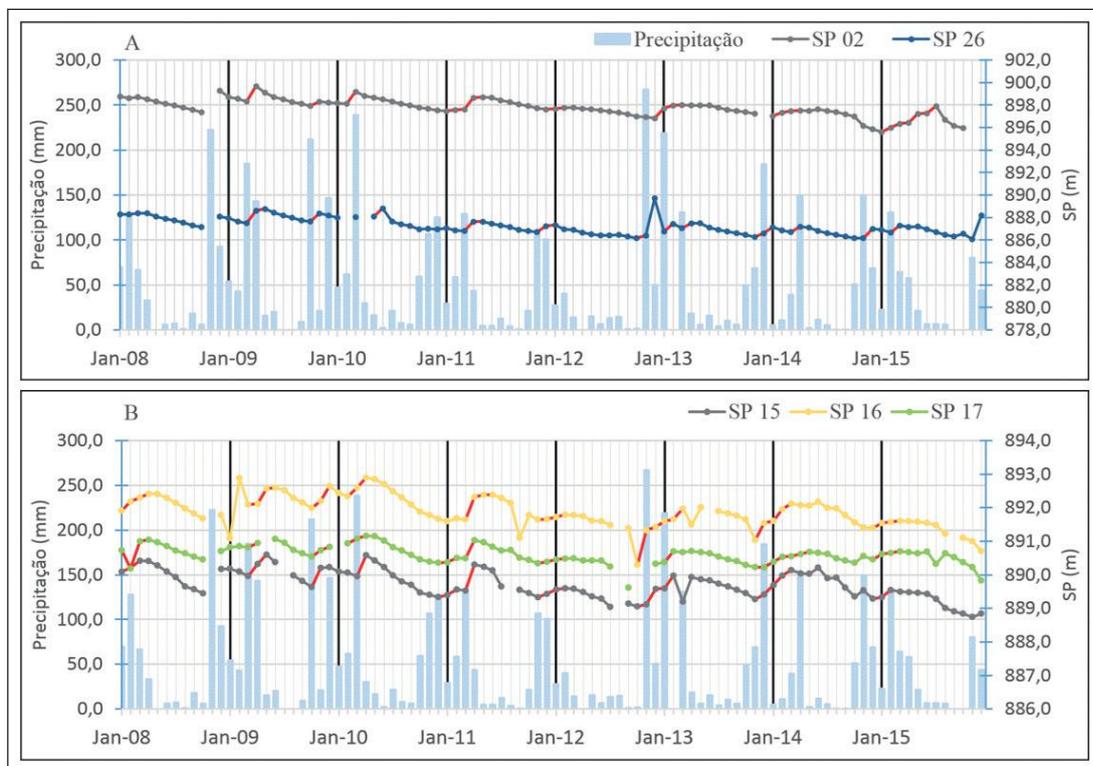
O PMA 46, como esperado em vista do comportamento histórico de sua SP, apresenta curva de valores de Δh anômala. O PMA 47 responde com razoabilidade a variações na precipitação, mas a resposta observada para o ano de 2013 foi insatisfatória. Interessante notar a recarga registrada em 2012 mas ausente em 2015, anos similares em termos de pluviometria acumulada. Finalmente, a resposta do PMA 66 é condizente, mas para o poço 64 há uma tendência na redução no volume que anualmente atinge a SP nesta porção do aquífero.

4.7 Δh em Função da Variabilidade Pluviométrica

A variável chuva deve ser avaliada não apenas em termos acumulados anuais, mas também sob a perspectiva de sua distribuição temporal. Essa avaliação deve ocorrer em escala compatível à resolução dos dados disponíveis.

A Figura 12 apresenta as curvas de flutuação do nível freático (ou superfície potenciométrica) para dois grupos de poços antagônicos em termos de cobertura pedológica: A. PMAs 02 e 26 (cerca de 5,0 m) e B. PMAs 15, 16 e 17 (12,0 m).

