



Universidade de Brasília - UnB

Instituto de Geociências – IG

Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 152

**IMPACTOS DA VARIABILIDADE TEMPORAL DO REGIME
PLUVIOMÉTRICO NA RECARGA DE AQUÍFEROS: ESTUDO DE CASO
EM CAETITÉ-BA**

Área de concentração: Hidrogeologia e Meio Ambiente

ANDRÉ WALCZUK GOMES

Orientador:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos

Brasília, março de 2019.



Universidade de Brasília - UnB

Instituto de Geociências – IG

Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 152

IMPACTOS DA VARIABILIDADE TEMPORAL DO REGIME PLUVIOMÉTRICO NA RECARGA DE AQUÍFEROS: ESTUDO DE CASO EM CAETITÉ-BA

ANDRÉ WALCZUK GOMES

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos - Orientador
(Instituto de Geociências / Universidade de Brasília - IG/UnB)

Profa. Dra. Adriana Chatack Carmelo
(Instituto de Geociências / Universidade de Brasília - IG/UnB)

Dra. Márcia Tereza Pantoja Gaspar
(Coordenação de Águas Subterrâneas / Agência Nacional de Águas - ANA)

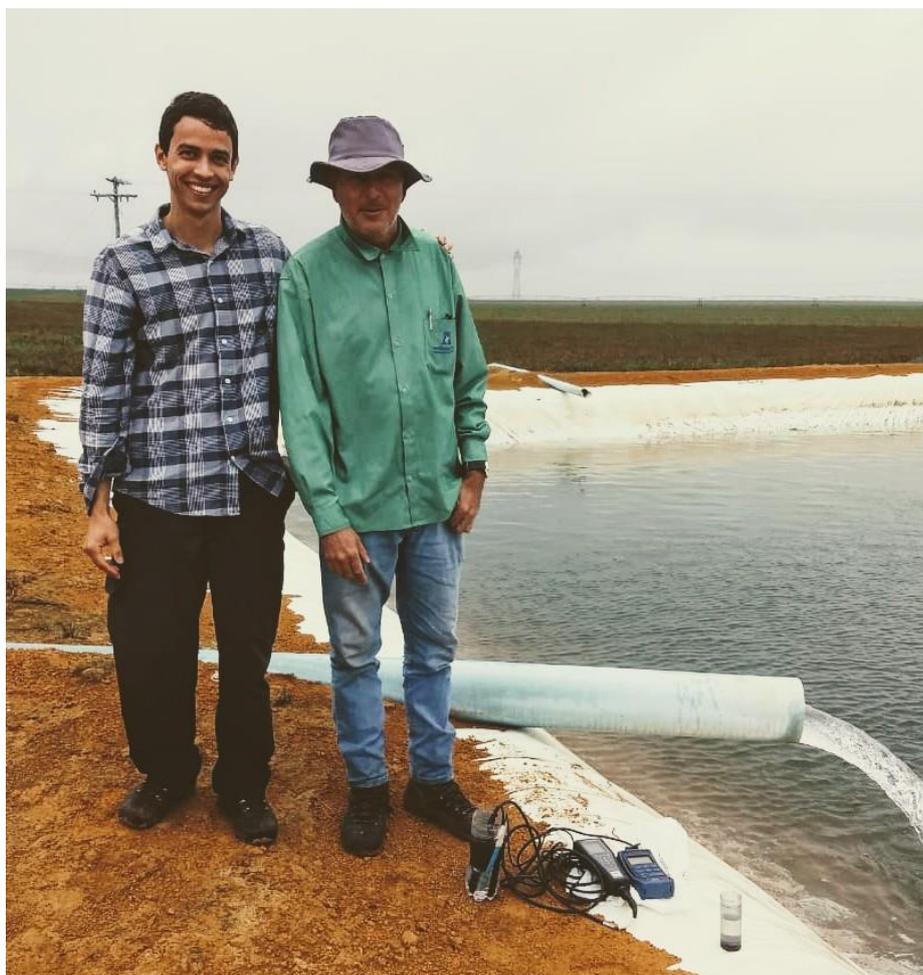
AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço aos meus pais, Paulo e Lucia, e também à minha irmã, Juliana, por todo o apoio emocional e financeiro e por sempre acreditarem no meu trabalho e me incentivarem a cada passo decisivo da minha carreira.

Em segundo lugar, mas talvez com o mesmo grau de relevância, agradeço ao meu orientador, Zé Eloi, o qual, apesar de todos os poréns, me aceitou como seu aluno e que hoje considero um grande amigo. Sem dúvidas, o título de hidrogeólogo que me é outorgado ao final deste trabalho deve-se em grande parte a todos os seus ensinamentos, oportunidades de aprendizado e confiança em mim depositada.

Agradeço também ao meu grande amigo Neiva, parceiro nesta caminhada pela pós-graduação em Geociências Aplicadas e a todos os meus amigos mais próximos e da república da 411N, que de alguma forma fizeram parte destes dois anos de mestrado.

Finalmente, agradeço aos meus colegas de sala Vagney e Julião, que sempre estiveram ao meu lado para discussões importantes ou apenas conversando fiado. As experiências de vida e profissionais de ambos me serviram de inspiração e considero os dois como co-orientadores para o desenvolvimento de minha pesquisa.



“You can't know, you can only believe - or not.”
C.S. Lewis.

RESUMO

A eficiente gestão de um aquífero exige, dentre outros aspectos, o conhecimento básico de sua dinâmica no tempo e no espaço. A manutenção de um manancial subterrâneo está atrelada à existência primária de fontes de água para sua recarga. Em um meio natural, estas são representadas fundamentalmente por eventos de precipitação. Além disso, as propriedades de porosidade e permeabilidade do meio físico são determinantes para a ponderação entre infiltração e escoamento superficial, o que depende também das condições de pluviosidade como duração, intensidade e intervalos de ocorrência de eventos de precipitação e do manejo solo. Esta pesquisa tem por objetivo principal compreender os impactos que a distribuição temporal das chuvas imprimem sobre o controle dos mecanismos de recarga. O estudo apresentado é conduzido na região de Caetitê, semiárido do estado da Bahia, e conta com séries de monitoramento de parâmetros hidrogeológicos e climáticos com resolução mensal coletados entre os anos de 2007 e 2015. O aquífero investigado é do tipo raso, submetido a regime de fluxos locais e com profundidade média dos níveis estáticos de onze metros. As rochas que o hospedam são do tipo cristalinas fraturadas, com porosidade efetiva estimada em 1,5%. Todavia, ocorrem na região importantes coberturas regolíticas, cujos horizontes A e B somam entre 3,0 e 12,0 m de espessura. A metodologia empregada apoia-se na avaliação individual e conjunta de eventos de recarga, quantificados em vinte e quatro poços de monitoramento. A técnica escolhida é a da flutuação do nível d'água, ou, do inglês, *water table fluctuation* (WTF). A recarga média estimada para a região é de 49,7 mm/ano, ou 8,3% da precipitação média. Destaca-se que no período avaliado há tendências de redução nos valores médios de volume precipitado e da superfície potenciométrica do aquífero, cujas análises de variância para o segundo caso mostram-se significativas. A relação entre eventos de precipitação e de recarga é estabelecida mediante análises gráficas e com o auxílio de testes estatísticos. Os resultados encontrados apontam para uma relação linear positiva entre volumes acumulados de chuva (mm) e taxas de recarga (mm), com coeficientes de determinação de até 0,37. Os valores de correlação cruzada são da ordem de 0,59 a 0,61. O parâmetro espessura do solo desempenha papel fundamental para a recarga. A correlação cruzada entre estas variáveis retorna valor positivo de 0,30. A não significância estatística dos testes realizados evidencia que questões distributivas da chuva apresentam relevância para a manutenção hídrica subterrânea. Uma análise de casos particulares onde engloba-se distribuição anual da chuva, momento e duração das curvas de ascensão da superfície potenciométrica e espessura do solo nos locais de avaliação, isto é, condições hidrogeoclimatológicas próprias, revelam que volumes similares de precipitação se traduzem em diferentes taxas de recarga. Meses com concentração exagerada de precipitação atendem aos requisitos de umedecimento e absorção de solos espessos, traduzindo-se em maiores volumes de recarga nestes locais. As diferenças calculadas chegam a 2,5 vezes a mais. Chuvas com volumes médios ou superiores e com distribuição regular dentro do período chuvoso tendem a ser também mais bem aproveitadas com relação à recarga. Por outro lado, anos com pouca precipitação agravados por distribuição mensal regular contribuem para a recarga de locais submetidos a processos diretos ou com pouca cobertura pedológica. As diferenças nestes casos são da ordem de 15%.

Palavras-chave: recarga, semiárido, aquífero fraturado, variabilidade pluviométrica.

ABSTRACT

The efficient management of an aquifer requires, besides some other aspects, the basic knowledge of its dynamics in time and space. The maintenance of an underground reservoir depends on primary water sources. In the natural hydrological cycle, those are represented by precipitation events. In addition, properties of the physical media such as porosity and permeability are fundamental to the balance between infiltration and run-off mechanisms, what also depends on some features of pluviometry, to quote duration, intensity and interval length between rain events and soil management. The research herein presented aims to comprehend the impacts that rainfall distribution in time has in recharge mechanisms of an aquifer. The study takes place in Caetité, Bahia State, located in the Brazilian semiarid region. It counts with time serials of hydrogeological and climatic data, collected between the years 2007 and 2015 with monthly resolution. The aquifer investigated is unconfined, hosted mainly in crystalline fractured rocks and submitted to local flow processes. Its average static level is around eleven meters deep. The effective porosity is of 1.5%. However, occurs in the region important regolith layers, with horizons A and B 3.5 to 12.0 meters thick. The methods applied comprise individual and conjuncts analyses of recharge events, quantified in twenty-four piezometric wells. The technique adopted is the water table fluctuation (WTF). The mean recharge estimated to the region is 49.7 mm/year, or 8.3% of the annual mean precipitation. For the period considered, there are tendencies of precipitation reduction and potentiometric surface lowering, with statistical significance to the second. The data processing shows that precipitation events and recharge ones have a positive linear relationship, with r-squared values of up to 0.37. The cross-correlation function values are of 0.59 to 0.61. The variable soil thickness has an important function in recharge quantities. The cross-correlation function of these data returns a positive value of 0.30. The non-significance of the statistical tests conducted evidences that distribution factors of precipitation have important effects in aquifer maintenance. The study of specific wells were annual precipitation patterns, timing and duration of potentiometric curves ascension and pedological factors are taken into account reveals that same amounts of rain water mean different recharge rates. Months with exaggerated rainfall concentration satisfy the moistening and absorption conditions of thick soils, resulting in greater recharge amounts. The difference registered in comparison to thin layer soils regions are up to 2.5 times greater. Precipitation water volumes near to the mean or superior are better converted into groundwater for the same conditions if reasonable distributed within the wet period. However, in years of drought with mensal regular distribution, the rainfall infiltration reaches the aquifer more efficiently if precipitated directly over exposed fractures or thin soils. The differences in these cases are up to 15% greater, compared to wells located in thick soil areas.

Keywords: recharge, semiarid, fractured aquifer, pluviometric variability.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1** – Localização e acesso à área de estudo a partir de Brasília. A Mina Cachoeira, Indústrias Nucleares do Brasil - INB, situa-se 12 km a leste do Distrito de Maniaçu-BA (30 km a norte de Caetité-BA) e 15 km a oeste do Distrito de São Timóteo-BA, Município de Livramento de Nossa Senhora-BA. 16
- Figura 1.2** – Localização geográfica dos Poços de Monitoramento Ambiental (PMAs) objetos de estudo, superpostos à imagem de satélite (fonte: Bing World Imagery Basemap). Em vermelho, Poços de Produção (PCs), locados sempre no prolongamento de lineamentos geológicos. Os PMAs 31 a 34, por se situarem próximos a PCs e ao longo de drenagem intermitente, foram desconsiderados neste estudo para a avaliação de parâmetros médios do aquífero, mas são importantes para argumentações acerca de fluxos hidrogeológicos. Detalhe para os demais 24 PMAs, em escala 1:5.000. 18
- Figura 1.3** – Fluxograma de procedimentos adotados para pré-processamento e processamento da base de dados disponível. Lembrete: WTF = Water Table Fluctuation. 19
- Figura 1.4** – Exemplo de cálculo de Δh para o PMA 02. Destaca-se que a curva de recessão hídrica não é levada em consideração nesta metodologia. 21
- Figura 1.5** – Modelos de perfis lito-pedológicos disponíveis para complementação da interpretação dos dados. 22
-
- Figura 2.1** – Seção esquemática mostrando a infiltração na superfície e através da zona não saturada, além da drenança pelo aquitarde até o aquífero. Destaque para os processos de recarga difusa, recarga concentrada e para o traço conceitual que define o plano de fluxo zero. Adaptada de Healy, 2010. 24
- Figura 2.2** – (a) Relação entre taxa de infiltração, intensidade de precipitação e capacidade de infiltração. Atentar para os pontos A e B, onde há, respectivamente, aumento e queda da intensidade da chuva com relação a capacidade de infiltração do meio poroso. O intervalo BC refere-se ao tempo necessário para a dissipação do volume anteriormente armazenado. Para o mesmo instante A observa-se em (b) o início do armazenamento, estimado em 0,1 cm para o estudo de caso em questão, o qual foi satisfeito em poucos minutos (0.05 hora). Interpretação análoga pode ser feita para os pontos D, E e F. Adaptado de Chu & Mariño, 2005. 27
- Figura 2.3** – Conjunto de dados para a avaliação diária da variação da superfície potenciométrica. O cálculo de ΔH ocorre mediante (a) o método RISE e (b) o prolongamento da curva de recessão até o momento em que se registra o pico da superfície potenciométrica. Adaptado de Nimmo et al., 2015. 32
-
- Figura 3.1** – Nova delimitação do semiárido brasileiro, segundo a Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene), Ministério da Integração Nacional. Fonte: <http://sudene.gov.br/planejamento-regional/delimitacao-do-semiarido> (acesado em 07/08/2018). 35

Figura 3.2 – Balanço Hídrico Climatológico para o período de 1961 a 1990 (INMET). Notar que, apesar de ser enquadrado como semiárido, o clima do município de Caetité (a) admite períodos de excedente hídrico, situação esta não observada na cidade de Vitória da Conquista (b), situada 250 km a leste deste e em cota altimétrica similar à da área de estudo (897 m e 900 m, respectivamente).....	36
Figura 3.3 – Regiões Hidrográficas Brasileiras e localização da área de estudo.....	36
Figura 3.4 – Mapa hidrográfico da região de Maniaçu-BA. Adaptado de mapa elaborado pela Diretoria de Informações Geoambientais no mês de Fevereiro de 2015. Documento original disponível em http://www.sei.ba.gov.br/site/geoambientais/mapas/pdf/municipal/mapa_descritivo_2905206.pdf	37
Figura 3.5 – Mapa litológico da região da Mina de Cachoeira, Distrito de Maniaçu-BA. Modificado de Pires, (2002).....	38
Figura 3.6 – Lineamentos geológicos aparentes extraídos a partir de imagem de satélite em escala 1:25.000 (fonte: ArcMap Imagery Basemap). Notar que tanto a leste quanto a oeste da área de estudo (INB) há menor densidade de estruturas lineares prontamente reconhecidas. Tal fato decorre do aplainamento do relevo e conseqüente espessamento pedológico, corroborado pelo meandramento da rede de drenagem. A roseta elaborada ilustra a predominância de estruturas com direção NNW e WNW, além de ENE.	39
Figura 3.7 – Mapa de declividade regional elaborado a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) com 30 m de resolução espacial (SRTM) e categorizado segundo classes estabelecidas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). A região de estudo (900 m) situa-se em um compartimento de transição entre duas porções planas do relevo, com cota média para a cidade de Maniaçu e São Timóteo em torno de 948m e 608m, respectivamente. Perfil topográfico com exagero vertical de seis vezes.	40
Figura 3.8 – Mapa de elevação regional elaborado a partir de MDE com resolução espacial de 12,5 metros (Sensor ALOS PALSAR). No detalhe, adjacências da unidade de mineração cachoeira, com destaque para a articulação dos poços de monitoramento objetos de estudo e rótulos para aqueles situados mais a jusante. Perfil topográfico com exagero vertical de 5 vezes.	41
Figura 3.9 – Mapa de Compartimentação Geomorfológica elaborado a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido pelo sensor ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m. Metodologia empregada segundo Soares Neto (2015), o qual propõe como dados de entrada a declividade do terreno (0-15% ou >15%) e a amplitude altimétrica em detrimento da altitude.	42
Figura 3.10 – Padrão de relevo regional registrado (a) nas adjacências do complexo minero-industrial das INB, com visada para leste – transição entre as unidades platô e escarpas. Em (b), registro fotográfico nos domínios do distrito de São Timóteo, com visada para oeste – transição entre as unidades escarpas e relevo de morros com vertentes suavizadas. Notar relevo mais acidentado nesta quando comparado com aquela.	43
Figura 3.11 – Afloramento rochoso em região de quebra de relevo na adjacência leste da Mina Cachoeira. Esta feição caracteriza a classe “escarpas” identificada na compartimentação geomorfológica da área.	44
Figura 3.12 – Pontos de campo com descrição pedológica baseada em aspectos táteis-visuais.	45

- Figura 3.13** – (a) Perfil de Latossolo Amarelo descrito no Ponto 14 (0778429; 8462194; 912 m). Sequência de horizontes A (0-15 cm); AB (15-40 cm); Bw₁ (40-85 cm) e Bw₂ (85-130+ cm). A atividade de raízes limita-se aos 40 cm iniciais, cuja textura é areno-argilosa, o que leva à formação de contato planar com o horizonte subjacente, de textura franca e consistência seca mais dura. Ao longo de todo o perfil há grânulos de quartzo dispersos e a estrutura grumosa, apesar de presente, é pouco desenvolvida. (b) perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo avaliado no ponto 20 (0808984; 8438583; 523 m). Destaque para o pedum com cerca de 100 cm de espessura e para a presença de uma linha de pedra entre 100 e 120 cm. Abaixo desta, há petroplintita disseminada (120-150+ cm).46
- Figura 3.14** – (a) Perfil de solo podzolizado vermelho em corte de estrada às margens da BR-122, sentido Caetité-Maniaçu (Ponto 13; 0771267; 8447986; 942 m). Lateralmente, há adelgaçamento e amarelamento do horizonte B (B incipiente), caracterizando assim uma associação entre solos podzolizados e cambissolos. No detalhe (b), linha de pedra comum a todo o perfil, de espessura e profundidade de ocorrência irregular. Notar horizonte C abaixo desta bastante avermelhado, com petroplintita dispersa.46
- Figura 3.15** – (a) Perfil de Cambissolo com horizonte B_i desenvolvido sob granito milonitizado (ângulo de mergulho da foliação S_n = 45°; Ponto 9; 0795055; 8466381; 945 m). (b) Associação de Neossolo Litólico, Rocha Exposta e, lateralmente, Cambissolo (Ponto 3; 0793889; 8469897; 897 m). Na porção em que o metagranito aflora (40 x 20 m) não são observadas fraturas. (c) Perfil de Cambissolo estudado no Ponto 15 (0802456; 8466479; 698 m). Notar contato irregular abrupto em 45 cm (A-B_i). (d) Rocha metagranítica extensamente fraturada descrita no Horizonte C/R do perfil ilustrado em (c).47
- Figura 3.16** – (a) Perfil de Gleissolo (Ponto 21; 0782612; 8468071; 924 m) com sequência de horizontes A (0-10 cm); B_g (10-60 cm) e R (90-180+ cm). (b) Fenda superficial desenvolvida por processos de ressecamento de argilominerais, as quais persistem pelos horizontes A e B.49
- Figura 3.17** – Ensaio de infiltração in situ conduzidos na área de estudo. Método: anéis concêntricos. Em (a), propagação vertical de pluma de umidade em latossolo amarelo. Em (b), destaque para a formação de caminhos preferenciais em função de fendas formadas pelo ressecamento de argilominerais.50
- Figura 3.18** – Horizonte superficial cascalhento muito comum em toda a região de estudo. A ocorrência deste em áreas de recarga do aquífero contribui para os processos de infiltração ao favorecerem processos de fluxo interno (interflow).51
- Figura 3.19** – Modelo tridimensional do aquífero investigado neste estudo, com exibição das principais famílias de fraturas. Proposto por Silva (2015).52

Figura 4.1 – Boxplot para os valores de precipitação mensal registrados entre 2003 e 2016. Os valores em negrito expressos no interior de cada caixa referem-se à média de precipitação para o referido mês e os asteriscos a valores discrepantes (outliers). O desvio padrão (s) calculado para cada conjunto de dados, em mm, é de: jan 119,2; fev 70,2; mar 74,4; abr 47,2; mai 11,6; jun 7,3; jul 6,2; ago 5,8; set 11,4; out 57,9; nov 73,5; dez 49,7.54

Figura 4.2 – (a) Precipitação mensal para o período compreendido entre janeiro de 2003 e dezembro de 2016. Notar, em vermelho, reta de coeficiente angular negativo ajustada aos dados,

sugerindo diminuição da pluviometria ao longo do período considerado. **(b)** Precipitação mensal média, em mm, para os períodos de 2003 a 2009 e de 2010 a 2016. Em nove meses houve redução nos valores mensurados. Destaque para a diminuição do volume precipitado em meses chave para a manutenção hídrica, como outubro (início das chuvas) e janeiro e fevereiro (meados do período chuvoso).....54

Figura 4.3 – Avaliação da precipitação na região de estudo considerando-se um intervalo de confiança igual a 95% para a média (teste ANOVA). Precipitação acumulada média igual a 671,5 mm ou 56,0 mm mensais. Especial atenção para os anos de 2004, 2012 e 2015, cujos valores acumulados registrados foram extremos na série temporal. No detalhe, ajuste linear realizado aos dados. Estatísticas calculadas ($\alpha = 5\%$): $F = 0,5758$; valor- $P = 0,8706$; $F_{CRÍTICO} = 1,7842$55

Figura 4.4 – **(a)** Resultado do teste estatístico de Tukey para determinação da sazonalidade da região de estudo. Agrupamento de informação utilizando 95% de confiança. Médias que não compartilham uma letra são significativamente diferentes. **(b)** Precipitação acumulada (mm) para os anos hidrológicos 03/04 a 15/16 e para os anos civis de 03 a 16.55

Figura 4.5 – Avaliação da precipitação acumulada ao longo dos anos hidrológicos 03/04 a 15/16. Volume precipitado médio para o período igual a 630,1 mm ou 53,0 mm distribuídos em 7 meses. No detalhe, ajuste linear realizado aos dados. Estatísticas calculadas ($\alpha = 5\%$): $F = 0,6919$; valor- $P = 0,7545$; $F_{CRÍTICO} = 1,8785$56

Figura 4.6 – Precipitação entre os anos de 2003 e 2016 exibida sob a forma de **(a)** colunas empilhadas (volume anual acumulado) e **(b)** colunas 100% empilhadas (contribuição mensal, em porcentagem).57

Figura 4.7 – Boxplot para os valores do nível d’água monitorados em 28 poços durante ao menos 3 anos civis. Os asteriscos representam valores discrepantes (outliers) e a linha sólida conecta os valores médios calculados para cada PMA. Em média, o lençol freático encontra-se a onze metros de profundidade. Lembra-se que os poços 31 a 34 situam-se às margens de um curso d’água intermitente, sendo aquele o mais à montante e este o mais à jusante, já em região de relevo local plano. Interessante notar que os poços 53 a 68, construídos em 2012, apresentam NA médio mais profundo em comparação ao primeiro e mais antigo conjunto de poços (notar posição elevada do retângulo que os agrupa em relação ao que compreende os poços 02 a 47, excetuados os PMAs 31 a 34.60

Figura 4.8 – Curvas de contorno de mesma potenciometria elaboradas a partir de dados extraídos das séries de monitoramento disponíveis. Método de interpolação adotado: krigagem ordinária (modelo exponencial). $RMS = 5,12$ e $1,05$ para os mapas de SP máxima e mínima, respectivamente. O fluxo hídrico ocorre aproximadamente na direção perpendicular às linhas de mesmo potencial, da região de maior gradiente hidráulico (NW) para a de menor (SE).61

Figura 4.9 – Resultado gráfico do teste ANOVA realizado para avaliação da potenciometria. As estatísticas calculadas podem ser consultadas no Apêndice III. Descrevem-se cinco padrões comportamentais. Em **(a)**, notar interrupção na queda do nível potenciométrico em 2013, seguido de sua manutenção. Em **(b)**, o ano de 2014 foi de ascensão para os poços 15, 16 e 17, com volta de rebaixamento em 2015. O PMA 02 **(c)** exemplifica um poço com nível potenciométrico em franco rebaixamento, interrompido apenas no ano de 2013. O PMA 47 **(d)** apresenta comportamento anômalo e o PMA 46 **(e)** apresenta oscilação ao longo do período avaliado.62

Figura 4.10 – Relação entre espessura do solo e valores de redução da superfície potenciométrica para onze poços de monitoramento. Em geral, quanto mais espessa a cobertura pedológica,

menores as flutuações absolutas dos níveis freáticos, implicando papel regulador desta. Notar mudança comportamental entre 5,5 m e 7,0 m. A linha vermelha representa o valor médio de rebaixamento para a região (0,81 m) e as cores agrupam poços que apresentam curvas de variação da SP similares entre si.63

Figura 4.11 – (a) Teste ANOVA para valores de recarga, em metros. $\alpha = 5\%$; $F = 4,9756$; valor- $P = 3,84E-05$; $F_{CRÍTICO} = 2,0207$. (b) boxplot para os valores de Δh . Notar maior dispersão dos dados para os poços 02 e 43.65

Figura 4.12 – (a) Relação entre espessura da cobertura pedológica e valores médios de Δh . Em média, a flutuação do nível d'água local é de 0,78 m considerando-se apenas os poços com maior volume de dados ou 0,62 m para os últimos 4 anos de monitoramento. Apesar do PMA 47 sugerir que solos muito delgados são desfavoráveis para a recarga, retoma-se que este está condicionado ao fator geomorfológico. Os pontos pretos referem-se a poços com apenas três ou quatro anos de monitoramento. (b) gráfico elaborado considerando-se apenas a média dos valores de Δh para os últimos 4 anos de monitoramento.66

Figura 4.13 – (a) Flutuação anual do NA em função da espessura da cobertura pedológica para 10 poços de monitoramento. As linhas pontilhadas representam o valor médio de recarga para o referido ano. Notar que mesmo para um ano com maior oferta pluviométrica (2009), os perfis mais delgados mostram-se suficientes para a absorção desta, o que é comprovado pelo teste de correlação cruzada ($-0,72$; lag 0; $2/(10-0)^{1/2} = 0,63$) e se traduz em maiores valores de Δh . Por outro lado, solos espessos atuam como contrário ao processo de elevação do NA. (b) Para o ano de 2011, a elevação do NA pouco se relaciona à maior ou menor espessura do solo ($CC = -0,50$). A menor variância dos dados observada entre 2009 e 2011 para os poços com perfis de solo mais espessos ($s^2 = 0,02$ ante 0,29 m) reforça o papel regulador destes perante ao processo de recarga.68

Figura 4.14 – Flutuação histórica do nível d'água para os poços (a) 02 a 18 (b) 26 a 59 e (c) 61 a 68. Níveis máximo e mínimo marcados em azul e vermelho, respectivamente. Para os poços 42, 43, 46 e 47 constam apenas descrições de sondagem.70

Figura 4.15 – 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).75

Figura 4.16 – (a) Relação gráfica entre as variáveis Δh médio anual e precipitação acumulada em um ano civil e (b) hidrológico. Em (c) e (d) relação gráfica entre recarga (mm) e precipitação acumulada em 12 meses e ao longo 7 meses (ano hidrológico), respectivamente. Valores de Δh e correspondentes de recarga considerados com base nas tabelas 4.2 e 4.4 deste documento (PMAs 02 a 47).76

Figura 4.17 – Resultado gráfico do teste de correlação cruzada para os poços 04 e 06. Dados de entrada: flutuação do nível d'água anual (Δh) e precipitação acumulada ao longo dos anos hidrológicos correspondentes.77

Figura 4.18 – (a) Relação entre as variáveis SP média anual e precipitação acumulada em um ano civil e (b) hidrológico. Em (c) correspondência entre taxas de recarga e valores médios da superfície potenciométrica. 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 46.78

Figura 4.19 – Valores de Δh em função da precipitação acumulada em um ano civil e em um ano hidrológico (out-abr).79

Figura 4.20 – Valores de Δh em função da precipitação acumulada em um ano civil e em um ano hidrológico (out-abr). Em (a) PMAs 26, 43 e 46. (b) 47, 64 e 66.....	80
Figura 4.21 – Comportamento da superfície potenciométrica entre janeiro/2008 e dezembro/2015 para os poços (a) 02/26 (4,9 m e 5,5 m de solo, respectivamente) e (b) 15/16/17 (12,0 m de solo). Os segmentos marcados em vermelho representam os valores de Δh considerados. Notar que, em geral, os intervalos de ascensão das curvas em b são mais duradouros e suas amplitudes menores quando comparadas, o que não significa, entretanto, menores taxas de recarga.	83
Figura 4.22 – (a) boxplot para valores de condutividade elétrica e (b) de pH. As linhas vermelhas representam a média destes parâmetros para o aquífero em estudo e as linhas de conexão ligam os valores médios de cada poço de monitoramento.	86
Figura 4.23 – Curvas de contorno de mesma Condutividade Elétrica (CE) elaboradas a partir de dados médios extraídos das séries de monitoramento disponíveis. Método de interpolação adotado: krigagem ordinária (modelo exponencial). RMS = 3.143,96.	88
Figura 4.24 – Gráfico de dispersão que estabelece a correspondência entre taxas de recarga anual e os respectivos valores de condutividade elétrica para os poços (a) 15 e (b) 16. Notar ajuste linear decrescente, o que implica relação inversa entre as variáveis para os casos analisados. Para os demais poços, há também tendência linear negativa, mas com menor grau de correlação.	89
Figura 4.25 – (a) Correlação entre taxas de recarga anuais (mm) e valores de condutividade elétrica, também referentes a um ano. (b) Correlação entre taxas de recarga médias (mm) e condutividade elétrica média, tendo por base a média os dados dos PMAs 02 a 47, excetuado o de número 42 por ser de comportamento anômalo. Observa-se uma dualidade de comportamento, com valores extremos de CE para mesmas taxas de recarga. Contudo, frisa-se que a análise deve considerar a evolução cronológica (anual) dos valores de CE.	90
Figura 4.26 – Modelo Digital de Elevação extraído do software Google Earth Pro com exagero vertical de três vezes. Ano da imagem: 2019. Os pontos brancos e vermelhos representam os poços de monitoramento ambiental (PMAs) e de produção (PCs), respectivamente. A área branca refere-se à uma estimativa mínima de ocorrência do aquífero objeto de avaliação desta dissertação. .	91
Figura 4. 27 – Bloco diagrama regional esquemático para a região de estudo. A sede das Indústrias Nucleares do Brasil situa-se em unidade geomorfológica intermediária, com dominância de solos podzolizados, cambissolos e neossolos litólicos, além de latossolos.	92
Figura 4.28 – Modelo esquemático que ilustra as relações entre mecanismos de infiltração (difusa e direta) e processos de recarga (fluxos locais e regionais) e de descarga (drenagem superficial e interação freática com a flora). Destaque para variações do meio físico subsuperficial e do posicionamento variável do lençol freático.	93
Figura 4.29 – Flutuação histórica do NA para os poços 43 e 46, o qual mostra-se sensível mesmo a pequenos eventos de precipitação, o que sugere que processos de recarga direta atuam na área de captação d'água do aquífero nestes pontos.	95

LISTA DE TABELAS

- Tabela 3.1** – Critérios morfométricos para representação das unidades básicas de relevo. Adaptado de (Soares Neto, 2015).....44
- Tabela 3.2** – Condutividade hidráulica superficial (K) estimada pelo método dos anéis concêntricos. Padrão de cores na coluna “Ponto” segundo Embrapa (2018). Observação: a classe “Podsolos” é generalista, a qual pode incluir Argissolos, Espodossolos, Luvisolos, Nitossolos e alguns Plintossolos. Neste trabalho, a classe agrupa Nitossolos e Argissolos. Cor escolhida para representação: R 168 G 56 B 0; Nitossolos.50
- Tabela 4.1** – Principais características dos 28 poços de monitoramento disponíveis para a pesquisa. As coordenadas UTM de cada PMA podem ser encontradas no Apêndice II deste documento. vrm = vermelho; amr = amarelo; frg = fragmento; qtz = quartzo. Atenção para os PMAs 54, 55 e 68: aterro superficial. Os PMAs 08, 18, 53 e 59 apresentam poucos dados em sequência e os de número 31 a 34 estão associados a um mesmo lineamento, ao longo do qual há também poços de produção.59
- Tabela 4.2** – Valores de Δh (m) anuais para vinte e três poços de monitoramento ambiental. * = poços com influência antrópica (superfícies aterradas). Em negrito, poços considerados para cálculo de medidas de tendência central e de dispersão. À direita, sumário do teste ANOVA realizado para poços com 7 a 8 anos de monitoramento e 3 a 4 anos, separadamente. 1) $F = 4,9756$; Valor-P = $3,84E-05$; $F_{CRÍTICO} = 2,0207$ 2) $F = 2,0617$; valor-P = $0,1024$; $F_{CRÍTICO} = 2,5767$. ** = Valores subestimados em função de furos de medição.64
- Tabela 4.3** – Resultados do teste de correlação cruzada realizado entre as variáveis Δh e espessura do solo, 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 correlação cruzada média entre valores de precipitação e de Δh é igual a 0,79 para o período de 2008 a 2015.67
- Tabela 4.4** – Valores de recarga anual, em milímetros, para 24 poços de monitoramento. Valores de porosidade efetiva estipulados de acordo com as características médias do material geológico em que o NA flutua. * = poços com interferência antrópica. As células riscadas referem-se a valores médios calculados com base apenas nos poços 02 a 47.73
- Tabela 4.5** – Valores de recarga em relação ao precipitado ao longo de cada ano hidrológico (%). Média de precipitação para o período considerado: 601,28 mm.74
- Tabela 4.6** – Valores de correlação cruzada (lag 0) calculados entre I) Δh e precipitação acumulada ao longo do ano civil; II) Δh 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. Os valores absolutos são significativos (marcados em negrito) quando superiores a 0,71 (8 observações); 0,76 (7 observações) e 1,00 (4 observações).76
- Tabela 4.7** – Valores de correlação cruzada (lag 0) calculados após retirada de valores não relacionados entre si. I) Δh e precipitação acumulada ao longo do ano civil; II) Δh 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. Os valores absolutos são significativos (marcados em negrito) quando superiores a 0,76 (7 observações); 0,82 (6 observações); 0,89 (5 observações) e 1,00 (4 observações). 81

Tabela 4.8 – Valores médios de condutividade elétrica para diferentes tipos de água. Extraído de Ag Solve Monitoramento Ambiental. 1 mS/m = 10 µMhos /cm; 1 µS/cm = 1 µMhos/cm. 85

Tabela 4.9 – Condutividade Elétrica Média por poço de monitoramento. *Valores estimados com menos de 8 meses. Desconsiderados para cálculos de médias. 87

Tabela 4.10 – Descrição qualitativa da curva de Condutividade Elétrica por poço de monitoramento e resultados numéricos dos testes de correlação cruzada realizados entre os parâmetros CE e Potenciometria e CE e Δh (para N ≥ 4). Resultados significativos quando superiores a, em módulo, 0,71 (08-15); 0,76 (08-14; 09-15); 0,89 (07-11). 89

Tabela 4.11 – Precipitação acumulada em um ano hidrológico e diferença percentual em relação à média. Na última coluna, constam dados de recarga média, em mm. 95

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 – $2/(n - |k|)^{1/2}$ 21

Equação 2 – $Q = KA(h1 - h2)/L$ 25

Equação 3 – $K = (\rho g/\mu) \times k$ 26

Equação 4 – $R + Q_{on}^{gw} = \Delta S^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + Q_{off}^{gw}$ 30

Equação 5 – $R_p = P - R_{off} = Q^{bf} + ET^{gw}$ 30

Equação 6 – $R = S_y \times dH/dT = S_y \times \Delta H/\Delta T$ 32

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ALOS – *Advanced Land Observation Satellite*
- ANA – Agência Nacional de Águas
- b – Espessura Saturada do aquífero
- CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
- CGA – Centro de Geofísica Aplicada
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- EPE – Empresa de Pesquisa Energética (Ministério de Minas e Energia)
- IBAMA – Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
- INB – Indústrias Nucleares do Brasil

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

MDE – Modelo Digital de Elevação

NUCLEBRÁS – Empresas Nucleares Brasileiras S/A

PALSAR – *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*

PMA – Poço de Monitoramento Ambiental

PC – Poço de Produção

RR – Reserva Hídrica Renovável

RP – Reserva Hídrica Permanente

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

SUDENE - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste

WTF – *Water Table Fluctuation*

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO	12
1.1. INTRODUÇÃO	12
1.1.1. OBJETIVOS	14
1.1.2. JUSTIFICATIVAS DO TEMA	15
1.1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	15
1.2. MATERIAIS E MÉTODOS	17
CAPÍTULO II- FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1.1. TERMINOLOGIA	24
2.1.2. INFILTRAÇÃO D'ÁGUA EM UM MEIO POROSO	25
2.1.3. CLIMA	28
2.1.4. MÉTODOS PARA A QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA	29
2.1.4.1. BALANÇO HÍDRICO	29
2.1.4.2. MÉTODOS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA	31
CAPÍTULO III - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	34
3.1. BREVE CONTEXTUALIZAÇÃO	34
3.2. CLIMA E HIDROLOGIA	34
3.3. CONTEXTO GEOLÓGICO	37
3.4. GEOMORFOLOGIA REGIONAL E LOCAL	40
3.5. PEDOLOGIA LOCAL	45
3.6. MODELO TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO FRATURADA DO AQUÍFERO	51
CAPÍTULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
4.1. AVALIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO	53
4.2. AVALIAÇÃO MÉDIA DA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA	58
4.3. AVALIAÇÃO DA VARIAÇÃO ANUAL DO NÍVEL D'ÁGUA	63
4.3.1. VALORES DE ΔH	64
4.3.2. QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA	69
4.3.3. CORRELAÇÃO CRUZADA (CC) ΔH – PRECIPITAÇÃO	75
4.3.4. CASOS PARTICULARES DE INFILTRAÇÃO	82
4.4. AVALIAÇÃO DE PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS	85
4.5. AVALIAÇÃO DA RESERVA HÍDRICA	91
4.6. DISCUSSÃO INTEGRADA	94

APÊNDICE I – TABELAS DE PRECIPITAÇÃO E EVAPORAÇÃO DIRETA

APÊNDICE II – COORDENADAS UTM (PMAs)

APÊNDICE III – ANÁLISE DE VARIÂNCIA – POTENCIOMETRIA

APÊNDICE IV – VALORES DE FLUTUAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA (ANÁLISE GRÁFICA)

APÊNDICE V – ANÁLISE DE VARIÂNCIA – CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO

A exploração de recursos hídricos subterrâneos no Brasil, apesar de ser prática tradicional e antiga, ainda se dá de forma rudimentar, seja quanto ao nível de conhecimento disponível ou à qualidade das obras de engenharia necessárias. Na história mais recente, a água subterrânea surge como importante alternativa a captações superficiais, recursos naturalmente escassos em algumas localidades e susceptíveis à contaminação quando próximas a grandes centros urbanos. Além disso, a demanda por água subterrânea vem crescendo em função da deficiência de atendimento dos sistemas públicos de abastecimento e devido a crises hídricas. Como exemplo de repercussão nacional, pode-se citar aquela que afetou a região do Distrito Federal entre 2016 e 2018 (Lima *et al.*, 2018), praticamente 100% dependente de águas reservadas em barragens. No decorrer de tal cenário, houve, justamente, o fomento à elaboração de estudo com o intuito de ampliar a eficácia da perfuração futura de poços tubulares profundos dos pontos de vista técnico e de gestão (Campos *et al.*, 2018).

Segundo o “Atlas Brasil - Abastecimento Urbano de Água” (ANA, 2011a), o percentual do total de municípios brasileiros que dependem de mananciais subterrâneos atinge 53%. Deste valor, 14% dependem de aquíferos como fonte complementar de abastecimento, enquanto que os 39% restantes os utilizam como fonte exclusiva. Em específico a região nordeste, de cuja mais de 2/3 do território encontra-se sob influência de climas áridos e semiáridos, 6% do total de municípios enquadram-se na categoria “uso misto” e 36% e 57% nas categorias “subterrâneo” e “superficial”, respectivamente. Os valores para a o estado da Bahia são de 8% (misto), 19% (subterrâneo) e 73% (superficial), mas a grande variabilidade espacial da disponibilidade reflete na disseminação de sistemas de abastecimento isolados, especialmente na porção leste do estado (ANA, 2011b). Como alarmante, em relatório síntese publicado em 2017, esta mesma agência mostra que, dos 204 reservatórios superficiais componentes do sistema de abastecimento do semiárido, apenas 85 possuem capacidade para suprir novas demandas, uma vez que os 119 restantes operam no limite de sua capacidade ou já apresentam déficits frequentes no atendimento às suas presentes demandas (ANA, 2017). O município de Caetité, no qual o estudo conduzido neste projeto de pesquisa encontra subsídio, enquadra-se como de abastecimento misto e de sistema isolado, com a necessidade de adequações na distribuição pública de água (ANA, 2011b).

Fato narrado, fica clara a importância das águas subterrâneas para o desenvolvimento socioeconômico do país em um futuro muito próximo. Voltando os olhares para o aspecto físico do recurso hídrico, é perceptível que a manutenção de um reservatório de água, seja ele superficial

ou subterrâneo, está atrelada, justamente, à disponibilidade primária deste recurso natural. A dinâmica do ciclo hidrológico demonstra que o principal mecanismo de entrada de água no subsistema hidrosfera ocorre sob a forma de precipitação. Assim, é plausível admitir que o volume de chuva acumulado em determinada região equivale ao volume de água que potencialmente contribuirá para a elevação do nível de aquíferos e demais reservatórios. A física que rege as interações entre atmosfera e litosfera e dentro da própria hidrosfera, entretanto, é complexa. Uma grande parcela do volume de precipitação é continuamente reciclada pelo metabolismo de organismos vegetais vivos, além de ser diretamente evaporada a partir da superfície terrestre ou de corpos hídricos lânticos e lóticos (Fetter, 2001). Entende-se então que o volume de água efetivamente disponível para armazenamento refere-se apenas àquele excedente após esta série de processos.

A maneira como este armazenamento ocorre, em específico ao cenário subterrâneo, está associada às condições do meio físico imediatamente na interface atmosfera-litosfera, representado na grande maioria das situações por diferentes tipos de solos, rocha alterada ou mesmo rocha sã. Em particular para a recarga de aquíferos, os parâmetros físicos de maior interesse dizem respeito à capacidade de retenção (capacidade de campo) e à capacidade de infiltração dos solos, os quais são intrínsecos a um contexto maior representado por variações de declividade da superfície. Uma vez que o primeiro se encontra satisfeito, admite-se a existência de água livre para percolação, seja ela vertical (recarga) ou lateral (interfluxo). Contudo, uma vez superado o segundo, o volume excedente está propenso a transformar-se em escoamento superficial, o qual resulta no abastecimento de corpos hídricos como lagos e rios, por exemplo.

Uma série de pesquisas comprova que a intervenção humana, ao contribuir para a impermeabilização ou compactação da superfície, prejudica as condições de infiltração nos solos e potencializa a parcela de água que esco superficialmente, reduzindo consideravelmente a porcentagem de recarga de aquíferos. Cadamuro & Campos (2005), por exemplo, quantificam reduções da ordem de 35,5% e 56,0% na recarga de aquíferos rasos e profundos, respectivamente. Tucci (1997), por sua vez, quantifica os impactos da urbanização no balanço hídrico. As diferenças entre os cenários pré-urbano e urbano para a componente evapotranspiração é de -15%, enquanto que para as componentes escoamento superficial e subterrâneo são de +33% e -18%. Contudo, uma variável fisiográfica muito citada, mas nem sempre avaliada com o devido cuidado, refere-se ao regime tempo-espacial das chuvas.

De forma objetiva, tem-se que um grande período de recessão pluviométrica implica em solos extremamente secos, o que faz com que os primeiros milímetros de chuva de um período de precipitação sejam incorporados ao conteúdo de água volumétrica que um solo é capaz de reter. Caso estes eventos sejam suficientemente espaçados, a tendência é a redução desta água

volumétrica por processos naturais de evapotranspiração, de forma a reiniciar o processo de umedecimento das partículas sólidas dos solos e postergar o momento em que a água se torna livre para fluxo, que, quando descendentes ou verticais, significam recarga. Em um cenário oposto, eventos extremos de precipitação tendem a rapidamente superar a capacidade de infiltração dos solos, de modo a propiciar a perda de água potencial de recarga para os mecanismos de escoamento superficial. A avaliação de chuvas em termos espaciais adquire importância para casos em que as zonas de recarga de um aquífero apresentam grande extensão areal, isto é, sujeitas a diferentes regimes pluviométricos em função de controles geográficos diversos, tal como o quesito orográfico. Em tais situações de estudo, exige-se o emprego de dados advindos de mais de uma estação meteorológica.

1.1.1. OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação de mestrado é estabelecer uma correlação entre feições de eventos de precipitação e pulsos de recarga associados. A pesquisa conduzida visa a compreender de forma quali-quantitativa os impactos que a variabilidade temporal do regime pluviométrico acarreta no volume de água que anualmente é incorporado à reserva renovável de dado sistema aquífero. Almeja-se, portanto, caracterizar o comportamento do processo de recarga e identificar, a partir da integração de dados climáticos, geológicos e hidrogeológicos, suas principais condicionantes.

Para tanto, a pesquisa conta com um estudo de caso cujo modelo conceitual é satisfatoriamente conhecido. Trata-se de um aquífero raso hospedado em meio cristalino fraturado, por vezes sotoposto a camadas de solo delgadas a espessas em região de clima semiárido, mais especificamente na área do município de Caetité, Bahia.