Figura 12
 Comportamento do nível d'água (m) para os poços A. 02 e 26 (4,9 m e 5,5 m de solo, respectivamente); B. 15/16/17 (12,0 m de solo). Os segmentos marcados em vermelho representam os valores de Δh considerados. Em geral, os intervalos de ascensão em B são mais duradouros e suas amplitudes menores quando comparadas ao apresentado em A.



O ano de 2009 destaca-se com relação aos demais pela ocorrência de dois picos internos de recarga. Mudanças na SP em ambos os grupos em resposta às águas de chuva do ano anterior são observadas apenas a partir de março desse ano (185,1 mm). Porém, a ascensão das curvas observadas na Figura 12 B é menos pronunciada (média de 0,50 m ante 1,31 m) e de maior duração, estendendo-se até os meses de maio-junho, enquanto que na situação ilustrada em A a ascensão cessa em abril (há leve incremento entre abril e maio para o PMA 26). Em termos quantitativos, apesar da diferença de valores em metros presumir vantagem na recarga para a situação de solo raso, a recarga média para os poços 02 e 26 foi de 41,60 mm (20,25 mm e 63,00 mm, respectivamente) ante 56,00 mm para os poços 15, 16 e 17 (+34%), diferença justificada pela maior porosidade efetiva do aquífero nestes três últimos pontos (12,0%). Além disso, a maior espessura do perfil pedológico, ao retardar os processos de infiltração, acaba por aproveitar mais eficientemente as chuvas dos meses de abril (143,50 mm) e até mesmo de maio (15,70 mm), o que é corroborado pelo maior intervalo de ascensão da curva da SP.

O segundo pico de recarga observado ocorreu entre outubro e dezembro para ambos os cenários. O ano hidrológico 2009/10 iniciou-se com 212,30 mm, um valor cinco vezes acima da média histórica para esse mês, seguido por um mês de estiagem (21,30 mm). A elevação observada junto ao poço 02 foi de apenas 0,39 m (5,85 mm), enquanto que para o poço 26 o resultado foi de 0,74 m (37,00 mm) e para os poços 15, 16 e 17 de, respectivamente, 0,58 m, 0,65 m e 0,63 m (0,29 m considerando-se a diferença entre dezembro e outubro) ou 0,62 m, em média – 74,40 mm (+250%, em média). Destaca-se que o maior valor calculado refere-se ao poço de SP média mais profunda (PMA 26; 887,13 m), e vice-versa (PMA 02; 897,76 m). Tais resultados sugerem que a existência de cobertura pedológica razoável no caso de eventos pouco espaçados de chuva é essencial à manutenção hídrica subterrânea, já que nessas situações um solo raso parece não ser capaz de absorver todo o volume de água precipitado. Além disso, uma superfície potenciométrica mais profunda implica menor exposição do aquífero, o que pode significar menores perdas por processos de evapotranspiração.

Em março de 2010 (239,00 mm) há desfavorecimento aos PMAs agrupados na Figura 12 B (0,60 m), cujas SP ascendem completamente apenas em abril/10, enquanto que para o PMA 02 (1,11 m) a resposta é imediata nos termos da escala de avaliação. Todavia, a recarga média calculada foi de 72,40 mm ante 16,65 mm para o PMA 02 (+335%). Esse cenário pluviométrico com relação ao segundo pico de recarga em 2009 distingue-se quanto ao momento do ano hidrológico. Enquanto o primeiro caso ilustra uma situação de início do período chuvoso, antecedido, portanto, por prolongado déficit hídrico, tem-se no segundo cenário uma situação de concentração pluviométrica ao final do período chuvoso. Para o poço de solo raso, isso significou um desempenho 2,8 vezes superior. Já para os poços 15, 16 e 17, a resposta foi equivalente, o que sugere que o volume precipitado entre dezembro de 2009 e fevereiro de 2010 (256,3 mm) foi insuficiente para o estabelecimento de condições ideais de infiltração em um *pedum* muito espesso.