Como objetivos secundários, pretende-se:

- Descrever quantitativamente o comportamento da superfície potenciométrica;
- Individualizar compartimentos dos aquíferos com base em estruturas geológicas extraídas de imagens de satélite e semelhanças em padrões de flutuação do nível d'água;
- Estabelecer uma correlação entre magnitude da flutuação do nível d'água e espessura da cobertura de solos, além de traçar uma relação entre dinâmica e quantidade de recarga com a qualidade das águas subterrâneas locais e
- Quantificar as reservas renováveis e permanentes do aquífero objeto de estudo, um parâmetro base para a gestão do recurso hídrico subterrâneo.

1.1.2. JUSTIFICATIVAS DO TEMA

Quando o assunto é recursos hídricos, é natural que se volte as atenções para o potencial impactante que a atividade antrópica possui tanto para quesitos quantitativos quanto qualitativos. O aspecto visual negativo causado pelo aumento desordenado de manchas urbanas é quase que prontamente percebido, elegendo-se assim como fonte de explicação quase que imediata para um conjunto de problemas de cunho ambiental. Apesar da redefinição do uso e ocupação do solo acarretar mudanças no regime hídrico (Cadamuro & Campos, 2005; Dragoni & Sukhija, 2018), regiões pouco ou nada transformadas sujeitas a problemas de abastecimento esbarram na necessidade de explicações alternativas.

Neste sentido, a pesquisa aqui conduzida busca compreender a eficiência dos mecanismos de recarga subterrânea frente a variabilidades naturais da precipitação. De caráter cíclico, alterações volumétricas e nos padrões de distribuição ao longo de um ano surgem como potencialmente impactantes à manutenção das reservas hídricas. É imprescindível frisar que a região objeto de estudo apresenta atenuada interferência humana no sentido de promover compactação ou impermeabilização de grandes percentuais de áreas de recarga, viabilizando assim a interpretação dos resultados obtidos de forma a satisfazer o objetivo principal desta dissertação. Em função dos aspectos geomorfológicos e da densidade de distribuição dos dados hidrogeológicos disponíveis, o fator variabilidade espacial pode ser tomado como insignificante, como será melhor ilustrado adiante.

Pode-se afirmar que estudar a dinâmica da recarga de um reservatório é atuar na raiz de possíveis implicações para o cumprimento básico da lei das águas, a qual prevê uso prioritário do recurso hídrico para o abastecimento humano e a dessedentação animal. Compreender a variabilidade natural do ciclo hidrológico resulta em um conjunto básico de ferramentas complementares ao plano de ordenamento do território, que juntos fornecem subsídios para a tomada de decisões que visem a garantir o cumprimento da lei de forma eficiente e bem planejada.

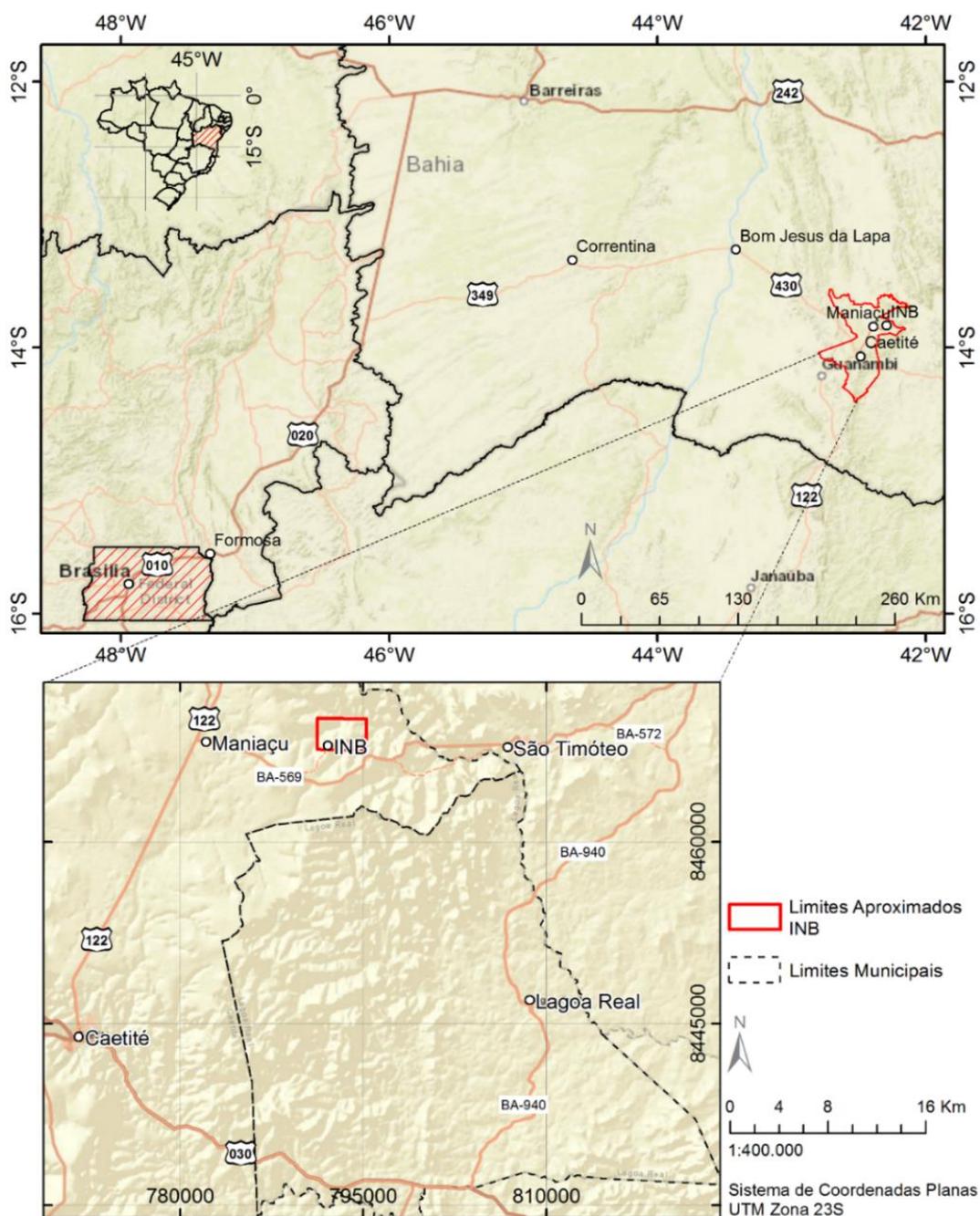
Apesar do foco da pesquisa ser voltado para as reservas subterrâneas, salienta-se que os recursos hídricos devem ser tratados de forma conjunta, pois ambos os sistemas superficiais e subsuperficiais mantêm algum grau de interligação em macroescala (Feitosa *et al.*, 2008). Assim, os resultados obtidos ao final desta pesquisa são passíveis de aplicação a uma série de contextos, inclusive quando o objeto de gestão for a água superficial e suas estratégias de outorga.

1.1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo refere-se à região e às adjacências imediatas em que se situa a empresa de mineração Indústrias Nucleares do Brasil (INB), unidade de Caetité-BA, a qual é responsável pela

produção nacional de urânio (Figura 1.1). A partir de Brasília, o acesso se dá por meio da saída norte da cidade, mediante a Rodovia Federal BR-010/030, com destino à Formosa-GO, cidade a partir da qual a rodovia passa a ser denominada BR-020. Deve-se prosseguir por esta estrada por cerca de 270 km, quando se acessa no sentido leste a Rodovia Federal BR-349, sentido Correntina/Bom Jesus da Lapa-BA. A partir deste último destino, toma-se a BR-430, com destino a Caetité, e então a BR-122 Norte, em direção à Maniaçu e, finalmente, a Rodovia Estadual não pavimentada BA-569.

Figura 1.1 – Localização e acesso à área de estudo a partir de Brasília. A Mina Cachoeira, Indústrias Nucleares do Brasil - INB, situa-se 12 km a leste do Distrito de Maniaçu-BA (30 km a norte de Caetité-BA) e 15 km a oeste do Distrito de São Timóteo-BA, Município de Livramento de Nossa Senhora-BA.



1.2. MATERIAIS E MÉTODOS

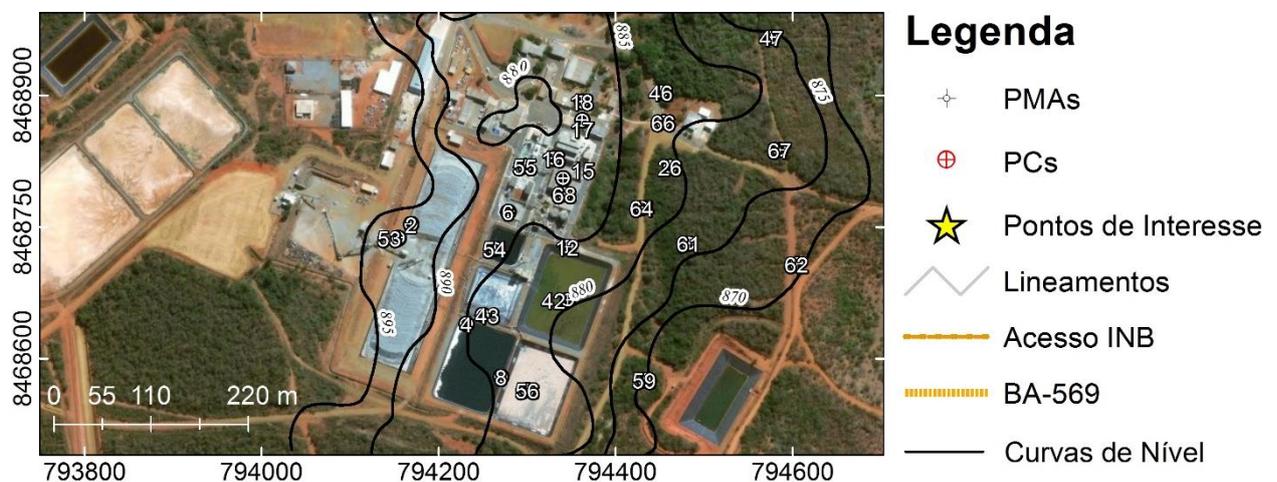
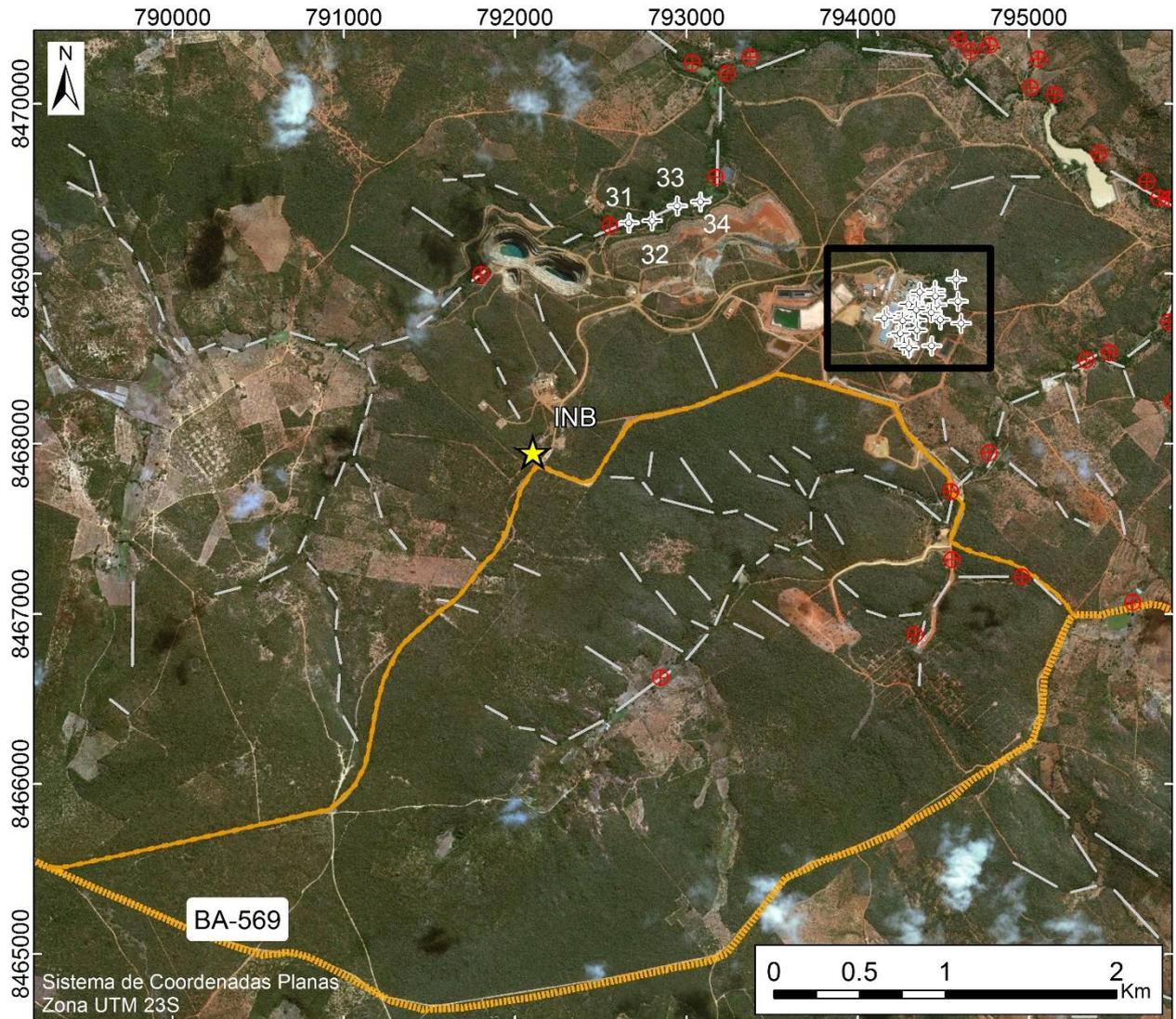
A fim de atender aos anseios desta pesquisa, o projeto dispõe de dados de hidrodinâmica (Nível Estático - NE) e hidroquímicos (Condutividade Elétrica – CE e pH) coletados em vinte e oito (28) poços de monitoramento ambiental (PMAs). A resolução temporal destes dados é mensal, com aquisição de parâmetros geralmente a partir da segunda quinzena de cada mês. Em alguns poucos casos, há mais de uma coleta por período de tempo. Nestas situações, considerou-se para fins de processamento e interpretação o valor calculado da média aritmética.

Os poços de monitoramento são do tipo simples com seção de filtro curta. A profundidade destas obras de engenharia varia entre nove e vinte e dois metros e meio, com zona de admissão d'água sempre na porção inferior da coluna de revestimento. O período de coleta de parâmetros se estende de 2007 a 2015 para um conjunto de dezessete (17) poços (PMAs 02 a 47) e, a partir de maio de 2012, onze (11) poços foram adicionados à rede de monitoramento (PMAs 53 a 68). A Figura 1.2 a seguir exhibe a localização e articulação destes PMAs e no Capítulo IV serão apresentadas as suas principais características. Destaca-se que os poços de monitoramento aqui estudados situam-se em um alto topográfico com relevo local plano a suave ondulado, como será retomado no tópico de geomorfologia. A área de captação (área de recarga) apresenta pouca interferência antrópica e os poços de produção (PCs) existentes no local estão sempre em regiões mais baixas e captam água de porções profundas de aquífero diverso (em média, 60 m). Esta conjuntura de fatores permite a interpretação dos dados como decorrentes de processos naturais, de forma a satisfazer os objetivos da pesquisa.

Para a mensuração dos níveis freáticos, a equipe de campo da empresa fez uso de medidores de nível manuais dotados de avisos sonoro e luminoso de contato com a água. Tais valores foram corrigidos neste trabalho para potenciometria (m), tendo como referência as cotas das bocas dos poços, obtidas a partir de modelo digital de elevação produto de aquisição do sensor ALOS PALSAR (resolução espacial igual a 12,5 m). Por sua vez, os parâmetros químicos foram aferidos em campo com medidor multiparâmetro portátil.

Este projeto conta ainda com o acesso a uma série histórica de precipitação e evaporação direta de quatorze (2003 a 2016) e dez anos (2003 a 2012), respectivamente, ambas com registros mensais. Tais dados foram adquiridos em estação meteorológica de propriedade e responsabilidade da INB, Unidade Caetité. Eventuais falhas na aquisição foram corrigidas a partir de leituras diárias da Estação INMET Caetité (83339), por esta ser a mais próxima à área de estudo a disponibilizar dados. Ressalta-se a similaridade das cotas altimétricas em que estes equipamentos estão instalados: Estação INEMET 882 m e Estação INB 900 m. Registros 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.

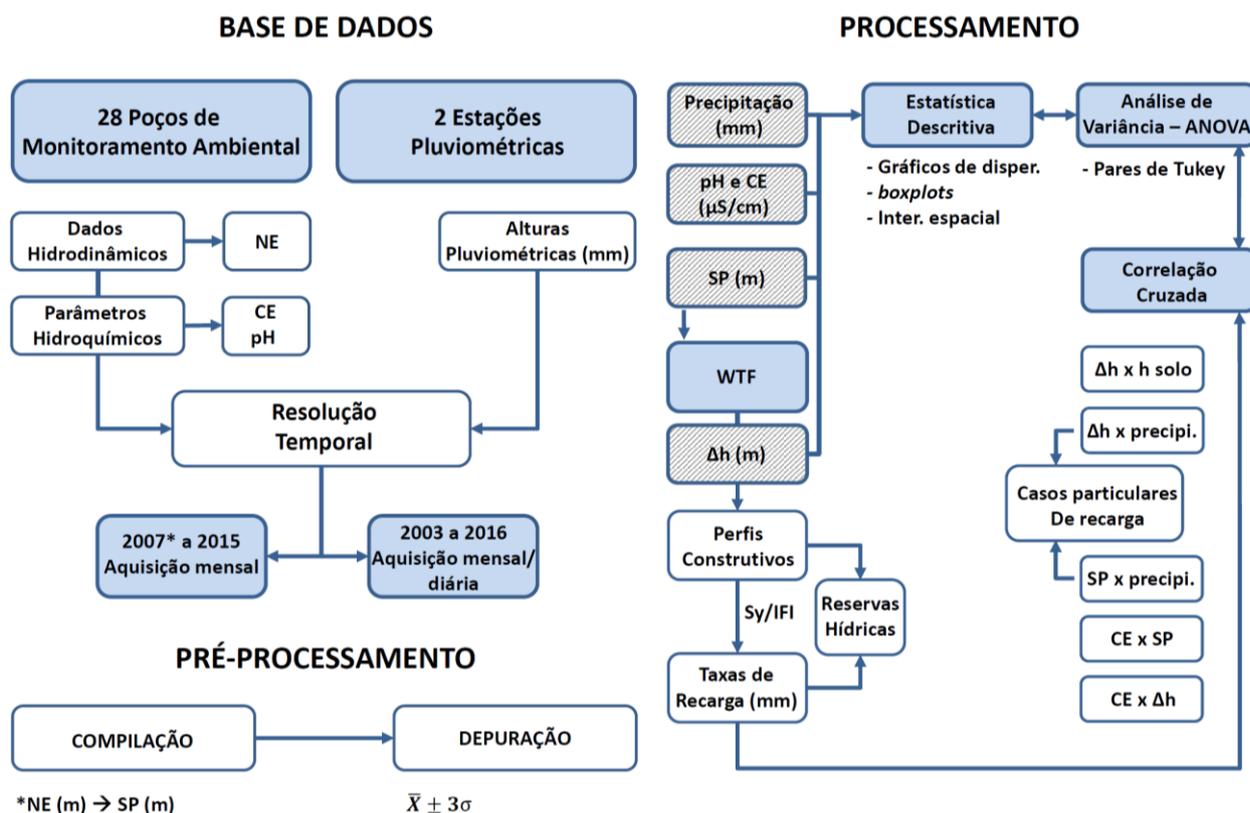
Figura 1.2 – Localização geográfica dos Poços de Monitoramento Ambiental (PMAs) objetos de estudo, superpostos à imagem de satélite (fonte: Bing World Imagery Basemap). Em vermelho, Poços de Produção (PCs), locados sempre no prolongamento de lineamentos geológicos. Os PMAs 31 a 34, por se situarem próximos a PCs e ao longo de drenagem intermitente, foram desconsiderados neste estudo para a avaliação de parâmetros médios do aquífero, mas são importantes para argumentações acerca de fluxos hidrogeológicos. Detalhe para os demais 24 PMAs, em escala 1:5.000.



A avaliação do conjunto de dados apoia-se em técnicas estatísticas. Os *softwares* utilizados neste trabalho são Excel 2013 e Minitab 17. A avaliação espacial dos parâmetros ocorre em ambiente SIG com o auxílio de programas como ArcGIS 10.6.1 e Google Earth Pro. Todos os procedimentos adotados nas etapas de pré-processamento e processamento são esquematizados no fluxograma exibido a seguir (Figura 1.3).

Como citado anteriormente, falhas nos dados pluviométricos foram corrigidas a partir de consultas em outra estação meteorológica. Quanto aos dados de potenciometria e condutividade, após compilação e cálculo de estatísticas descritivas e elaboração de gráficos preliminares, identificaram-se valores discrepantes, o que demonstra carência de filtragem. Adotou-se como critério os limiares correspondentes ao resultado da média \pm três desvios padrão para cada poço/ano (Andriotti, 2010), uma vez que, por se tratar de um meio fraturado heterogêneo e de baixa porosidade efetiva, flutuações bruscas no nível d'água são plausíveis. Em especial à potenciometria, valores súbitos de elevação freática em meio a períodos de longa estiagem (maio a setembro) foram desconsiderados. Entretanto, para poços em que tal comportamento mostra-se sistêmico, há de considerá-los como resultado de alguma condicionante que vai além do erro humano. Desta forma, optou-se como regra por manter tais dados quando em representação gráfica a fim de fomentar possíveis discussões.

Figura 1.3 – Fluxograma de procedimentos adotados para pré-processamento e processamento da base de dados disponível. Lembrete: WTF = Water Table Fluctuation.



Na etapa de processamento, tanto dados pluviométricos quanto hidroquímicos e de carga hidráulica foram avaliados descritivamente e em sequência sob o ponto de vista da análise de variância (Teste ANOVA). Os parâmetros estatísticos de maior interesse são média, variância e desvio padrão. A avaliação cronológica e ordenada dos dados contou com a elaboração de gráficos de dispersão e de caixa (*boxplots*), respectivamente, permitindo a identificação de tendências e o cálculo de amplitude de variação, mediana e amplitude interquartil para cada parâmetro (intervalo que concentra 50% dos dados). A análise de variância é suplementar e crucial para a caracterização global do regime de precipitação local e do comportamento dinâmico e químico das águas subterrâneas, além de auxiliar, novamente, na identificação de tendências. 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 e, portanto, na compartimentação do período hidrológico e, preliminarmente, do aquífero. Além da avaliação estatística para tal compartimentação, a elaboração de mapas de faixas de mesma cota topográfica, potenciometria e de condutividade elétrica auxiliam na visualização espacial destes parâmetros e na compreensão de possível relação entre estes.

Quanto às técnicas de estimativa de recarga, apesar do método do balanço hídrico ser tradicional e passível de aplicação em diferentes escalas (Braga *et al.*, 2016), este pode apresentar incertezas maiores que o valor real calculado, especialmente nos casos em que o balanço hídrico não acusa excedente hídrico (típico em regiões áridas) e, portanto, ausência de recarga (Healy, 2010). O método da variação do nível d'água (WTF), ao apresentar estimativas coerentes de recarga, surge como alternativa a esta problemática, uma vez que este é diretamente aplicável à parcela da recarga potencial que contribui para a ascensão da superfície potenciométrica (recarga efetiva) de um aquífero (Healy & Cook, 2002; Nimmo *et al.*, 2015), bastando multiplicar o valor calculado (método RISE; Healy, 2010; Nimmo *et al.*, 2015) pelo fator de porosidade efetiva do aquífero. Um exemplo de cálculo de Δh executado durante este estudo é ilustrado na Figura 1.4. Para a avaliação estatística, adotaram-se como referência os valores de recarga anual por poço de monitoramento e médios do aquífero. No caso de ocorrerem dois eventos (picos) de recarga em um mesmo ano, considerou-se o de maior valor e/ou aquele contemporâneo a picos registrados em outros poços, para fins de comparação.

O processamento dos valores de Δh obtidos obedece aos mesmos procedimentos descritos para os parâmetros hidrogeológicos e climáticos, do que destacam-se: estatística descritiva e análise de variância. O teste estatístico ANOVA para os valores brutos de Δh calculados para cada caso auxilia na identificação de padrões de recarga e, a partir de aspectos construtivos (perfis litopedológicos; Figura 1.5) e geomorfológicos e amparado por testes de correlação cruzada (CC), na identificação de controles na recarga do aquífero local (controles hidráulicos), especialmente no

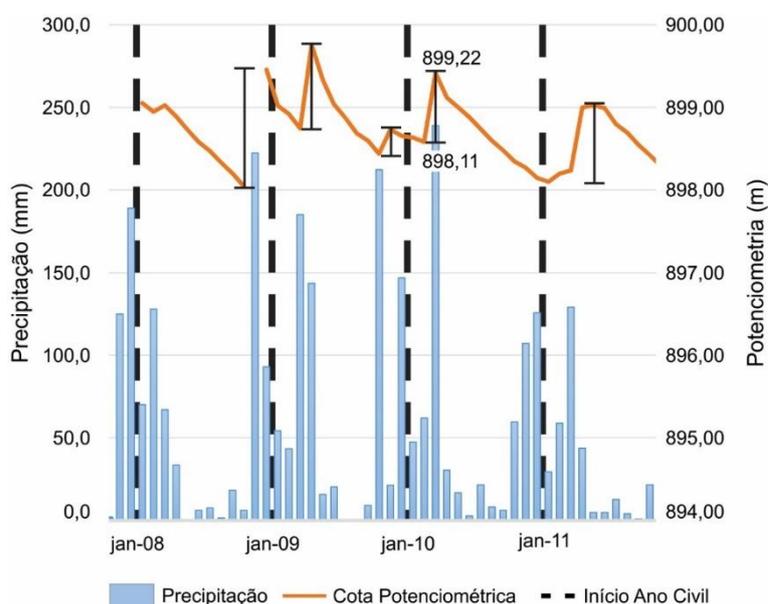
referente à espessura da cobertura pedológica (h). Desta forma, a compartimentação preliminar do aquífero torna-se mais robusta. Pontua-se que a correlação é significativa quando o valor absoluto supera o obtido pela operação:

$$2/\sqrt{n - |k|} \text{ (Equação 1),}$$

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 referem-se a cada ano de monitoramento. Assim, considerou-se para a interpretação os resultados de correlação para um mesmo ano, isto é, correspondente ao *lag* 0.

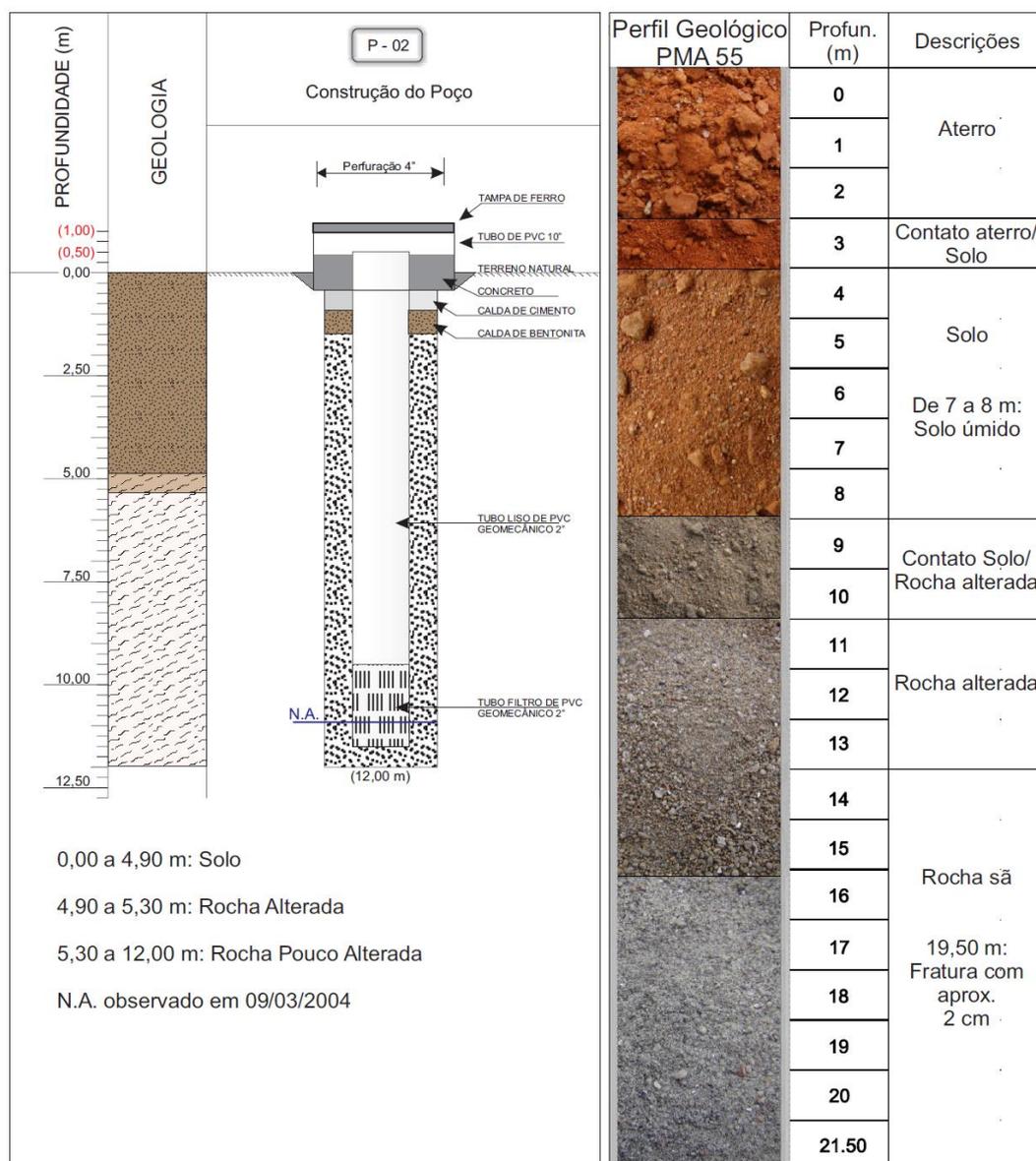
Figura 1.4 – Exemplo de cálculo de Δh para o PMA 02. Destaca-se que a curva de recessão hídrica não é levada em consideração nesta metodologia.



A existência do perfil construtivo dos poços de monitoramento (Figura 1.5) foi de fundamental importância para a caracterização do meio físico que hospeda as zonas saturada e vadosa do aquífero estudado. A partir de valores estimados de porosidade efetiva, procedeu-se à conversão dos valores de Δh em metros para taxas de recarga (mm/ano) e estabeleceu-se uma relação percentual com o volume que anualmente precipita em Maniaçu. Além disso, a compreensão das variações geológicas em subsuperfície fornecem subsídio para uma melhor interpretação dos valores de flutuação absolutos.

Do cálculo de recarga pode-se estimar a reserva hídrica renovável, dependente também do fator geométrico “área”. A geometria vertical do aquífero pode ser estimada a partir da amplitude média de variação do parâmetro nível estático e profundidade dos poços, fornecendo a noção de espessura saturada (b) mínima do aquífero. Desta forma, estimou-se também a reserva hídrica permanente do aquífero.

Figura 1.5 – Modelos de perfis lito-pedológicos disponíveis para complementação da interpretação dos dados.



Por fim, foram realizados testes de correlação cruzada dos tipos: 1) Δh anual vs precipitação acumulada; 2) potenciometria máxima anual vs precipitação acumulada; 3) condutividade elétrica vs potenciometria (médias) e 4) condutividade elétrica média vs Δh anual a fim de I) determinar a dependência entre quantidade de recarga e volume precipitado acumulado (o quão proporcional é esta relação) e II) analisar os efeitos que a recarga produz na qualidade das águas locais (Hirata & Conicelli, 2012). A partir dos dois primeiros testes elencou-se casos particulares de recarga onde se avaliou a flutuação do nível d'água para anos hidrológicos aparentemente similares entre si em termos volumétricos, mas contrastantes quanto aos aspectos de distribuição temporal. O resultado desta etapa configura o objetivo principal desta dissertação, e sua discussão é amparada por todos os procedimentos e resultados anteriores, além de facilitado mediante reconhecimento da área de estudo durante atividade de campo realizado entre os dias 21 a 25/10/2017.

CAPÍTULO II- FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O conceito de recarga subterrânea mais difundido na literatura pode ser definido como o volume de água que atinge a superfície potenciométrica de determinado sistema aquífero, contribuindo assim para sua manutenção. Ainda, este conceito inclui o volume que flui em direção a zonas de descarga através de sua zona saturada, mas não considera trocas de água entre aquíferos, estas referidas na literatura como fluxo interaquíferos (Meinzer, 1923; Freeze & Cherry, 1979; Lerner *et al.*, 1990; Healy, 2010). Numericamente, é comum expressar esta grandeza em termos de volume por período de tempo ($[L^3T^{-1}]$, por exemplo: m^3/dia) ou em termos de fluxo ($[LT^{-1}]$, por exemplo: mm/ano) (Healy, 2010).

Apesar de ser um parâmetro essencial para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos e para a avaliação da evolução da qualidade das águas (Alazard *et al.*, 2016), a recarga de aquíferos é também um dos menos compreendidos, muito em decorrência de sua grande variabilidade no tempo e no espaço (Healy, 2010).

Em hidrogeologia, assim como em outros ramos das geociências, a etapa de modelagem numérica de determinado parâmetro requer a elaboração prévia de um modelo conceitual (Healy, 2010; Alazard *et al.*, 2016), isto é, antes de se aplicar uma metodologia de quantificação, é fundamental identificar e compreender os principais agentes tanto físicos quanto químicos - ou mesmo biológicos - que de alguma forma impactam no objeto de estudo.

Com relação à recarga de aquíferos, Kresic (2007), Healy (2010) e Bear (2012) reconhecem a importância das seguintes variáveis: geologia (pedologia), conteúdo prévio de água no solo, topografia, características da chuva (intensidade média, duração e intensidade de pico), clima, irrigação, vegetação e uso e ocupação do solo. Em síntese, a integração desta série de parâmetros representa um cenário ideal em que se pode compreender e até mesmo prever o comportamento da dinâmica da água na interface atmosfera-litosfera e na zona vadosa imediatamente abaixo desta, quando antes de atingir a zona saturada de um aquífero.

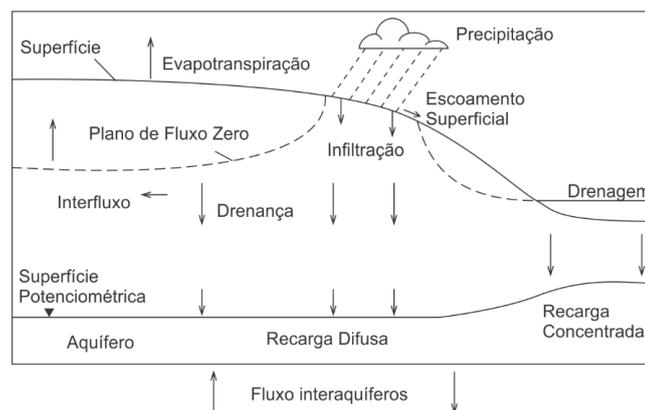
Atendendo ao objetivo principal desta dissertação, é de especial interesse avaliar atentamente a influência dos cinco primeiros parâmetros, sempre considerando as relações existentes com os demais. A seguir, são discutidos brevemente alguns conceitos essenciais para o desenvolvimento do presente estudo, além dos fundamentos da trajetória das plumas de recarga ao longo da zona vadosa e as metodologias mais comuns para mensuração de recarga.

2.1.1. TERMINOLOGIA

Antes de adentrar na conceituação dos parâmetros do meio físico, é importante definir alguns dos principais termos recorrentes em estudos de recarga, além de suas implicações. Primeiramente, é fundamental entender a relação entre infiltração, recarga potencial e recarga efetiva, e então distinguir os principais mecanismos pelos quais ocorre o processo de abastecimento subterrâneo.

Segundo Healy (2010), o termo infiltração refere-se à entrada de água na subsuperfície. Portanto, o volume de água entendido como possível recarga (recarga potencial) refere-se ao volume de precipitação local abatidas as perdas superficiais, principalmente aquelas para o escoamento superficial (*runoff* ou *overland flow*). Entretanto, segundo este mesmo autor, parte desta água pode ser reciclada por meio do processo de evapotranspiração - fator muito relevante para regiões em que a zona de raízes é profunda (Kresic, 2007), retida no armazenamento da zona não saturada (plano de fluxo zero) ou mesmo redistribuída lateralmente no perfil de solo (interfluxo) (Figura 2.1). Em suma, o valor que de fato abastece os mananciais subterrâneos é inferior àquele que infiltra e define assim o termo recarga efetiva. Outros autores, como Hendricks Franssen *et al.* (2006), propõem o termo “potencial de recarga”, este referente à diferença entre precipitação e evapotranspiração.

Figura 2.1 – Seção esquemática mostrando a infiltração na superfície e através da zona não saturada, além da drenança pelo aquítarde até o aquífero. Destaque para os processos de recarga difusa, recarga concentrada e para o traço conceitual que define o plano de fluxo zero. Adaptada de Healy, 2010.



Quanto aos mecanismos de recarga, a literatura reconhece dois principais. O primeiro deles refere-se ao mecanismo de recarga difusa (Healy, 2010), também denominada local ou direta (Alisson, 1987; Simmers, 1997). Segundo seus fundamentos, o processo de recarga se dá através de uma pluma de umidade descendente que se move através da zona não saturada de um determinado aquífero. Apesar de comumente aceita como estável, premissa esta adotada em uma série de modelos numéricos (modelos de recarga “*piston-flow*”; Sukhija *et al.*, 2003; Chu & Mariño, 2005), esta frente de umidade pode ser irregular, sendo comum a formação de caminhos

preferenciais de infiltração (*fingers*) (Hendrickx & Walker, 2017).

O segundo mecanismo é denominado recarga localizada, concentrada ou indireta (Lerner *et al.*, 1990; Healy, 2010). Enquanto o mecanismo direto é preponderante em regiões de clima úmido, este segundo apresenta extrema importância para regiões de clima árido e semiárido, pois representa o processo de infiltração em regiões pontuais da superfície, principalmente a partir de pequenas depressões, juntas, fraturas ou mesmo lagos e rios (Sukhija *et al.*, 2003; Healy, 2010; Hendrickx & Walker, 2017).

Vale comentar que segundo a Associação Brasileira de Recursos Hídricas “zona de recarga direta: é aquela onde as águas da chuva se infiltram diretamente no aquífero, através de suas áreas de afloramento e fissuras de rochas subjacentes”, isto é, há superposição de conceitos. Para fins desta pesquisa, entende-se que processos de recarga atuantes em grandes áreas são do tipo “difusa”, enquanto que aqueles atuantes apenas em regiões de fraturas são do tipo “direta”.

2.1.2. INFILTRAÇÃO D'ÁGUA EM UM MEIO POROSO

De acordo com Chu & Mariño (2005), o processo de infiltração da água no solo pode ser complicado em função de variações texturais ao longo do perfil. De fato, mudanças nas características físicas do meio se traduzem em mudanças nos valores de condutividade hidráulica (K ; [LT^{-1}]).

Dentre a série de parâmetros hidrodinâmicos existentes, a condutividade hidráulica destaca-se como um dos mais importantes para a caracterização quantitativa de aquíferos (Fetter, 2001; Feitosa *et al.*, 2008). Darcy (1856), ao estudar a percolação de água ao longo de um tubo preenchido com areia, concluiu que a taxa do fluxo de água Q [L^3T^{-1}] é diretamente proporcional à área A [L^2] da seção transversal da camada de areia e à diferença de carga hidráulica h [L] existente ao longo desta, e inversamente proporcional ao comprimento L [L] da coluna de areia (Brutsaert, 2005). A equação que ilustra o exposto, conhecida como Lei de Darcy, pode ser escrita da seguinte forma:

$$Q = KA(h_1 - h_2)/L \text{ (Equação 2),}$$

onde os subscritos 1 e 2 se referem à entrada e à saída de água na seção e K a uma constante de proporcionalidade, hoje comumente referida como condutividade hidráulica [LT^{-1}].

Apesar da unidade, o conceito de condutividade hidráulica é distinto do de velocidade de fluxo, sendo, por definição, referente ao volume de fluido que flui através de uma seção específica sob a influência de um gradiente hidráulico unitário (Brutsaert, 2005; Glassley, 2014). Como já citado, este parâmetro é dependente das características do meio poroso, como tamanho, forma, distribuição e arranjo de partículas (porosidade e permeabilidade), e também das características do fluido percolante (Fetter, 2001; Feitosa *et al.*, 2008), o que leva a:

$$K = (\rho g / \mu) \times k \text{ (Equação 3)},$$

em que ρ é a densidade do fluido [ML^{-3}], g a aceleração da gravidade [LT^{-2}], μ é a viscosidade dinâmica [$ML^{-1}T^{-1}$] e k a permeabilidade [L^2] (Glassley, 2014).

Um cenário pedológico comum é aquele em que o valor de K reduz em função da profundidade. Nesta situação, a taxa de progresso da frente de umidade decai gradativamente, o que gera platôs de umidade e fluxo lateral na interface de horizontes hidraulicamente contrastantes (Chu & Mariño, 2005). Numericamente, a aproximação proposta por Green-Ampt (1911) é apropriada para a descrição deste cenário (Miller & Gardner, 1962; Bruce & Whisler, 1973; Chu & Mariño, 2005). Entretanto, para situações em que a água flui de meios menos condutivos para meios mais condutivos, o modelo original carece de modificações (Ahuja, 1983), pois nestes cenários a formação de caminhos preferenciais de fluxo (*fingers*) é iminente, levando a não saturação do meio e, portanto, a locais específicos de recarga (Jury & Horton, 2004; Chu & Mariño, 2005; Hendrickx & Walker, 2017).

Um ponto importante a respeito do arranjo das partículas sólidas em um solo diz respeito à agregação de finos (estruturação). Segundo Gaspar *et al.*, (2007), diminuições da condutividade hidráulica em profundidade podem estar relacionadas ao aumento de conteúdo de argila ao longo do perfil e também à eliminação progressiva da estruturação do solo (grumosa ou granular), e vice-versa. Tal argumentação é corroborada por estes autores ao apresentarem resultados destoantes de K para solos de mesma composição, mas homogêneos em algumas situações e estruturados em outras.

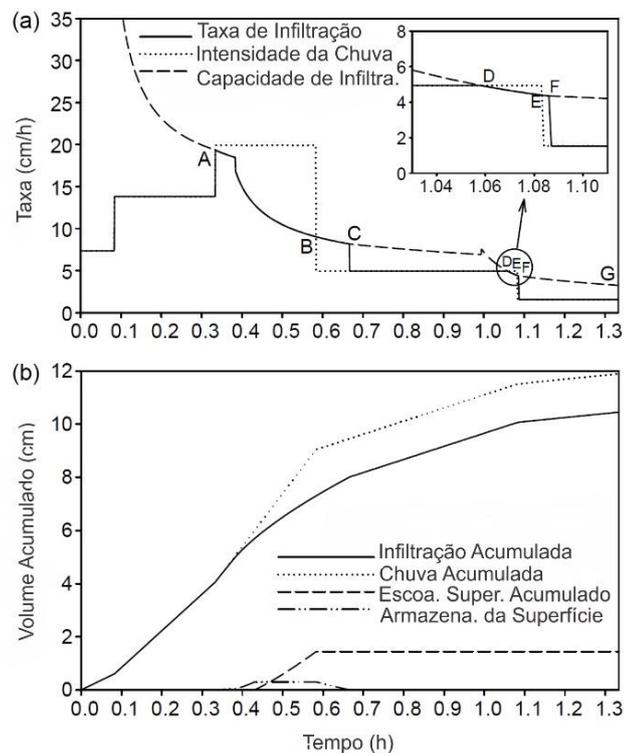
Em adição às características do solo, Chu & Mariño (2005) destacam ainda a importância que o conteúdo prévio de água no solo, a topografia e a constância de um evento de precipitação tem no processo de infiltração da água. Começando pelo conteúdo prévio de água no solo, admite-se que um meio poroso, além de uma capacidade de infiltração, possui uma capacidade de retenção, ou capacidade de campo. Segundo Brito *et al.* (2011) a capacidade de campo representa o volume de água armazenado no solo após o excesso ter sido drenado, isto é, após cessar o movimento de água no perfil, tanto por gravidade quanto por capilaridade. Estes autores argumentam ainda que a capacidade de campo é um estado hídrico específico para cada tipo de material (K) e intimamente ligado a processos de redistribuição de água (interfluxo).

Quanto à topografia, a compartimentação geomorfológica de uma área é fundamental para determinar o balanço entre infiltração e escoamento. Hendrickx & Walker (2017) argumentam que regiões declivosas tendem a gerar muito escoamento superficial (classificação hidrológica C e D de Sartori *et al.*, 2005), enquanto que regiões planas favorecem a infiltração (classes A e B de Sartori *et al.*, 2005). De forma geral, situações em que o volume de chuva supera aquele que a superfície é capaz de armazenar (empoçar) geram escoamento superficial, reduzindo assim o valor

de recarga potencial (Chu & Mariño, 2005). Para regiões extremamente planas (declividades inferiores a 8%), a tendência é a formação de uma lâmina d'água (fluxo laminar), a qual acaba por ser uma fonte que mantém o processo de infiltração por um período de tempo após o término de uma chuva.

Por fim, convém avaliar o comportamento da infiltração da água durante um evento de precipitação irregular. Chu & Mariño (2005) propõem um modelo em que, apesar de algumas simplificações, é possível compreender a dinâmica do processo de infiltração/escoamento superficial (Figura 2.2).

Figura 2.2 – (a) Relação entre taxa de infiltração, intensidade de precipitação e capacidade de infiltração. Atentar para os pontos A e B, onde há, respectivamente, aumento e queda da intensidade da chuva com relação a capacidade de infiltração do meio poroso. O intervalo BC refere-se ao tempo necessário para a dissipação do volume anteriormente armazenado. Para o mesmo instante A observa-se em (b) o início do armazenamento, estimado em 0,1 cm para o estudo de caso em questão, o qual foi satisfeito em poucos minutos (0,05 hora). Interpretação análoga pode ser feita para os pontos D, E e F. Adaptado de Chu & Mariño, 2005.



Pelo seu modelo, cuja calibração ocorreu com dados de infiltração *in situ*, e partindo-se do pressuposto de que a variável capacidade de campo se encontra satisfeita, uma vez que a linha que descreve a intensidade da chuva intercepta a curva de capacidade de infiltração de um solo estratificado, o volume excedente é, primeiramente, armazenado e, superada esta condição, tem-se início o processo de escoamento superficial (situação observada em b). Caso haja redução na intensidade da precipitação para uma taxa inferior a capacidade de infiltração, a velocidade de infiltração passa a ser igual a taxa de precipitação, mas apenas após todo o excedente anteriormente empoeado ser dissipado. Este experimento demonstra que, tomando-se os processos de recarga

como referenciais, chuvas brandas representam o cenário ideal (Healy & Cook, 2002), pois o intervalo de tempo em que há a interceptação entre as curvas de capacidade de infiltração e intensidade de precipitação é maior, ou mesmo não ocorre, implicando em um maior volume de recarga potencial.

2.1.3. CLIMA

Como já discutido, a principal forma de oferta de água ao subsistema hidrosfera ocorre sob a forma de precipitação. Em termos regionais, pode-se dizer que o padrão de recarga de um dado sistema aquífero está atrelado ao clima do contexto no qual este se insere. Entretanto, eventos episódicos de recarga podem ocorrer ao longo de um ano hidrológico em função da variabilidade natural do ciclo das chuvas (Nimmo *et al.*, 2015).

Em diversos estudos, é comum estimar a taxa anual de recarga e referir-se a esta como um percentual da precipitação média total para uma região. Para estudos regionais, este valor tende a ser fixo. Porém, a avaliação individual de pulsos de recarga associados a eventos de precipitação isolados demonstra que o valor percentual daquilo que se torna recarga varia sistematicamente em função da magnitude do evento de precipitação (French *et al.*, 1996; Wu *et al.*, 1996; Kendy *et al.*, 2004; Nimmo *et al.*, 2015).

Esta constatação levou Crosbie *et al.* (2012) a ressaltarem que uma mudança climática *strictu sensu* possui grande poder de impacto sobre o suprimento de água para reservatórios subterrâneos. Nesta linha de pesquisa, Nimmo *et al.* (2015) argumentam que um aumento na intensidade média de eventos de chuva pode tanto incrementar ou reduzir as taxas de recarga, por 1) ofertar um volume em excesso àquele necessário para umedecer o solo ou por 2) propiciar situações de escoamento superficial, que não contribuem para a recarga, isto é, reduzem o volume de recarga potencial.

Hirata & Conicelli (2012) argumentam que a redução e/ou mudanças nos padrões de precipitação podem reduzir as taxas de recarga, principalmente de aquíferos livres. Para a região Nordeste do Brasil, os autores preveem uma redução de 70% na recarga dos aquíferos em 2050, e de 30% a 70% para os aquíferos da região norte (comparado a valores de 2010). Por outro lado, para as regiões sul e sudeste, espera-se um incremento de 30% a 100%. Os autores destacam que, apesar de haver previsões de maiores volumes de precipitação em algumas regiões, o fator variabilidade possui forte impacto, podendo implicar em longos períodos de seca, como o ocorrido em 2005 na região amazônica. Ainda, apesar do aumento de precipitação possuir o potencial de incrementar a taxa de recarga de aquíferos, em regiões semiáridas a variável evapotranspiração pode cancelar este fator.

Döll & Flörke (2005) fazem discussão similar quanto à temática distribuição pluviométrica,

destacando, contudo, o impacto de variabilidades sazonais na recarga de aquíferos. Ainda, estes autores observam que a inconstância nos eventos de flutuação da superfície potenciométrica pode levar a condições específicas nos solos, como formação de crostas e hidrofobia, incrementando, portanto as taxas de escoamento superficial.

Para Anyah *et al.* (2018), entender a relação entre variabilidade climática e armazenamento de água é crucial para traçar estratégias futuras de gestão. Hirata & Conicelli (2012) acrescentam que boas práticas de exploração podem induzir incrementos nas taxas de recarga. Um efeito prático positivo desta recarga induzida é, além do aumento na oferta hídrica, a melhora na qualidade geral das águas, uma vez que a renovação cíclica do aquífero é fundamental para a dissolução de contaminantes (Hirata & Conicelli, 2012).

2.1.4. MÉTODOS PARA A QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA

Uma vez compreendidos os mecanismos do processo de recarga, pode-se partir para a aplicação de metodologias que visam a sua quantificação. Healy (2010) atenta para dois grandes grupos de técnicas, sendo aquelas aplicáveis a mensuração de recarga potencial e aquelas a de recarga efetiva. Delin & Risser (2007), por sua vez, discutem a escala de aplicabilidade de uma série de metodologias.

Além destes aspectos, é importante frisar que as diferentes técnicas existentes fazem uso das diferentes porções dos sistemas aquíferos. Enquanto alguns métodos utilizam dados colhidos junto a zona saturada de aquíferos, outros objetivam caracterizar a zona vadosa destes (Freitas, 2010). Ainda, há técnicas que levam em consideração fatores climáticos e as interações entre sistemas hídricos superficiais e subterrâneos.

De forma geral, segundo Delin & Risser (2007), métodos baseados na caracterização da zona não saturada e em dados de águas superficiais fornecem valores potenciais de recarga, enquanto que aqueles baseados em dados de água subterrânea, geralmente, fornecem dados de recarga efetiva.

A seguir, é apresentada uma breve discussão acerca dos principais métodos de quantificação de recarga, abordando os principais fundamentos de cada técnica e sua respectiva aplicabilidade.

2.1.4.1. BALANÇO HÍDRICO

Calcular o balanço hídrico consiste em contabilizar todo e qualquer tipo de entrada e saída de água num sistema hídrico, seja uma bacia hidrográfica, um sistema aquífero ou mesmo um lago ou rio, com uma única premissa: o ciclo da água é fechado, isto é, admite-se o princípio da conservação de massa (Healy, 2010).

Mediante esta fundamentação, não há limitações espaciais para a aplicação deste método, pois este pode ser adaptado em função da escala de estudo (Braga *et al.*, 2016). Outro aspecto relevante é a não consideração dos mecanismos físicos envolvidos nas interações hídricas quando na interface de subsistemas ou no interior destes. Desta forma, o método do balanço hídrico mostra-se universal, pois não faz distinção de mecanismos difusos ou focalizados (Healy, 2010). Porém, este método apenas identifica aquilo que circula através de um sistema hídrico, não sendo útil para identificar aquilo que fica retido, ou, em outras palavras, que se “perde” quando se assume como referencial o reservatório d’água estudado. Desta forma, fica clara a função desta técnica para o cálculo de recarga potencial.

Em estudos de recarga, procura-se resolver uma equação do tipo balanço hídrico “residual”. Por esta técnica, todas as variáveis da equação, exceto recarga, podem ser mensuradas ou estimadas. Uma equação desta natureza, sugerida por Healy (2010), pode ser escrita como:

$$R + Q_{ON}^{GW} = \Delta S^{GW} + Q^{BF} + ET^{GW} + Q_{OFF}^{GW} \text{ (Equação 4)}$$

Onde:

R = recarga;

Q_{on}^{GW} = ganho por fluxo interaquífero (o que pode incluir adições por injeção/irrigação);

* ΔS^{GW} = variação do armazenamento da zona saturada;

** Q^{bf} = fluxo de base;

ET^{GW} = evapotranspiração;

Q_{off}^{GW} = perda por fluxo interaquífero (o que pode incluir retiradas por bombeamento)

**Segundo o Canal Escola do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), armazenamento (s) é “a capacidade em água do aquífero, ou seja, é o parâmetro hidráulico que expressa o volume de água que um aquífero é capaz de receber/ceder em função de uma variação unitária da superfície potenciométrica, numa base de área unitária; está associada à porosidade e a fenômenos elásticos, tanto da água como da litologia.”*

***Pode-se definir fluxo de base como o escoamento verificado em drenagens em função da conexão hidráulica destas com um manancial subterrâneo ou um lago (Smakhtin, 2001).*

Uma vez desconsiderada qualquer tipo de entrada ou retirada artificial de água e assumindo-se que a variação do armazenamento de um aquífero é desprezível para longos períodos (Freitas, 2010), além de explicitando recarga como recarga potencial, a equação acima se transforma em:

$$R_p = P - R_{OFF} = Q^{BF} + ET^{GW} \text{ (Equação 5)}$$

Onde:

R_p = recarga potencial

P = precipitação

R_{off} = escoamento superficial

Por esta simplificação, as variáveis desconhecidas são escoamento superficial e fluxo de base, além de evapotranspiração. A separação e quantificação das duas primeiras variáveis podem ser feitas a partir de técnicas manuais ou automáticas de separação de hidrogramas (Bertol, 2006).

Quanto ao cálculo da evapotranspiração, há uma série de implicações, desde a necessidade de dados climáticos a características de demanda hídrica da vegetação (Índice de cultura Kc; Jensen *et al.*, 2016). Em geral, o número obtido pelos experimentos mais comuns refere-se a valores potenciais de evapotranspiração, isto é, não reais. Caso o índice Kc de uma região seja conhecido, pode-se corrigir os valores potenciais calculados, obtendo-se assim um número de evapotranspiração real. Para o caso de culturas agrícolas, os valores para uma série de *commodities* são tabelados e de aplicação consistente, pois regiões de cultivo controlado são de fato homogêneas (Jensen *et al.*, 2016).

Thornthwaite & Mather (1955), a fim de viabilizar estudos em regiões carentes de dados, propõem uma adaptação ao cálculo do balanço hídrico tradicional, referido na literatura como Balanço Hídrico Climatológico. Segundo a metodologia destes autores, apenas dados de temperatura do ar e de precipitação são suficientes para se estimar a evapotranspiração potencial de uma região e definir assim períodos de déficit e de superávit hídrico. Ao utilizar este método, pode-se atribuir um valor percentual em relação ao excedente hídrico e definir assim um número para a recarga potencial. Em tentativa de antecipar perdas e tornar a recarga potencial calculada mais próxima da efetiva, este valor é geralmente conservador, além de variável espacialmente, pois leva em consideração a análise do modelo conceitual da área (Coimbra, 1987; Carmelo, 2002).

Uma deficiência do método do balanço hídrico é que para regiões áridas e semiáridas, as estimativas de recarga para este método, seja pelo método tradicional de equacionar uma série de parâmetros passíveis de estimativa ou simplesmente atribuindo um valor percentual fixo em cima do excedente hídrico de uma região, apresentam grandes incertezas e erros, quase sempre no sentido de subestimar as taxas de recarga ou mesmo de não prever recarga (Gee & Hillel, 1988; Sukhija, 2003). Nestas situações, é mais coerente adaptar as equações de balanço hídrico para uma escala de detalhe em nível de rio ou lago. Hendrickx & Walker (2017) argumentam que para a estimativa eficiente de recarga potencial regida por mecanismos localizados é fundamental que a equação do balanço hídrico leve em consideração a análise de hidrogramas para corpos lânticos e lóticos chaves para a recarga na região de estudo.

Scanlon *et al.* (2006) realizam estudos aprofundados na tentativa de entender os processos de recarga em regiões áridas. Contudo, muito ainda há a se aprender, uma vez que estas regiões preservam evidências históricas de variabilidade climática em suas espessas zonas não saturadas (Smerdon, 2017).

2.1.4.2. MÉTODOS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA

Segundo Healy (2010), métodos que se fundamentam na avaliação de dados hidrodinâmicos ao longo do tempo e do espaço são os mais utilizados em estudos hidrogeológicos.

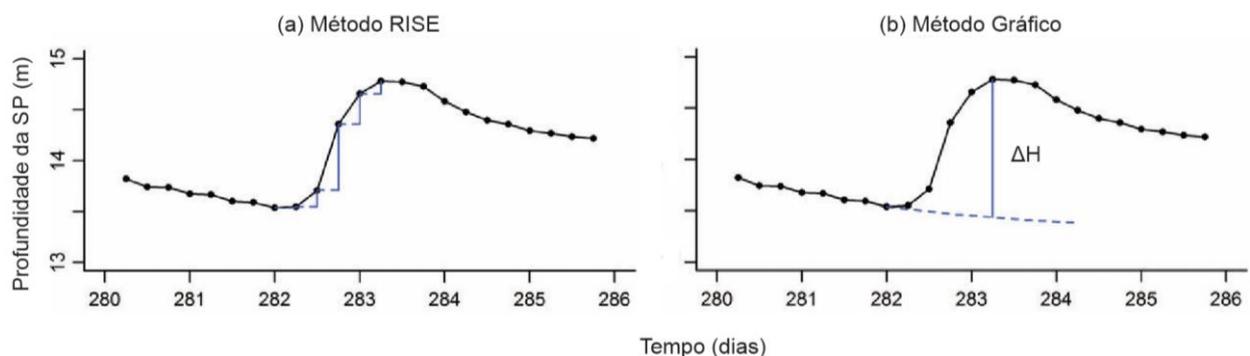
Como vantagens, o autor destaca a simplicidade de aplicação e o fato de ser possível mensurar taxas de recarga efetiva.

Destaca-se nesta categoria o método conhecido como variação do nível freático (*water table fluctuation - WTF*; Meinzer, 1923). De acordo com Healy & Cook (2002), para a aplicação deste método são necessários uma série histórica com dados de potenciometria e um valor médio de vazão específica (S_y) para o material aquífero, referida por Feitosa *et al.* (2008) como porosidade efetiva.

A premissa básica deste método é que elevações nos níveis d'água observados em poços de monitoramento são respostas a água de recarga que atinge a zona saturada. Desta forma, assume-se que toda a água que chega a um aquífero é imediatamente incorporada ao seu armazenamento e que os demais componentes expressos na Equação 4 são nulos durante a recarga (Healy & Cook, 2002).

Segundo Nimmo *et al.* (2015), o método WTF permite a análise de eventos de recarga individuais a partir da construção de um hidrograma com os dados de potenciometria. A estimativa deste parâmetro ocorre mediante duas metodologias principais (Figura 2.3). Na primeira, denominada método RISE, considera-se a diferença entre a superfície potenciométrica em um dado momento e a de um período imediatamente anterior. Na segunda, utiliza-se o método gráfico de prolongamento da curva de recessão até o momento em que se verifica a inflexão da hidrógrafa, fornecendo assim um valor de ΔH . Os autores destacam ainda que avaliação dos eventos de recarga pode ser feita caso a caso ou sistematicamente, a fim de se identificar padrões nos episódios de recarga.

Figura 2.3 – Conjunto de dados para a avaliação diária da variação da superfície potenciométrica. O cálculo de ΔH ocorre mediante (a) o método RISE e (b) o prolongamento da curva de recessão até o momento em que se registra o pico da superfície potenciométrica. Adaptado de Nimmo *et al.*, 2015.



O valor de recarga pode ser escrito e entendido como:

$$R = S_y \times dH/dT = S_y \times \Delta H/\Delta T \text{ (Equação 6)}$$

A dinâmica de infiltração da água no solo demonstra que existe um intervalo de tempo

entre infiltração e recarga efetiva, o qual varia principalmente em função da espessura não saturada do reservatório subterrâneo. Desta forma, Healy & Cook (2002) argumentam que a aplicabilidade deste método se restringe a aquíferos livres e rasos, pois as perdas durante longos percursos através da zona vadosa reduzem a efetividade da recarga, não permitindo assim definir ΔH_s . Além disso, estes autores defendem que esta técnica de mensuração apresenta maior eficiência caso aplicada durante este intervalo de tempo, comumente de algumas horas ou dias, ou seja, o método demanda dados com resolução temporal adequada. Caso aplicado a intervalos de tempo maiores (sazonal ou anual), o valor estimado passa a ser não o de recarga, mas sim o de variação do armazenamento (ΔS_{gw}), referido como recarga “líquida” (Healy & Cook, 2002).

Além disso, a avaliação de recarga é melhor executável para eventos episódicos de aumento da superfície potenciométrica, típico de regiões de climas com alguma sazonalidade. Em regiões de clima úmido, a ampla ocorrência de eventos de chuva de baixa intensidade e longa duração propiciam taxas de recarga constantes, as quais, apesar de favoráveis para a manutenção dos mananciais subterrâneos, podem ser igualadas às taxas com que a água é drenada do lençol freático, propiciando situações em que o método não prevê recarga.

Desta forma, somando-se as duas restrições apresentadas acima, Healy & Cook (2002) argumentam a possibilidade de se aplicar o método WTF a aquíferos profundos, desde que estes apresentem eventos episódicos de recarga.

É importante ressaltar que variações na superfície potenciométrica nem sempre refletem eventos de descarga ou recarga. Healy & Cook (2002) destacam que variações em longo prazo podem significar desde variações climáticas a mudanças no padrão de uso e ocupação do solo, do que se cita a impermeabilização de vastas áreas de recarga, aumento da utilização do recurso hídrico subterrâneo de forma não sustentável ou mesmo irrigação em excesso e bem-feitorias que induzam a recarga artificial de aquíferos.

Em escala sazonal, os autores apontam mudanças nas taxas de evapotranspiração, precipitação e irrigação. Por fim, em estudos de detalhe é necessário aplicar correções barométricas e de temperatura, pois a variação destes parâmetros induz a dilatação ou a contração da coluna d'água em um poço. Um último efeito interessante é o da presença de ar entre o lençol freático e a frente de umidade descendente (*lisse effect*). Efetivamente, a presença de ar neste espaço reduz o gradiente hidráulico vertical, reduzindo assim a condutividade hidráulica e retardando, portanto, a recarga e possibilitando o aumento do escoamento superficial. Para as medições de nível, esta camada de ar age como uma espécie de camada confinante, fazendo com que haja elevação do nível freático em um poço. Na medida em que o ar é dissipado, o nível estático retoma a normalidade, o que pode ocorrer em um intervalo de horas ou dias (Healy & Cook, 2002).

CAPÍTULO III - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. BREVE CONTEXTUALIZAÇÃO

A área de estudo apresenta papel estratégico para o Brasil no tocante à geração de energia elétrica, ainda que a fonte nuclear represente apenas 1,5% da matriz energética brasileira (EPE, 2016). Segundo INB (2018), a mina de Caetité é a única em operação em toda a América Latina e responde pelo suprimento das usinas Angra 1 e 2. Nela, são realizadas as duas primeiras etapas do ciclo do combustível nuclear: a mineração e o beneficiamento do minério, que resulta no chamado concentrado de urânio ou *yellowcake*.

A descoberta da região data de 1977, ano da realização de levantamentos aerogeofísicos na região da Serra do Espinhaço contratados pela Nuclebrás (Projeto Urandi, Centro de Geofísica Aplicada/Departamento Nacional de Produção Mineral - CGA/DNPM), cujos produtos culminaram na interpretação e delimitação de 115 anomalias (Pires, 2012). Na década seguinte, em 1981, a Nuclebrás e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) firmaram convênio para a elaboração de um mapa geológico da região em escala 1:25.000. Ao todo, 1.150 km² foram mapeados. Recentemente, entre os anos de 2010 e 2011, o Projeto Maniaçu (CBPM-INB) reduziu a área de investigação a 64 km², apoiando-se em técnicas de levantamento geológico e uso de métodos geofísicos terrestres (gamaespectrometria e magnetometria), resultando na identificação de 17 anomalias. A Mina Cachoeira (Empreendimento Complexo Minerário Industrial de Lagoa Real e Jazida Cachoeira, Processo de Licenciamento Ambiental N° 02001.000458/90-03, IBAMA), no entorno da qual se situam os poços de monitoramento aqui estudados, refere-se a anomalia de número 13 (Pires, 2012).

No contexto apresentado, a água subterrânea é de grande importância em função da não existência de cursos d'água perenes passíveis de barramento, e representa uma fonte complementar à reservatórios que captam águas pluviais. A água obtida por estes meios destina-se a etapas do beneficiamento do minério.

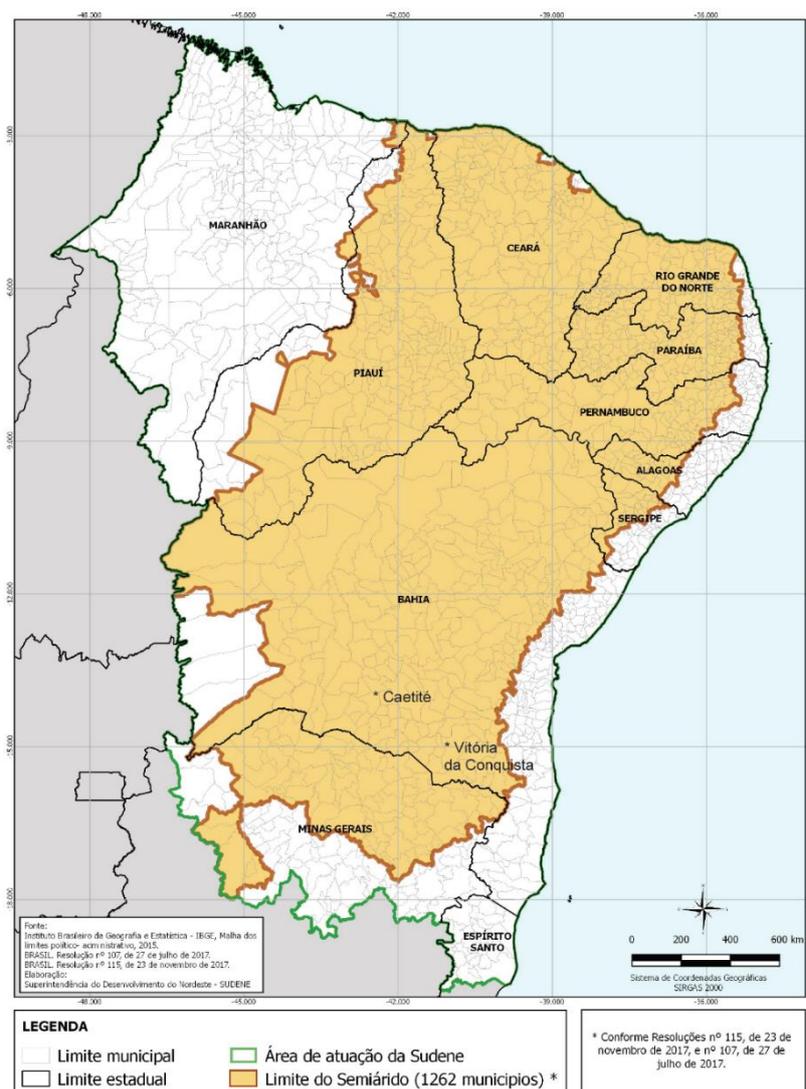
3.2. CLIMA E HIDROLOGIA

O município de Caetité está inserido na região denominada de Semiárido Brasileiro. Redelimitada sob o amparo da Lei Complementar de n° 125 de 3 de janeiro de 2007 e sob a coordenação do Ministério da Integração Nacional, mas apenas aprovada em 2017 pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene). Tal região corresponde a uma área total de 969.589,4 km², os quais incluem extensas porções dos estados da região nordeste brasileira, à exceção do Estado do Maranhão, além do extremo norte do Estado de Minas Gerais

(Figura 3.1).

Dentre os critérios técnicos adotados para esta divisão, citam-se: precipitação pluviométrica média anual igual ou inferior a 800 mm; índice de Aridez de Thornthwaite igual ou inferior a 0,50 e percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60%, considerando todos os dias do ano (SUDENE, 2018), sendo suficiente o atendimento de apenas um destes.

Figura 3.1 – Nova delimitação do semiárido brasileiro, segundo a Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene), Ministério da Integração Nacional. Fonte: <http://sudene.gov.br/planejamento-regional/delimitacao-do-semiarido> (acessado em 07/08/2018).

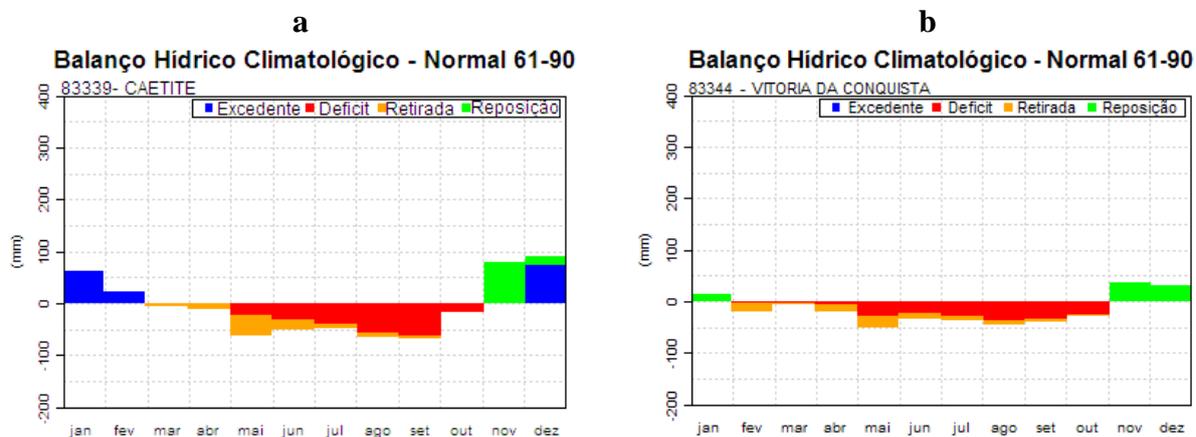


A região semiárida se destaca pelas elevadas temperaturas ao longo de todo o ano (média de 27°C) e baixa umidade relativa do ar. As chuvas são escassas e irregularmente distribuídas, sendo comum desde cenários de extrema aridez, quando se registra uma situação de déficit hídrico, a enchentes durante períodos chuvosos.

A Figura 3.2 compara o Balanço Hídrico Climatológico calculado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para as cidades de Caetité e Vitória da Conquista, as quais possuem médias pluviométricas, respectivamente de 922,5 mm e 712,0 mm. De acordo com os dados

coletados por estação meteorológica própria da Mina INB durante quatorze anos, a precipitação média anual da região de estudo é de 671,5 mm.

Figura 3.2 – Balanço Hídrico Climatológico para o período de 1961 a 1990 (INMET). Notar que, apesar de ser enquadrado como semiárido, o clima do município de Caetité (a) admite períodos de excedente hídrico, situação esta não observada na cidade de Vitória da Conquista (b), situada 250 km a leste deste e em cota altimétrica similar à da área de estudo (897 m e 900 m, respectivamente).



Do ponto de vista hidrográfico, a região de estudo encontra-se no divisor entre as Regiões Hidrográficas São Francisco e Atlântico Leste (Figura 3.3), marcado localmente pela Serra do Espinhaço Setentrional. O abastecimento público do município de Caetité, segundo ANA (2011b) é do tipo superficial/misto, com sistema de caráter isolado, sendo poços tubulares essenciais para a zona rural, conforme constatado em campo. A hidrografia na região de Maniaçu é dominada por pequenos cursos d'água intermitentes, como pode ser observado na Figura 3.4.

Figura 3.3 – Regiões Hidrográficas Brasileiras e localização da área de estudo.

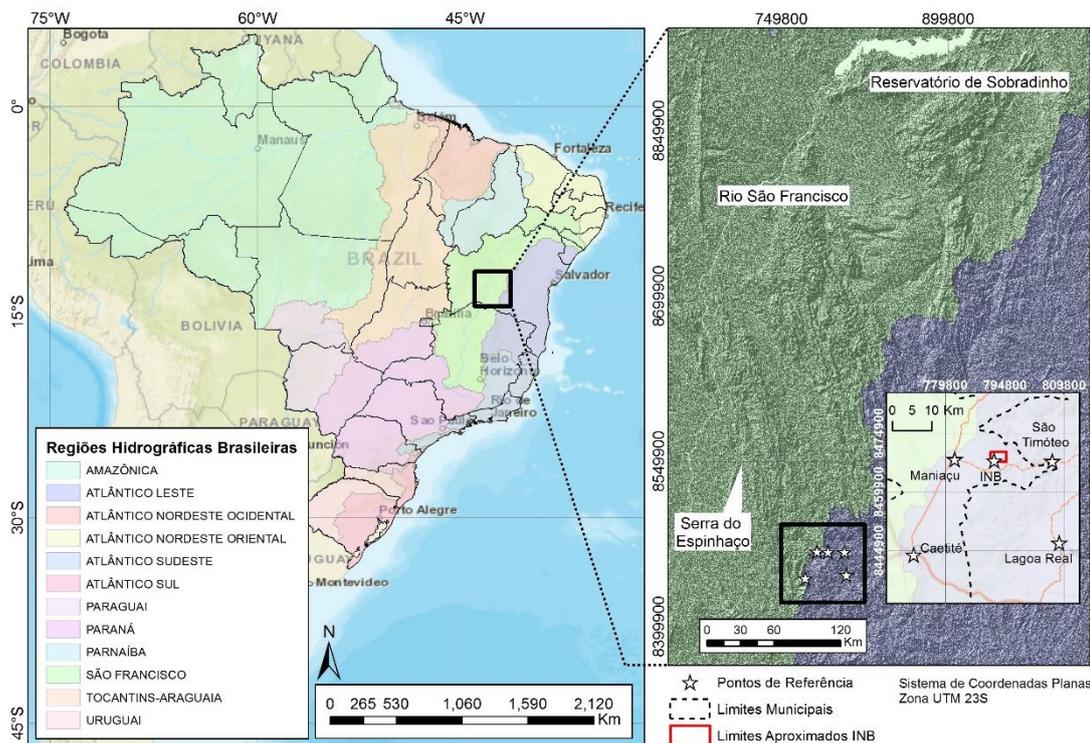
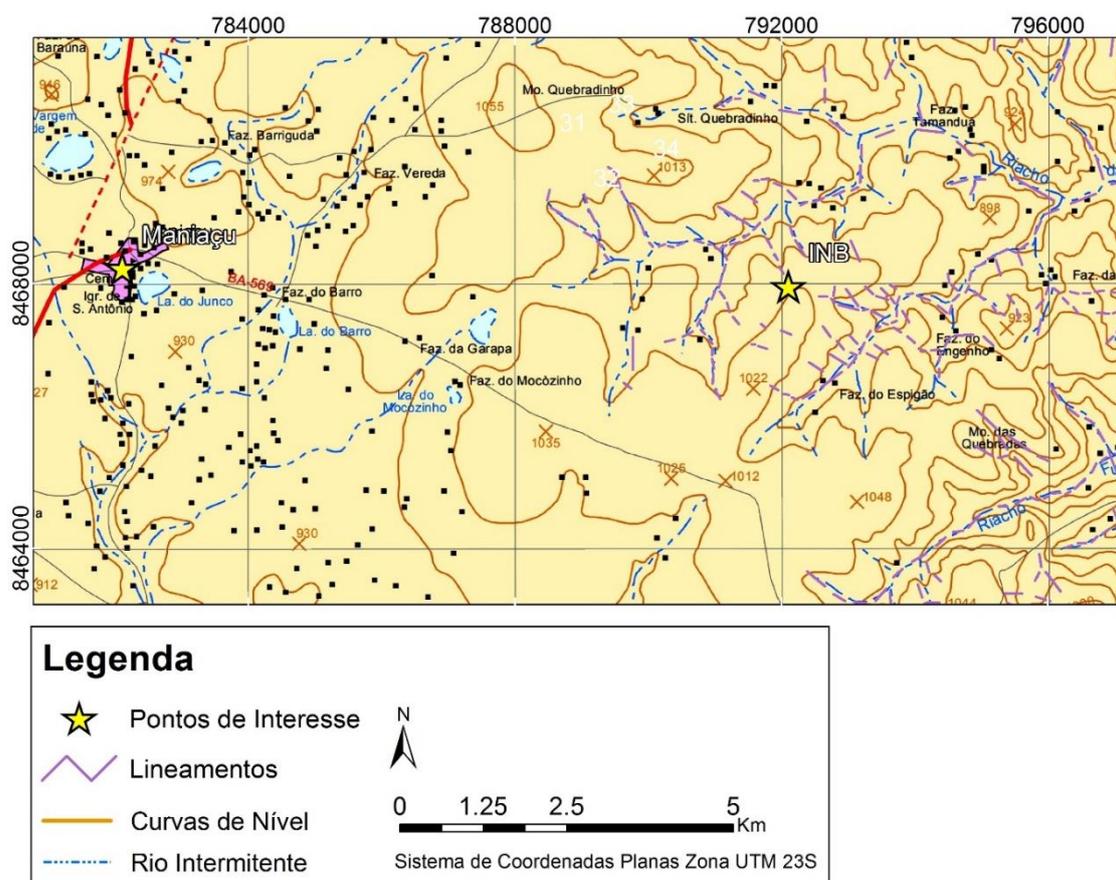


Figura 3. 4 – Mapa hidrográfico da região de Maniaçu-BA. Adaptado de mapa elaborado pela Diretoria de Informações Geoambientais no mês de Fevereiro de 2015. Documento original disponível em http://www.sei.ba.gov.br/site/geoambientais/mapas/pdf/municipal/mapa_descritivo_2905206.pdf



3.3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de estudo situa-se a nordeste da Serra do Espinhaço, aos pés da qual se localiza a cidade de Caetité. Do ponto de vista geológico, as rochas formadoras desta serra correspondem aos sedimentos do Supergrupo Espinhaço, de idade Paleoproterozoica, os quais são superpostos, em discordância erosiva, por rochas do Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozoica (Misi & Veizer, 1996).

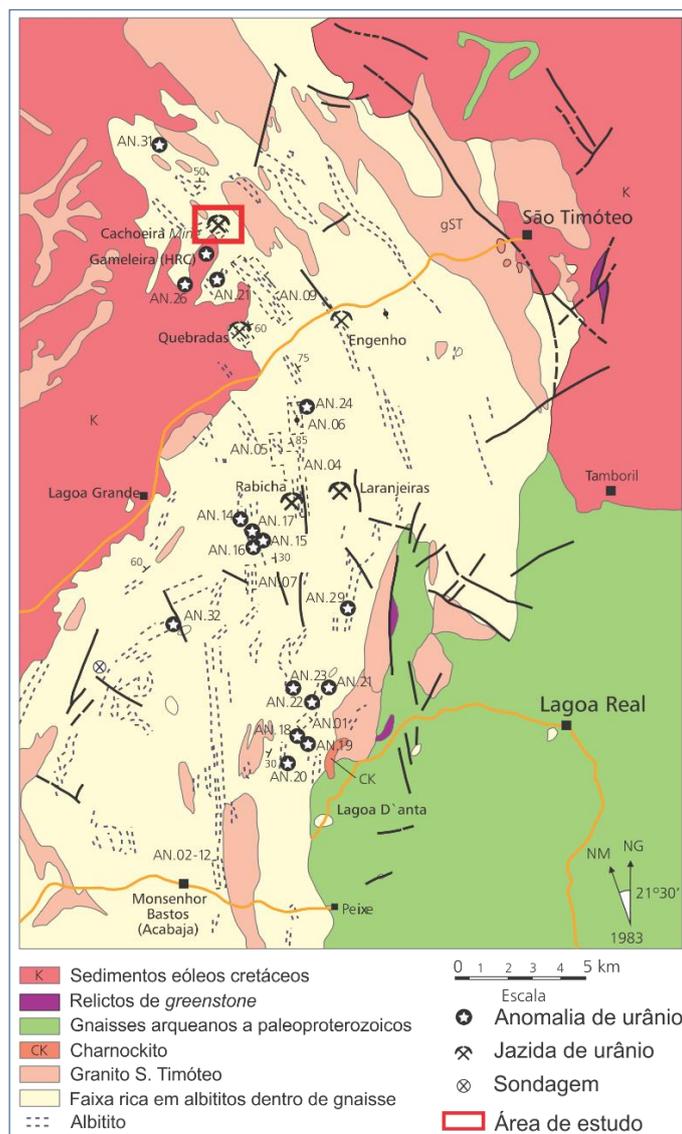
Depositadas em um contexto tectônico distensivo, as rochas do Supergrupo Espinhaço e São Francisco correspondem ao preenchimento do Aulacógeno do Paramirim, o qual é, de forma simplificada, um par de *rifts* superpostos que se desenvolveram entre o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico (Schobbenhaus, 1996; Danderfer, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). Como embasamento, citam-se gnaisses e migmatitos mais antigos que 1,8 Ga (arqueanos a paleoproterozoicos) e o Complexo Lagoa Real (Cruz *et al.*, 2007), este aflorante na região de Maniaçu.

Segundo Cruz *et al.* (2007), o Complexo Lagoa Real 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.

As rochas do Complexo Lagoa Real apresentam foliação milonítica heterogênea, culminando em um arranjo de meta-granitoides isotrópicos alternados com faixas deformadas nas quais se descrevem granitoides milonitizados, gnaisses, microclinitos, epidositos e albitos, rocha esta na qual a mineralização de urânio, neoproterozoica, se hospeda (960 Ma, Pimentel *et al.*, 1994). De forma geral, estes albitos estão paralelizados aos gnaisses gerados a partir da deformação dos granitos (Costa *et al.*, 1985; Lobato, 1985; Arcanjo *et al.*, 2000; Cruz & Alkmim, 2002; Cruz *et al.*, 2007). A Figura 3.5 ilustra a articulação das principais unidades geológicas anteriormente apresentadas.

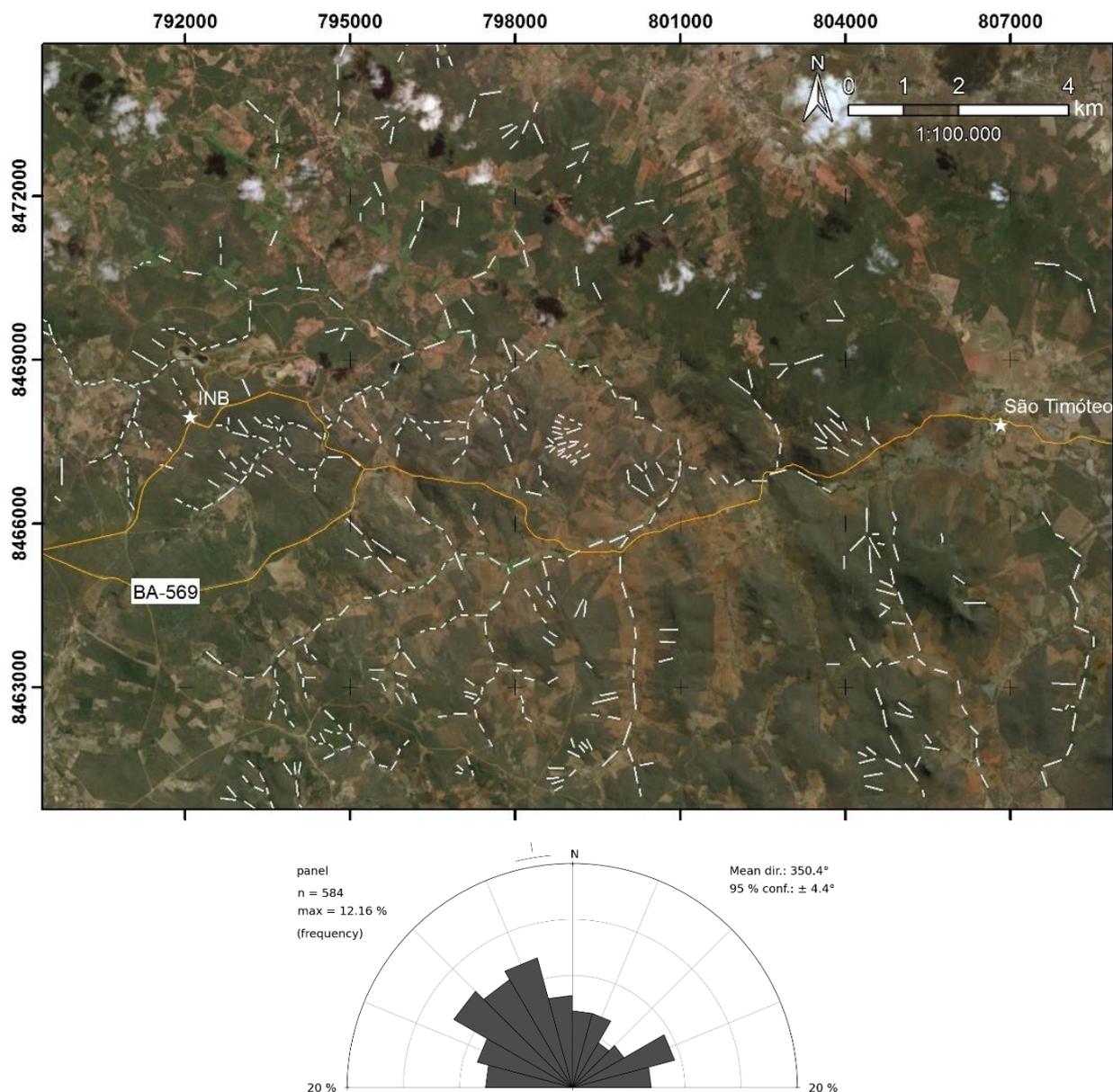
Figura 3.5 – Mapa litológico da região da Mina de Cachoeira, Distrito de Maniaçu-BA. Modificado de Pires, (2002).



De forma simplificada, o acervo estrutural do Complexo Lagoa Real pode ser sumarizado em duas famílias de estruturas que se relacionam, respectivamente, a um campo cinemático compressional e a outro distensivo (Cruz, 2004; Cruz & Alkmim, 2006; Cruz *et al.*, 2007).

As estruturas compressoriais envolvem a formação de pares S/C que, regionalmente, nucleiam zonas de cisalhamento de orientação WNW-ESE. Em fase posterior, há a formação de foliação metamórfica planar a anastomosada de direção NNW-SSE, com mergulho ora para SW, ora para NE, além de zonas e fraturas de cisalhamento rúptil-dúctil de direção similar e nucleação de zonas de transferência sinistrais com orientação WSW-ENE. Finalmente, ao campo distensivo enquadram-se fraturas e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis a dúcteis, com movimento normal, as quais se aproveitam dos planos das foliações metamórficas supracitadas (Cruz *et al.*, 2007). Tais estruturas coincidem com a direção dos principais lineamentos aparentes em imagem de satélite, os quais controlam ainda o padrão de drenagem regional e local (Figura 3.6).

Figura 3.6 – Lineamentos geológicos aparentes extraídos a partir de imagem de satélite em escala 1:25.000 (fonte: ArcMap Imagery Basemap). Notar que tanto a leste quanto a oeste da área de estudo (INB) há menor densidade de estruturas lineares prontamente reconhecidas. Tal fato decorre do aplainamento do relevo e consequente espessamento pedológico, corroborado pelo meandramento da rede de drenagem. A roseta elaborada ilustra a predominância de estruturas com direção NNW e WNW, além de ENE.



3.4. GEOMORFOLOGIA REGIONAL E LOCAL

Em termos altimétricos regionais, identificam-se na área de estudo três compartimentos de relevo principais. A primeira região topográfica apresenta cota altimétrica em torno de 950 m, com padrão de relevo plano a suave-ondulado (Distrito de Maniaçu) e vergência da rede de drenagem para W-SW. Similarmente, a região em que se situa a cidade de São Timóteo é predominantemente plana, mas com altitude média em torno de 610 m. No plano transicional entre estes dois compartimentos encontra-se uma região de relevo suave ondulado a ondulado (pontualmente forte ondulado), com fluxo hídrico superficial sempre para sudeste (Figura 3.7). É neste contexto que se localiza a Unidade de Mineração INB Caetité (900 m). Destaca-se que os poços de monitoramento aqui estudados se situam em um alto topográfico com relevo local plano a suave ondulado (figuras 3.7 e 3.8).

Figura 3.7 – Mapa de declividade regional elaborado a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) com 30 m de resolução espacial (SRTM) e categorizado segundo classes estabelecidas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). A região de estudo (900 m) situa-se em um compartimento de transição entre duas porções planas do relevo, com cota média para a cidade de Maniaçu e São Timóteo em torno de 948m e 608m, respectivamente. Perfil topográfico com exagero vertical de seis vezes.