Destaca-se que na transição 2010/11, momento de pouca precipitação (553,9 mm), mas boa distribuição desde outubro a abril (o mês com maior concentração pluviométrica registrou pico de 129,1 mm), a recarga registrada para os poços 02 e 15, por exemplo, foi de 18,45 mm e 92,40 mm. Além disso, é interessante notar que neste cenário hidrológico as curvas apresentadas na Figura 12 A prolongaram-se em relação àquelas apresentadas em B, com início da ascensão em ambos os casos entre dezembro/2010 e janeiro/2011 e encerramento, respectivamente, em maio e abril de 2011. A transição 2011/12 foi de pouca chuva e com concentração nos meses de novembro e dezembro (208,3 mm precipitados de um total de 312,2 mm), impactando a recarga de forma geral. No entanto, poços como os de número 43 e 46 registraram recargas significativas em 2012 (Figura 13), o que sugere que processos de recarga direta atuam na área de captação d'água nestes pontos.

Entre 2012 e 2013 (chuvas acima da média: +24,2% em relação ao período 10/11, mas com concentração em novembro/12 – 267,2 mm e janeiro/13 – 219,0 mm), os valores para os poços 02 e 15 foram de 17,10 mm (-7,32%) e 110,40 mm (+19,48%). A maior flutuação registrada em 2013 foi junto ao poço

16, mas com ressalvas para a anomalia em outubro. Desconsiderando-se esse dado, a recarga passa a ser de 0,64 m, condizente aos dois outros integrantes de seu grupo. Mais uma vez, o perfil pedológico mostra-se o melhor cenário hidrogeológico para absorção de água ofertada em um curto intervalo de tempo, obtendo-se equiparação entre as variáveis chuva e recarga registradas em comparação ao ano hidrológico 2010/11, enquanto que para casos antagônicos registraram-se perdas, ainda que pequenas. Tais constatações corroboram com o fato de que em 2013 houve elevação global da SP.

O início de 2014 foi anômalo, com estiagem em meses importantes como janeiro e fevereiro, meados do período chuvoso. O pico de precipitação de dezembro/2013 parece ter sido melhor absorvido pelos poços 15 a 17 e, em função do caráter retardatário de ascensão de sua SP, as chuvas de março foram melhores aproveitadas nesta porção do aquífero, o que resultou em 0,81 m de ascensão média ante apenas 0,51 m para os poços 02 e 26 (notar semelhança com a situação descrita em outubro/09). Tal comportamento é condizente com a elevação observada no valor médio da SP para esses três poços (15, 16 e 17) em 2014.

A passagem 2014/15 assemelha-se ao observado em 2010/11 quanto ao volume de chuva do ano hidrológico. Porém, destaca-se um mês de fevereiro com um razoável índice pluviométrico seguido por meses de reduzida precipitação, o que se demonstrou, pela primeira vez, prejudicial em termos quantitativos na condição de espesso perfil de solo. Para o cenário apresentado na Figura 12 A, a recarga média foi de 33,15 mm, ante 28,80 mm para a situação mostrada em B (-15%).

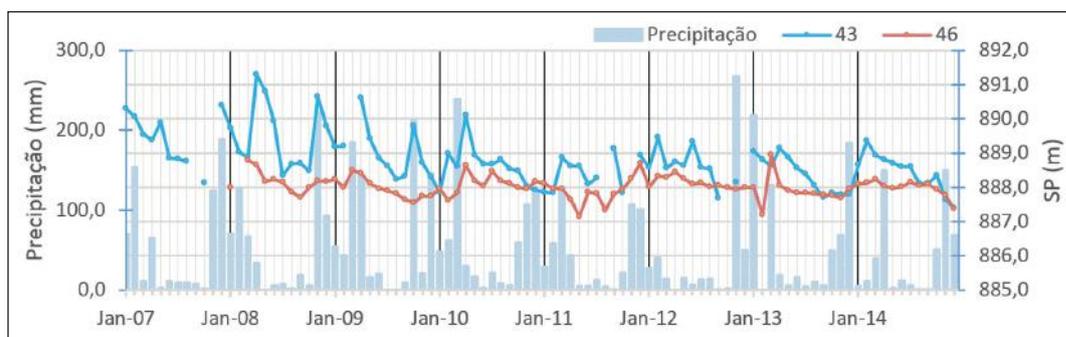
Finalmente, a constatação de taxas de recarga anômalas à média para um ano como as observadas em 2009 e 2012 junto ao poço 43 e em 2012 e 2014 junto ao poço 46 sugere que, complementarmente aos processos difusos, há na região a atuação de processos de recarga localizada (ou direta). Em gráfico, o comportamento do NA nesses pontos de amostragens não segue um padrão de flutuação, sendo comuns pequenas elevações mesmo em resposta a poucos milímetros de chuva durante os meses de maio a setembro (Figura 13).

5 Discussão Integrada

A integração dos dados demonstra que o fator preponderante para a manutenção da recarga do aquífero raso em estudo é, de fato, o volume precipitado. Valores médios de taxas anuais de ascensão do nível d'água e de precipitação acumulada revelam que os anos hidrológicos 2011/2012, 2013/2014 e 2014/2015 não foram benéficos à manutenção do aquífero. Para o primeiro par de anos, houve índice pluviométrico muito abaixo da média (-50,45%), enquanto que para o segundo e terceiro, a precipitação registrada foi de -19,6% e -13,25%, respectivamente. O prejuízo à recarga para os dois últimos exemplos em comparação ao primeiro, entretanto, não pode ser explicado por mera diferença de volume, pois diante do exposto seria natural presumir comportamento contrário.

Os baixos índices pluviométricos locais agravam-se pelas suas feições de distribuição. Verifica-se a concentração de grandes percentuais de pluviosidade em curtos períodos de tempo e/ou períodos de estiagem em momentos cruciais para o estabelecimento de condições ideais de umedecimento, como

Figura 13 Flutuação histórica do NA (m) para os poços 43 e 46, o qual mostra-se sensível mesmo a pequenos eventos de precipitação.



janeiro e fevereiro de 2014 (meados do período chuvoso). De forma complementar à essa discussão, apesar do volume de precipitação para os anos de 2009 e 2010 ter sido 20% superior à média, a recarga anual para tal período foi de cerca de 50,0 mm, enquanto que para o ano de 2008 (-2,52% de precipitação) foi de 65 mm. Em 2013 registraram-se apenas 9% a mais de precipitação em comparação à média, mas a recarga para esse ano foi de expressivos 54,0 mm.

O modelo conceitual que integra as características físicas e dinâmicas do aquífero é apresentado na Figura 14. Processos de recarga difusa em solos dominam na área de estudo, mas a infiltração direta a partir de fraturas também contribui para a manutenção hídrica. Há de se considerar a existência de processos de transferência de água subterrânea rasa para porções profundas do maciço fraturado. Linhas

de pedra em profundidade representam zonas mais condutivas, o que gera atração de linhas de fluxo. A oscilação freática próxima a regiões de quebra de relevo (PMA 47) propicia a formação de nascentes intermitentes.

6 Considerações Finais, Conclusões e Recomendações

A partir da compilação de dados climáticos, fisiográficos, hidrogeológicos e consideradas as discussões apresentadas, conclui-se, em primeiro plano, que mesmo aquíferos situados em regiões de clima semiárido estão sujeitos a processos de recarga, o que contribui para a dinâmica das águas subterrâneas e sua composição química.