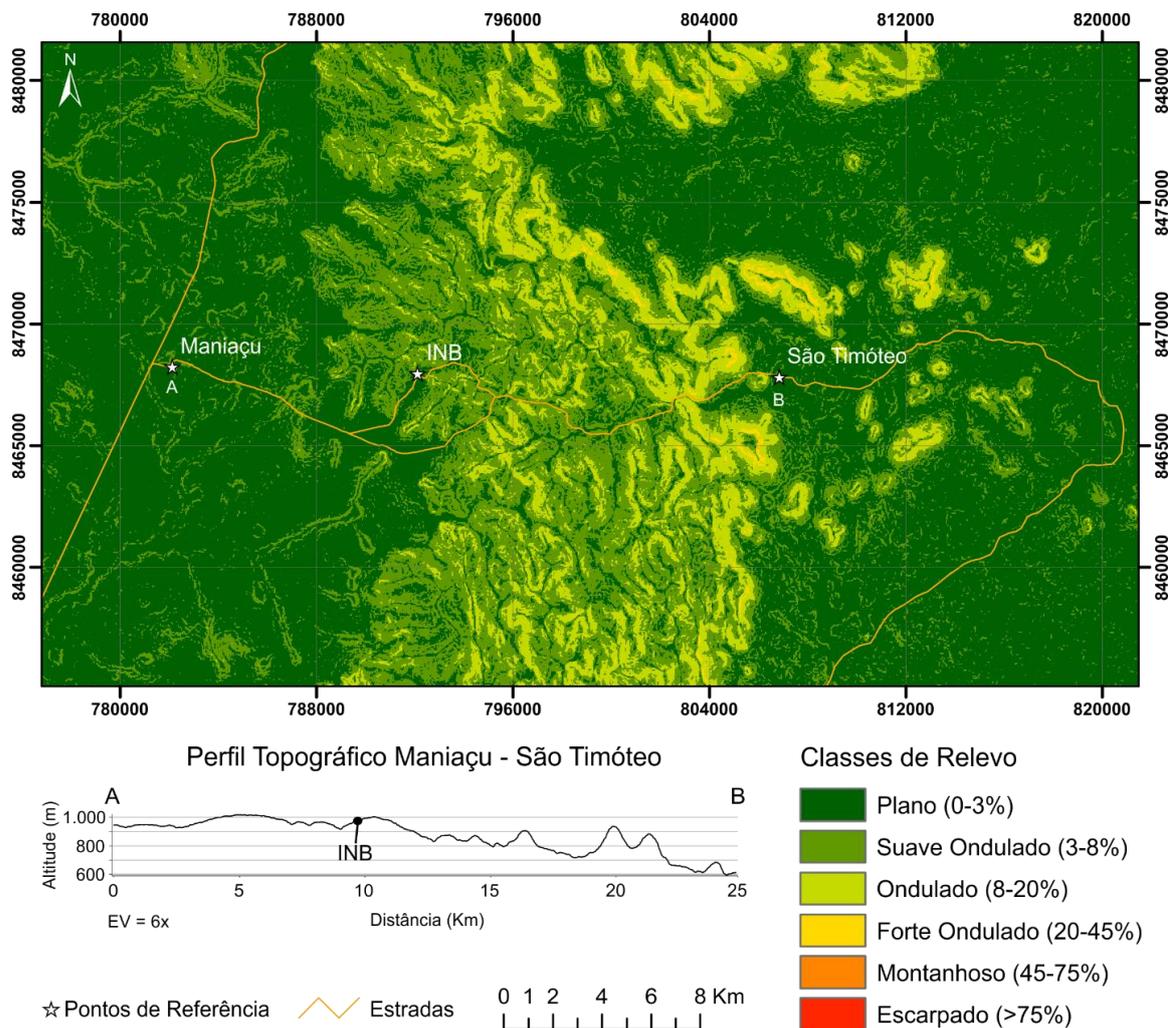
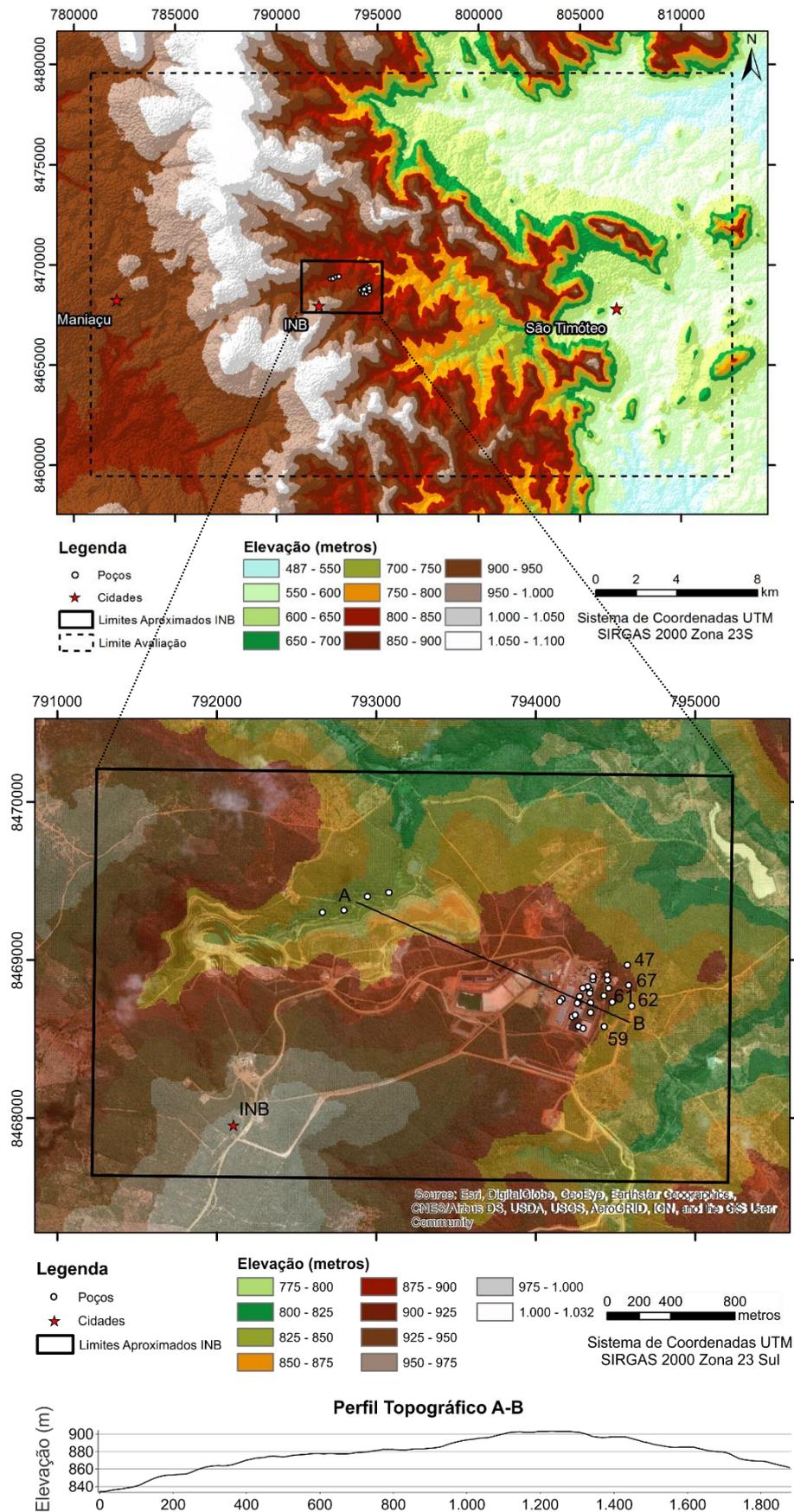
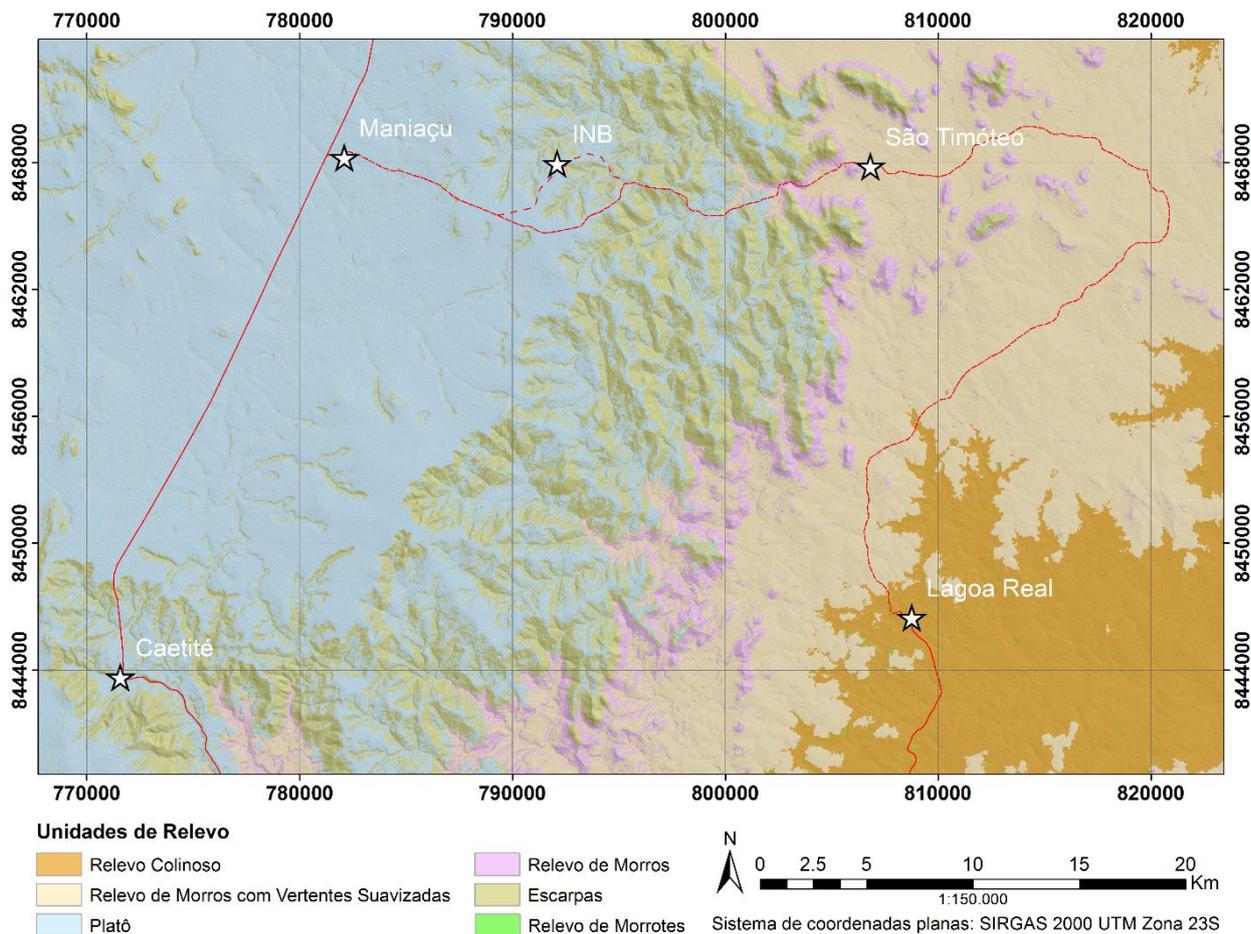


Figura 3.8 – Mapa de elevação regional elaborado a partir de MDE com resolução espacial de 12,5 metros (Sensor ALOS PALSAR). No detalhe, adjacências da unidade de mineração cachoeira, com destaque para a articulação dos poços de monitoramento objetos de estudo e rótulos para aqueles situados mais a jusante. Perfil topográfico com exagero vertical de 5 vezes.



Na geomorfologia regional, destacam-se as seguintes Unidades de Relevo: Platôs; Escarpas; Relevo de Morros; Relevo de Morros com Vertentes Suavizadas; Relevo de Morrotes e Relevo Colinoso (Figura 3.9).

Figura 3.9 – Mapa de Compartimentação Geomorfológica elaborado a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido pelo sensor ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m. Metodologia empregada segundo Soares Neto (2015), o qual propõe como dados de entrada a declividade do terreno (0-15% ou >15%) e a amplitude altimétrica em detrimento da altitude.



Platôs ou Planaltos podem ser definidos como terrenos altos, variando de planos a ondulados, enquanto que Escarpas se caracterizam por rampas ou degraus de grande inclinação características de bordas de Planaltos. Morfograficamente, a distinção entre morros, morrotes e colinas é a seguinte (Florenzano, 2008):

Morros: médias elevações do terreno, com domínio de topos arredondados, amplitudes entre 100 m e 200 m e declividades altas;

Morrotes: baixas elevações do terreno, com domínio de topos arredondados, amplitudes entre 20 m e 60 m e declividades altas;

Colinas: baixas elevações do terreno, com topos arredondados a quase planos, amplitudes entre 20 m e 60 m e declividades baixas.

Morfometricamente citam-se, dentre outros parâmetros quantitativos, declividade e amplitude (Tabela 3.1) (Soares Neto, 2015). O aspecto geral da região de estudo pode ser observado na Figura 3.10.

Figura 3.10 – Padrão de relevo regional registrado (a) nas adjacências do complexo minero-industrial das INB, com visada para leste – transição entre as unidades platô e escarpas. Em (b), registro fotográfico nos domínios do distrito de São Timóteo, com visada para oeste – transição entre as unidades escarpas e relevo de morros com vertentes suavizadas. Notar relevo mais acidentado nesta quando comparado com aquela.



Tabela 3.1 – Critérios morfométricos para representação das unidades básicas de relevo. Adaptado de (Soares Neto, 2015).

<i>Unidade de Relevo</i>	<i>Declividade (%)</i>	<i>Amplitude (m)</i>
<i>Relevo Colinoso</i>	0 – 15	0 – 100
<i>Relevo de Morros com Vertentes Suavizadas</i>	0 – 15	100 – 300
<i>Platô</i>	0 – 15	> 300
<i>Relevo de Morrotes</i>	> 15	0 – 100
<i>Relevo de Morros</i>	> 15	100 – 300
<i>Escarpa</i>	> 15	> 300

A formação de escarpas, muito comuns especialmente à leste da Mina Cachoeira, deve-se a exposições rochosas como a exibida na Figura 3.11, de composição metagranítica e granulação grossa.

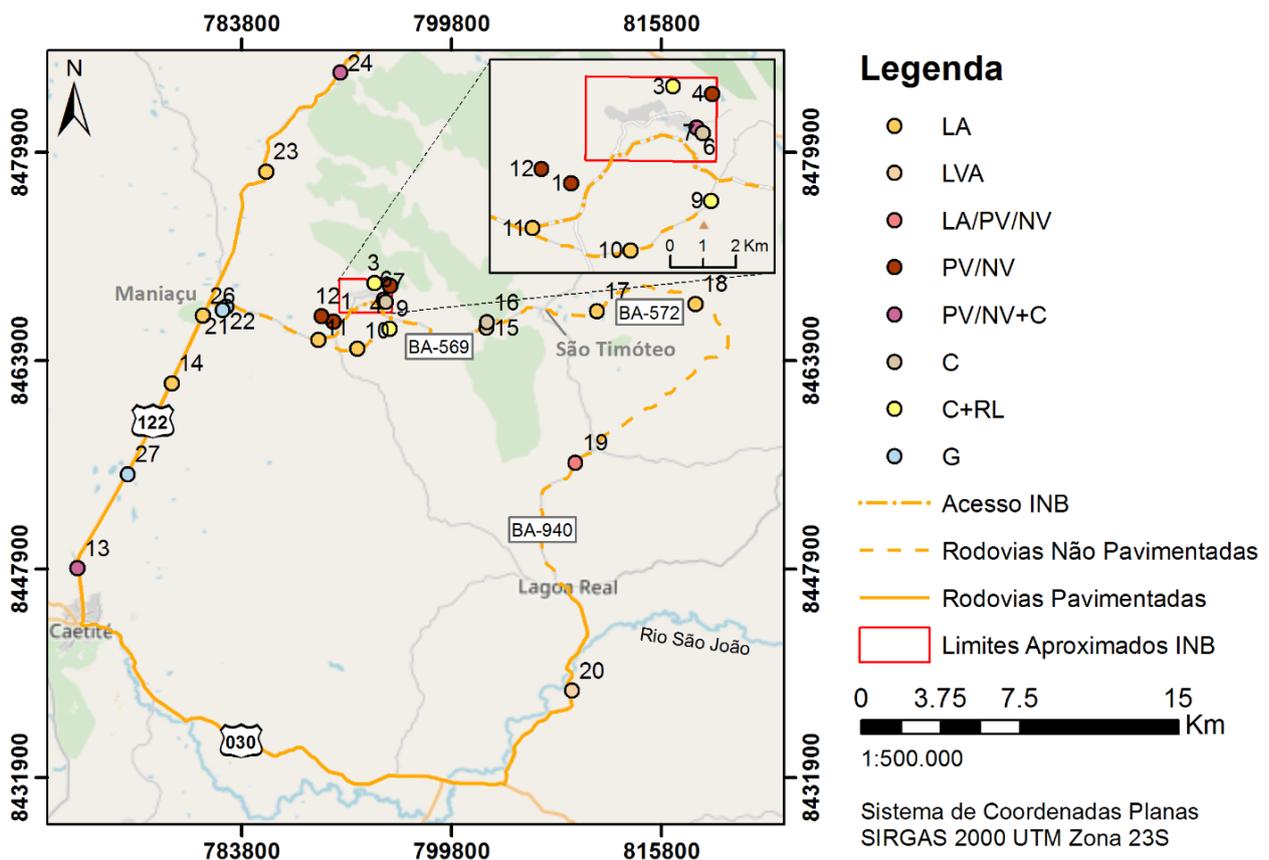
Figura 3.11 – Afloramento rochoso em região de quebra de relevo na adjacência leste da Mina Cachoeira. Esta feição caracteriza a classe “escarpas” identificada na compartimentação geomorfológica da área.



3.5. PEDOLOGIA LOCAL

Segundo mapa pedológico elaborado em escala 1:25.000 pela empresa Geoservice Engenharia Geológica (2004) e considerando-se a classificação brasileira atualizada de solos (Embrapa, 2018), ocorrem na área de estudo e adjacências cinco classes de solos: Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico; Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico em associação a Nitossolo Háptico Distrófico; Cambissolo Háptico Eutrófico (cuja ocorrência está condicionada a regiões de relevo suave-ondulado a forte-ondulado) e Gleissolo Háptico Distrófico. Em campo (realizado entre os dias 21/10 a 23/10/2017), reconhecem-se, no primeiro a segundo níveis categóricos, as classes Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA); associações de Nitossolo e Argissolo vermelhos (PV/NV); Cambissolo Háptico (CX); Neossolo Litólico (RL) e Gleissolo (G). Os locais de ocorrência destes solos e de suas associações são exibidos na Figura 3.12.

Figura 3.12 – Pontos de campo com descrição pedológica baseada em aspectos táteis-visuais.



A classe Latossolo distingue-se pela sequência de horizontes A – AB – B_w(1-2), sendo raras as ocasiões em que se descrevem os horizontes C ou R. A espessura mínima média do *pedum* (A+B) é de 150 cm (Figura 3.13) e a textura é franca para os perfis de LA, com presença comum a rara de grânulos de quartzo dispersos ao longo de todo o perfil e atividade de raízes nos horizontes

A e AB. Em alguns perfis avaliados, a textura superficial distingue-se por ser franco-arenosa, sendo os grãos de areia predominantemente de granulometria grossa, enquanto que os horizontes intermediários possuem textura franca e desenvolvimento incipiente de estrutura grumosa. Tal feição indica que o processo de translocação de argilas é um processo pedogenético importante para a região. Ainda, descrevem-se horizontes petroplínticos em profundidade (LVA), além de linhas contínuas a descontínuas de pedra compostas majoritariamente por fragmentos de quartzo leitoso, ambos situados geralmente na base dos horizontes B_w mais profundos.

Figura 3.13 – (a) Perfil de Latossolo Amarelo descrito no Ponto 14 (0778429; 8462194; 912 m). Sequência de horizontes A (0-15 cm); AB (15-40 cm); B_{w1} (40-85 cm) e B_{w2} (85-130+ cm). A atividade de raízes limita-se aos 40 cm iniciais, cuja textura é areno-argilosa, o que leva à formação de contato planar com o horizonte subjacente, de textura franca e consistência seca mais dura. Ao longo de todo o perfil há grânulos de quartzo dispersos e a estrutura grumosa, apesar de presente, é pouco desenvolvida. (b) perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo avaliado no ponto 20 (0808984; 8438583; 523 m). Destaque para o pedum com cerca de 100 cm de espessura e para a presença de uma linha de pedra entre 100 e 120 cm. Abaixo desta, há petroplintita disseminada (120-150+ cm).



Solos em que os processos de translocação de argilas tornam-se preponderantes a ponto de conferir horizontes B com cerosidade são tratados neste trabalho como uma associação entre Nitossolos e Argissolos. A sequência de horizontes, portanto, pode ser descrita como A – AB – B_{n/t} (?). O índice de cor varia de Vermelho a Vermelho-Amarelo, sendo o primeiro mais comum. Um perfil típico encontrado no entorno da planta de mineração é descrito no Ponto 1, no qual os horizontes apresentam, respectivamente, 18 cm, 12 cm e 60 cm (mínimo) de espessura. A atividade de raízes observada é geralmente fraca para o Horizonte A a muito fraca ou ausente para os demais.

No entanto, eventualmente descrevem-se raízes de até 0,5 cm de diâmetro nos domínios do horizonte B. O maior teor de argila (textura franca a franco-argilosa) justifica a existência de estrutura grumosa comum ao longo de todo o perfil. Outro aspecto importante nesta classe de solos é a pedregosidade comum ao longo de todo o *pedum*, com maior acúmulo superficial. Em essência, descrevem-se fragmentos de quartzo de veio com 0,1 a 1,0 cm. Da mesma forma que em latossolos, na base do horizonte B destes solos é comum a formação de uma linha de pedra (Figura 3.14).

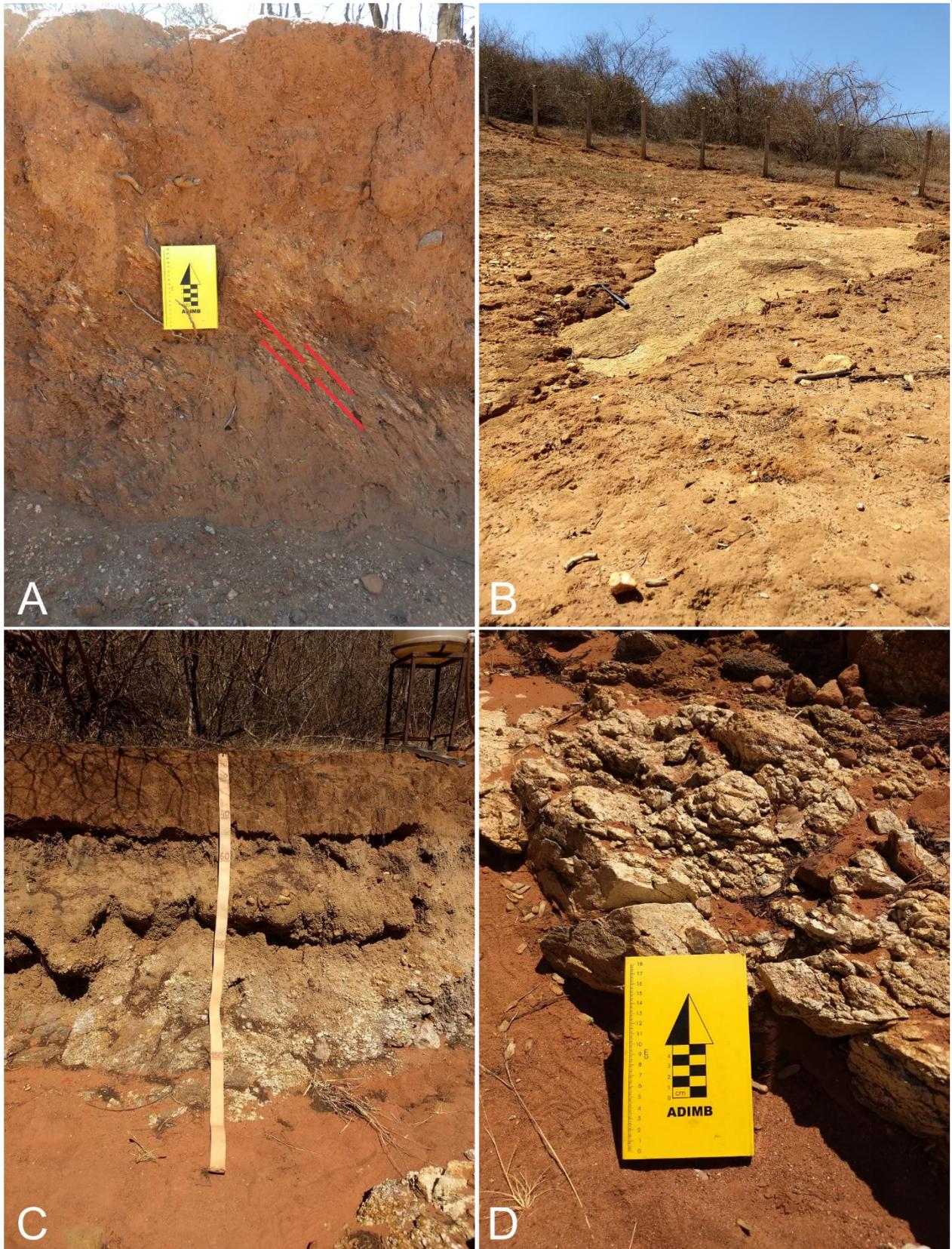
Figura 3.14 – (a) Perfil de solo podzolizado vermelho em corte de estrada às margens da BR-122, sentido Caetité-Maniaçu (Ponto 13; 0771267; 8447986; 942 m). Lateralmente, há adelgaçamento e amarelamento do horizonte B (*B* incipiente), caracterizando assim uma associação entre solos podzolizados e cambissolos. No detalhe (b), linha de pedra comum a todo o perfil, de espessura e profundidade de ocorrência irregular. Notar horizonte C abaixo desta bastante avermelhado, com petroplintita dispersa.



A classe Cambissolo (Figura 3.15a) ocorre condicionada a regiões em que o relevo local transiciona de plano para suave-ondulado a ondulado. Em associação, podem ocorrer Neossolos Litólicos ou mesmo rocha sã exposta (Figura 3.15b). A sequência de horizontes descrita é A – B_i – C. O perfil descrito no Ponto 15 (Figura 3.15c) apresenta A Fraco (0-1 cm), seguido por horizonte B incipiente com 44 cm de espessura (1-45 cm) e horizonte C com pelo menos 110 cm (45-155+ cm). Neste ponto, o contato B_i – C é irregular abrupto, e destaca-se que o horizonte C é representado por rochas graníticas extensamente fraturadas (Figura 3.15d) recortadas por diques de composição máfica, ao redor dos quais é observada a concentração de biotita com alto grau de intemperismo (transformada em vermiculita). Uma característica intrínseca aos cambissolos locais são os horizontes A e B muito cascalhentos, representados por petroplintita e grãos de quartzo. Rochosidade é uma feição rara, mas afloramentos sob a forma de matacões são comuns nos locais de relevo ondulado.

Figura 3.15 – (a) Perfil de Cambissolo com horizonte B_i desenvolvido sob granito milonitizado (ângulo de mergulho da foliação $S_n = 45^\circ$; Ponto 9; 0795055; 8466381; 945 m). (b) Associação de Neossolo Litólico, Rocha Exposta e, lateralmente, Cambissolo (Ponto 3; 0793889; 8469897; 897 m). Na porção em que o metagranito aflora (40 x 20 m)

não são observadas fraturas. (c) Perfil de Cambissolo estudado no Ponto 15 (0802456; 8466479; 698 m). Notar contato irregular abrupto em 45 cm (A-B_i). (d) Rocha metagranítica extensamente fraturada descrita no Horizonte C/R do perfil ilustrado em (c).



Finalmente, a Classe Gleissolo é de ocorrência comum às margens da BR-122, uma região de relevo plano dominada por pastagens. Em todos os perfis visitados, não havia nível d'água

aflorante, fato reforçado pela existência de gretas superficiais de ressecamento. A sequência de horizontes comum à região é A – B_g – R (Figura 3.16). Nos dois primeiros horizontes é descrita estrutura granular média, além de fendas com até 1 cm de abertura provocadas pela contração de minerais de argila e pela atividade de raízes intensa no horizonte A e moderada na parte superior do horizonte B. A textura destes solos é argilosa, com pelo menos 10% de areia média a grossa. Grânulos ocorrem de forma esparsa e a consistência molhada para o Horizonte B_g é plástica e pegajosa.

Figura 3.16 – (a) Perfil de Gleissolo (Ponto 21; 0782612; 8468071; 924 m) com sequência de horizontes A (0-10 cm); B_g (10-60 cm) e R (90-180+ cm). (b) Fenda superficial desenvolvida por processos de ressecamento de argilominerais, as quais persistem pelos horizontes A e B.



Ensaio de infiltração *in situ* conduzidos com a metodologia dos anéis concêntricos mostram que a condutividade hidráulica superficial (K) é da ordem de 10^{-5} m/s. Os resultados demonstram que o fator uso e ocupação do solo é fundamental para a redução dos valores de K. Em geral, as frentes de umidade migram de forma homogênea através dos tipos pedológicos descritos (Figura 3.17a). Em termos de estruturação pedológica, percebe-se que a formação de macroporosidade em gleissolos facilita a transmissão d'água (Figura 3.17b). Por outra ótica, a estrutura grumosa de solos podzolizados (textura franca) se equivalem em termos hidráulicos à porosidade efetiva de latossolos amarelos, cuja textura superficial é geralmente franco-arenosa. A Tabela 3.2 sumariza os valores de condutividade hidráulica calculados em 17 pontos.

Figura 3.17 – Ensaio de infiltração *in situ* conduzidos na área de estudo. Método: anéis concêntricos. Em (a), propagação vertical de pluma de umidade em latossolo amarelo. Em (b), destaque para a formação de caminhos preferenciais em função de fendas formadas pelo ressecamento de argilominerais.



Tabela 3.2 – Condutividade hidráulica superficial (*K*) estimada pelo método dos anéis concêntricos. Padrão de cores na coluna “Ponto” segundo Embrapa (2018). Observação: a classe “Podsolos” é generalista, a qual pode incluir Argissolos, Espodossolos, Luvisolos, Nitossolos e alguns Plintossolos. Neste trabalho, a classe agrupa Nitossolos e Argissolos. Cor escolhida para representação: R 168 G 56 B 0; Nitossolos.

Ponto	<i>K</i> (m/s)	Breve Descrição
1	4,70E-05	Solo podzolizado – PV/NV? (Caatinga)
6	1,13E-05	Transição entre solo podzolizado e cambissolo (Caatinga; compactado por gado)
7	7,49E-05	Cambissolo
10	2,60E-05	Latossolo Amarelo em beira de estrada um pouco adensado
11	2,83E-04	Latossolo Amarelo a 10 m da estrada (solo bioturbado)
12	1,29E-04	Solo podzolizado pouco ou nada comprometido (musgos no chão)
15	2,64E-05	Cambissolo (horizonte C máfico)
17	1,66E-04	Latossolo Amarelo em beira de estrada; preservado
18.1	2,43E-04	Latossolo Amarelo preservado (ensaio realizado próximo a uma árvore)
18.2	7,04E-06	Latossolo Amarelo (caminho de gado)
20	1,13E-05	Latossolo Vermelho-Amarelo um pouco compactado
21	3,23E-06	Gleissolo (Açude)
22	1,50E-06	Gleissolo (Pasto)
23	3,84E-05	Latossolo Amarelo na transição Caatinga-Trilha
26	1,64E-04	Latossolo Amarelo preservado
27.1	1,30E-05	Gleissolo (fendas de ressecamento; fecharam ao cravar o anel)
27.2	3,05E-05	Gleissolo (fendas ± abertas)

Conforme apresentado anteriormente, uma característica pedológica comum à área são horizontes superficiais cascalhentos, especialmente quando em região de quebra de relevo (Figura

3.18). Este material, de elevada condutividade hidráulica, recobre áreas identificadas como de recarga. A elevada porosidade efetiva do cascalho (22 a 25%, segundo Fetter, 2001) contribui para a transmissão d'água ao longo deste horizonte e para a manutenção de interfluxos, isto é, não superficiais.

Figura 3.18 – Horizonte superficial cascalhento muito comum em toda a região de estudo. A ocorrência deste em áreas de recarga do aquífero contribui para os processos de infiltração ao favorecerem processos de fluxo interno (interflow).



3.6. MODELO TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO FRATURADA DO AQUÍFERO

Conforme brevemente citado anteriormente, o aquífero investigado é raso (nível estático médio: 11,0 m) e hospeda-se em rochas graníticas e gnáissicas atribuídas aos metagranitoides do Complexo Lagoa Real (genericamente, Granito São Timóteo; Cruz *et al.*, 2007). Associadas a zonas de deformação de orientação preferencial NW-SE, estão faixas de albitos mineralizados em U_3O_8 exploradas pelas Indústrias Nucleares do Brasil – INB, Mina Cachoeira.

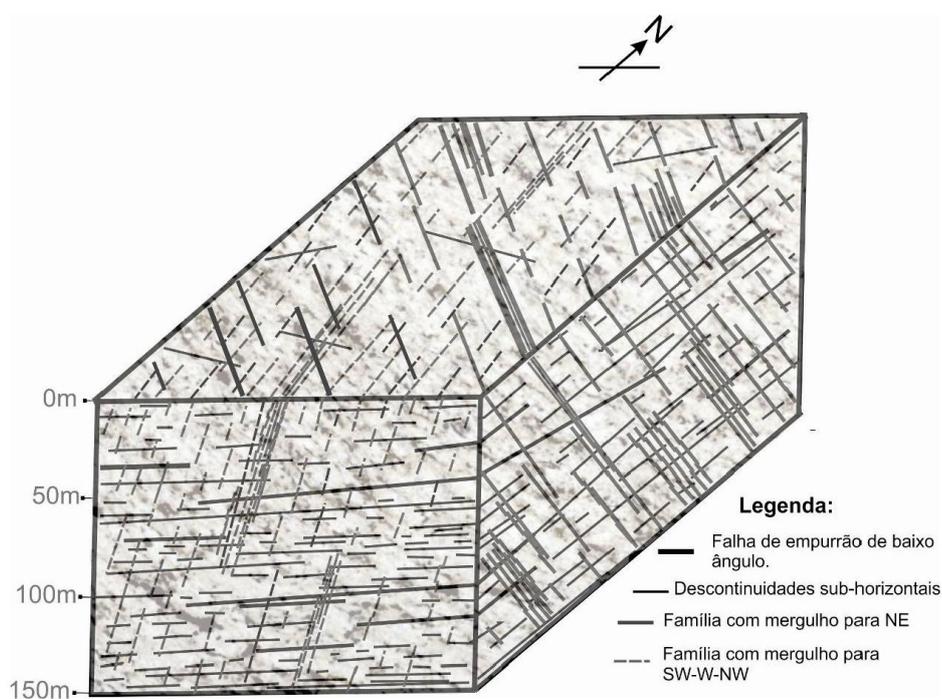
Em levantamento sistemático de fraturas realizado no interior da cava principal da mina, Silva (2015) caracteriza três famílias de estruturas planares dominantes (Figura 3.19), com as duas primeiras com mergulhos para NE ($020^\circ/55^\circ$) e SW-W-NW ($270^\circ/80^\circ$), respectivamente, e a última com atitude sub-horizontal. Em termos percentuais, estas 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 desta 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), ocorrendo ainda feições cavernosas.

O aquífero investigado, portanto, é do tipo fraturado clássico em suas porções sotopostas a perfis pedológicos. A porosidade efetiva ou o análogo Índice de Faturamentos Conectados - IFI (Campos & Almeida, 2012), baseado na distribuição tridimensional de fraturas acima discutido, é estimado em 1,5%. Contudo, retoma-se que a cobertura pedológica na região de estudo é bem desenvolvida, sendo restritas as ocorrências de rocha exposta. Tal fato favorece os processos de recarga difusa frente aos processos de recarga local.

Figura 3.19 – Modelo tridimensional do aquífero investigado neste estudo, com exibição das principais famílias de fraturas. Proposto por Silva (2015).



CAPÍTULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados de forma gráfica e numérica os resultados do processamento de dados pluviométricos e hidrogeológicos do aquífero investigado, os quais foram avaliados sob a perspectiva das características lito-pedológicas e geomorfológicas regionais e locais. Os valores históricos de recarga calculados representam a resposta individual de cada poço de monitoramento aos processos de infiltração e permitem caracterizar o comportamento médio do aquífero. Valores brutos (em metros) são utilizados para uma compartimentação preliminar do aquífero e, considerado o meio físico envolvido, são convertidos em taxas de recarga (mm/ano) e abordados em função de um índice relacionado à precipitação acumulada em um ano. Finalmente, são apresentados dados referentes à evolução histórica dos valores de condutividade elétrica das águas subterrâneas locais, parâmetro base para seus enquadramentos qualitativos, e estimam-se as reservas hídricas locais.

4.1. AVALIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

A análise descritiva dos dados pluviométricos disponíveis aponta para uma precipitação anual média de 671,5 mm, sendo novembro 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) dos valores é de 119,2 mm. Por sua vez, a média da evaporação direta entre os anos de 2003 e 2012 é de 986,6 mm. A dispersão dos dados de precipitação, por mês, pode ser observada na Figura 4.1 e as tabelas completas destes dois parâmetros são apresentadas no Apêndice I.

A avaliação da série temporal revela uma leve tendência de diminuição nos volumes aferidos (Figura 4.2a), ainda que o coeficiente de determinação da reta ajustada seja demasiadamente pequeno (R^2 igual a 0,0107). Deve-se entender que o período aqui considerado é inferior àquele necessário para a caracterização de uma normal climatológica. A compartimentação da série em dois grupos de igual duração revela variações percentuais consideráveis nos valores de precipitação média para cada mês (Figura 4.2b). Este tipo de comportamento é comum na região semiárida do nordeste do Brasil, mas também pode ser observada em outras regiões com padrões climáticos sazonais, como no cerrado e na região amazônica, que, embora apresente chuvas abundantes, também mostra contrastes periódicos cíclicos e não cíclicos.

A aplicação de um teste de análise de variância (ANOVA) aos dados em questão, todavia, corrobora o pequeno ajuste linear observado. Adotando-se um nível de significância α igual a 5%,

obtem-se um valor-P de 0,8706, ou seja, não há como afirmar que há mudança no valor médio de precipitação anual (Figura 4.3).

Figura 4.1 – Boxplot para os valores de precipitação mensal registrados entre 2003 e 2016. Os valores em negrito expressos no interior de cada caixa referem-se à média de precipitação para o referido mês e os asteriscos a valores discrepantes (outliers). O desvio padrão (s) calculado para cada conjunto de dados, em mm, é de: jan 119,2; fev 70,2; mar 74,4; abr 47,2; mai 11,6; jun 7,3; jul 6,2; ago 5,8; set 11,4; out 57,9; nov 73,5; dez 49,7.

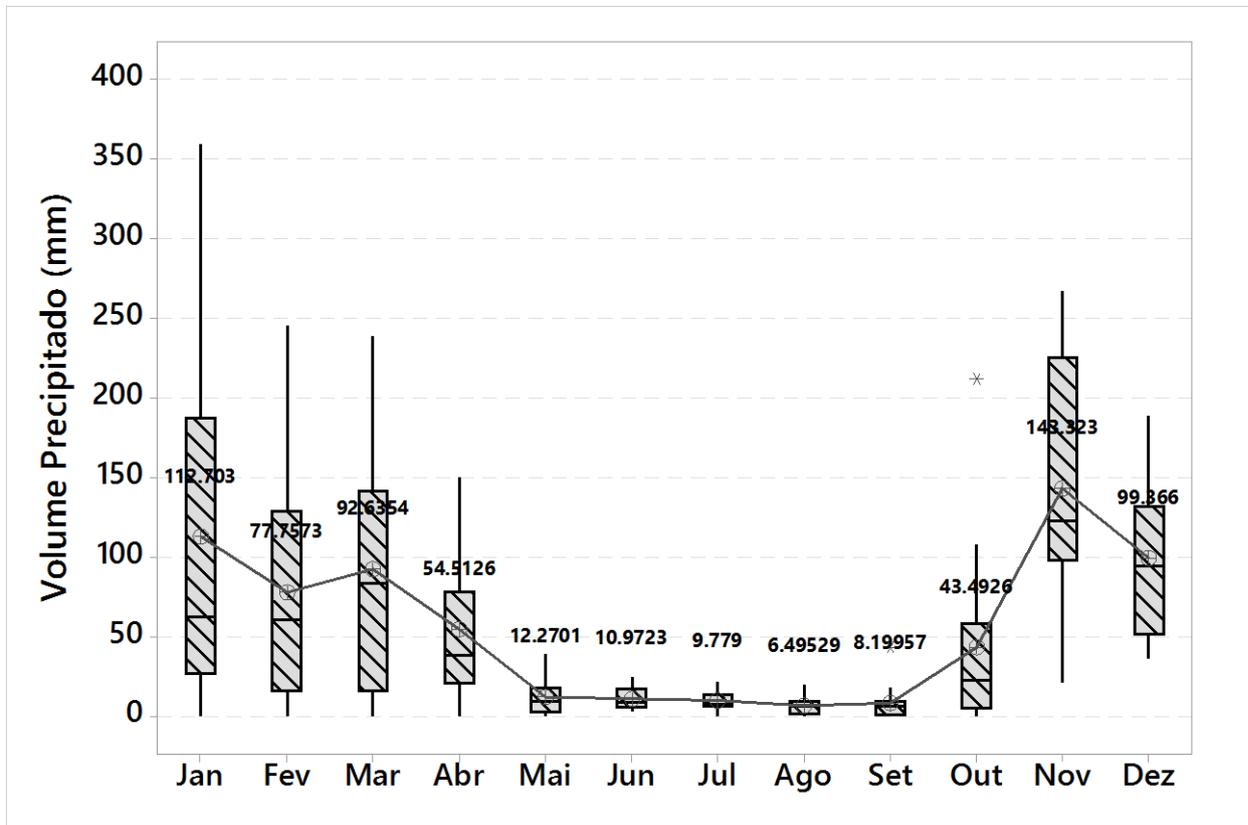
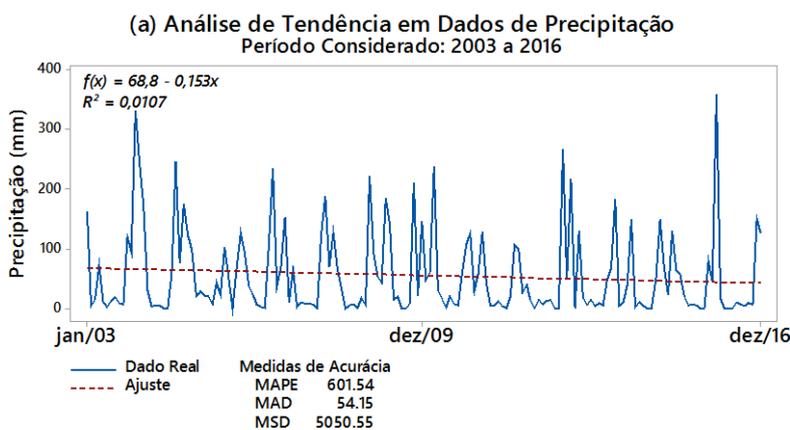


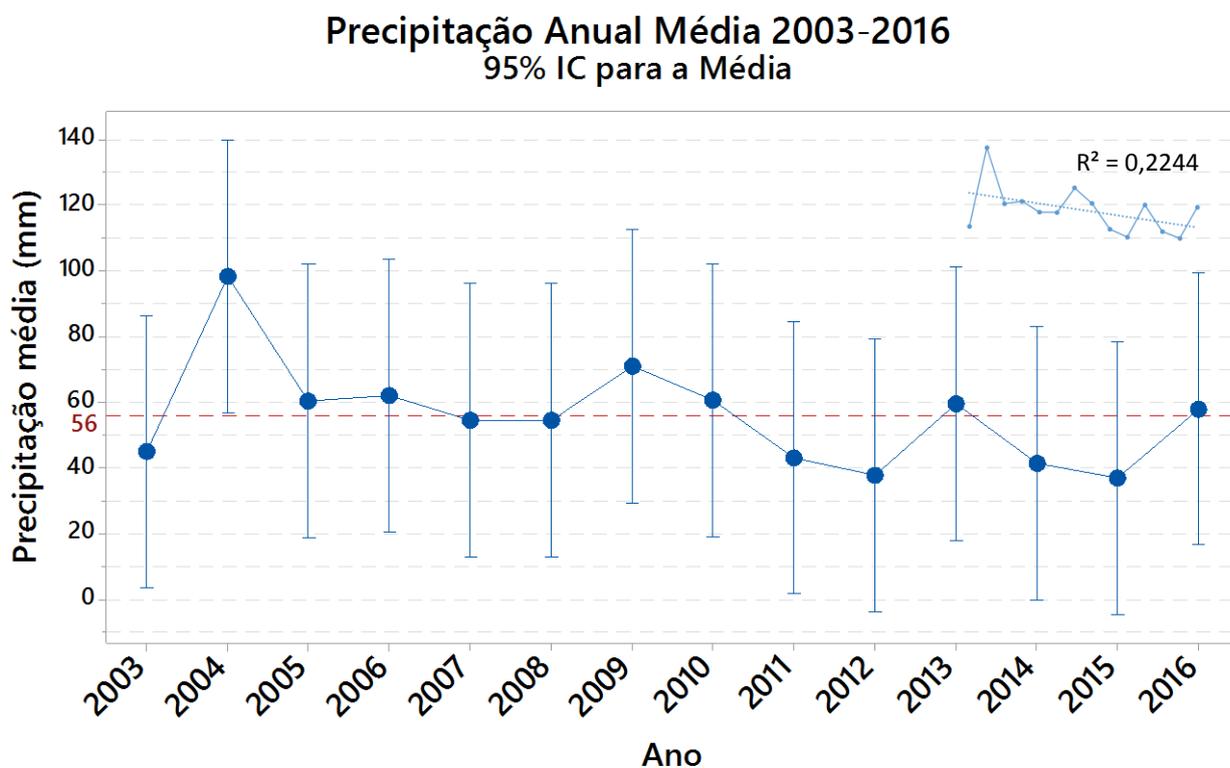
Figura 4.2 – (a) Precipitação mensal para o período compreendido entre janeiro de 2003 e dezembro de 2016. Notar, em vermelho, reta de coeficiente angular negativo ajustada aos dados, sugerindo diminuição da pluviometria ao longo do período considerado. (b) Precipitação mensal média, em mm, para os períodos de 2003 a 2009 e de 2010 a 2016. Em nove meses houve redução nos valores mensurados. Destaque para a diminuição do volume precipitado em meses chave para a manutenção hídrica, como outubro (início das chuvas) e janeiro e fevereiro (meados do período chuvoso).



(b) Precipitação Mensal Média (mm)

	2003 a 2009	2010 a 2016	Δ (%)
Jan	123,80	101,60	-17,93
Fev	109,61	45,90	-58,12
Mar	96,98	88,29	-8,96
Abr	66,00	43,02	-34,82
Mai	14,82	9,72	-34,37
Jun	13,46	8,49	-36,91
Jul	9,36	10,20	8,91
Ago	5,88	7,11	21,00
Set	12,73	3,67	-71,19
Out	59,72	27,26	-54,35
Nov	153,49	133,16	-13,24
Dez	98,48	100,26	1,81

Figura 4.3 – Avaliação da precipitação na região de estudo considerando-se um intervalo de confiança igual a 95% para a média (teste ANOVA). Precipitação acumulada média igual a 671,5 mm ou 56,0 mm mensais. Especial atenção para os anos de 2004, 2012 e 2015, cujos valores acumulados registrados foram extremos na série temporal. No detalhe, ajuste linear realizado aos dados. Estatísticas calculadas ($\alpha = 5\%$): $F = 0,5758$; valor- $P = 0,8706$; $F_{CRÍTICO} = 1,7842$.



O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

Desta forma, para o entendimento da recarga anual a que o aquífero local está submetido – e de suas particularidades –, é necessário estender a análise à forma como a precipitação se distribuiu ao longo de cada ano. A análise de variância para os dados de precipitação mensais mostra-se significativo, resultado esperado vide a evidente sazonalidade climática existente na região. O teste estatístico de Pares de Tukey (Figura 4.4a), uma espécie de teste de comparações múltiplas utilizado para identificar e agrupar amostras destoantes de um conjunto, mostra que o período chuvoso na região se estende de novembro a março, sendo os meses de maio a setembro referentes ao período de seca e os meses de outubro e abril períodos de transição que marcam, respectivamente, o início e o final do ano hidrológico local.