A principal condicionante identificada para a magnitude das taxas de recarga é o volume de pre-

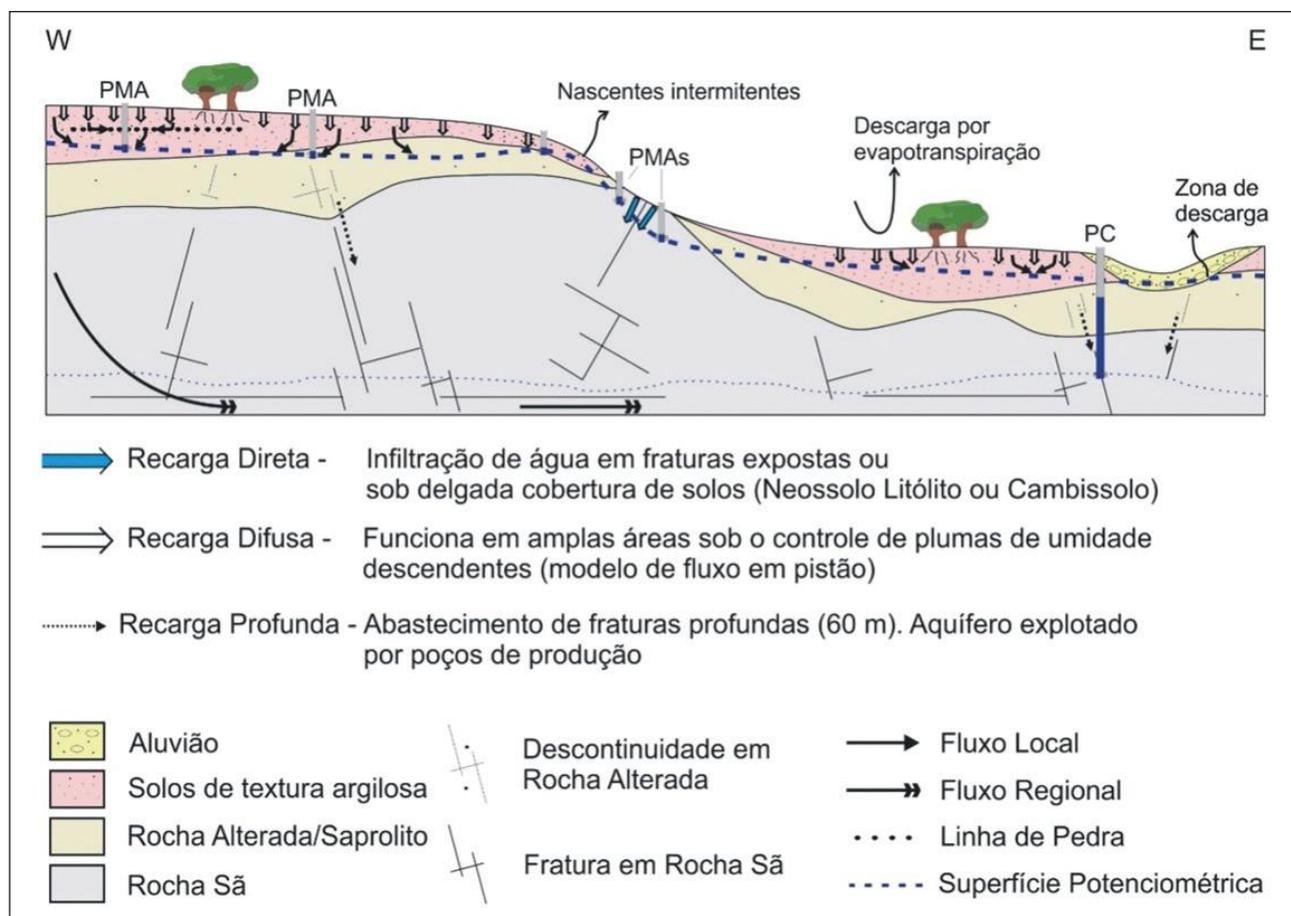


Figura 14 Modelo esquemático que ilustra as relações entre processos de recarga em função do meio físico e regiões de descarga (drenagem superficial e interação com a flora).

precipitação. Em vista da dominância de processos de recarga difusa e da análise cronológica dos períodos de ascensão da superfície potenciométrica, a consideração da precipitação acumulada entre os meses de outubro a abril mostra-se mais apropriada para a maioria das análises apresentadas. Pequenos volumes precipitados durante a estação seca mostram relevância apenas para regiões amostrais sujeitas a processos de recarga direta.

Apesar do *trend* de redução pluviométrica existente, não há significância estatística. Contudo, tem-se que a superfície potenciométrica do aquífero também responde de forma diretamente proporcional ao volume precipitado, comportamento esperado para o contexto de aquífero raso e livre. O rebaixamento gradativo da SP média do aquífero, portanto, concorda com o *trend* de redução verificado na precipitação. O declínio dos níveis médios d'água, por sua vez, implica espessamento da zona vadosa, o que tende a prejudicar a efetividade dos processos de recarga.

A constatação de taxas de recarga gradativamente menores em poços com níveis estáticos mais profundos permite concluir que há na região a aproximação a um estado crítico de balanço entre precipitação, recarga potencial e recarga efetiva. Os resultados, porém, demonstram que basta um ano anômalo de chuvas para atenuar ou reverter esse cenário, como observado na transição 2012-2013. Além disso, alguns casos demonstram que uma maior zona vadosa pode também significar um maior reservatório, auxiliando nos processos de armazenamento da água e na sua proteção contra processos de interação com a superfície.

A análise caso a caso revela uma série de inconsistências entre volume precipitado e taxas de recarga. A inclusão de variáveis do meio fisiográfico mostra-se relevante para estudos quantitativos em hidrogeologia. A espessura pedológica apresenta importante papel tanto para a efetividade da recarga quanto para sua regulação, sendo essa dualidade regida pela variável hidroclimatológica. Em geral, perfis mais espessos significam maiores taxas de recarga, pois esses aproveitam melhor uma grande quantidade de chuva em um curto espaço de tempo,

característica inerente ao clima semiárido. Ainda, o solo adquire importante papel regulador, sendo responsável pela manutenção média da SP. Dos casos avaliados, são as regiões dotadas de perfis mais espessos as que apresentaram as menores amplitudes de rebaixamento. Apesar da lógica de diferença de porosidade efetiva ser também válida para esta discussão, destaca-se nestes pontos a continuidade, em 2014, da ascensão média da SP que se iniciou entre 2012 e 2013, um ano tipicamente de rebaixamento.

Por outro lado, esses mesmos estudos caso a caso demonstram que em anos de pouco volume de precipitação tende-se a verificar flutuações significativas apenas em poços com solo raso. Nesse cenário, a espessura excessiva da zona vadosa implica menor transformação da recarga potencial (o que infiltra) em recarga efetiva (o que alcança a zona saturada), uma vez que resulta em maiores perdas, principalmente pela necessidade de umedecimento de uma maior coluna de material poroso.

A análise de dados brutos, em metros, fica restrita a identificação de padrões de flutuação (compartimentos) ou à aplicação em aquíferos homogêneos, rasos ou não. Deve-se levar em consideração que o método WTF em aquíferos profundos só é passível de aplicação caso esses estejam sujeitos a processos episódicos de recarga (Healy & Cook, 2002). Para aquíferos rasos, há de se considerar ainda as taxas de descarga do aquífero, seja por evapotranspiração ou por interação com recursos hídricos superficiais, tal como a identificada na região do poço 47. Healy & Cook (2002) argumentam que, especialmente em casos de clima úmido, pode haver equiparação entre taxas de recarga e descarga, ou seja, ausência de elevação do nível freático e, assim, presunção de ausência de recarga. Dessas considerações, decorre que a locação de poços de monitoramento deve ser criteriosamente elaborada, de acordo com os objetivos de investigação.