A Figura 4.4b compara os volumes acumulados em um ano civil (12 meses) e em um ano hidrológico (7 meses). A pluviometria média acumulada para os meses componentes deste último período é de 630,1 mm, valor apenas 6% menor em relação à média anual para a região. A análise estatística da precipitação acumulada ao longo de um ano hidrológico, da mesma forma que para um ano civil, mostra-se não significativa. Mantendo-se os mesmos parâmetros adotados anteriormente, o valor- P encontrado para este conjunto de dados é de 0,7545 (Figura 4.5).

Figura 4.4 – (a) Resultado do teste estatístico de Tukey para determinação da sazonalidade da região de estudo.

Agrupamento de informação utilizando 95% de confiança. Médias que não compartilham uma letra são significativamente diferentes. (b) Precipitação acumulada (mm) para os anos hidrológicos 03/04 a 15/16 e para os anos civis de 03 a 16.

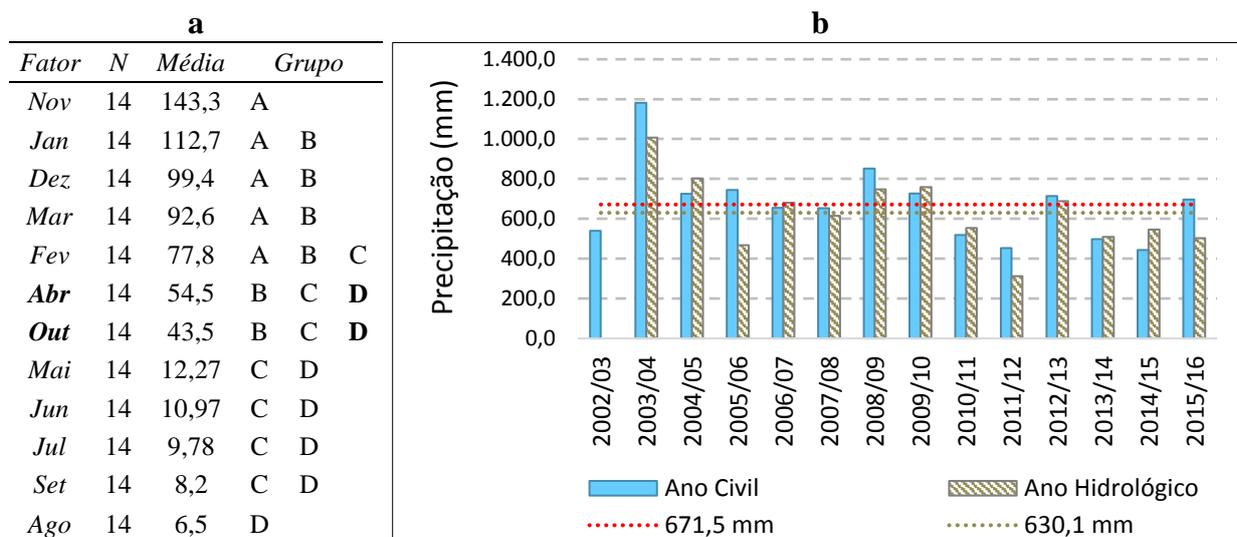
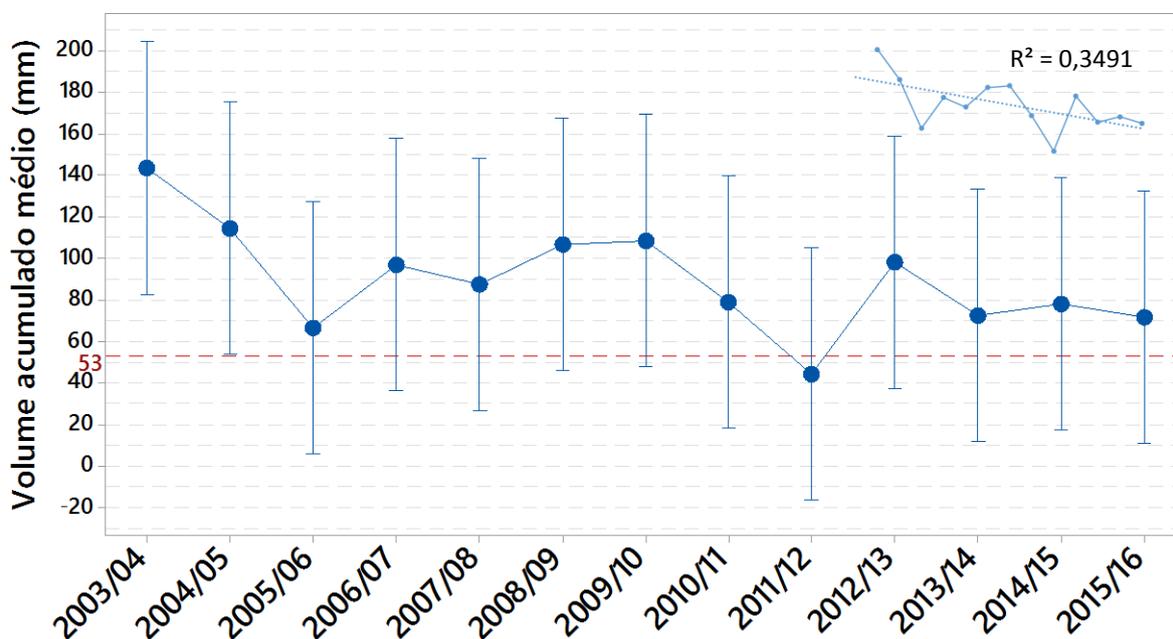


Figura 4.5 – Avaliação da precipitação acumulada ao longo dos anos hidrológicos 03/04 a 15/16. Volume precipitado médio para o período igual a 630,1 mm ou 53,0 mm distribuídos em 7 meses. No detalhe, ajuste linear realizado aos dados. Estatísticas calculadas ($\alpha = 5\%$): $F = 0,6919$; valor- $P = 0,7545$; $F_{crítico} = 1,8785$.

Precipitação Acumulada Média para os Anos Hidrológicos de 03/04 a 15/16 95% IC para a Média



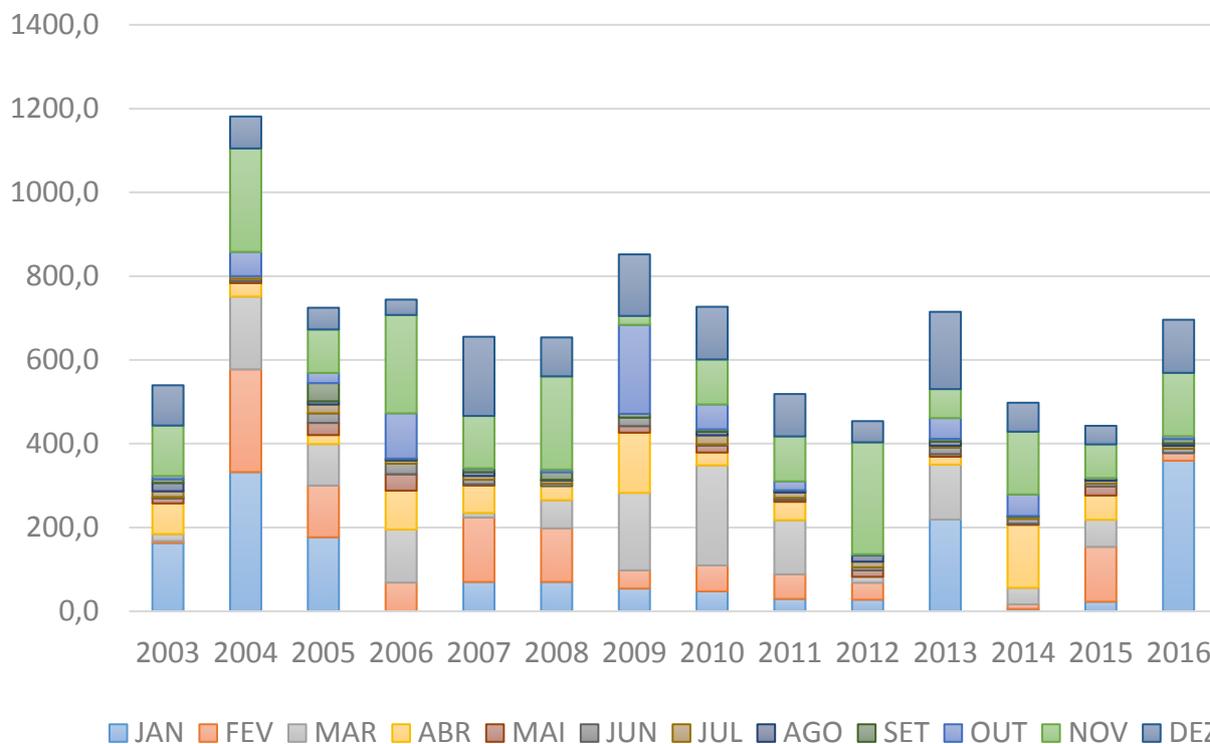
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

Com o auxílio de gráficos de colunas empilhadas (Figura 4.6), elencam-se alguns pontos de destaque quanto à distribuição das chuvas ao longo do período em análise:

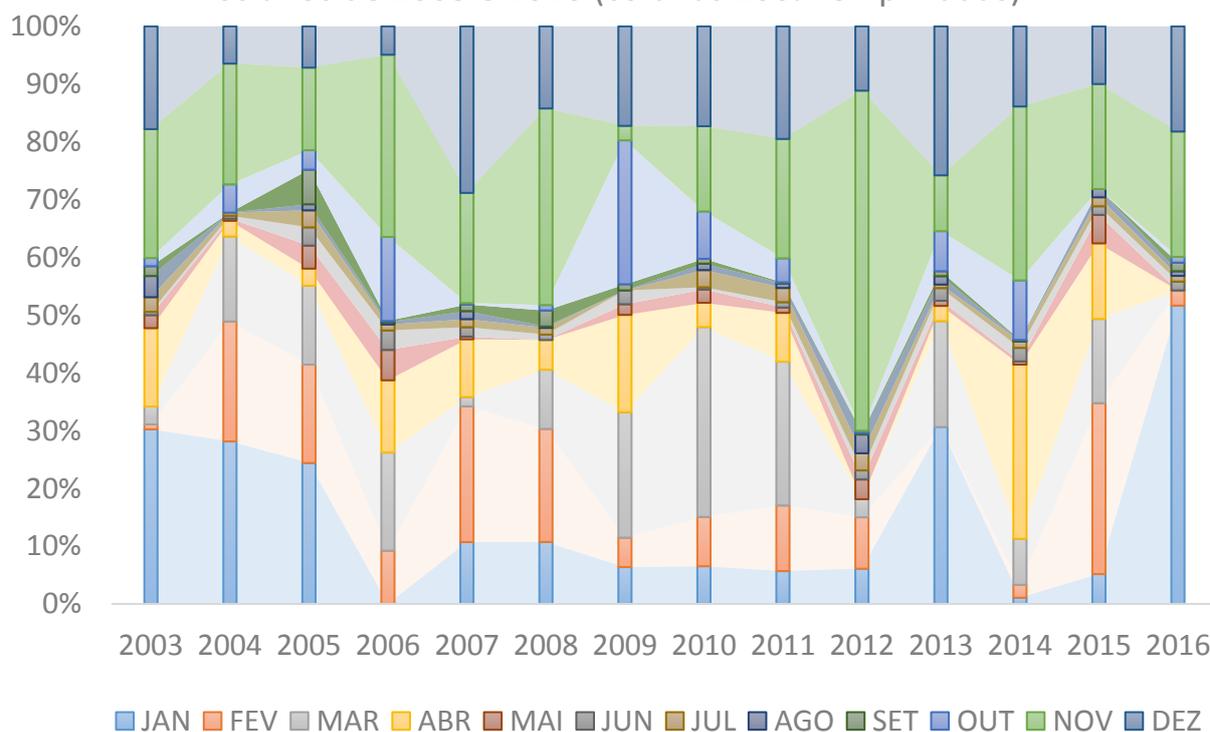
- Os anos civis 2007 e 2008, 2010 e 2013 e a trinca 2012, 2014 e 2015 equivalem-se em termos de volume acumulado (em torno de 655, 720 e 465 mm, respectivamente);

Figura 4.6 – Precipitação entre os anos de 2003 e 2016 exibida sob a forma de (a) colunas empilhadas (volume anual acumulado) e (b) colunas 100% empilhadas (contribuição mensal, em porcentagem).

(a) Variabilidade mensal da precipitação para o período entre os anos de 2003 e 2016 (colunas empilhadas)



(b) Variabilidade mensal da precipitação para o período entre os anos de 2003 e 2016 (colunas 100% empilhadas)



- Os anos hidrológicos 08/09 e 09/10 merecem destaque quanto aos volumes precipitados (20% superior à média), seguidos pelos anos de 06/07 e 12/13 (mais 10% em relação ao mesmo parâmetro).
- O ano hidrológico 07/08 foi apenas mediano, enquanto que em 10/11, 13/14 e 14/15 registraram-se valores de 22% inferiores. 11/12 foi, sem dúvida, o pior ano hidrológico: apenas 312,2 mm (49% da média);
- O mês de novembro de 2008 representou 34% do volume precipitado durante o ano;
- De forma similar, março de 2010 concentrou 32,9% do acumulado total;
- 58,9% do volume acumulado total para o ano de 2012 foi precipitado durante apenas o mês de novembro;
- Atipicamente, o mês de fevereiro de 2013 não registrou eventos de precipitação;
- Janeiro e fevereiro de 2014 foram meses de estiagem, registrando juntos apenas 16,4 mm (3,3%);
- Apesar do mês de janeiro do ano de 2015 ter sido pouco chuvoso (23,0 mm), houve boa distribuição do volume precipitado entre os meses de novembro e dezembro e fevereiro a abril.

4.2. AVALIAÇÃO MÉDIA DA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA

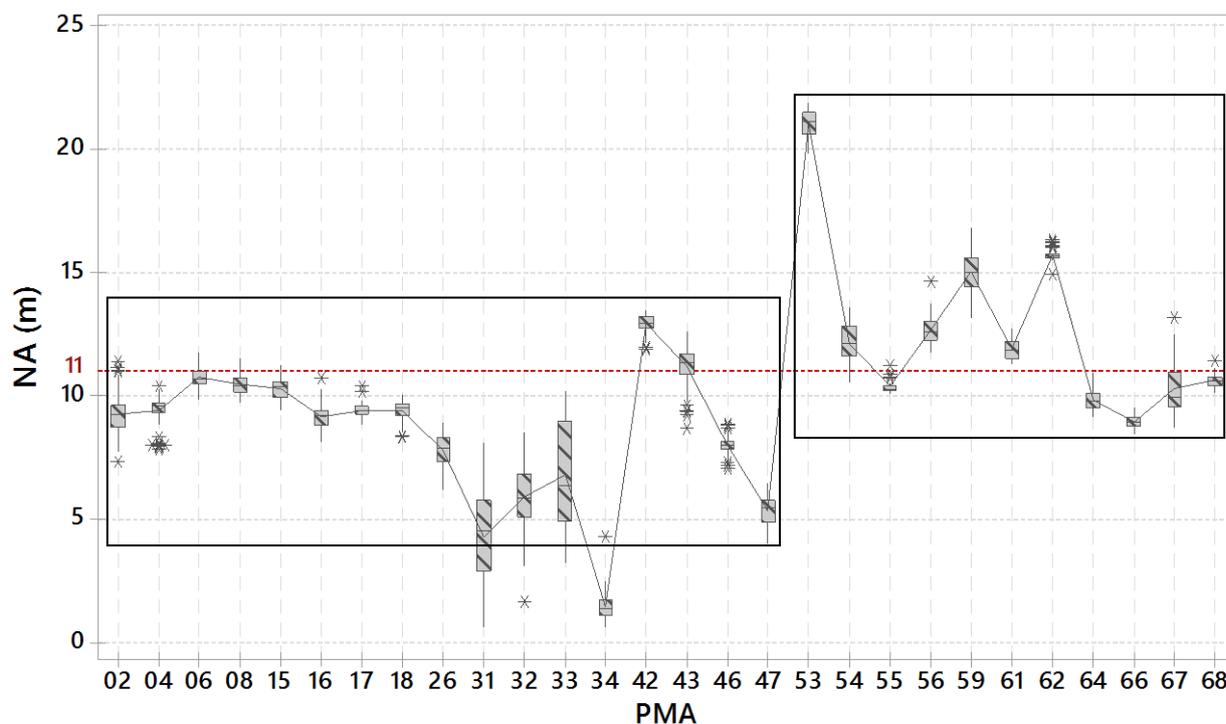
Neste tópico, será apresentada a evolução do valor anual médio da SP local. O intuito desta avaliação é identificar, num primeiro momento, se há tendências de rebaixamento, ascensão ou estagnação do nível d'água. A discussão dos resultados pauta-se no panorama geomorfológico e pedológico apresentados no Capítulo III. O fator pluviometria será incluído à medida em que novos dados sejam acrescentados ao corpo deste capítulo.

Como já expressei, o aquífero investigado é do tipo livre e raso. O nível estático encontra-se, em média, a onze metros de profundidade, na qual são descritas rocha alterada ou sã. 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. As características gerais dos PMAs considerados neste estudo são sintetizadas na Tabela 4.1 e a dispersão do parâmetro hidrodinâmico “nível d'água” para cada poço é ilustrada na Figura 4.7. Fica claro que o segundo grupo de poços (53 a 68), construído em 2012, apresenta valor médio de nível estático maior, isto é, mais profundo. De qualquer forma, o padrão de dispersão é similar ao observado para poços com maior volume de dados (02 a 47), o que permite afirmar que estes dois grupos referem-se a águas captadas de um mesmo aquífero.

Tabela 4.1 – Principais características dos 28 poços de monitoramento disponíveis para a pesquisa. As coordenadas UTM de cada PMA podem ser encontradas no Apêndice II deste documento. vrm = vermelho; amr = amarelo; frg = fragmento; qtz = quartzo. Atenção para os PMAs 54, 55 e 68: aterro superficial. Os PMAs 08, 18, 53 e 59 apresentam poucos dados em sequência e os de número 31 a 34 estão associados a um mesmo lineamento, ao longo do qual há também poços de produção.

PMA (período monitorado)	Cota (m)	Profundidade (m)	NE mín. (m)	NE máx. (m)	NE méd. (m)	Δ (m)	Perfil pedológico (m)
02 (08-15)	907	12,00	11,39	7,32	9,24	4,07	4,9
04 (08-15)	903	12,00	10,38	7,82	9,41	2,56	7,0
06 (08-14)	902	12,00	11,75	9,84	10,76	1,91	7,0
08 (09-11)	899	12,00	11,51	9,72	10,38	1,79	7,0
15 (08-15)	900	12,00	11,26	9,40	10,29	1,86	12,0
16 (08-15)	901	12,00	10,71	8,10	9,13	2,61	12,0
17 (08-15)	900	12,00	10,39	8,83	9,40	1,56	12,0
18 (08-15)	900	12,00	10,03	8,34	9,41	1,69	12,0
26 (09-15)	895	12,00	8,92	6,17	7,87	2,75	5,5
31 (08-15)	857	12,00	8,13	0,60	4,27	7,53	6,0
32 (08-15)	856	11,70	8,50	1,68	5,90	6,82	7,3
33 (08-15)	852	11,50	10,22	3,24	6,80	6,98	5,0
34 (08-15)	856	12,00	4,30	0,59	1,45	3,71	3,4
42 (07-14)	895	12,75	13,47	11,96	12,91	1,51	11,0 (vrm); entre 7,0 e 9,0: frg de qtz
43 (08-15)	900	12,00	12,60	8,70	11,16	3,90	5,0; frg de qtz na base do perfil
46 (09-15)	896	9,00	8,80	7,04	7,98	1,76	7,5
47 (08-15)	888	10,00	6,47	3,98	5,30	2,49	3,0
53 (12-15)	905	22,00	21,87	19,81	20,99	2,06	6,0 (vrm)
54 (12-15)	901	22,00	13,59	10,52	12,08	3,07	0,0-3,0 m: aterro; 3,0-7,0 m: solo
55 (12-15)	902	21,50	11,23	10,08	10,38	1,15	0,0-3,0 m: aterro; 3,0-11,0 m: solo (amr)
56 (12-15)	897	21,50	14,63	11,74	12,60	2,89	8,0 (muita pedregosidade)
59 (12-15)	886	22,50	16,80	14,06	15,01	2,74	11,0 (vrm)
61 (12-15)	891	18,00	12,73	11,23	11,89	1,50	11,0 (vrm)
62 (12-15)	882	21,50	16,32	14,93	15,70	1,39	8,0 (vrm)
64 (12-15)	895	21,50	10,93	9,16	9,84	1,77	11,0 (vrm)
66 (12-15)	896	21,50	9,52	8,44	8,94	1,08	9,0 (vrm)
67 (13-15)	890	21,50	13,18	8,67	10,29	4,51	10,0
68 (12-15)	900	18,00	11,43	10,09	10,63	1,34	0,0-2,0 m: aterro compacto com brita na superfície; 2,0-6,0 m: solo (vrm)

Figura 4.7 – Boxplot para os valores do nível d’água monitorados em 28 poços durante ao menos 3 anos civis. Os asteriscos representam valores discrepantes (outliers) e a linha sólida conecta os valores médios calculados para cada PMA. Em média, o lençol freático encontra-se a onze metros de profundidade. Lembra-se que os poços 31 a 34 situam-se às margens de um curso d’água intermitente, sendo aquele o mais à montante e este o mais à jusante, já em região de relevo local plano. Interessante notar que os poços 53 a 68, construídos em 2012, apresentam NA médio mais profundo em comparação ao primeiro e mais antigo conjunto de poços (notar posição elevada do retângulo que os agrupa em relação ao que compreende os poços 02 a 47, excetuados os PMAs 31 a 34).



A elaboração de um mapa de faixas de mesmo potencial (Figura 4.8) permite argumentar que as águas subterrâneas no local de estudo fluem de NW para SE, o que é concordante com a variação do relevo. Tal constatação aproxima o divisor hidrográfico local ao divisor hidrogeológico, o que implica ausência de estruturas geológicas ou variações petrográficas em subsuperfície capazes de condicionar o fluxo subterrâneo. Contudo, tal dado não é conclusivo, uma vez que se trata de um meio heterogêneo e, portanto, o fluxo não é perfeitamente ortogonal às linhas equipotenciais.

Dos vinte e oito poços de monitoramento disponíveis, selecionam-se onze em que há monitoramento contínuo e prolongado da flutuação natural do nível freático (entre sete e oito anos). São eles: PMAs 02, 04, 06, 15, 16, 17, 26, 42, 43, 46 e 47.

A análise de variância do parâmetro em questão mostra-se significativa para dez destes poços, à exceção do PMA 46 (valor-P = 0,1377). De forma geral, observa-se que o período compreendido entre os anos de 2009 e 2012 foi de franco rebaixamento (Figura 4.9), com reversão ou atenuação (PMA 06) deste cenário em 2013, ano a partir do qual houve manutenção ou mesmo ascensão dos níveis médios (PMAs 26 e 43 e 15, 16 e 17, respectivamente). Em alguns casos, no entanto, verifica-se 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 apenas leve tendência de rebaixamento ao longo do período avaliado (-0,19 m). As estatísticas calculadas e os gráficos gerados para os demais poços são exibidos em anexo (Apêndice III).

Figura 4.8 – Curvas de contorno de mesma potenciometria elaboradas a partir de dados extraídos das séries de monitoramento disponíveis. Método de interpolação adotado: krigagem ordinária (modelo exponencial). RMS = 5,12 e 1,05 para os mapas de SP máxima e mínima, respectivamente. O fluxo hídrico ocorre aproximadamente na direção perpendicular às linhas de mesmo potencial, da região de maior gradiente hidráulico (NW) para a de menor (SE).

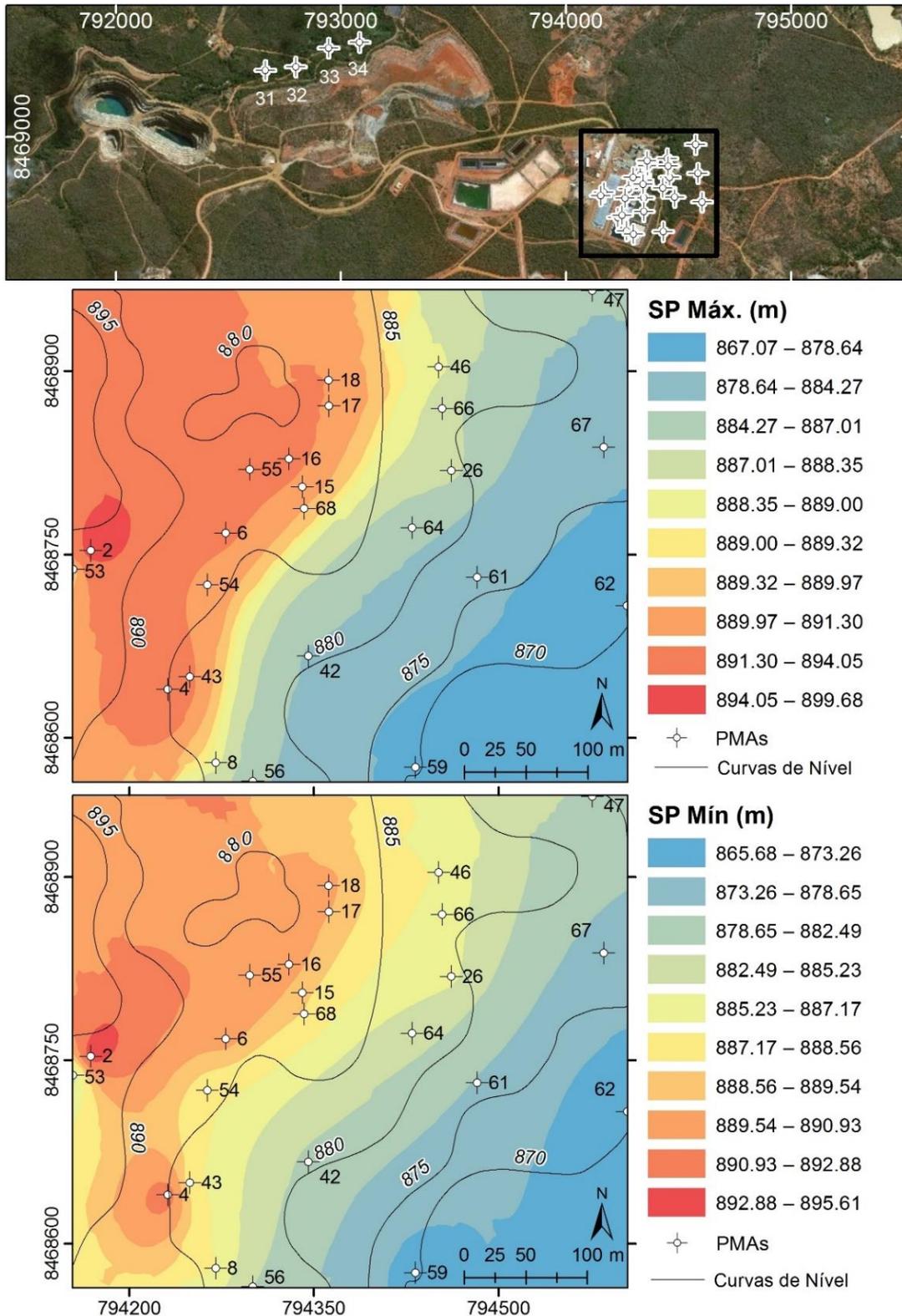
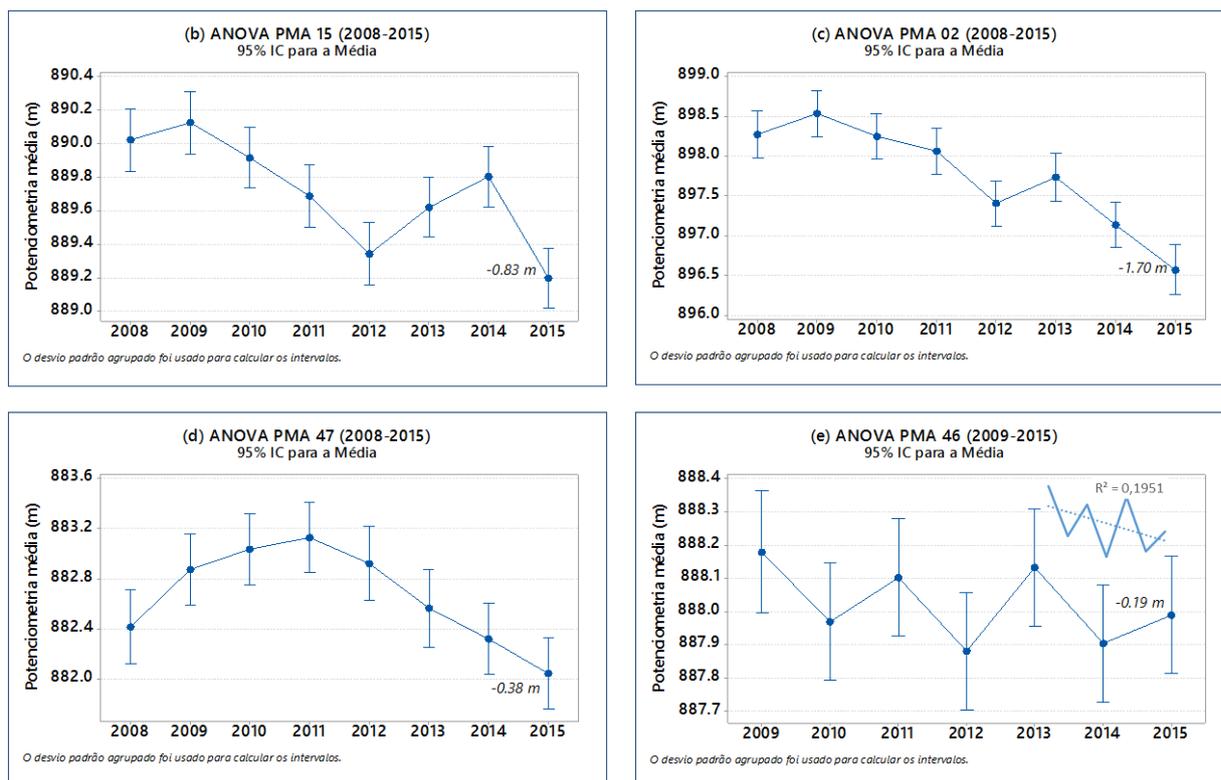


Figura 4.9 – Resultado gráfico do teste ANOVA realizado para avaliação da potenciométrie. As estatísticas calculadas podem ser consultadas no Apêndice III. Descrevem-se cinco padrões comportamentais. Em (a), notar interrupção na queda do nível potenciométrico em 2013, seguido de sua manutenção. Em (b), o ano de 2014 foi de ascensão para os poços 15, 16 e 17, com volta de rebaixamento em 2015. O PMA 02 (c) exemplifica um poço com nível potenciométrico em franco rebaixamento, interrompido apenas no ano de 2013. O PMA 47 (d) apresenta comportamento anômalo e o PMA 46 (e) apresenta oscilação ao longo do período avaliado.

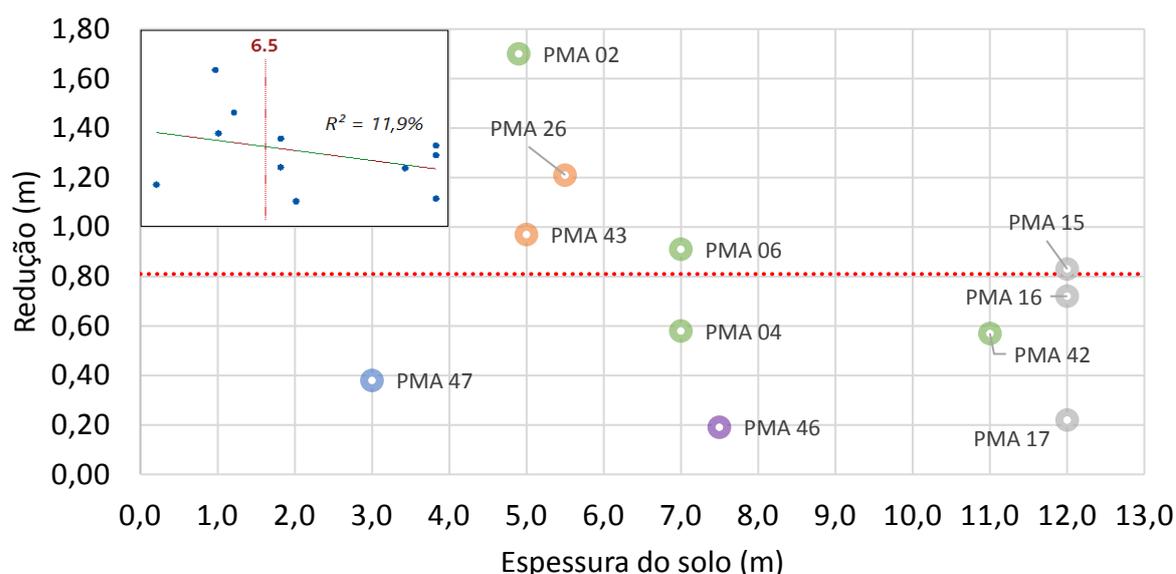


Em média, quantifica-se um rebaixamento global para o aquífero de 0,81 m entre os anos de 2008 e 2015, sendo a maior variação registrada para o poço 02 (-1,70 m) e a menor para o poço 17 (-0,22 m), poços que apresentam, respectivamente, o mais delgado e o mais espesso perfil de solo. A análise de tendência linear realizada em gráficos com disposição de dados mensais corrobora o rebaixamento quantificado ao longo da série histórica (Apêndice IV).

A diagramação da relação entre redução da SP e cobertura pedológica (Figura 4.10) revela a existência de um limiar de espessura do solo determinante para o comportamento médio do lençol freático local. Em geral, solos mais espessos que 6,5 m implicam menores reduções absolutas, enquanto que solos mais delgados que 6,5 m expõem o aquífero e o torna mais sensível a variações nos processos de infiltração d’água. Tal resultado sugere que o *pedum*, à medida que se desenvolve fisicamente, adquire caráter regulador no armazenamento, significando em uma menor perda de carga hidráulica sazonal. O PMA 47, como já abordado, apresenta comportamento destoante e

irregular, muito provavelmente por este se situar em local de quebra de relevo com dominância de cambissolos. Neste caso, portanto, o controle geomorfológico parece ser preponderante frente às características pedológicas, já que regiões topograficamente mais baixas tendem a ser locais de convergência de linhas de fluxo subterrâneo.

Figura 4.10 – Relação entre espessura do solo e valores de redução da superfície potenciométrica para onze poços de monitoramento. Em geral, quanto mais espessa a cobertura pedológica, menores as flutuações absolutas dos níveis freáticos, implicando papel regulador desta. Notar mudança comportamental entre 5,5 m e 7,0 m. A linha vermelha representa o valor médio de rebaixamento para a região (0,81 m) e as cores agrupam poços que apresentam curvas de variação da SP similares entre si.



4.3. AVALIAÇÃO DA VARIAÇÃO ANUAL DO NÍVEL D'ÁGUA

A avaliação da recarga do aquífero local apoiou-se na metodologia de estimativa descrita na literatura como variação do nível d'água (*water table fluctuation* - WTF). Pelo procedimento adotado (Método RISE; Nimmo *et al.*, 2015), analisa-se a amplitude da curva (Δh) que descreve a ascensão, em ordem cronológica, do nível d'água (NA) em um poço tubular. Lembra-se que a curva de recessão hídrica não é levada em consideração neste caso, o que pode subestimar as estimativas de recarga.

Este tópico subdivide-se em quatro partes. Na primeira, valores brutos (m) de Δh são avaliados estatisticamente e em termos de fatores do meio físico. O intuito deste procedimento é identificar padrões de flutuação sazonal do NA (compartimentos do aquífero), uma vez que se trata de um meio anisotrópico. Na segunda, estes valores são convertidos em taxas de recarga (mm/ano) e analisados em relação ao volume precipitado na região de estudo. Nas duas últimas partes consta a análise concorrente entre valores de recarga e precipitação acumulada (Ferrari & Karmann, 2008; Braga *et al.*, 2016) e uma análise mais detalhada de casos particulares de variação do NA, realizada em respeito às particularidades da chuva destacadas anteriormente.

4.3.1. VALORES DE ΔH

Adicionalmente aos poços analisados anteriormente, a avaliação da recarga apoia-se em mais treze poços de monitoramento, totalizando assim vinte e quatro PMAs. O conjunto com maior tempo de monitoramento é, novamente, útil para se avaliar o comportamento médio do aquífero, enquanto que o estudo de poços específicos, ainda que com menor volume de dados, mostra-se satisfatório para compreender casos específicos de recarga. A Tabela 4.2 exhibe os valores de Δh anuais calculados, em metros.

Tabela 4.2 – Valores de Δh (m) anuais para vinte e três poços de monitoramento ambiental. * = poços com influência antrópica (superfícies aterradas). Em negrito, poços considerados para cálculo de medidas de tendência central e de dispersão. À direita, sumário do teste ANOVA realizado para poços com 7 a 8 anos de monitoramento e 3 a 4 anos, separadamente. 1) $F = 4,9756$; Valor- $P = 3,84E-05$; $F_{CRÍTICO} = 2,0207$ 2) $F = 2,0617$; valor- $P = 0,1024$; $F_{CRÍTICO} = 2,5767$. ** = Valores subestimados em função de furos de medição.

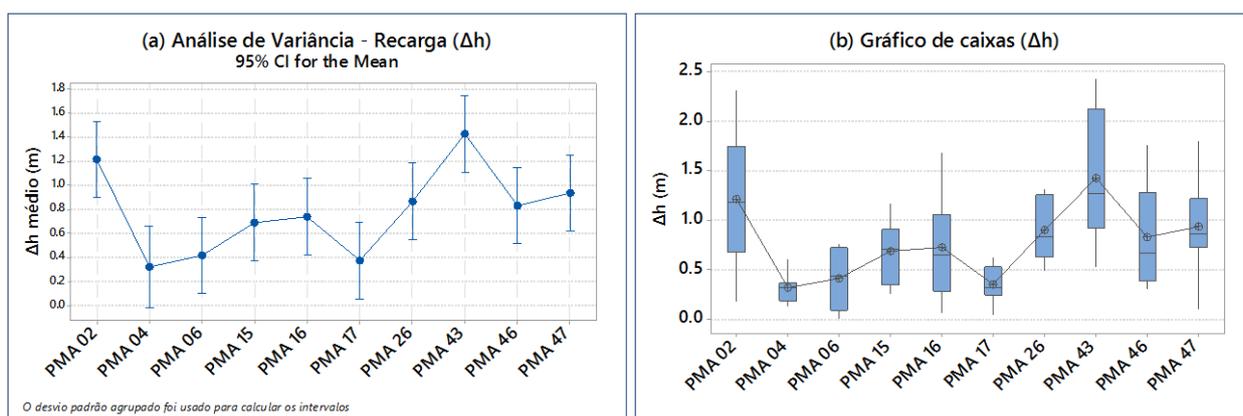
PMA	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	N	$\overline{\Delta h}$ (m)	s^2
02	-	1,88	1,35	1,11	1,23	0,18	1,14	0,53	2,32	8	1,22	0,4627
04	-	-	0,37	0,32	0,33	0,13	0,61	0,19	0,31	7	0,32	0,0233
06	0,75	0,26	0,42	0,64	0,46	0,00	0,77	0,04	-	8	0,42	0,0897
08	-	-	-	1,18	0,57	-	-	-	-	2	-	-
15	-	1,17	0,64	0,62	0,77	0,26	0,92	0,87	0,26	8	0,69	0,0999
16	-	0,97	0,51	0,56	0,74	0,14	1,69	1,09	0,21	8	0,74	0,2577
17	-	0,32	0,25	0,63	0,55	0,15	**0,38	0,47	0,25	8	0,38	0,0271
18	-	0,77	0,37	0,69	-	-	-	-	1,34	4	-	-
26	-	0,97	1,26	0,83	0,84	0,60	1,32	0,49	0,63	8	0,87	0,0917
42	0,40	-	0,44	0,55	0,49	-	-	-	-	4	-	-
43	-	2,27	2,43	1,41	1,14	1,08	0,87	0,53	1,70	8	1,43	0,4442
46	-	0,35	0,80	0,50	1,02	1,37	0,31	1,76	0,54	8	0,83	0,2696
47	-	0,82	1,80	1,26	1,10	0,89	0,83	0,70	0,10	8	0,94	0,2371
Média (poços marcados em negrito)		1,00	0,98	0,79	0,82	0,48	0,88	0,67	0,70		0,78	
53						-	-	-	0,28	1	-	-
54*						-	1,79	0,31	0,24	3	0,78	0,7663
55*						-	0,08	0,10	0,01	3	0,06	0,0022
56						-	1,98	0,90	0,58	3	1,15	0,5381
59						-	0,07	-	0,03	2	-	-
61						-	1,26	0,54	0,48	3	0,76	0,1884
62						-	0,10	0,20	0,16	3	0,15	0,0025
64						0,90	0,63	0,56	0,39	4	0,62	0,0450
66						0,39	0,76	0,23	0,16	4	0,39	0,0718
67						-	0,65	0,56	0,48	3	0,56	0,0072
68*						-	-	-	0,16	1	-	-
Média (poços marcados em negrito)						0,65	0,91	0,43	0,31		0,56	

Em média, a flutuação do nível d'água local é de 0,78 m, considerando-se apenas os poços com maior volume de dados, ou 0,62 m para os últimos 4 anos de monitoramento. Avaliando-se

em termos de variância os poços 02 a 47, obtém-se significância estatística (Figura 4.11a), o que permite concluir que estes (amostras) representam diferentes populações ou 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). Destaca-se a pequena variância (s^2) dos valores de Δh observada para os três primeiros, em contrapartida da maior dispersão para estes dois últimos, como se pode observar na última coluna da Tabela 4.2 e na Figura 4.11b. Vale ressaltar que os poços 04 e 43 encontram-se a cerca de 20 m um do outro, exemplificando a heterogeneidade do meio. De fato, a oscilação do nível freático para o primeiro caso ocorre em rocha sã e alterada, enquanto que para o segundo caso apenas em rocha sã. Estas diferenças de flutuação, portanto, traduzem o maior valor de porosidade efetiva do primeiro meio, como será abordado mais adiante.

O conjunto de poços com três a quatro anos de monitoramento não apresenta diferenças do ponto de vista estatístico ($F = 2,0616$; valor-P = 0,1024; $F_{CRÍTICO} = 2,5767$). 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 (Figura 4.12). 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 fluxos locais.

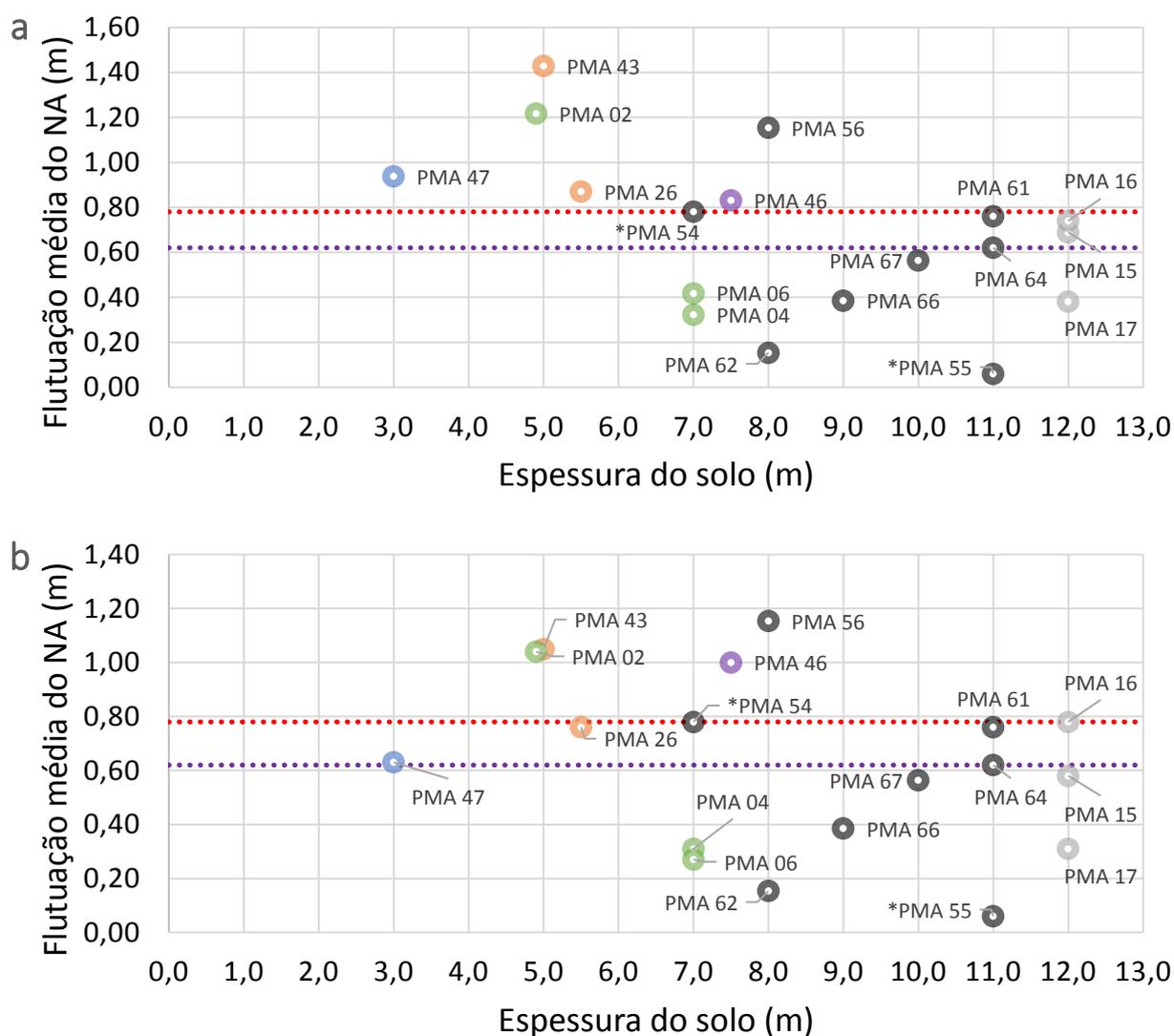
Figura 4.11 – (a) Teste ANOVA para valores de recarga, em metros. $\alpha = 5\%$; $F = 4,9756$; valor-P = 3,84E-05; $F_{CRÍTICO} = 2,0207$. (b) boxplot para os valores de Δh . Notar maior dispersão dos dados para os poços 02 e 43.