A estruturação do banco de dados apresentado é suficiente para o atendimento dos objetivos propostos. Uma grande dificuldade encontrada foi a delimitação dos picos de recarga no intuito de se estabelecer uma comparação amostral coerente, uma vez que muitos poços se encontram em rocha fraturada

e a flutuação mostra-se, geralmente, muito brusca. Assim, a fim de atender a objetivos mais específicos, recomenda-se aumentar a resolução de amostragem de parâmetros hidrogeológicos, colhidos preferencialmente em uma mesma data para todos os poços. Da mesma forma, dados ideais de precipitação são de ordem diária, posto que poucos milímetros de chuva em contextos de recarga direta resultam na flutuação do NA. Além disso, uma série de monitoramento robusta é composta de pelo menos oito anos. Séries menores são úteis para discussões complementares, não cabendo, em regra, a consideração para estimativas de parâmetros médios do aquífero.

Em síntese, fica claro que para a aplicação da metodologia WTF se faz necessário o conhecimento da variação do meio físico onde as flutuações da superfície potenciométrica são medidas. De toda forma, valores de incremento do nível d'água medidos em poços propiciam maior segurança para a quantificação de reservas, o que culmina em políticas de gestão realistas. Ainda, em face da subestimação inerente à metodologia, os valores calculados são por consequência conservadores. Posto isso, recomenda-se que em áreas de conflito haja o incentivo para a criação de programas de monitoramento de níveis subterrâneos o quanto antes, de forma a alimentar bancos de dados que permitam afirmar com maior grau de certeza a dinâmica dos aquíferos.

Por fim, outra recomendação para que as análises sejam mais robustas diz respeito à instalação de mais estações meteorológicas ou pelo menos postos pluviométricos nos sítios em que os poços de monitoramento estão instalados. Essa iniciativa pode reduzir erros e inconsistências relativas às variações da distribuição espacial das chuvas.

7 Referências

- Aguiar, R.B.; Veríssimo, L.S.; Feitosa, F.A.C.; Colares, J.Q.S.; Moraes, F.; Galvão, M.J.T.G.; Costa Filho, W.D.; Oliveira, L.T. & Viegas, J.C. 2006. Estudos hidrogeológicos de bacias sedimentares da região semiárida do nordeste brasileiro. In: 14º CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, Curitiba, 2006. Livro de resumo, Curitiba, ABAS, p. 1-17.
- ANA - Agência Nacional de Águas. 2011. *Atlas Brasil: abastecimento urbano de água: panorama nacional. Volume 1*. Brasília, Agência Nacional de Águas. 72p.
- ANA - Agência Nacional de Águas. 2013. *Conjuntura Dos Recursos Hídricos No Brasil*. Brasília, Agência Nacional de Águas. 432p.
- ANA - Agência Nacional de Águas. 2017. *Reservatórios do Semiárido Brasileiro: Hidrologia, Balanço Hídrico e Operação: Relatório Síntese*. Brasília, Agência Nacional de Águas. 88p.
- Andriotti, J.L.S. 2010. *Interpretação de dados de prospecção geoquímica com o auxílio de estatística*. Porto Alegre, CPRM, 73p.
- Anyah, R.O.; Forootan, E.; Awange, J.L. & Khaki, M. 2018. Understanding linkages between global climate indices and terrestrial water storage changes over Africa using GRACE products. *Science of the Total Environment*, 635: 1405-1416.
- Bear, J. 2012. *Hydraulics of groundwater*. Mineola, New York, Dover Publications, INC. 573p.
- Braga, L.T.P.; Velásquez, L.N.M.; Fleming, P.M. & Rodrigues, P.C.H. 2016. Recarga do tipo localizada em região semiárida: estudo de caso em Dolinas da Bacia do Rio Verde Grande, Minas Gerais. *Águas Subterrâneas*, 30(2): 153-171.
- Campos, J.E.G & Almeida, L. 2012. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 42:196-207.
- Cordani, U.G.; Iyer, S.S.; Taylor, P.N.; Kawashita, K.; Sato, K. & McCreath, I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 33-46.
- CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 2019. *Projeto Águas do Norte de Minas Gerais; PANM: Estudo da Disponibilidade Hídrica Subterrânea do Norte de Minas Gerais*. Relatório de integração. Belo Horizonte, CPRM. 224p.
- Crosbie, R.S.; McCallum, J.L.; Walker, G.R. & Chiew, F.H. 2012. Episodic recharge and climate change in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeology Journal*, 20(2): 245-261.
- Cruz, S.C.P.; Alkmim, F.F.; Leite, C.M.M.; Evangelista, H.J.; Cunha, J.C.; Matos, E.C.; Noce, C.M. & Marinho, M.M. 2007. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real, Vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4, suplemento): 28-146.
- Dragoni, W. & Sukhija, B.S. 2018. Climate change and groundwater: a short review. *Geological Society, London, Special Publications*, 288(1):1-12.
- Embrapa. 2018. *Sistema Brasileiro de classificação de solos*. 5ª ed. Rev. Ampl. Brasília, Embrapa. 374p.
- Fernandes, P.E.C.A.; Montes, M.L.; Braz, E.R.C.; Silva, L.L.; Oliveira, F.L.L.; Ghignone, J.I.; Siga Jr., O. & Castro H.E.F. 1982. Geologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. SECRETARIA GERAL. PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SD.23 Brasília: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, p. 25-204.
- Ferrari, J.A. & Karmann, I. 2008. Comportamento hidrodinâmico de sistemas cársticos na bacia do rio Betari, Município de Iporanga-SP. *Geologia USP. Série Científica*, 8(1): 1-13.

- Fetter, C.W. 2001. *Applied Hydrogeology*. 4th ed. Prentice-Hall, Inc, Upper Saddle River, New Jersey. 598p.
- Fiori, J.P.O.; Campos, J.E.G. & Almeida, L. 2010. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do Estado de Goiás. *Geociências (São Paulo)*, 29(2): 229-235.
- Green, T.R.; Taniguchi, M.; Kooi, H.; Gurdak, J.J.; Allen, D.M.; 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.
- Hirata, R. & Conicelli, B.P. 2012. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2): 297-312.
- Healy, R.W. & Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 91-109.
- Healy, R.W. 2010. *Estimating groundwater recharge*. New York, Cambridge University Press. 245p.
- Kresic, N. 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Segunda ed. Florida, CRC Press. 828p.
- Nimmo, J.R.; Horowitz, C. & Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2): 282-292.
- Pimentel, M.M.; Machado, N. & Lobato, L.M. 1994. Geocronologia U/Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de urânio. In: SBG, 38º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos, p. 389-390.
- Pires, F.R.M. 2012. *Urânio no Brasil, geologia, jazidas e ocorrências*. 1ª Ed. Rio de Janeiro, Editora Vitruvina Comunicação/Eletronuclear. 264p.
- Rukundo, E. & Doğan, A. 2019. Dominant Influencing Factors of Groundwater Recharge Spatial Patterns in Ergene River Catchment, Turkey. *Water*, 11(4): 653.
- Silva, L.F. *Modelo conceitual do aquífero fraturado da área da jazida de urânio de Caetitê, Bahia: implicações para o fluxo subterrâneo*. 2015. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 130p.
- Smerdon, B.D. 2017. A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 555: 125-128.
- Turpin, L.; Marujol, P. & Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 139-147.
- Yamanaka, T. 2014. Vadose Zone Hydrology and Groundwater Recharge. In: TANIGUCHI, M. & HIYAMA, T. (eds.). *Groundwater as a key for adaptation to changing climate and society*. Springer, p. 29-44.