A fim de dar continuidade ao raciocínio em que se avaliou o impacto da cobertura pedológica sobre a variação temporal da SP, cabe analisar o seu impacto quantitativo na eficácia das plumas de umidade em atingir o lençol freático. Sabe-se que a espessura da zona vadosa, descontada a existência de macroporos, influencia na progressão das frentes de umidades (modelo de fluxo em pistão), pois representa maior ou menor quantidade de material a ser atravessado e, portanto, implica mais ou menos processos de perdas, especialmente laterais.

A análise de correlação cruzada (CC) entre Δh médio (desconsiderando-se o PMA 47) e espessura do solo (h) retorna o valor $-0,48$ ($lag\ 0$), demonstrando a existência de uma relação inversa entre estas duas variáveis, ainda que não significativa ($2/(17)^{1/2} = 0,49$). A articulação destes dados (Figura 4.12a) revela que o desenvolvimento da cobertura pedológica está, de fato, intimamente ligado a reduções nos valores de Δh . Contudo, o espessamento acima de 6,5 m não resulta em mudanças comportamentais consideráveis. Esta mesma análise, considerando-se apenas os últimos 4 anos de monitoramento, retorna o valor $-0,38$ ($lag\ 0$) (Figura 4.12b).

Figura 4.12 – (a) Relação entre espessura da cobertura pedológica e valores médios de Δh . Em média, a flutuação do nível d'água local é de 0,78 m considerando-se apenas os poços com maior volume de dados ou 0,62 m para os últimos 4 anos de monitoramento. Apesar do PMA 47 sugerir que solos muito delgados são desfavoráveis para a recarga, retoma-se que este está condicionado ao fator geomorfológico. Os pontos pretos referem-se a poços com apenas três ou quatro anos de monitoramento. (b) gráfico elaborado considerando-se apenas a média dos valores de Δh para os últimos 4 anos de monitoramento.



Apesar desta influência média da cobertura pedológica sob a variável recarga, a análise anual revela alguns comportamentos inconsistentes, especialmente quando se leva em

consideração a precipitação para cada caso (Tabela 4.3). 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 destas variáveis), o resultado da CC entre valores de Δh e de espessura do solo (Figura 4.13a) 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 e h 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*).

Outro caso de interesse diz respeito ao ano de 2013 (714,8 mm), cuja ascensão média do NA foi de 0,88 m e suficiente a ponto de interromper uma sequência de queda nos valores médios da SP global do aquífero. O valor de CC calculado é de +0,04, demonstrando não haver relação entre espessura do solo e flutuação do NA para este ano. Os anos de 2014 (497,8 mm) e 2015 (442,7 mm), cujos valores de Δh foram apenas ligeiramente abaixo da média, assemelham-se ao observado para o ano de 2011 em termos de volume precipitado. Os valores de CC calculados para estes casos foram de, respectivamente, +0,23 e -0,46.

Tabela 4.3 – Resultados do teste de correlação cruzada realizado entre as variáveis Δh e espessura do solo, 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 correlação cruzada média entre valores de precipitação e de Δh é igual a 0,79 para o período de 2008 a 2015.

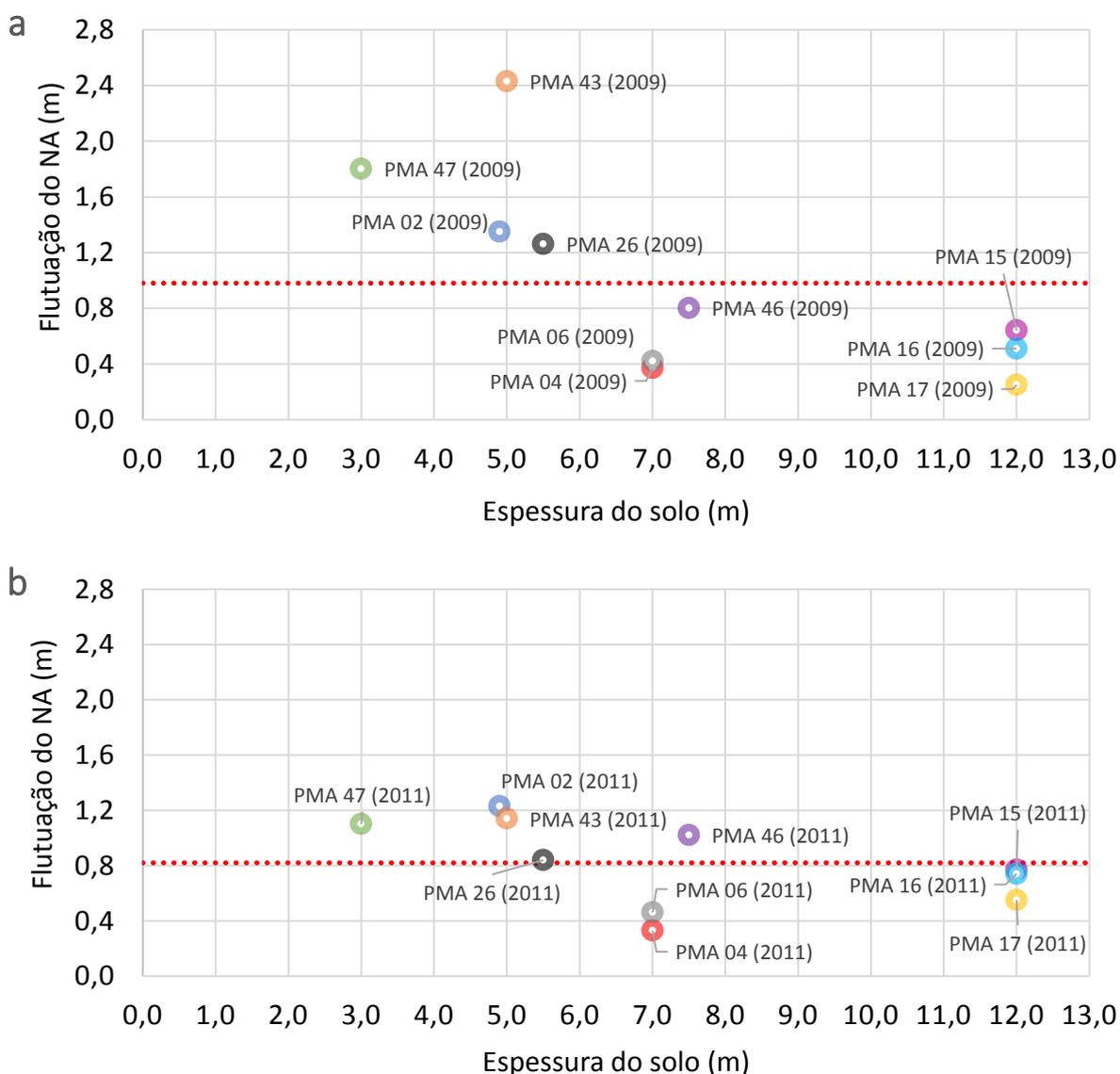
Ano	CC	Precipitação Ano Civil (mm)	Precipitação Ano Hidrológico (mm)	$\overline{\Delta h}$ (m)
2009	-0,72	852,0	747,9	0,98
2010	-0,64	726,9	759,4	0,79
2011	-0,50	518,6	553,9	0,82
2012	-0,45	453,9	312,2	0,48
2013	0,04	714,8	688,3	0,88
2014	0,23	497,8	509,4	0,67
*2015	-0,46	442,7	546,6	0,70

Finalmente, nota-se que, apesar das variações anuais para cada amostra, os valores de Δh para poços com perfil espesso de solo apresentam menor amplitude de flutuação. Agrupando-se os dados de 2009 e 2011 (Figura 4.13), cuja diferença no volume precipitado foi de -40% para o segundo, por exemplo, obtém-se que a variância nos valores para os poços 02, 26, 43 e 47 é de, em média, 0,29 m, ante 0,02 m para os poços 04, 06, 15, 16, 17 e 46. Este resultado reforça que o maior perfil pedológico, apesar de significar menor variação da SP age, ao mesmo tempo, como garantidor desta. Esta avaliação pode ser corroborada pelo fato de a ascensão da SP dos PMAs 15, 16 e 17 ter continuado no ano de 2014, mesmo com a redução da elevação de chuvas naquele período hidrológico.

Em síntese, a discrepância observada nos valores de Δh mensurados para anos de

pluviosidade similar ou situações em que não há correspondência entre estas variáveis - e que não podem se justificar simplesmente por fatores pedológicos – exige melhor caracterização da condicionante hidroclimatológica. Deve-se levar em consideração que, além da altura pluviométrica acumulada, a forma como se dão os incrementos de chuvas deve ser considerada nesta análise. Esta abordagem será mais bem detalhada nos tópicos seguintes.

Figura 4.13 – (a) Flutuação anual do NA em função da espessura da cobertura pedológica para 10 poços de monitoramento. As linhas pontilhadas representam o valor médio de recarga para o referido ano. Notar que mesmo para um ano com maior oferta pluviométrica (2009), os perfis mais delgados mostram-se suficientes para a absorção desta, o que é comprovado pelo teste de correlação cruzada ($-0,72$; lag 0; $2/(10-0)^{1/2} = 0,63$) e se traduz em maiores valores de Δh . Por outro lado, solos espessos atuam como contrário ao processo de elevação do NA. (b) Para o ano de 2011, a elevação do NA pouco se relaciona à maior ou menor espessura do solo ($CC = -0,50$). A menor variância dos dados observada entre 2009 e 2011 para os poços com perfis de solo mais espessos ($s^2 = 0,02$ ante $0,29$ m) reforça o papel regulador destes perante ao processo de recarga.



4.3.2. QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA

Para a quantificação da recarga, conforme abordado no Capítulo II, basta realizar o produto entre a variação do nível d'água para um determinado intervalo de tempo (Δh) e a porosidade efetiva do meio (n_e ou S_y). Uma vez que se trata de um meio fraturado, a fórmula original deve ser adaptada, substituindo-se o valor de S_y pelo análogo Índice de Fraturamento Interconectado (IFI; Campos & Almeida, 2012). Diante do modelo de fraturamento do aquífero proposto por Silva (2015), o qual atém-se a descrições detalhadas quanto a densidade e abertura de fraturas no maciço rochoso em diferentes profundidades, adota-se nesta pesquisa o valor de 1,5%.

Como discutido no início do Tópico 4.2, o nível d'água em alguns poços flutua na interface solo-rocha/rocha alterada, muito provavelmente entre os horizontes pedológicos C e R. A Figura 4.14, onde constam as posições históricas dos níveis máximos e mínimos para cada poço de monitoramento ambiental, ampara esta discussão (Para os poços 42, 43, 46 e 47 constam apenas descrições de sondagem). Desta forma, para uma quantificação mais acurada das taxas de recarga, propõem-se o uso do parâmetro Porosidade Total Interconectada (n_{ti}), representada por uma média entre IFI (meio fraturado) e S_y (rocha alterada e solo). Os valores de porosidade efetiva adotados neste trabalho são:

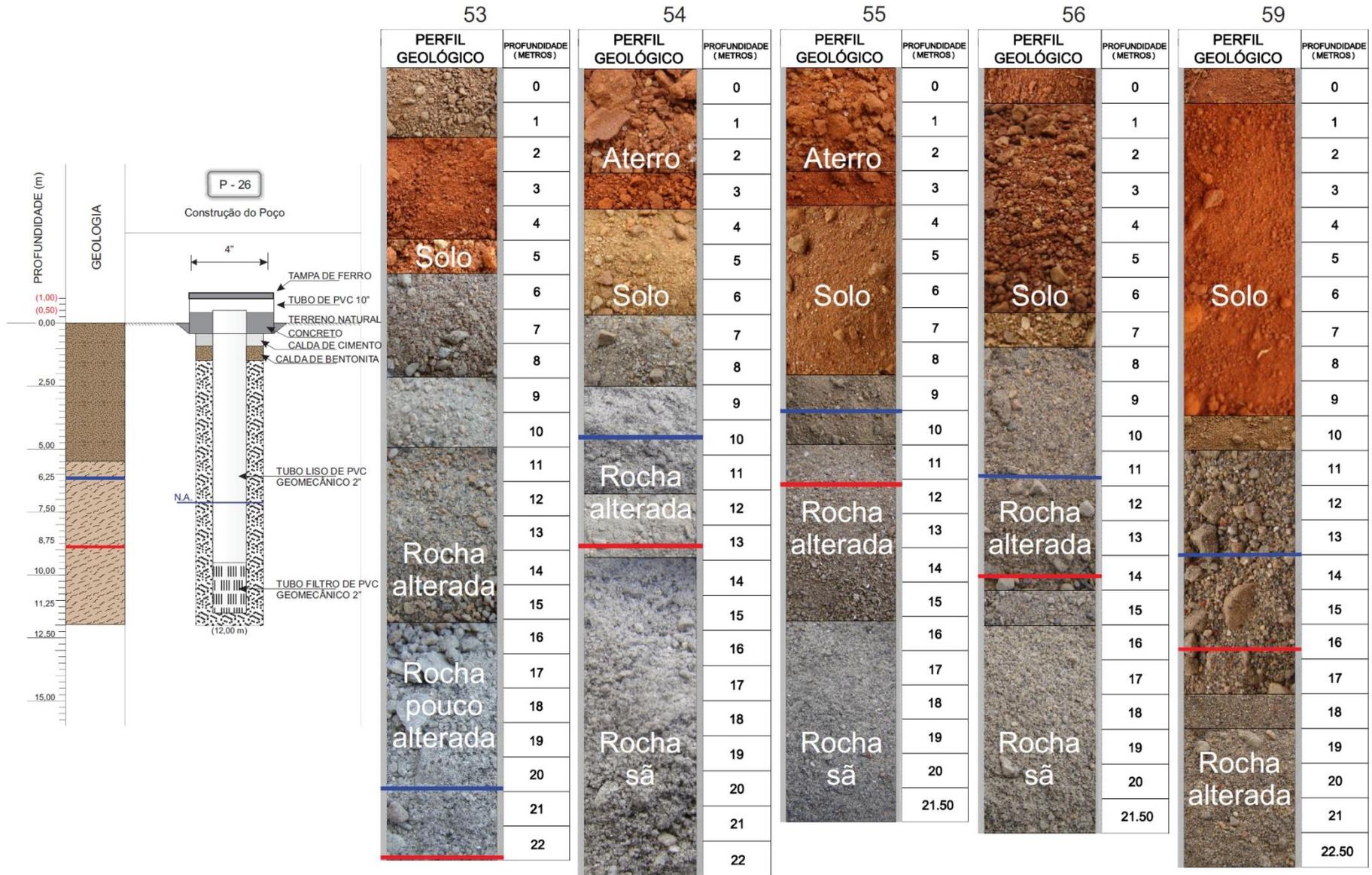
- Rocha sã: IFI = 1,5%
- Rocha alterada: IFI/ S_y = 5,0%
- Solo: S_y = 12,0%

O valor estimado para solos baseia-se na descrição tátil-visual realizada em campo. Em vista do alto teor de areia, da pedregosidade presente em alguns perfis e estruturação grumosa comum, o valor adotado é de certa forma conservador.

Definem-se seis conjuntos de poços. No primeiro, o nível d'água flutua estritamente em rocha sã (poços 02, 06, 53, 62 e 68), enquanto que no segundo a zona de admissão d'água encontra-se sempre em rocha alterada: poços 08, 26, 42, 43, 47, 54, 55, 56, 59 e 61. O nível d'água exclusivamente em solo é observado nos poços 15 a 18 e 64, enquanto que para PMA 04 o nível encontra-se ora em rocha sã, ora em rocha alterada (3,25%). Finalmente, nos poços 46 e 66 encontra-se água em rocha alterada ou solo (8,5%) e no poço 67 nos três materiais geológicos considerados (6,2%).

Os valores de recarga anual, em milímetros, são expressos na Tabela 4.4 a seguir. Na Tabela 4.5 são apresentados os índices recarga/pluviometria, em percentual.

B



C

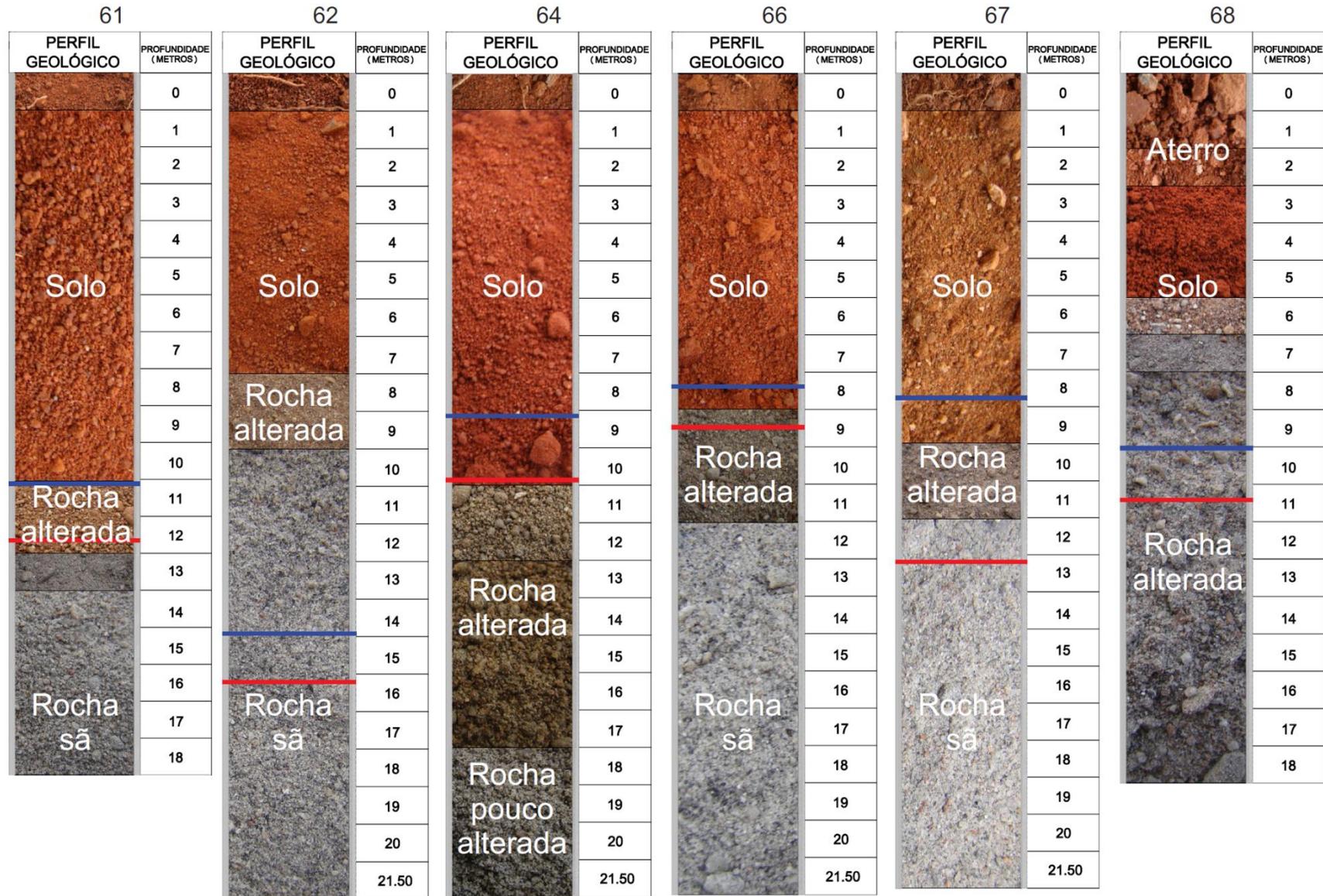


Tabela 4.4 – Valores de recarga anual, em milímetros, para 24 poços de monitoramento. Valores de porosidade efetiva estipulados de acordo com as características médias do material geológico em que o NA flutua. * = poços com interferência antrópica. As células riscadas referem-se a valores médios calculados com base apenas nos poços 02 a 47.

	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	Média Anual (mm)
<i>PMA 02</i>		28,20	20,25	16,65	18,45	2,70	17,10	7,95	34,80	18,26
<i>PMA 04</i>			12,03	10,40	10,73	4,23	19,83	6,18	10,08	10,49
<i>PMA 06</i>	11,25	3,90	6,30	9,60	6,90	0,00	11,55	0,60		6,26
<i>PMA 08</i>				59,00	28,50					43,75
<i>PMA 15</i>		140,40	76,80	74,40	92,40	31,20	110,40	104,40	31,20	82,65
<i>PMA 16</i>		116,40	61,20	67,20	88,80	16,80	202,80	130,80	25,20	88,65
<i>PMA 17</i>		38,40	30,00	75,60	66,00	18,00	45,60	56,40	30,00	45,00
<i>PMA 18</i>		92,40	44,40	82,80					160,80	95,10
<i>PMA 26</i>		48,50	63,00	41,50	42,00	30,00	66,00	24,50	31,50	43,38
<i>PMA 42</i>	20,00		22,00	27,50	24,50					23,50
<i>PMA 43</i>		113,50	121,50	70,50	57,00	54,00	43,50	26,50	85,00	71,44
<i>PMA 46</i>		29,75	68,00	42,50	86,70	116,45	26,35	149,60	45,90	70,66
<i>PMA 47</i>		41,00	90,00	63,00	55,00	44,50	41,50	35,00	5,00	46,88
Média do Aquífero (mm)	15,63	65,25	51,29	49,28	48,08	31,79	58,46	54,19	45,95	
<i>PMA 53</i>									4,20	4,20
<i>PMA 54*</i>							89,50	15,50	12,00	39,00
<i>PMA 55*</i>							4,00	5,00	0,50	3,17
<i>PMA 56</i>							99,00	45,00	29,00	57,67
<i>PMA 59</i>							3,50		1,50	2,50
<i>PMA 61</i>							63,00	27,00	24,00	38,00
<i>PMA 62</i>							1,50	3,00	2,40	2,30
<i>PMA 64</i>						108,00	75,60	67,20	46,80	74,40
<i>PMA 66</i>						33,15	64,60	19,55	13,60	32,73
<i>PMA 67</i>							40,30	34,72	29,76	34,93
<i>PMA 68*</i>									2,40	2,40
Média do Aquífero (mm)						38,25	53,98	42,16	29,79	

Média Anual do Aquífero: 39,05 mm (Médias Anuais PMA 02 a 68)
Média Anual do Aquífero: 49,69 mm (Médias Anuais PMA 02 a 47)

Reavaliando-se a relação entre espessura da cobertura pedológica e valores de flutuação do NA, para a correta compreensão de seu impacto na recarga do aquífero local, obtém-se o ilustrado na Figura 4.15. A estatística de correlação cruzada (excetuado o PMA 47) retorna um valor positivo de 0,30 para 17 medidas (*lag 0*). Apesar de não significativo, esta análise revela um comportamento inverso ao identificado anteriormente, ou seja, em média, uma cobertura pedológica mais espessa tende a implicar maiores taxas de recarga (mm), ainda que com algumas ressalvas.

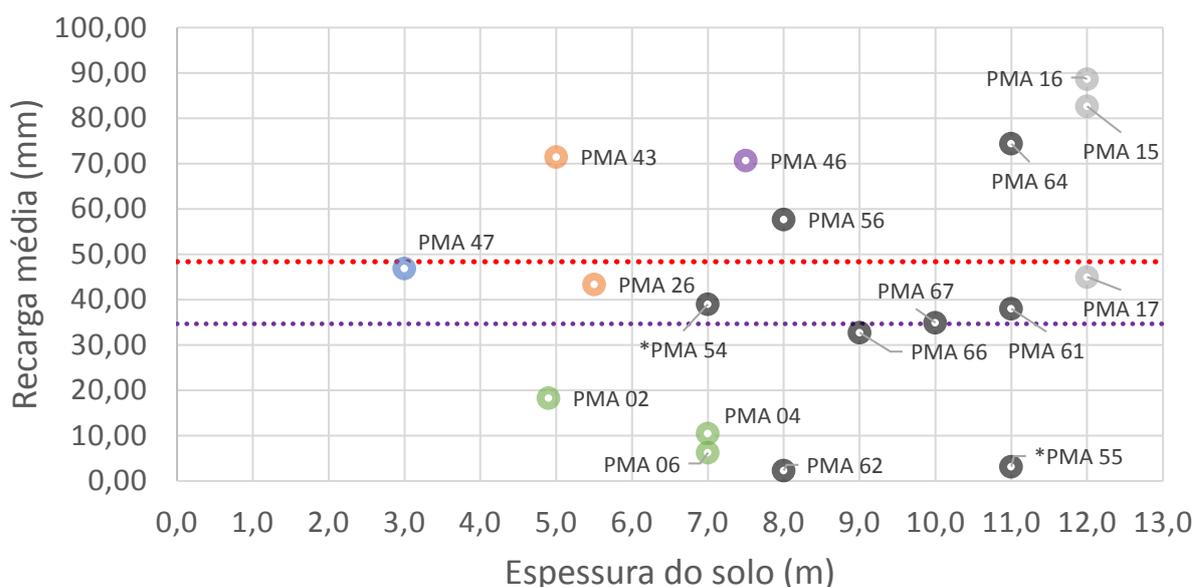
Esta inversão de resultados decorre do fato de o aquífero investigado ser do tipo raso. Os dados hidrodinâmicos e pedológicos disponíveis revelam que, inevitavelmente, há flutuação do nível d'água em materiais geológicos mais superficiais e, portanto, mais intemperizados e de maior porosidade efetiva. Desta forma, a elevação efetiva da coluna d'água medida em poços de monitoramento localizados nestes meios é, de fato, menor, mas traduz um volume maior de água ou ao menos similar quando comparado a um poço em meio exclusivamente fraturado.

Tabela 4.5 – Valores de recarga em relação ao precipitado ao longo de cada ano hidrológico (%). Média de precipitação para o período considerado: 601,28 mm.

	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	Média Anual (%)
Precipitação Ano Hidrológico (mm)	679,70	614,17	747,86	759,44	553,89	312,17	688,33	509,35	546,62	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					
Precipitação Ano Hidrológico (mm)	679,70	614,17	747,86	759,44	553,89	312,17	688,33	509,35	546,62	601,28
PMA 53									0,77	0,70
PMA 54*							13,00	3,04	2,20	6,49
PMA 55*							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*									0,44	0,40
Média do Aquífero (%)						12,25	7,84	8,28	5,45	

Média Anual do Aquífero: 6,49% (39,05 mm para uma média pluviométrica de 601,28 mm)
Média Anual do Aquífero: 8,26% (49,69 mm para uma média pluviométrica de 601,28 mm)

Figura 4.15 – 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).



4.3.3. CORRELAÇÃO CRUZADA (CC) ΔH – PRECIPITAÇÃO

No intuito de compreender o quão dependentes entre si são as variáveis flutuação do nível d'água e volume de chuva precipitado, foi realizada uma série de testes estatísticos do tipo correlação cruzada. De forma ampla, as variáveis Δh (m) e precipitação, considerando-se valores civis e hidrológicos, respectivamente, apresentam coeficientes de determinação do ajuste linear (R^2 ou R-sq) da ordem de 59% a 65% e valores de CC iguais a 0,76 e 0,81, (Figura 4.16a e b), enquanto que as variáveis recarga e precipitação também apresentam uma relação linear, mas com valores inferiores de ajuste (Figura 4.16c e d). Os valores de CC calculados são de, respectivamente, 0,61 e 0,59. 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 na Tabela 4.6 e, a Figura 4.17 exemplifica de forma gráfica dois exemplos de resultados obtidos.

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. Além disso, em função do retardo na elevação do nível freático, observado em alguns poços em relação ao início do período chuvoso, adotou-se como segundo dado de entrada, tanto a precipitação acumulada ao longo de um ano civil, quanto ao longo de um ano hidrológico. No Apêndice IV são apresentados em forma gráfica e de tabela o período de elevação dos NA considerados para análise.

Figura 4.16 – (a) Relação gráfica entre as variáveis Δh médio anual e precipitação acumulada em um ano civil e (b) hidrológico. Em (c) e (d) relação gráfica entre recarga (mm) e precipitação acumulada em 12 meses e ao longo 7 meses (ano hidrológico), respectivamente. Valores de Δh e correspondentes de recarga considerados com base nas tabelas 4.2 e 4.4 deste documento (PMAs 02 a 47).

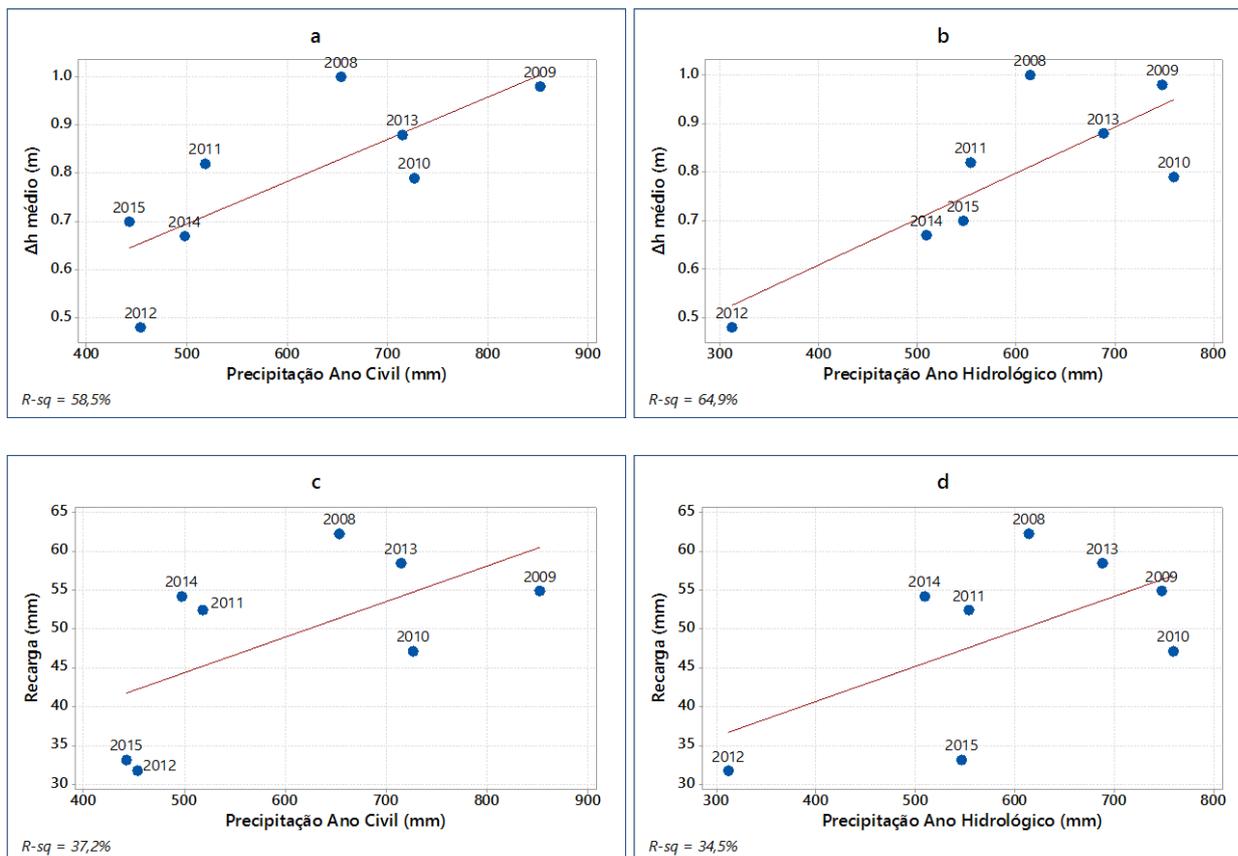
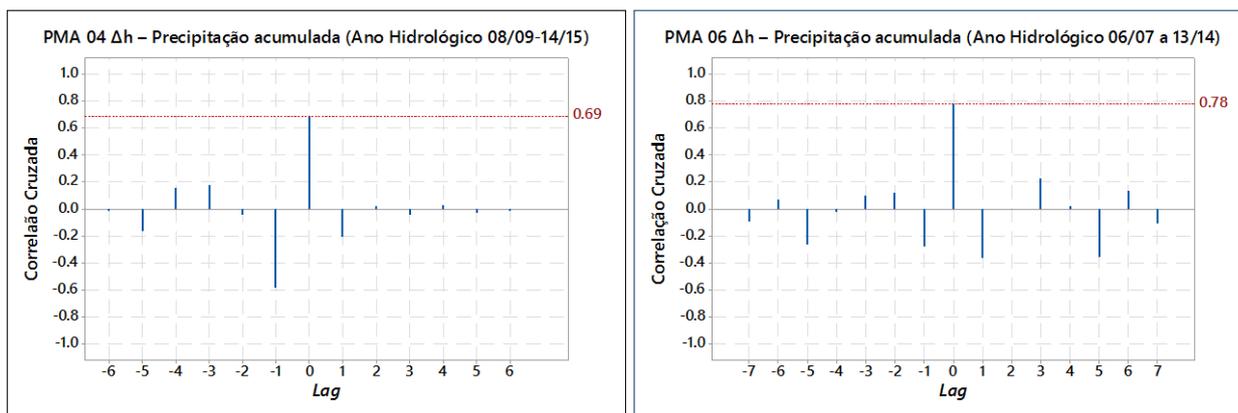


Tabela 4.6 – Valores de correlação cruzada (lag 0) calculados entre I) Δh e precipitação acumulada ao longo do ano civil; II) Δh e precipitação acumulada ao longo do ano hidrológico; III) potenciometria anual máxima e precipitação acumulada ao longo do ano civil e IV) potenciometria anual máxima e precipitação acumulada ao longo do ano hidrológico. Os valores absolutos são significativos (marcados em **negrito**) quando superiores a 0,71 (8 observações); 0,76 (7 observações) e 1,00 (4 observações).

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

Figura 4.17 – Resultado gráfico do teste de correlação cruzada para os poços 04 e 06. Dados de entrada: flutuação do nível d'água anual (Δh) e precipitação acumulada ao longo dos anos hidrológicos correspondentes.

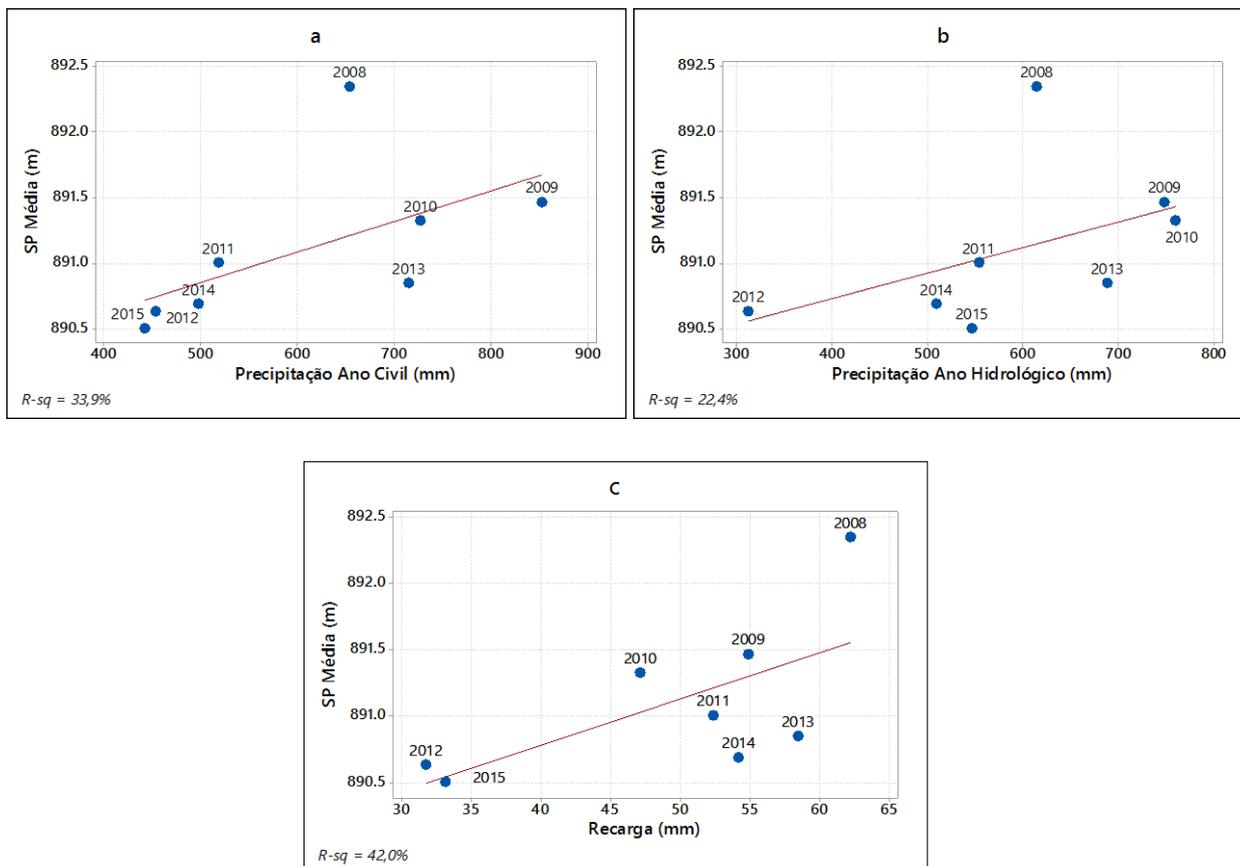


Em média, a SP do aquífero responde de forma linear aos volumes precipitados tanto em um ano civil quanto em um ano hidrológico (Figura 4.18a e b). Entretanto, o ajuste linear calculado para estes dois cenários é de 0,34 e 0,22 e os valores de CC são de apenas 0,58 e 0,47, respectivamente, o que indica ausência de significância. Os resultados para poços individuais exibidos nas colunas III e IV da tabela acima, por sua vez, demonstram que a superfície potenciométrica dos poços 02, 15, 16, 17 e 43 traduz com significâncias maiores ou menores volumes de precipitação. Todavia, isto não significa que o volume de recarga seja igualmente proporcional (Figura 4.18c), 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. Pelos dados disponíveis, a flutuação do NA da maioria dos poços de monitoramento responde ao volume de chuva precipitado durante o ano civil. Entretanto, as chuvas de outubro a dezembro contribuem diretamente em algumas situações (Coluna II e IV). Indiretamente, ressalta-se que as chuvas iniciais são fundamentais no processo de umedecimento do solo até alcançar sua capacidade de campo, momento no qual a água se torna livre para percolar através do solo.

Esta sensibilidade da SP aos eventos de precipitação, apesar de pouco proporcional, mostra que, de fato, ainda há eficiência na transferência de água entre a superfície e o reservatório subterrâneo. A partir de dados anteriormente expostos e já discutidos, sabe-se que a flutuação atinge níveis suficientemente rasos a ponto de ocorrer em materiais com porosidade intergranular, isto é, onde pequenas flutuações podem implicar volumes significativos incorporados ao aquífero.

A análise gráfica dos dados de entrada (figuras 4.19 e 4.20) em conjunto com a aplicação da equação de significância para os valores calculados (referir-se à Equação 1) permitiu a retirada de anos em que as variáveis Δh /potenciometria e volume de precipitação não apresentam uma relação proporcional, o que elevou os valores de CC calculados (ver Tabela 4.7 adiante).

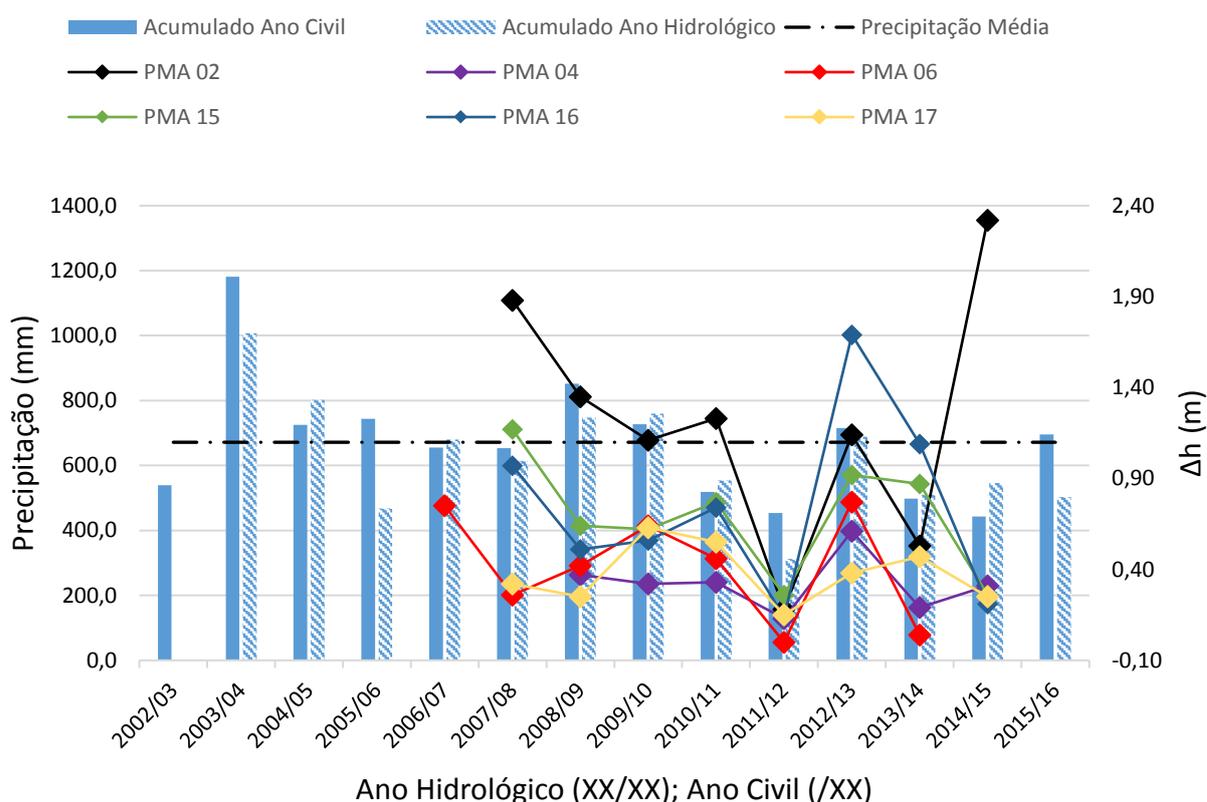
Figura 4.18 – (a) Relação entre as variáveis SP média anual e precipitação acumulada em um ano civil e (b) hidrológico. Em (c) correspondência entre taxas de recarga e valores médios da superfície potenciométrica. Os valores de CC calculados são de, respectivamente, 0,58, 0,47 e 0,65. Para os três casos, apenas há significância quando superior a 0,71 (8 observações, lag 0). Poços considerados: 02, 04, 06, 15, 16, 17, 26, 43 e 46.



Analisando-se cada poço individualmente, destaca-se que as taxas de recarga calculadas junto ao PMA 06 apresentam boa correspondência com o volume de chuva precipitado. Em específico a este caso, chama a atenção a ausência de elevação no NA nos anos de 2012 e 2014. Por outro lado, o PMA 04 apresenta comportamento constante ao longo da série temporal, à exceção do ano 2013. O PMA 02, por sua vez, apresenta situações de comportamento anômalo, como aquelas verificadas nos anos 2008 e 2015, cujas elevações do nível d'água superaram em 54% e 90%, respectivamente, a média histórica deste poço. Ainda, apesar de 2011 ter sido um ano de pouca precipitação em comparação a 2010 (-27%), a recarga mensurada neste foi 12% superior.

Os PMAs 15, 16 e 17, apesar de possuírem perfis de solo de mesma espessura e aspectos construtivos iguais, apresentam distintas respostas a variações no regime de precipitação. Em geral, o poço 17 mostra-se menos sensível ao volume de chuva que precipita na região, enquanto que os poços 15 e 16 são muito similares, com exceção do ano de 2013. Salienta-se, contudo, que as estimativas de recarga junto ao PMA 17 apresentam algumas subestimações decorrentes da carência de dados de monitoramento sequencial.

Figura 4.19 – Valores de Δh em função da precipitação acumulada em um ano civil e em um ano hidrológico (out-
abr).

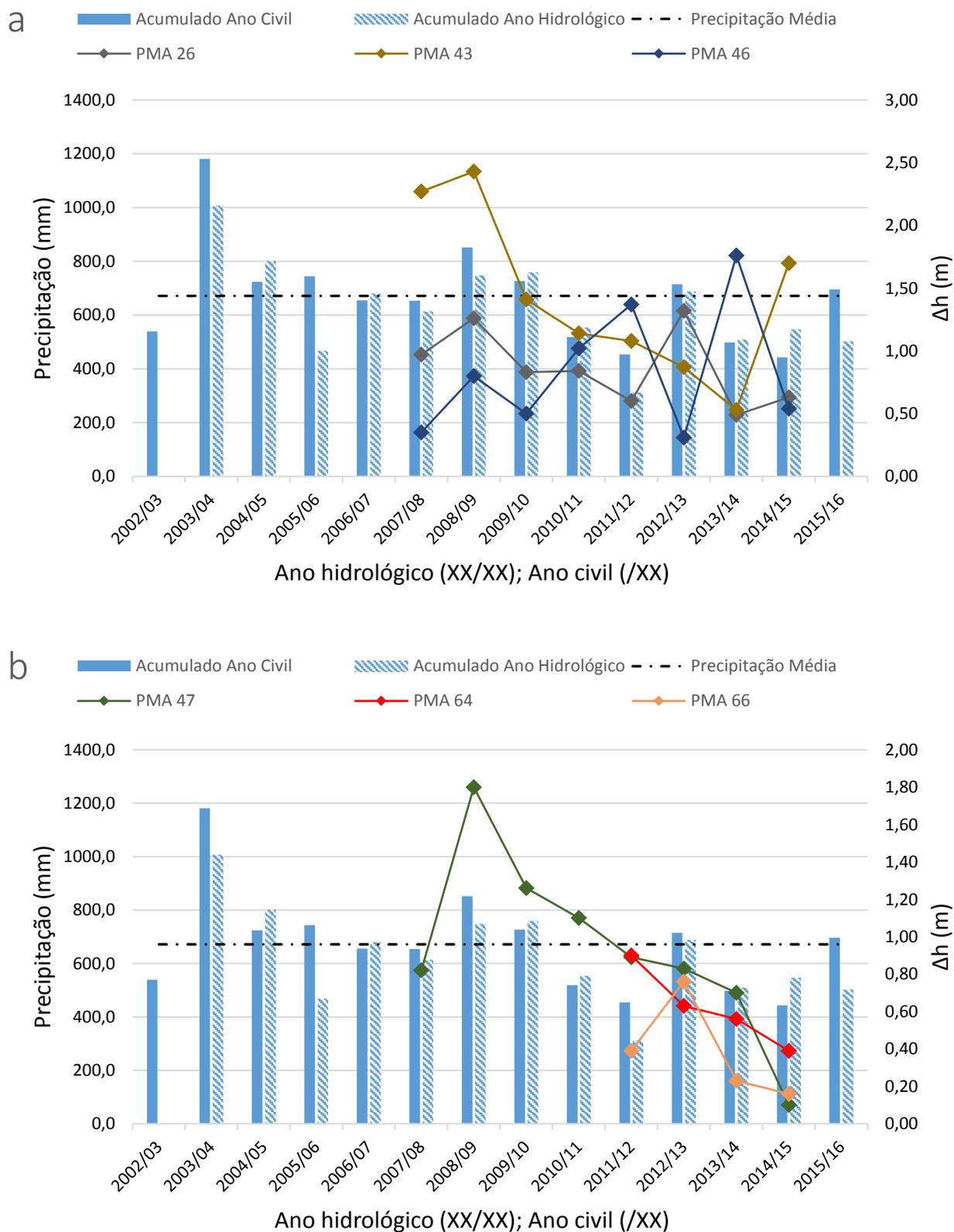


O PMA 26, de forma similar ao poço 06, comporta-se com boa linearidade em função do volume precipitado, especialmente aquele mensurado ao longo do ano civil. O poço de número 43 apresenta NA com razoável correspondência à precipitação. Por exemplo, considerando-se a chuva e a recarga registradas em 2015, nota-se que a flutuação observada em 2009 foi satisfatória com relação ao volume precipitado neste ano, com resposta aproximadamente proporcional para este caso. Contudo, tem-se que 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%, o que implica fator de correlação entre as variáveis diferente de 1. Os pontos mais destoantes deste conjunto são os anos de 2010 e 2013. Ainda, 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. Os valores de CC encontrados, apesar de não significativos, foram negativos, isto é, denotam relação inversa entre volume precipitado e recarga. Os destaques para este resultado vão para os anos de 2011, 2012, 2013 e 2015. 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, que foi ausente em 2015, anos similares em termos de pluviometria acumulada.

Finalmente, a resposta do PMA 66 é condizente, mas para o poço 64 não há de fato correlação, sendo verificada apenas uma tendência na redução no volume que anualmente atinge a SP nesta porção do aquífero.

Figura 4.20 – Valores de Δh em função da precipitação acumulada em um ano civil e em um ano hidrológico (out-abr). Em (a) PMAs 26, 43 e 46. (b) 47, 64 e 66.



A Tabela 4.7 sintetiza os valores de correlação cruzada recalculados, efetuadas as remoções de anos em que as variáveis Δh /potenciometria e volume de precipitação não apresentam proporcionalidade, conforme discorrido anteriormente.

Tabela 4.7 – Valores de correlação cruzada (lag 0) calculados após retirada de valores não relacionados entre si. I) Δh e precipitação acumulada ao longo do ano civil; II) Δh 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. Os valores absolutos são significativos (marcados em negrito) quando superiores a 0,76 (7 observações); 0,82 (6 observações); 0,89 (5 observações) e 1,00 (4 observações).

<i>PMA (Período Avaliado)</i>	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>
<i>02 (08-14)</i>	0,62	0,69	0,74	0,69
<i>02 (09-10,12-14)</i>	0,98	0,97	0,86	0,75
<i>06 (07-08,10-14)</i>	0,81	0,85	0,51	0,46
<i>15 (09-10,12,15)</i>	0,98	0,89	0,99	0,80
<i>16 (09-10,12,15)</i>	0,90	0,98	0,94	0,79
<i>17 (09-10,12,15)</i>	0,50	0,79	0,93	0,98
<i>43 (08-09,11-12,14)</i>	0,87	0,71	0,92	0,83
<i>47 (08-10,12-15)</i>	0,82	0,50		
<i>47 (08-10,13-14)</i>	0,92	0,80	0,82	0,83

Até este ponto, a análise conjunta de dados hidrodinâmicos e pluviométricos revelou uma série de casos em que não há correspondência entre volume precipitado acumulado e recarga, seja esta em detrimento daquele ou vice-versa. Além disso, o fator espessura do solo, apesar de revelar-se diretamente proporcional à eficiência do processo de migração de plumas de umidade que efetivamente colaboram para a manutenção da superfície potenciométrica do aquífero local, apresenta uma série de ressalvas, como bem apontadas pela falta de significância dos testes de correlação cruzada. Desta forma, fica clara a necessidade de se explorar com maior nível de detalhe a variável chuva, uma vez que, apoiando-se na literatura disponível, a forma como ocorrem as chuvas no espaço e, principalmente, no tempo, é determinante para a ponderação entre aquilo que escoar e aquilo que infiltra e pode vir a ser armazenado em reservatórios subterrâneos.

Neste sentido, a variável chuva deve ser avaliada não apenas em termos acumulados anuais, mas sim sob a perspectiva de sua distribuição ao longo do ano hidrológico. Em específico, ao estudo aqui desenvolvido, esta avaliação deve ocorrer em escala mensal, o que é condizente com a resolução dos dados de flutuação do nível d'água disponíveis.

No tópico a seguir serão abordados alguns casos para diferentes porções do aquífero (leia-se: com diferentes controles pedológicos e geomorfológicos). A interpretação será voltada para a quantidade de chuva precipitada a cada mês e o impacto que um período de recessão ou de excesso hídrico imprime no incremento sequencial ou não da curva da superfície potenciométrica.

4.3.4. CASOS PARTICULARES DE INFILTRAÇÃO

Conforme antecipado no tópico anterior, nesta etapa da apresentação e discussão dos resultados será ilustrada de forma gráfica a distribuição temporal das chuvas mensuradas durante os anos de monitoramento e, simultaneamente, o comportamento da curva de flutuação do nível d'água em vários poços tubulares. Lembra-se que os resultados das análises estatísticas para a superfície potenciométrica podem ser consultados no Apêndice III e que os gráficos e tabelas com as séries temporais completas do tipo precipitação *versus* superfície potenciométrica constam no Apêndice IV.

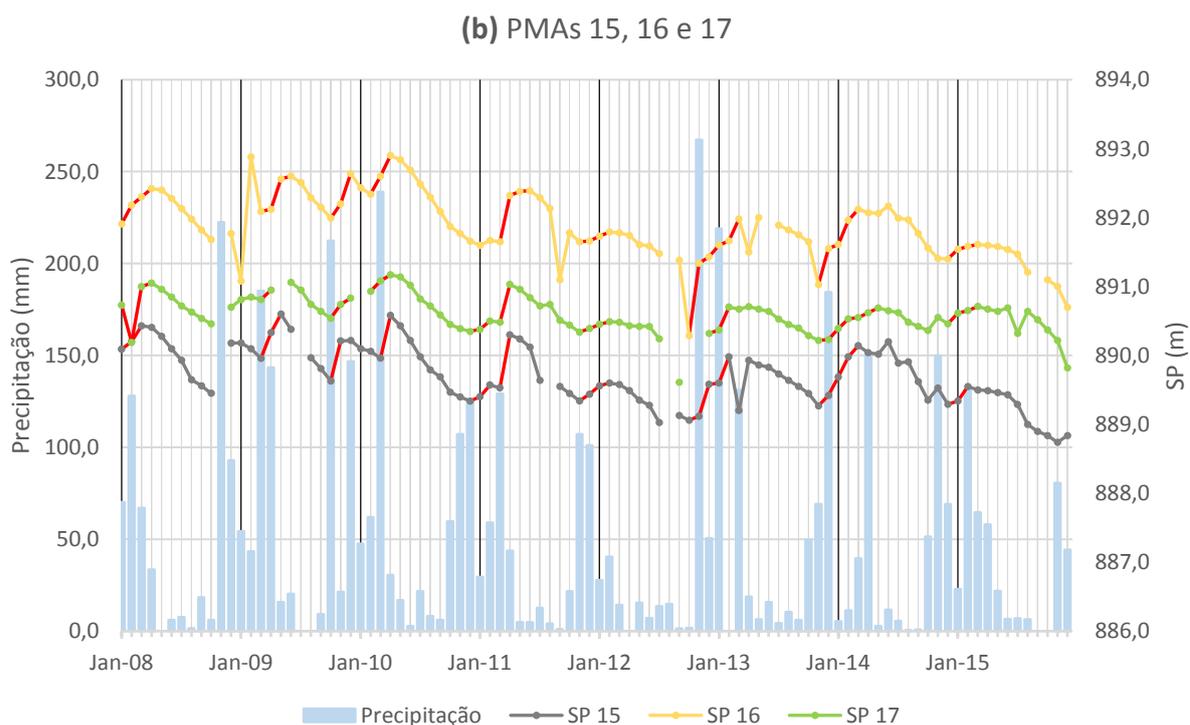
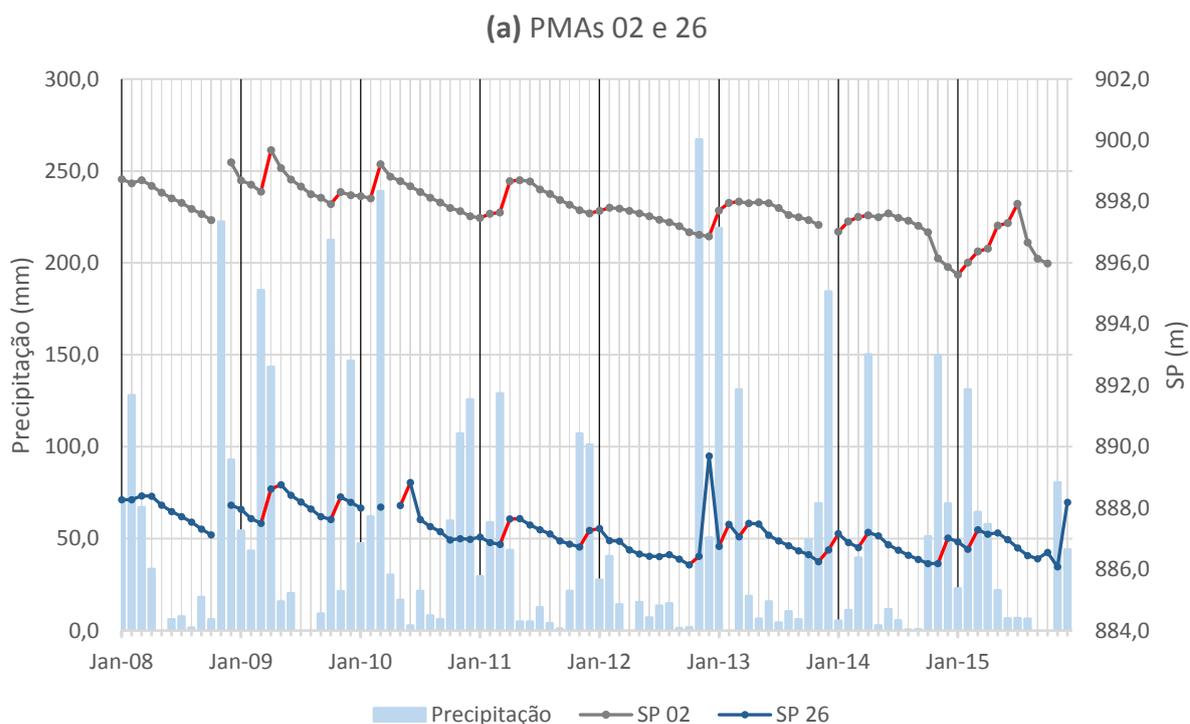
Para começar a apresentação dos resultados, selecionaram-se dois grupos de poços extremos em termos de cobertura pedológica e com um conjunto de dados bastante completo e contemporâneo. São eles: PMAs 02 e 26 e PMAs 15, 16 e 17. A Figura 4.21 relaciona a chuva mensal registrada entre jan/2008 e dez/2015 e a flutuação da SP para estes poços.

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 infiltração são observadas a partir de março deste ano (185,1 mm). Porém, a ascensão da curva em **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 em **a** a ascensão cessa em abril – para o PMA 26, contudo, ainda há leve incremento na SP entre abril e maio. 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 dois primeiros poços foi de 41,60 mm (20,25 mm e 63,00 mm) ante 56,00 mm em **b**, diferença justificada pela maior porosidade efetiva do aquífero nos pontos 15, 16 e 17 (12,0%). A maior espessura do perfil pedológico, ao retardar os processos de infiltração, acaba por aproveitar melhor as chuvas dos meses de abril (143,50 mm) e até mesmo de maio (15,70 mm), 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 este 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. 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 nestas 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.

Figura 4.21 – Comportamento da superfície potenciométrica entre janeiro/2008 e dezembro/2015 para os poços (a) 02/26 (4,9 m e 5,5 m de solo, respectivamente) e (b) 15/16/17 (12,0 m de solo). Os segmentos marcados em vermelho representam os valores de Δh considerados. Notar que, em geral, os intervalos de ascensão das curvas em b são mais duradouros e suas amplitudes menores quando comparadas, o que não significa, entretanto, menores taxas de recarga.



Em março de 2010 (239,0 mm) há desfavorecimento (em metros) aos PMAs agrupados em **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 em **b** foi de 72,40 mm ante 16,65 mm para o PMA 02. Este 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, isto significou um desempenho 2,8 vezes superior. Já para os poços em **b** 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 para a transição 2010/2011, 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), as recargas registradas para os poços 02 e 15, por exemplo, foram de 18,45 mm e 92,40 mm. Além disso, é interessante notar que neste cenário hidrológico as curvas em **a** prolongaram-se em relação a **b**, com início da ascensão em ambos os casos entre dezembro de 2010 e janeiro de 2011 e encerramento em abril para este ante maio para o primeiro grupo. 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, os poços 43 e 46 registraram recargas significativas para o ano de 2012, como será mostrado a seguir.

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 alguma ressalva para a anomalia em outubro. Desconsiderando-se este 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 proporcionalidade entre as variáveis chuva e recarga registradas em comparação ao ano hidrológico 10/11, enquanto que para casos antagônicos registraram-se perdas, ainda que pequenas. Tais constatações corroboram com o fato de que o ano 2013 registrou uma elevação global da SP local.

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 em **b** 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 **a** (notar semelhança com a situação descrita em outubro/09). Tal comportamento é condizente com a elevação observada no valor médio da SP para estes três poços em 2014 (referir-se à Figura 4.9b).

Finalmente, a passagem 2014/15 assemelha-se ao observado em 10/11 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. Em **a**, a recarga média foi de 33,15 mm ante 28,80 mm em **b**.

4.4. AVALIAÇÃO DE PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS

Em estudos hidrogeológicos almeja-se, com o mesmo grau de importância, avaliar parâmetros tanto hidrodinâmicos quanto hidroquímicos, pois assim contempla-se a caracterização do aquífero sob aspectos quantitativos e qualitativos, respectivamente (Feitosa *et al.* 2008).

Dentre uma série de propriedades químicas levadas em consideração para o enquadramento das águas subterrâneas, citam-se a Condutividade Elétrica (CE) e teor de Sólidos Totais Dissolvidos (STD). Segundo Feitosa *et al.* (2008), a primeira determina a facilidade com que uma água conduz corrente elétrica e sua magnitude está diretamente relacionada com o teor de sais dissolvidos sob a forma de cátions e ânions. Por sua vez, o STD refere-se a todo o material dissolvido, seja ele volátil ou não, e relaciona-se com a CE por um fator de multiplicação que varia entre 0,55 e 0,75, exceto para águas salinas (>0,75) ou ácidas (<0,55).

O monitoramento sistemático da CE é um importante traçador de diluição das águas de um aquífero (Feitosa *et al.* 2008). Na Tabela 4.8 são apresentadas faixas de condutividade elétrica para diferentes tipos de água.

Tabela 4.8 – Valores médios de condutividade elétrica para diferentes tipos de água. Extraído de Ag Solve Monitoramento Ambiental. 1 mS/m = 10 µMhos /cm; 1 µS/cm = 1 µMhos/cm.

<i>Tipo de água</i>	<i>CE (µS/cm)</i>	<i>Tipo de água</i>	<i>CE (µS/cm)</i>
Água deionizada	0,5-3	Água salobra	1.600-4.800
Água da chuva	<15	Água salina	>4.800
Rios de água doce	0-800	Água do mar	51.000
Água do rio marginal	800-1.600	Águas industriais	100-10.000

A estatística descritiva do banco de dados disponível aponta que o pH médio das águas de Maniaçu é igual a 6,1, com variância e desvio padrão iguais a 1,19 e 1,09, respectivamente. Por sua vez, a CE média é de 2.456,42 µS/cm, o que equivale a STD na faixa de 1.350,8 a 1.842,0

ppm. Os valores médios anuais de CE por poço de monitoramento são exibidos na Tabela 4.9 e a dispersão dos dados aqui discutidos é ilustrada na Figura 4.22. As curvas de variação do parâmetro CE ao longo da série de monitoramento podem ser consultadas no Apêndice IV.

Figura 4.22 – (a) boxplot para valores de condutividade elétrica e (b) de pH. As linhas vermelhas representam a média destes parâmetros para o aquífero em estudo e as linhas de conexão ligam os valores médios de cada poço de monitoramento.

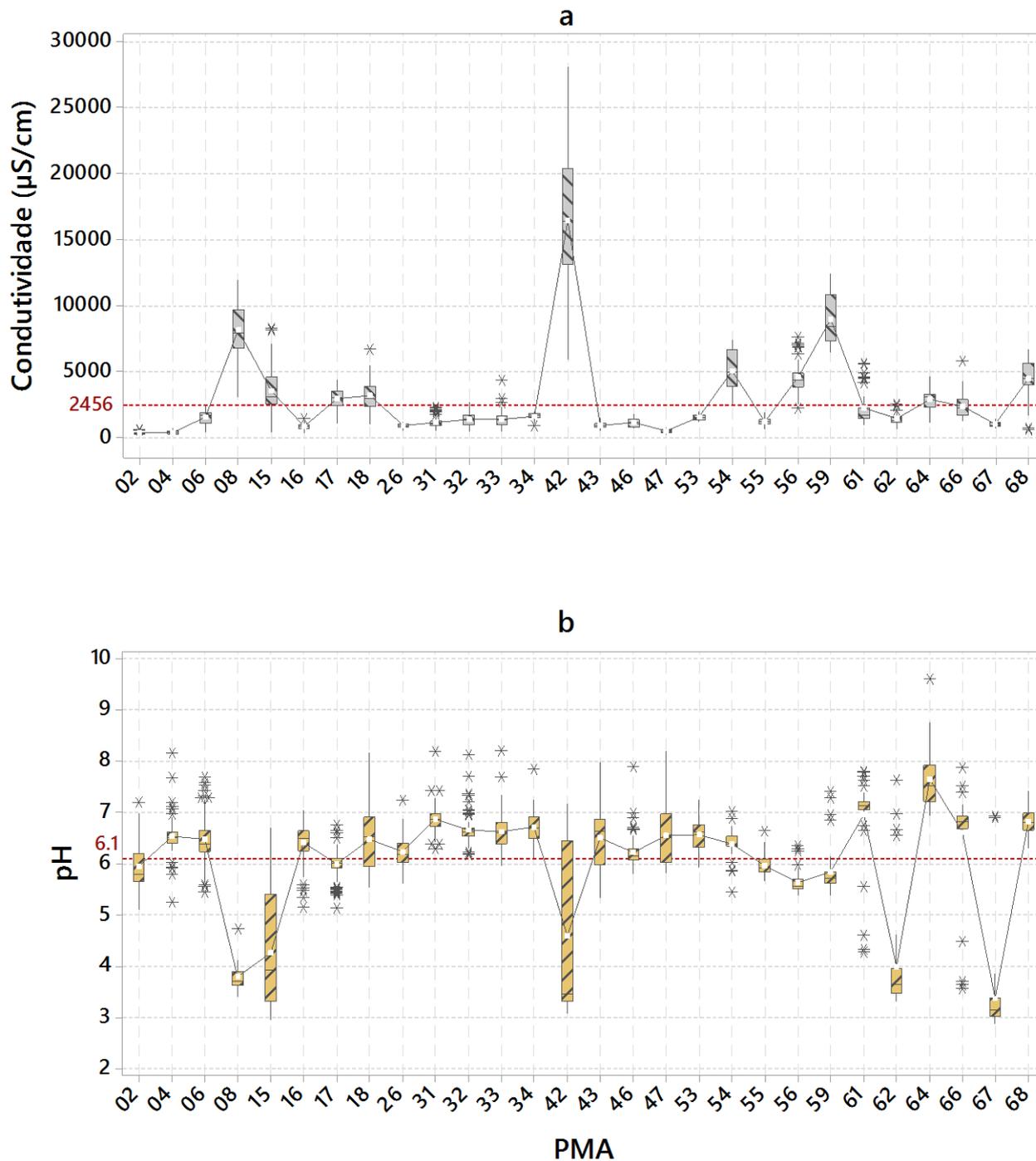
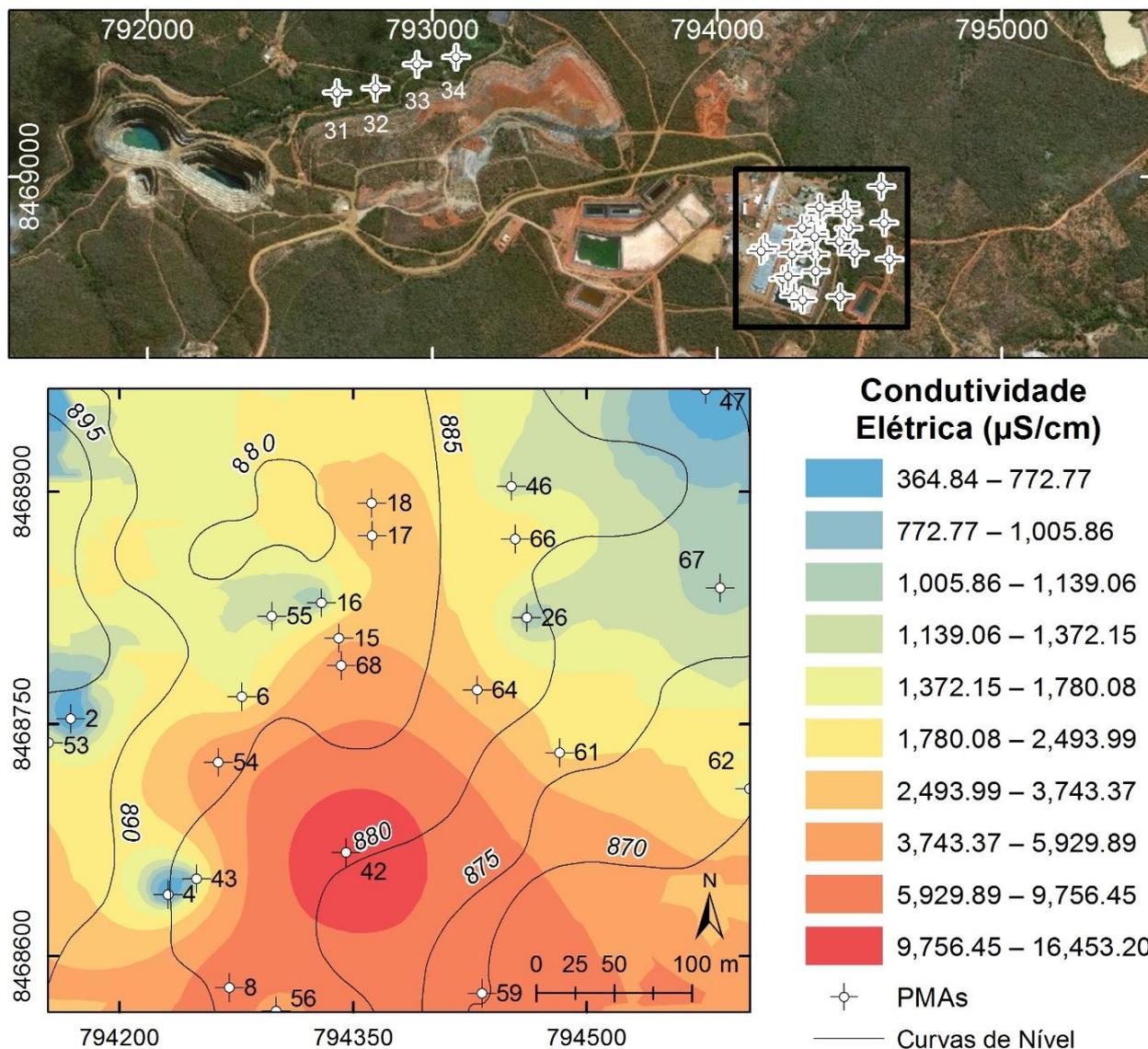


Tabela 4.9 – Condutividade Elétrica Média por poço de monitoramento. *Valores estimados com menos de 8 meses. Desconsiderados para cálculos de médias.

PMA	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	\overline{CE} ($\mu S/cm$)
2	-	299,6	312,6	315,8	297,3	317,7	363,2	449,6	589,4	368,1
4	-	578,8	496,8	501,5	417,5	444,2	295,6	260,5	321,6	414,6
6	-	2258,6	1669,3	1505,0	1505,3	1809,6	1056,1	1082,2	-	1555,2
8	-	-	10443,7	8310,3	6524,9	-	-	-	-	8426,3
15	-	2870,5	2851,7	2753,9	2928,1	6095,8	3621,2	2251,5	5171,2	3568,0
16	-	904,5	876,9	988,6	897,6	1163,3	578,4	592,2	838,1	854,9
17	-	2236,0	3309,4	3381,8	3705,3	3397,6	2513,8	2537,7	2589,8	2958,9
18	-	2690,0	3387,0	5356,6	4.435,00	2.856,00	2.384,00	2.552,00	2.383,00	3255,5
26	-	-	936,9	1009,7	993,4	881,2	618,0	767,1	1038,4	892,1
42	23050,0	20020,0	16714,8	13921,4	11055,9	*11960,8	*8263,7	*84986	-	16952,4
43	-	-	973,6	1066,6	994,7	1234,7	734,7	720,8	875,1	942,9
46	-	-	1454,4	1425,2	1169,1	1264,5	805,5	764,4	1080,9	1137,7
47	-	-	396,3	397,9	550,4	672,0	426,8	472,6	565,8	497,4
Média	23050,0	3982,3	3371,0	3148,8	2728,8	1830,6	1217,9	1131,9	1545,3	
53							1558,3	1385,1	1624,4	1522,6
54							3688,6	4640,0	6829,4	5052,7
55							1135,1	1087,0	1318,9	1180,3
56							4760,6	3660,4	3896,7	4105,9
59							7727,1	7581,8	10419,2	8576,0
61							2027,1	1331,4	1729,0	1695,8
62							1329,8	1110,2	1364,2	1268,1
64							3076,2	2777,8	2333,6	2729,2
66							3470,4	1752,1	2431,6	2551,3
67							870,6	956,1	1076,5	967,7
68							3735,7	5550,3	4492,5	4592,8
Média							3034,5	2893,8	3410,6	
Média 02 a 68							2126,2	2012,8	2522,3	

Especialmente, observa-se que em regiões de maior cota topográfica predominam águas com menores quantidades de sais dissolvidos (Figura 4.23). Os baixos valores observados na região dos poços 26, 46, 47, 66 e 67 sugerem haver homogeneização das águas mediante conexão do aquífero por estrutura oeste-noroeste/leste-sudeste ou contrastes geológicos (composicionais) muito acentuados entre a área de avaliação como um todo e a região do poço 42. Esta segunda interpretação deve ser considerada com cautela, uma vez que se trata de aquífero raso submetido a condições de fluxo local, de águas com pequenos tempos de residência.

Figura 4.23 – Curvas de contorno de mesma Condutividade Elétrica (CE) elaboradas a partir de dados médios extraídos das séries de monitoramento disponíveis. Método de interpolação adotado: krigagem ordinária (modelo exponencial). RMS = 3.143,96.



A avaliação da CE média anual, sob o ponto de vista da análise de variância (ANOVA fator único; $\alpha = 5\%$), mostra-se significativa para todos os 24 pontos de amostragem (Apêndice V). Uma vez que este parâmetro traduz a diluição das águas, pode-se estabelecer a sua correlação com mudanças anuais na SP ou com águas de infiltração que se transformam em recarga (Δh). A Tabela 4.10 descreve qualitativamente o comportamento da curva de CE no tempo e no espaço e apresenta os valores das estatísticas de correlação cruzada do tipo CE Média Anual vs. SP Média Anual e CE Média Anual vs. Δh Anual (em metros ou milímetros). É importante chamar a atenção para o fato de que a curva de potenciometria média do aquífero, para o período avaliado, é decrescente.

Em geral, a CE apresenta comportamento igualmente decrescente entre o início das atividades de monitoramento e o ano de 2015, a exceção dos poços 02, 15 e 47, o que justifica os

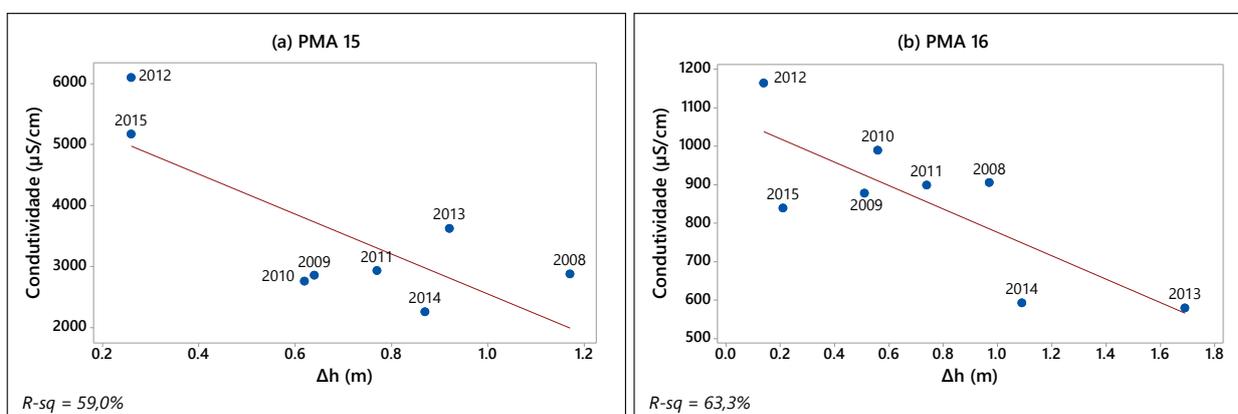
valores de CC negativos obtidos (significativos para os dois primeiros). Tal avaliação pressupõe haver, de forma global, diluição das águas subterrâneas em curto prazo.

Tabela 4. 10 – Descrição qualitativa da curva de Condutividade Elétrica por poço de monitoramento e resultados numéricos dos testes de correlação cruzada realizados entre os parâmetros CE e Potenciometria e CE e Δh (para $N \geq 4$). Resultados significativos quando superiores a, em módulo, 0,71 (08-15); 0,76 (08-14; 09-15); 0,89 (07-11).

PMA	Anova CE (padrão da curva)	CC CE-Potenciometria	CC CE- Δh
02	Significativo (crescente)	-0,88 (08-15)	0,40 (08-15)
04	Significativo (decrecente)	0,75 (08-15)	-0,16 (07-15)
06	Significativo (decrecente)	0,66 (08-14)	-0,31 (08-14)
15	Significativo (sem padrão)	-0,84 (08-15)	-0,77 (08-15)
16	Significativo (decrecente)	0,14 (08-15)	-0,80 (08-15)
17	Significativo (decrecente)	0,12 (08-15)	0,22 (08-15)
26	Significativo (sem padrão)	0,37 (09-15)	-0,33 (09-15)
42	Significativo (decrecente)	0,56 (07-11)	-
43	Significativo (decrecente)	0,17 (09-15)	0,31 (09-15)
46	Significativo (decrecente)	0,15 (09-15)	-0,22 (09-15)
47	Significativo (crescente)	-0,32 (09-15)	-0,50 (09-15)

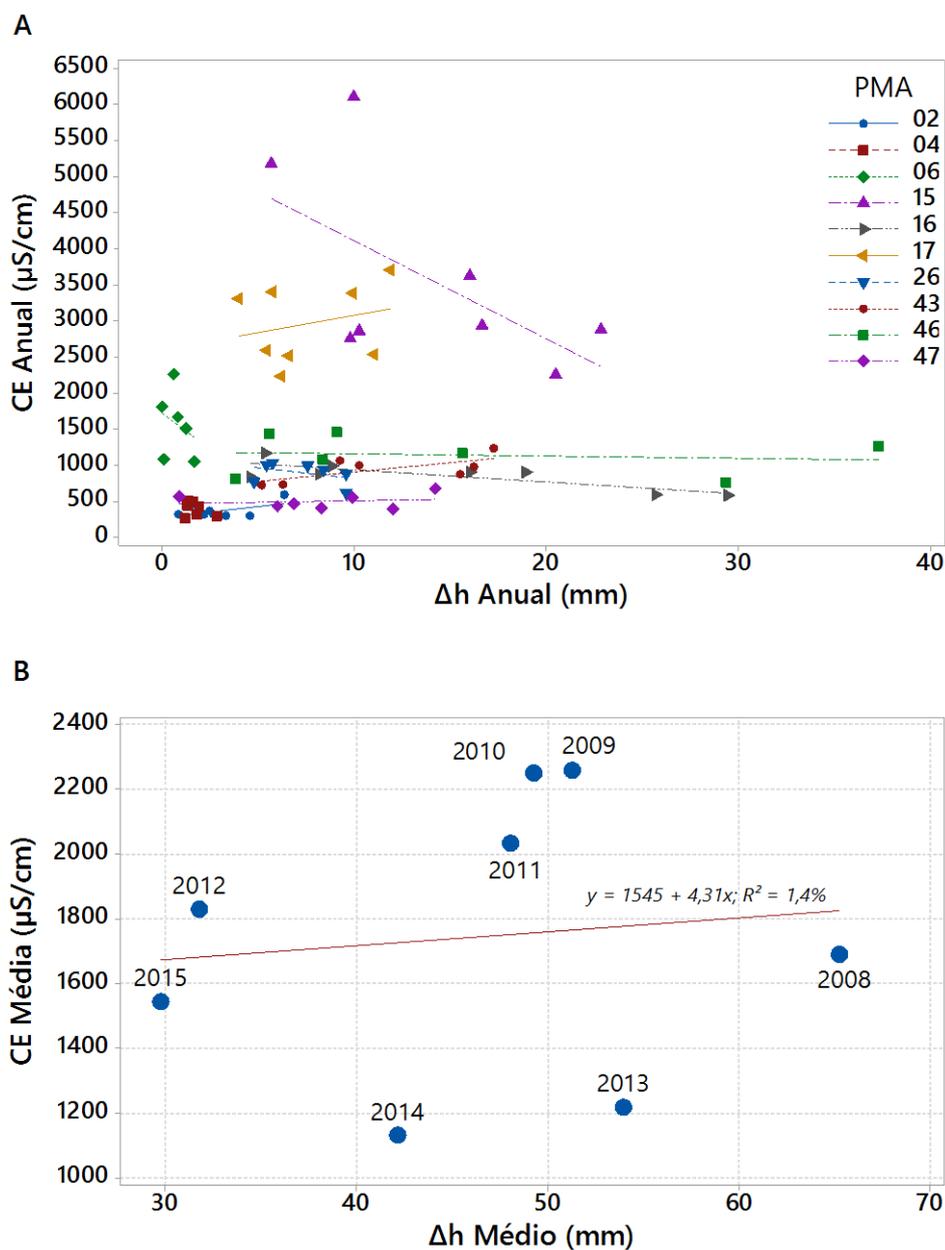
O comportamento deste parâmetro em função da amplitude de variação do nível d'água mostra-se inversamente proporcional, com valores de correlação cruzada de caráter predominantemente negativo, ainda que significativo apenas para dois casos (Figura 4.24). Estes resultados permitem concluir que quanto maiores as taxas de recarga, mais diluídas e, portanto, de melhor qualidade, tendem a ser as águas. O aumento da condutividade elétrica média entre 2011 e 2012 verificado para os poços 02, 04, 06, 15, 16, 42, 43, 46 e 47 corroboram este raciocínio, da mesma forma que o declínio da salinidade entre 2012 e 2013 (vide PMAs 04, 06, 15, 16, 17, 18, 26, 42, 43, 46, 47).

Figura 4.24 – Gráfico de dispersão que estabelece a correspondência entre taxas de recarga anual e os respectivos valores de condutividade elétrica para os poços (a) 15 e (b) 16. Notar ajuste linear decrecente, o que implica relação inversa entre as variáveis para os casos analisados. Para os demais poços, há também tendência linear negativa, mas com menor grau de correlação.



A falta de significância sugere existir um valor de corte determinante para o comportamento do parâmetro hidroquímico em questão. Valores que o superem significarão efetiva diluição, enquanto que valores inferiores contribuem apenas para o carreamento de particulados dos subsistemas atmosfera e litosfera para a hidrosfera. Em média, este cenário parece ser o atuante na região de estudo, enquanto o primeiro configura cenários particulares de infiltração (Figura 4.25). Chama-se a atenção que a avaliação de diluição deve ser feita de forma cronológica, isto é, deve-se avaliar a evolução de valores em comparação a um valor imediatamente anterior, de forma sequencial.

Figura 4.25 – (a) Correlação entre taxas de recarga anuais (mm) e valores de condutividade elétrica, também referentes a um ano. (b) Correlação entre taxas de recarga médias (mm) e condutividade elétrica média, tendo por base a média os dados dos PMAs 02 a 47, excetuado o de número 42 por ser de comportamento anômalo. Observa-se uma dualidade de comportamento, com valores extremos de CE para mesmas taxas de recarga. Contudo, frisa-se que a análise deve considerar a evolução cronológica (anual) dos valores de CE.



4.5. AVALIAÇÃO DA RESERVA HÍDRICA

A avaliação da reserva hídrica de um aquífero livre exige o conhecimento de sua geometria, que inclui sua área de ocorrência e a espessura mínima de sua zona saturada (b). A área mínima (A) considerada neste trabalho restringe-se à delimitação da forma de relevo que abrange os poços de monitoramento existentes, conforme ilustrado na Figura 4.26.

Figura 4.26 – Modelo Digital de Elevação extraído do software Google Earth Pro com exagero vertical de três vezes. Ano da imagem: 2019. Os pontos brancos e vermelhos representam os poços de monitoramento ambiental (PMAs) e de produção (PCs), respectivamente. A área branca refere-se à uma estimativa mínima de ocorrência do aquífero objeto de avaliação desta dissertação.



Complementarmente ao modelo conceitual do aquífero apresentado anteriormente, destaca-se que as áreas de recarga do aquífero aqui detalhado encontram-se entre as cotas de 890 e 990 m, representadas por encostas de morros (relevo suave-ondulado a ondulado) e escarpas, sendo as situadas em encostas de morros recoberta por espessos perfis de latossolos e solos podzolizados e as associadas a escarpas recobertas por cambissolos e neossolos litólitos ou por exposições rochosas fraturadas. Horizontes superficiais cascalhentos implicam maior condutividade hidráulica superficial, o que facilita os processos de infiltração frente aos de escoamento superficial. De fato, a condutividade hidráulica da ordem de grandeza 10^{-5} m/s obtida com auxílio do infiltrômetro de duplo anéis é considerada de magnitude alta (Fetter, 2001). Ainda, linhas de pedra em profundidade representam zonas mais condutivas, o que tende a atrair as linhas de fluxo para si. A área de platô em que se situa o Distrito de Maniaçu (compartimento de relevo predominantemente plano com cota topográfica média de 950 m) caracteriza área de recarga (fluxos regionais) do aquífero subjacente, explorado por poços de produção com média de

profundidade de 60 m e nível estático da ordem de 7,0 m. Em vista da ampla ocorrência de gleissolos ao longo desta unidade geomorfológica, entende-se que o maciço rochoso subjacente é pouco fraturado, o que facilita condições de alagamento periódico. Os processos de recarga atuante no local de estudo devem contribuir com pequenos percentuais para a recarga (profunda) deste aquífero. Um bloco diagrama regional é ilustrado na Figura 4.27 a seguir e um modelo esquemático para os processos de infiltração e recarga locais é apresentado na Figura 4.28.

Figura 4. 27 – Bloco diagrama regional esquemático para a região de estudo. A sede das Indústrias Nucleares do Brasil situa-se em unidade geomorfológica intermediária, com dominância de solos podzolizados, cambissolos e neossolos litólicos, além de latossolos.

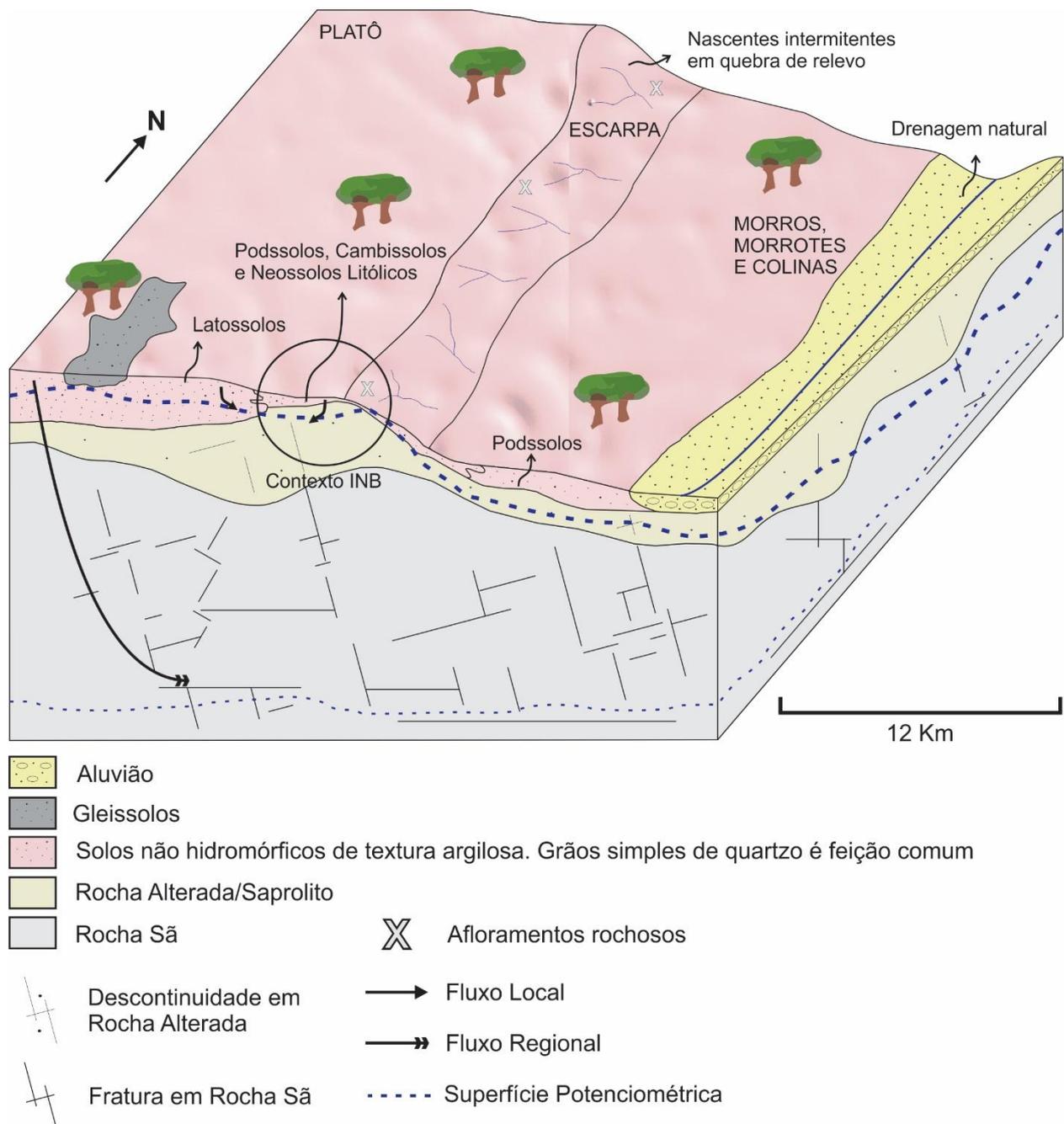
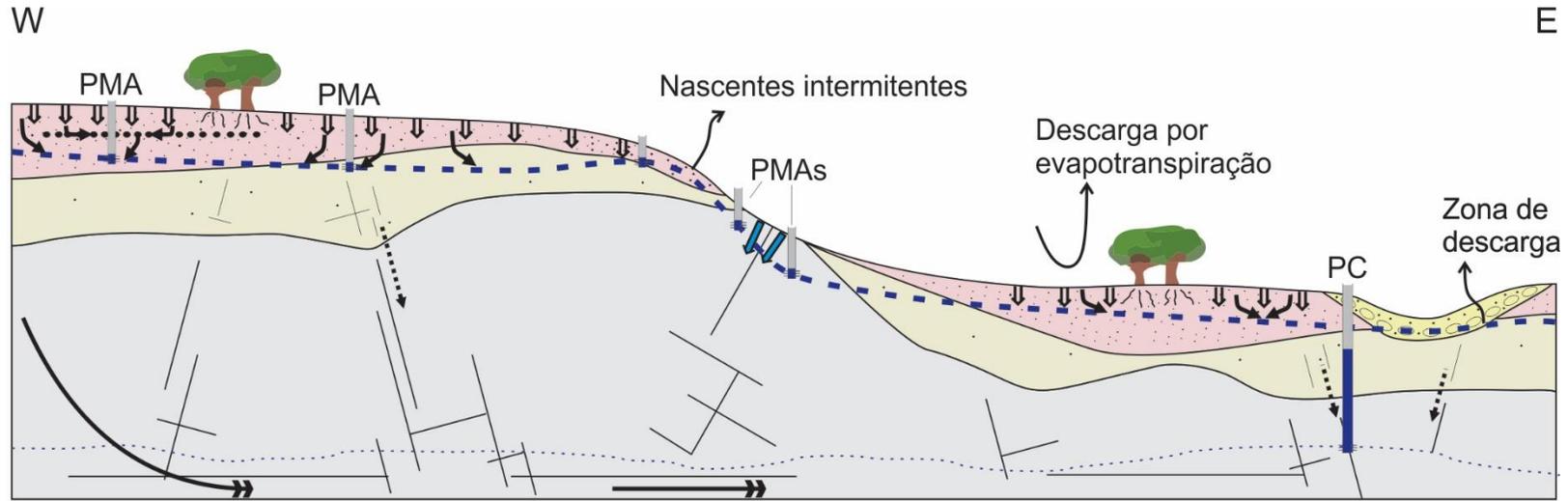


Figura 4.28 – Modelo esquemático que ilustra as relações entre mecanismos de infiltração (difusa e direta) e processos de recarga (fluxos locais e regionais) e de descarga (drenagem superficial e interação freática com a flora). Destaque para variações do meio físico subsuperficial e do posicionamento variável do lençol freático.



-  Recarga Direta - Infiltração de água em fraturas expostas ou sob delgada cobertura de solos (Neossolo Litólito ou Cambissolo)
-  Recarga Difusa - Funciona em amplas áreas sob o controle de plumas de umidade descendentes (modelo de fluxo em pistão)
-  Recarga Profunda - Abastecimento de fraturas profundas (60 m). Aquífero explorado por poços de produção

	Aluvião		Descontinuidade em Rocha Alterada		Fluxo Local
	Solos de textura argilosa		Fratura em Rocha Sã		Fluxo Regional
	Rocha Alterada/Saprolito				Linha de Pedra
	Rocha Sã				Superfície Potenciométrica

O valor mínimo considerado como de área de ocorrência do aquífero é $A = 3.500.000 \text{ m}^2$. Por sua vez, a espessura mínima do aquífero pode ser determinada pela diferença entre o NE mínimo médio (12,1 m) e a maior profundidade de perfuração (22,5 m), o que resulta em 10,4 m. O valor médio de Porosidade Total Interconectada (nti) é estimado como a média entre os três materiais geológicos identificados em subsuperfície, ou seja, de 6%. Entretanto, o material de maior importância para a constituição do aquífero, é, sem dúvida, a rocha sã fraturada. Dos 10,4 m considerados, 2,5 m podem ser tomados como referente a rocha alterada e 0,5 m como solo. Realizando a média ponderada destes valores, portanto:

$$(7,4 * 1,5\% + 2,5 * 5\% + 0,5 * 12\%) / (7,4 + 2,5 + 0,5) = 2,8\%$$

De posse destes parâmetros, tem-se que a reserva hídrica permanente (RP) local é igual a:

$$\begin{aligned} RP &= A \times n_e \times b = \\ &= 3.500.000 \text{ m}^2 \times 0,028 \times 10,4 \text{ m} = \mathbf{1.019.200 \text{ m}^3} \end{aligned}$$

A reserva renovável (RR), por sua vez, está relacionada à taxa de recarga média, igual a 8,26% ou 49,69 mm equivalentes. Assim:

$$\begin{aligned} RR &= A \times \% \text{ Precipitação Anual} = \\ &= 3.500.000 \text{ m}^2 \times (49,69/1000) \text{ m/ano} = \mathbf{175.000 \text{ m}^3/\text{ano}} \end{aligned}$$

4.6. 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 da superfície potenciométrica 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 (Tabela 4.11). 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 poderia se presumir comportamento contrário.

Conforme mostrado, a restrita oferta de águas nesses anos agrava-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 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 2011 (-2,52% de precipitação) a recarga foi 15 mm superior. Ainda, em 2013 registraram-se apenas 9% a mais de precipitação, mas a recarga para este ano foi de expressivos 54,0 mm.

Tabela 4.11 – Precipitação acumulada em um ano hidrológico e diferença percentual em relação à média. Na última coluna, constam dados de recarga média, em mm.

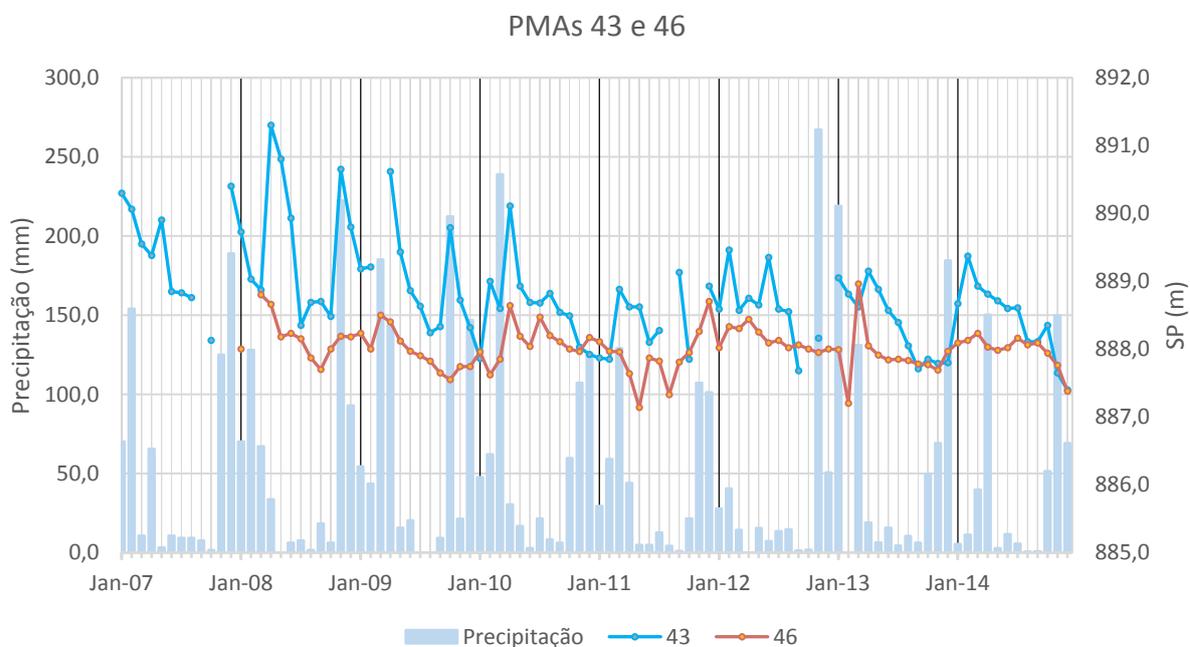
<i>Ano Hidrológico</i>	<i>Precipitação (mm)</i>	<i>Relação com a Média (%)</i>	<i>Recarga Média (mm)</i>
<i>2002/03</i>	-	-	-
<i>2003/04</i>	1007,4	59,88	-
<i>2004/05</i>	801,6	27,22	-
<i>2005/06</i>	467,9	-25,74	-
<i>2006/07</i>	679,7	7,87	15,63
<i>2007/08</i>	614,2	-2,52	65,25
<i>2008/09</i>	747,9	18,70	51,29
<i>2009/10</i>	759,4	20,52	49,28
<i>2010/11</i>	553,9	-12,09	48,08
<i>2011/12</i>	312,2	-50,45	38,25
<i>2012/13</i>	688,3	9,24	53,98
<i>2013/14</i>	509,4	-19,16	42,16
<i>2014/15</i>	546,6	-13,25	29,79
<i>2015/16</i>	502,4	-20,27	-

De fato, a análise de casos particulares de infiltração demonstra que o fator distribuição possui impactos diversos nas taxas de recarga, especialmente quando há uma interface pedológica entre o aquífero e a superfície. A consideração simultânea das variáveis *pedum*, feições da precipitação e flutuação do NA mostra-se um arcabouço mínimo de fatores que devem ser levantados a fim de se compreender a dinâmica de um meio aquífero. Juntos, estes auxiliam na identificação de condições hidrogeoclimatológicas específicas. Como mostrado, um padrão de precipitação pode tanto contribuir quanto prejudicar a recarga, a depender das características do meio físico. Além de espessura pedológica, vale lembrar que a estruturação do solo e o seu uso são de suma importância, pois podem, respectivamente, aumentar a eficiência de condução d'água em um meio texturalmente pouco permeável e atenuar ou mesmo anular os processos de recarga desde o seu início, isto é, do momento da infiltração da água do solo. Estes dois exemplos são muito bem ilustrados nesta dissertação pelas elevadas taxas de recarga mensuradas junto do PMA 56, de solo pedregoso e maior condutividade hidráulica (58,00 mm) e ínfimas junto ao PMA 55, cuja superfície apresenta aterramento (3,00 mm).

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 direta. Em gráfico, fica claro

que o comportamento do NA nestes 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 4.29).

Figura 4.29 – Flutuação histórica do NA para os poços 43 e 46, o qual mostra-se sensível mesmo a pequenos eventos de precipitação, o que sugere que processos de recarga direta atuam na área de captação d'água do aquífero nestes pontos.



Outro aspecto a ser considerado diz respeito à correspondência entre precipitação e flutuação da SP. Em um cenário de aquífero livre e raso pressupõe-se que aquela conduz esta. Contudo, os dados de correlação cruzada entre estas variáveis não retornam significância. Este resultado deve ser considerado com reserva, pois não necessariamente implica falta de resposta do aquífero. Valores não significativos podem se justificar por variações de porosidade efetiva do material aquífero, ou seja, um mesmo volume recarregado resultará em pequenas flutuações em materiais muito porosos e maiores flutuações em materiais pouco porosos. Uma análise nesta linha de raciocínio, portanto, é facilitada caso haja uma normalização das variáveis, de forma a tornar os dados amostrais parametrizados entre si, ou, alternativamente, analisando-se a correspondência entre precipitação e taxas de recarga. A verificação de correspondência linear entre recarga (mm) e flutuações da SP complementa esta discussão e revela que de fato há efetividade nos processos de infiltração. A não significância, todavia, aponta para casos específicos em que esta correspondência é prejudicada. Com os dados disponíveis, destacam-se situações como as do ano de 2015, em que as restritas chuvas bem distribuídas no tempo atenderam aos requisitos de percolação apenas em solos rasos.

Há de se destacar situações de redução sistemática de recarga concomitantes ao rebaixamento médio do nível freático em poços como os de número 54, 56, 61, 66 e 67, o que

sugere que o rebaixamento da SP induz a taxas de recarga cada vez mais diminutas, considerando-se, claro, o cenário de fluxo local identificado na região de estudo. Conforme já abordado, o espessamento da zona vadosa tende a retardar e a exigir cenários de precipitação cada vez mais específicos no intuito de estabelecer condições de interação entre água meteórica e o reservatório subterrâneo. Ainda assim, como mostrado em outubro de 2009 para os PMAs 02 e 26, uma SP mais profunda pode implicar maiores taxas aferidas de recarga ao disponibilizar maior material armazenador e, ao mesmo tempo, estar mais afastada da superfície e da zona de raízes.

Quanto às interferências humanas, apesar da superfície antropizada afetar sensivelmente a região do PMA 55, não se pode concluir nada nesta mesma linha para o PMA 54. A interconexão do aquífero para esta segunda região parece, portanto, ser mais bem desenvolvida.

Finalmente, a localização geográfica dos poços 31, 32, 33 e 34 exemplifica a interação entre aquífero e aluvião, especialmente no primeiro e quarto casos. A posição do poço 31 a montante e a aproximação eventual do seu NA à superfície o aproxima de uma região de nascente, provavelmente do tipo intermitente. Já o poço 34, situado a jusante e em região de relevo plano, caracteriza uma região de concentração de fluxo, com nível d'água também eventualmente próximo de ser aflorante.

Como forma de demonstrar a importância da metodologia aplicada neste trabalho frente aos métodos tradicionais de estimativas de recarga, cita-se trabalho desenvolvido por Lousada & Campos (2006). Segundo os autores, registram-se na região do Distrito Federal uma elevação média do NA em latossolos argilosos (com estruturação grumosa pequena) e muito argilosos de, respectivamente, 5,0 m e 6,5 m, sendo a espessura pedológica determinante também para o atraso entre primeira elevação da SP frente ao início do período chuvoso. Reavaliando-se estes dados e fundamentados nas argumentações dos próprios autores de que as diferenças de flutuação se devem à menor porosidade efetiva para a segunda classe de solo, pode-se estimar que as taxas de recarga para estes dois exemplos seriam de, respectivamente, 250 mm/ano e 130 mm/ano (utilizando valores de n_e hipotéticos de 5% e 2%, com base em tabela apresentada por Fetter, 2001). Segundo dados de balanço hídrico de Coimbra (1987), apenas 180 mm da precipitação total para a região investigada pelos autores supracitados (1.500 mm) infiltra na zona aerada e efetivamente se transforma em recarga.

Azevedo (2019) utiliza a metodologia de estimativa de recarga em aquífero livre a semiconfinado em região de clima tropical úmido, isto é, sujeita a elevadas taxas de precipitação, mas também de evapotranspiração. No caso em questão, o autor atribui a redução sistemática das taxas de recarga do aquífero como decorrentes, ainda que não de forma linear, de um *trend* de redução pluviométrica. A aplicabilidade do método WTF neste cenário é satisfeita pelo fato do aquífero ser profundo e abastecido a partir de drenança por aquitarde sobreposto, ou seja, sujeito

a processos cíclicos e episódicos de recarga. Ainda, neste cenário a vegetação mostra-se um auxiliar aos processos de recarga, uma vez que as maiores reduções quantificadas acontecem em região sujeita a desmatamento.

Pádua (2019), ao avaliar o comportamento de um aquífero raso recoberto eventualmente por latossolos, luvisolos e planossolos na região de Petrolina-PE conclui que o melhor cenário para recarga do aquífero fraturado local é aquele isento de interferências pedológicas. Isto se deve ao volume de precipitação ser extremamente baixo, o que faz com que apenas locais de recarga direta contribuam para a renovação das águas subterrâneas. Os milímetros precipitados em solos ficam retidos para aumentar a umidade destas coberturas e são prontamente consumidos na forma de evapotranspiração pela demanda hídrica da vegetação. Tal cenário vai de encontro com algumas situações hidrogeoclimatológicas descritas em Maniaçu, como para o ano de 2015, em que o solo mais espesso mostrou-se um impeditivo à recarga.

Lousada & Campos (2006), ao avaliarem a flutuação do nível médio da água em cambissolos do Distrito Federal percebem que o valor médio de flutuação de 8,0 m, apesar de superior ao de latossolos, ocorre de forma muito mais rápida em condições de superávit hídrico, o que se deve a fatores geomorfológicos, à reduzida espessura e à menor porosidade efetiva. Associadas a suas regiões de ocorrência estão inúmeras nascentes, isto é, formas de descarga de base do aquífero. Desta forma, entende-se que frente às condições climáticas da área de estudo (1.500 mm), as taxas de recarga em perfis mais espessos de solos são volumetricamente mais eficientes, uma vez que estes são passíveis de absorver maior percentual do superávit hídrico. Regiões de perfis espessos em climas com boa oferta de chuvas mostram-se melhores cenários para a recarga rasa e, conseqüentemente, profunda de aquíferos sotopostos. Esta situação corrobora com o comportamento médio do aquífero de Maniaçu. Apesar da precipitação média ser cerca de 50% inferior, a irregularidade pluviométrica para a região, marcada por eventos concentrados de chuva, é melhor aproveitada por porções do aquífero sotopostas a solos mais espessos.

Um aspecto fundamental na avaliação desenvolvida é relativo aos dados de precipitação, que foram obtidos em apenas um ponto de observação, enquanto que os poços estão distribuídos em área mais ampla. Como é sabido que ocorre variabilidade espacial das chuvas, algumas inconsistências e anomalias observadas com relação à avaliação potenciométrica *versus* precipitação podem ser explicadas pela ausência de chuva localmente ou pela ocorrência de eventos intensos e isolados (que ocorrem em apenas partes dos poços de observação). Entretanto, como a análise realizada neste trabalho foi de um intervalo de tempo prolongado, parte destas distorções tende a ser atenuada.

CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir da compilação de dados 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 física e química das águas subterrâneas. Em média, o percentual anual de precipitação que é convertido em reserva hídrica renovável do aquífero investigado é de 8,0%, ou cerca de 50,0 mm. Em função da metodologia adotada, cabe lembrar que a não consideração da curva de recessão hídrica implica na subestimação dos valores.

A principal condicionante identificada para a magnitude das taxas de recarga é a quantidade volumétrica de precipitação, corroborada pela correspondência entre as variáveis com bom ajuste linear. 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, isto é, onde os solos são extremamente delgados (neossolos litólicos) ou ausentes.

Apesar do *trend* de redução pluviométrica existente entre os anos de 2003 e 2016, não há significância estatística quando se analisa este dado do ponto de vista da análise de variância. De fato, não se pode afirmar que o baixo desempenho das plumas de infiltração para o ano de 2015 frente ao ano de 2008, por exemplo, justifique-se exclusivamente por reduções de volume precipitado, uma vez que o fator distribuição das chuvas mostra importante papel na ponderação escoamento superficial *versus* infiltração. Contudo, tem-se que a superfície potenciométrica do aquífero também responde de forma proporcional ao volume precipitado, um comportamento esperado para o caso de um aquífero raso e livre. O *trend* de redução verificado para a precipitação, portanto, vai ao encontro do rebaixamento gradativo da SP média do aquífero. 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 nível estático também gradativamente mais profundos permite concluir que há na região a aproximação a um estado crítico de balanço entre precipitação, recarga potencial e recarga efetiva. Porém, os resultados demonstram que basta um ano anômalo de chuvas para reverter ou ao menos atenuar este cenário, como observado na transição 2012-2013. Além disso, alguns casos pontuais 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 rasa com a superfície.

A análise de casos pontuais de recarga revela uma série de inconsistências entre volume precipitado e taxas de recarga. A inclusão de variáveis do meio físico mostra-se crucial para o real entendimento do aquífero. Do disponível para este projeto de pesquisa, pode-se concluir que a espessura pedológica possui importantes papéis tanto para a efetividade da recarga quanto para sua regulação, sendo a dualidade verificada regida pela variável hidroclimatológica. Do resultado da análise da relação entre Recarga ($\Delta h \times S_y$) e Espessura do Solo (h), extrai-se que perfis mais espessos significam maiores taxas de recarga. O estudo de casos pontuais revela que estes 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. Esta última assertiva encontra embasamento pelo fato do aquífero encontrar-se em um *trend* de rebaixamento de seus níveis freáticos médios. 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 para o aquífero entre 2012 e 2013, um ano tipicamente de rebaixamento.

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

A análise preliminar em que se comparou a magnitude de ascensão da SP (Δh) com a espessura do solo (h) resultou em uma interpretação oposta ao real, isto é, os resultados sugerem que o solo é, de forma geral, um obstáculo aos processos de recarga. Entretanto, em função dos níveis estáticos relativamente rasos avaliados em relação a perfis construtivos, conclui-se que o aquífero investigado é do tipo misto do ponto de vista de material reservatório de água. Descrito na literatura como essencialmente do tipo fraturado, identificam-se neste trabalho ao menos três materiais geológicos em profundidade, sendo eles, da base para o topo, rocha sã, rocha alterada e solo. Desta forma, a análise proposta é de interpretação um tanto equivocada, pois se tomando um volume qualquer de recarga, este se traduzirá em menor amplitude de flutuação caso destinado a lençol freático em material de maior porosidade efetiva, e vice-versa. Recomenda-se que para estudos desta natureza em contexto de aquíferos rasos considere-se sempre a variável taxa de recarga absoluta, em milímetros, pois é uma forma de normalização dos dados.

A análise de dados brutos, em metros, fica restrita a identificação de padrões de flutuação (compartimentos) ou à aplicação em aquíferos rasos homogêneos ou heterogêneos, mas de maior profundidade, representados exclusivamente por um tipo de material. Deve-se levar em consideração que o método WTF em aquíferos profundos só é passível de aplicação casos estes 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. 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.

Quanto a variações na qualidade da água, observa-se na grande maioria amostral um *trend* de redução da condutividade elétrica das águas, de forma proporcional a reduções nos valores absolutos de Δh (m). Todavia, não há significância nas análises efetuadas. A comparação de valores de CE com taxas de recarga em milímetros revela uma dualidade de comportamento, sendo que taxas muito elevadas de recarga podem significar tanto maior diluição da água mas, ao mesmo tempo, implicar em carreamento acentuado de partículas sólidas da atmosfera e da superfície para a subsuperfície. Cronologicamente, mudanças anuais nos valores médios de CE são condizentes com incrementos ou reduções nos valores médios de recarga.

Conclusivamente, destaca-se que 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, 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 e, preferencialmente, que esta ocorra em uma mesma data para todos os poços. Da mesma forma, dados ideais de precipitação são de ordem diária, posto que poucos milímetros em contextos de recarga direta significam flutuação do NA. A interpretação dos dados revela ainda que uma série de monitoramento robusta é composta de pelo menos oito a dez anos. Os dados entre 2012 a 2015 para os poços 53 a 68 serviram muitas vezes apenas para discussões complementares, não cabendo, em regra, a consideração para estimativas de parâmetros médios do aquífero.

A discussão dos dados permite concluir que para uma melhor compreensão dos valores de recarga obtidos pela metodologia WTF se faz necessário o conhecimento do meio físico onde as flutuações da superfície potenciométrica são medidas. De todo jeito, os valores absolutos em si possuem maior garantia de representar aquilo que anualmente é incorporado a um aquífero. Desta forma, a quantificação de reservas, ao menos renováveis, torna-se muito mais realista, o que

culmina em políticas de gestão mais coerentes e mais bem embasadas. Em face da subestimação inerente à metodologia, os valores calculados são por consequência conservadores.

Tal feito, portanto, pode auxiliar no entendimento de processos de recarga a níveis locais e fornece subsídio para órgãos ambientais responsáveis pela distribuição de direito de uso do recurso subterrâneo. Recomenda-se que em áreas de conflito incentive-se a criação de programas de monitoramento de níveis subterrâneos o quanto antes, a fim de alimentar bancos de dados que permitam afirmar com maior grau de certeza a dinâmica dos aquíferos e seus controles.

Destaca-se que um ponto importante diz respeito ao posicionamento geográfico dos poços de monitoramento. Os dados disponíveis demonstram que poços com pouco perfil pedológico implicam taxas de recarga mais reduzidas. Aqueles situados em regiões de quebra de relevo apresentam comportamento anômalo, por serem influenciados por controles geomorfológicos. Entretanto, em função da pouca profundidade dos níveis estáticos do aquífero estudado, estes podem na verdade refletir processos de exposição do aquífero, em que o reservatório físico em si não comporta o volume precipitado, perdendo-o para formas de drenagem superficial ou de interação com a zona de raízes. Tal resultado não significa de fato falta ou atenuação de recarga, mas representa uma fragilidade do método aplicado. Portanto, é importante durante a instalação de poços de monitoramento identificar áreas sujeitas a controles de descarga do aquífero, de modo a não se subestimar as taxas de recarga.

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

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahuja, L.R. 1983. Modeling infiltration into crusted soils by the Green–Ampt approach. *Soil Science Society of America Journal*, 47(3):412-418.
- Alazard, M.; Boisson, A.; Marechal, J.C.; Perrin, J.; Dewandel, B.; Schwarz, T.; Pettenati, M.; Picot-Colbeaux, G.; Kloppman, W. & Ahmed, S. 2016. Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs: Implications for managed aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 4(1):35-57.
- Allison, G. B. (1987). A review of some of the physical, chemical, and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. In *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, ed. I. Simmers. Dordrecht, Holland: D. Reidel, 49–72.
- ANA – Agência Nacional de Águas. 2011a. *Atlas Brasil: abastecimento urbano de água: panorama nacional. Volume 1*. Brasília, Agência Nacional de Águas. 72p.
- ANA – Agência Nacional de Águas. 2011b. *Atlas Brasil: abastecimento urbano de água: resultados por estado. Volume 2*. Brasília, Agência Nacional de Águas. 92p.
- 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.
- Arcanjo, J.B.; Marques-Martins, A.A.; Loureiro, H.S.C. & Varela, P.H.L. 2000. Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CD-ROOM.
- Azevedo, J.H. 2019. Fluxos subterrâneos e recarga do Sistema Aquífero Alter do Chão em lateritos amazônicos: estudo de caso em Porto Trombetas, Pará. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 154p.
- Bear, J. 2012. *Hydraulics of groundwater*. Mineola, New York, Dover Publications, INC. 573p.
- Bertol, G.A.; Camargos, C.C.; Velásquez, L.N.M.; Branco, O. E. A & Cota, S.D.S. 2006. Aplicação do Método do Cálculo do Balanço Hídrico na Avaliação da Recarga no Aquífero Bauru em Araguari - MG. In: XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, São Paulo/SP.
- 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.
- Brito, A.S.; Libardini, P.L.; Anunciato, J.C. & Moraes, S.O. 2011. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da água. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35(6): 1939-1948.

- Bruce, R.R. & Whisler, F.D. 1973. Infiltration of water into layered field soils. *In: Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems*, Berlin, Springer, p. 77-89.
- Brutsaert, W. 2005. *Hydrology: an introduction*. New York, Cambridge University Press. 617p.
- Cadamuro, A.L.M. & Campos, J.E.G. 2005. Recarga Artificial de Aquíferos Fraturados no Distrito Federal: uma ferramenta para gestão dos Recursos Hídricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 89-98.
- 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.
- Campos, J.E.G; Freitas-Silva, F.H., Moura, C.O.; Rocha, A.A.; Walczuk, A. & Teles, L.S.B (Execução e Colaboração). 2018. Avaliação de aquíferos favoráveis para complementação do abastecimento de água no Distrito Federal e locação de poços tubulares profundos: regiões atendidas e não atendidas pelo sistema integrado Descoberto - Santa Maria / Torto. Relatório de consultoria técnica. Brasília, ADASA/UNESCO. 105p.
- Carmelo A.C. 2002. Caracterização de aquíferos fraturados por integração de informações geológicas e geofísicas. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 161p.
- Chu, X. & Mariño, M.A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *Journal of Hydrology*, 313: 195-207.
- Coimbra, A.R.S.R. 1987. Balanço hídrico preliminar do Distrito Federal. *In: Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal*, Brasília/DF, GDF/CAESB, p. 50-78.
- 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.
- Costa, P.H.O.; Andrade, A.R.F.; Lopes, G.A.C. & Souza, S.L. 1985. Projeto Lagoa Real-Mapeamento Geológico 1:25.000. CBPM/NUCLEBRAS/SME, v.1, 455 p.
- 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.
- Cruz, S.C.P. & Alkmim, F.F. 2002. O Arcabouço Estrutural dos Gnaisses Lagoa Real na Porção Sul do Corredor do Paramirim (BA): Evidências do Envolvimento do Embasamento do Cráton do São Francisco durante a Interação Brasileira entre o Corredor do Paramirim e a Faixa Araçuai - Oeste Congo. *In: SBG/NNE, 46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, p. 301.
- Cruz, S.C.P. & Alkmim, F.F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuai Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(1), 151-173
- Cruz, S.C.P. 2004. *Tectônica do Embasamento na Porção Sul do Corredor do Paramirim-MG/BA*

- e sua relação com o orógeno Araçuaí-Oeste Congo*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de Doutorado, 505 p.
- Danderfer, F.A. 2000. *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Tese de Doutorado, 497 p.
- Delin, G.N. & Risser, D.W. 2007. *Ground-water recharge in humid areas of the United States: A summary of Ground-Water Resources Program studies, 2003-2006*. US Geological Survey Factsheet 2007-3007, 4p.
- Döll, P. & Flörke, M. 2005. *Global-scale estimation of diffuse groundwater recharge: model tuning to local data for semi-arid and arid regions and assessment of climate change impact*. Institute of Physical Geography, Frankfurt University, Frankfurt am Main, Germany, Frankfurt Hydrology Paper 03, 21p.
- 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*. 5^a ed. rev. ampl. Brasília, Embrapa. 374p.
- EPE - Empresa de Pesquisa Energética, Ministério de Minas e Energia. 2016. (www.epe.gov.br/pt/abcdenergia/matriz-energetica-e-eletrica). Acessado em 18/06/2018.
- Feitosa, F.A.C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E.C. & Demétrio, J.G.A (Organização e Coordenação Científica). 2008. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 3^a ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro, CPRM/LABHID. 812p.
- 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.
- Florenzano, T. G. 2008. *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Oficina de Textos, São Paulo.
- Freeze, R.A & Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall. 604p.
- Freitas, S. M. A. C. 2010. *Aplicação e técnicas de quantificação da infiltração e da recarga de aquíferos do Alto Rio das Velhas*. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Dissertação de Mestrado, 139p.
- French, R.H.; Jacobson, R. L. & Lyles, B. F. 1996. Threshold precipitation events and potential ground-water recharge. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122(10): 573-578.
- Gaspar, M.T.P.; Campos, J.E.G. & Cadamuro, A.L.M. (2007). Condições de infiltração em solos

- na região de recarga do sistema aquífero Urucuia no oeste da Bahia sob diferentes condições de usos. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(3): 542-550.
- Gee, G.W. & Hillel, D. 1988. Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2(3): 255-266.
- Geoservice. 2004. *Estudo Hidrogeológico ambiental para caracterização do potencial de contaminação de solos e água subterrânea na área da Unidade de Concentrado de Urânio em Caetitê*. Relatório final, Volume I.
- Glassley, W.E. 2014. *Geothermal energy: renewable energy and the environment, second edition*. Florida, CRC Press. 363p.
- Green, W.H. & Ampt, G.A. 1911. Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(1):1-24.
- 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.
- Hendricks Franssen, H. J.; Brunner, P.; Kgothlang, L. & Kinzelbach, W. 2006. Inclusion of remote sensing information to improve groundwater flow modelling in the Chobe region (Botswana). *Calibration and reliability in groundwater modelling*, 304: 31-37.
- Hendrickx & Walker. 2017. Recharge from precipitation. In: SIMMERS, I (ed.). *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas*. London, Routledge, p. 19-111.
- Hirata, R. & Conicelli, B.P. 2012. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. *Anais Da Academia Brasileira De Ciencias*, 84(2):297-312.
- INB - Indústrias Nucleares do Brasil. 2018. (www.inb.gov.br/pt-br/Contato/Perguntas-Frequentes/Pergunta/Conteudo/quantas-minas-de-uranio-existem-em-operacao-na-america-latina?Origem=426). Acessado em 18/06/2018.
- Jensen, M.E., Burman, R.D. & Allen, R.G. 2016. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. American Society of Civil Engineers, New York, New York. 332p.
- Jury, W.A. & Horton, R. 2004. *Soil Physics*. 6th ed. New Jersey, John Wiley & Sons, Hoboken. 370p.
- Kendy, E.; Zhang, Y.; Liu, C.; Wang, J. & Steenhuis, T. 2004. Groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain: case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000. *Hydrological Processes*, 18(12): 2289-2302.
- Kresic, N. 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Segunda ed. Florida, CRC Press. 828p.
- Lerner, D.N.; Issar, A.S. & Simmers, I. 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Hannover, Heise, Vol. 8, p. 99-228.
- Lima, J.E.F.W; Freitas, G.K.; Pinto, M.A.T. & Salles, P.S.B.A. (Organização). 2018. *Gestão da crise hídrica 2016–2018 - Experiências do Distrito Federal*. Brasília, ADASA. 328p.
- Lobato, L.M. 1985. *Metamorphism, metassomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia*,

- Brazil. University Western Ontario, Doctoral Thesis, 306 p.
- Lousada, E.O. & Campos, J.E.G. 2006. Correlação entre Precipitação e Piezometria em Aquíferos Freáticos: Implicações para o Planejamento dos Recursos Hídricos da Bacia do Rio Jardim-DF. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 11(4): 37-46.
- Meinzer, O.E. 1923. *The occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles*. US Geological Survey Water-Supply Paper 489.
- Miller, D.E. & Gardner, W.H. 1962. Water infiltration into stratified soil. *Soil Science Society of America Journal*, 26(2): 115-119.
- Misi, A. & Veizer, J. 1996. Chemostratigraphy of neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil. *In: SBG/NBA-SE, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, v. 5, p. 487-489.
- Nimmo, J. R.; Horowitz, C. & Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2): 282-292.
- Pádua, A. I. Determinação das Condições De Circulação em Aquíferos Fraturados Com Auxílio De Eletrorresistividade e Perfilagem Ótica: Estudo De Caso Em Petrolina, PE. 2019. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 85p.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1-4): 307-323.
- 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 Vitruvium Comunicação/Eletronuclear. 264p.
- Sartori, A.; Lombardi Neto, F. & Genovez, A. M. 2005. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos - partes 1 e 2: classificação e aplicação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre*, 10(4), 5-29.
- Scanlon, B. R.; Keese, K. E.; Flint, A. L.; Flint, L. E.; Gaye, C. B.; Edmunds, W. M. & Simmers, I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes: An International Journal*, 20(15): 3335-3370.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 4: 265-276.
- Silva, L. F. *Modelo conceitual do aquífero fraturado da área da jazida de urânio de Caetité, Bahia: implicações para o fluxo subterrâneo*. 2015. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 130p.
- Simmers, I. (ed.) (1997). *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. Rotterdam: A. A. Balkema.

- Smakhtin, V. U. 2001. Low Flow Hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240: 147-186
- Smerdon, B. D. 2017. A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 555: 125-128.
- Soares Neto, G. B. 2015. *Método de classificação semiautomático das unidades básicas de relevo em regiões tropicais*. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 103p.
- SUDENE - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. 2018. (www.sudene.gov.br/planejamento-regional/delimitacao-do-semiarido). Acessado em 18/06/2018.
- Sukhija, B.S.; Reddy, D. V.; Nagabhushanam, P. & Hussain, S. 2003. Recharge processes: piston flow vs preferential flow in semi-arid aquifers of India. *Hydrogeology Journal*, 11: 387-395.
- Thornthwaite, C.W. & Mather, J.R. 1955. *The water balance*. Centerton, NJ, Drexel Institute of Technology – Laboratory of Climatology. 104p. (Publications in Climatology, vol. VIII, n.1).
- Tucci, C.E. 1997. Água no meio urbano. *Águas Doces do Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. p.475-508.
- Turpin, L.; Maruèjol, 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.
- Wu, J.; Zhang, R. & Yang, J. 1996. Analysis of rainfall-recharge relationships. *Journal of Hydrology*, 177(1-2): 143-160.

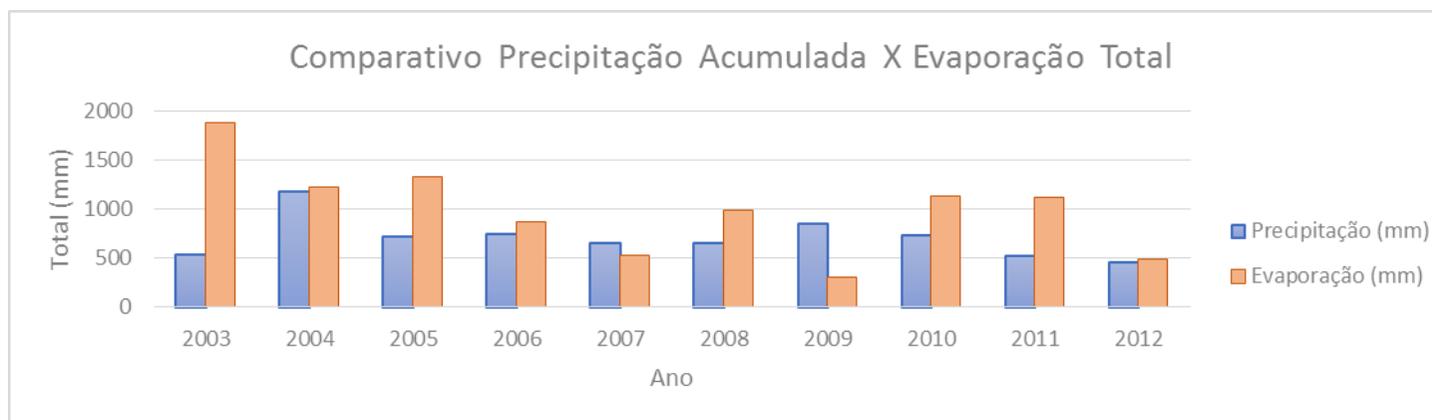
APÊNDICE I – TABELAS DE PRECIPITAÇÃO E EVAPORAÇÃO DIRETA

Pluviometria mensal registrada entre os anos de 2003 e 2016 em estação meteorológica de propriedade e responsabilidade das INB – Unidade Caetité. Os valores em vermelhos foram extraídos do banco de dados da Estação INMET Caetité, 83339. Os meses de outubro e abril representam, respectivamente, o início e o fim do ano hidrológico.

	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Jan	163,1	332,3	176,8	0,0	70,1	70,1	54,3	47,5	29,5	27,7	219,0	5,3	22,9	359,4
Fev	4,6	245,4	123,4	68,6	153,9	128,0	43,4	62,0	58,9	40,4	0,0	11,2	131,1	17,8
Mar	16,8	173,7	99,1	126,5	10,7	67,1	185,1	239,0	129,1	14,2	131,1	39,6	64,5	0,5
Abr	73,2	32,0	21,3	93,0	65,5	33,5	143,5	30,5	43,8	0,0	18,8	150,2	57,9	0,0
Mai	12,2	4,6	29,0	39,2	3,0	0,0	15,7	16,8	4,8	15,5	6,4	2,8	21,8	0,0
Jun	3,0	6,1	22,9	25,1	10,7	6,1	20,3	2,8	4,8	7,1	15,7	11,7	6,6	10,7
Jul	13,7	6,1	21,3	7,6	9,1	7,6	0,0	21,6	12,7	13,5	4,3	5,6	6,9	6,9
Ago	19,8	0,0	7,6	3,0	9,1	1,5	0,0	8,1	4,1	14,7	10,4	0,5	6,4	5,6
Set	9,1	0,0	43,4	1,5	7,6	18,3	9,1	6,1	1,0	1,3	6,1	0,8	0,0	10,4
Out	7,6	57,9	24,4	108,2	1,5	6,1	212,3	59,7	21,6	1,8	49,6	51,3	0,0	6,9
Nov	120,4	246,9	103,6	234,7	125,0	222,5	21,3	107,2	107,2	267,2	69,1	149,8	80,5	151,1
Dez	96,0	76,2	51,8	36,6	189,0	93,0	146,8	125,7	101,1	50,5	184,4	69,1	44,2	126,7
Acumulado (mm)	539,5	1181,1	724,6	744,0	655,3	653,8	852,0	726,9	518,6	453,9	714,8	497,8	442,7	696,0
Média (mm)	45,0	98,4	60,4	62,0	54,6	54,5	71,0	60,6	43,2	37,8	59,6	41,5	36,9	58,0
Variância (s²)	2962,0	14159,5	2797,9	4871,3	4446,4	4538,1	6093,8	4712,1	2083,2	5461,3	5870,8	3059,0	1630,0	11671,6
Desvio Padrão (s)	54,4	119,0	52,9	69,8	66,7	67,4	78,1	68,6	45,6	73,9	76,6	55,3	40,4	108,0
	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	2008/09	2009/10	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2014/15	2015/16
Acumulado Ano Hidrológico (mm)	-	1007,4	801,6	467,9	679,7	614,2	747,9	759,4	553,9	312,2	688,3	509,4	546,6	502,4

Evaporação mensal registrada entre os anos de 2003 e 2012 em estação meteorológica de propriedade e responsabilidade das INB – Unidade Caetité.

	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Jan	117,6	49,1	120,4	206,2	53,4	89,3	-	43,1	376,8	45,9
Fev	176,8	112,6	101,0	120,7	29,8	68,1	-	34,4	32,1	41,7
Mar	177,1	15,8	114,9	68,6	65,0	82,7	-	32,2	206,5	35,7
Abr	139,7	85,7	120,2	64,6	68,1	67,0	32,5	32,9	72,1	31,1
Mai	113,0	73,1	107,3	37,5	60,1	66,5	33,0	228,7	128,1	41,0
Jun	125,2	112,8	64,4	33,5	26,9	58,4	31,2	114,8	76,3	-
Jul	133,4	92,8	85,9	55,9	19,0	65,1	39,5	114,9	59,6	49,4
Ago	138,6	164,2	96,1	71,2	15,6	81,9	23,9	50,7	37,6	30,4
Set	191,4	184,1	106,3	66,3	11,8	82,0	30,8	111,3	21,5	25,8
Out	224,3	159,2	150,0	55,6	32,4	107,8	34,7	201,9	22,2	25,3
Nov	166,8	94,9	118,5	-	69,2	74,2	45,0	28,0	44,6	76,6
Dez	168,8	81,7	148,3	91,0	79,6	150,5	36,2	138,8	35,5	84,0
Total (mm)	1872,8	1225,9	1333,3	871,2	531,0	993,6	306,8	1131,7	1112,8	486,9
Média (mm)	156,1	102,2	111,1	79,2	44,2	82,8	34,1	94,3	92,7	44,3
Variância (s²)	1130,3	2361,4	574,0	2348,8	579,0	633,5	35,2	4809,0	10821,3	381,3
Desvio Padrão (s)	33,6	48,6	24,0	48,5	24,1	25,2	5,9	69,3	104,0	19,5



APÊNDICE II – COORDENADAS UTM (PMAs)

Sistema de coordenadas planas UTM Zona 23 Sul.

PMA	X	Y
02	794168,70	8468753,30
04	794231,20	8468639,80
06	794278,50	8468767,50
08	794270,40	8468579,70
15	794340,80	8468805,30
16	794329,80	8468828,30
17	794362,30	8468871,60
18	794361,90	8468892,80
26	794461,60	8468818,60
31	792664,80	8469298,60
32	792799,70	8469312,50
33	792945,80	8469398,50
34	793082,00	8469423,70
42	794345,58	8468666,84
43	794249,38	8468649,85
46	794451,59	8468903,54
47	794576,36	8468965,93
53	794154,37	8468737,78
54	794263,52	8468725,26
55	794297,84	8468819,44
56	794300,42	8468564,54
59	794432,64	8468575,97
61	794482,78	8468731,46
62	794604,66	8468708,08
64	794429,77	8468771,95
66	794454,26	8468869,38
67	794585,63	8468837,71
68	794342,27	8468787,74

APÊNDICE III – ANÁLISE DE VARIÂNCIA – POTENCIOMETRIA

Resultado do teste estatístico ANOVA realizado para avaliação da potenciometria em onze poços tubulares rasos (7 a 8 anos de monitoramento). ANOVA fator único; $\alpha = 5\%$. Os valores da estatística F em vermelho excedem o valor crítico (teste significativo).

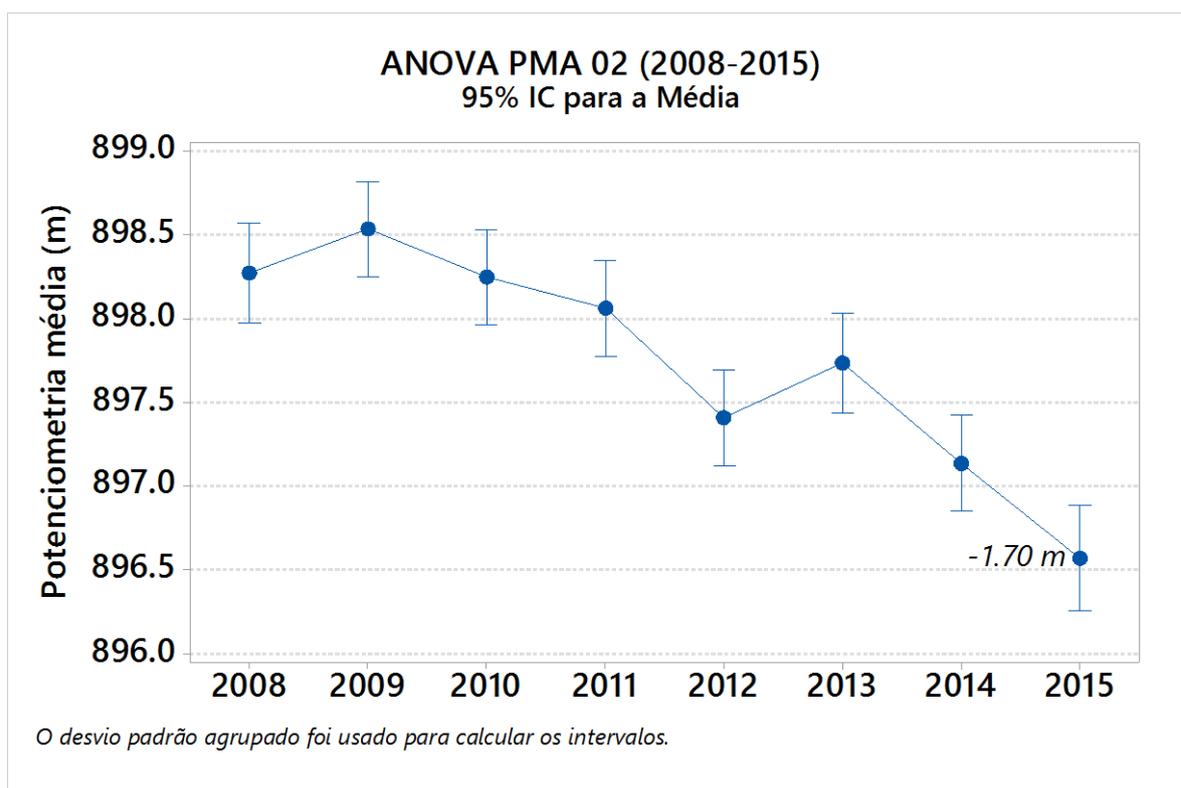
Descrevem-se 5 padrões comportamentais para a potenciometria no transcorrer dos anos (de acordo com semelhanças no padrão de flutuação da SP; Intervalo de Confiança = 95%): 1: 26 e 43; 2: 15, 16 e 17; 3: 02, 04, 06, 42; 4: 47; 5: 46

PMA 02

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9880,98	898,2709	0,317569
2009	12	10782,40	898,5333	0,228370
2010	12	10778,95	898,2454	0,243043
2011	12	10776,71	898,0592	0,214536
2012	12	10768,86	897,4050	0,115318
2013	11	9875,07	897,7336	0,070805
2014	12	10765,62	897,1350	0,317282
2015	10	8965,70	896,5700	0,514800

ANOVA

Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	34,3164	7	4,902343	19,77798	2,07758E-15	2,120633
Internamente a Grupos	20,82098	84	0,247869			
Total	55,13738	91				

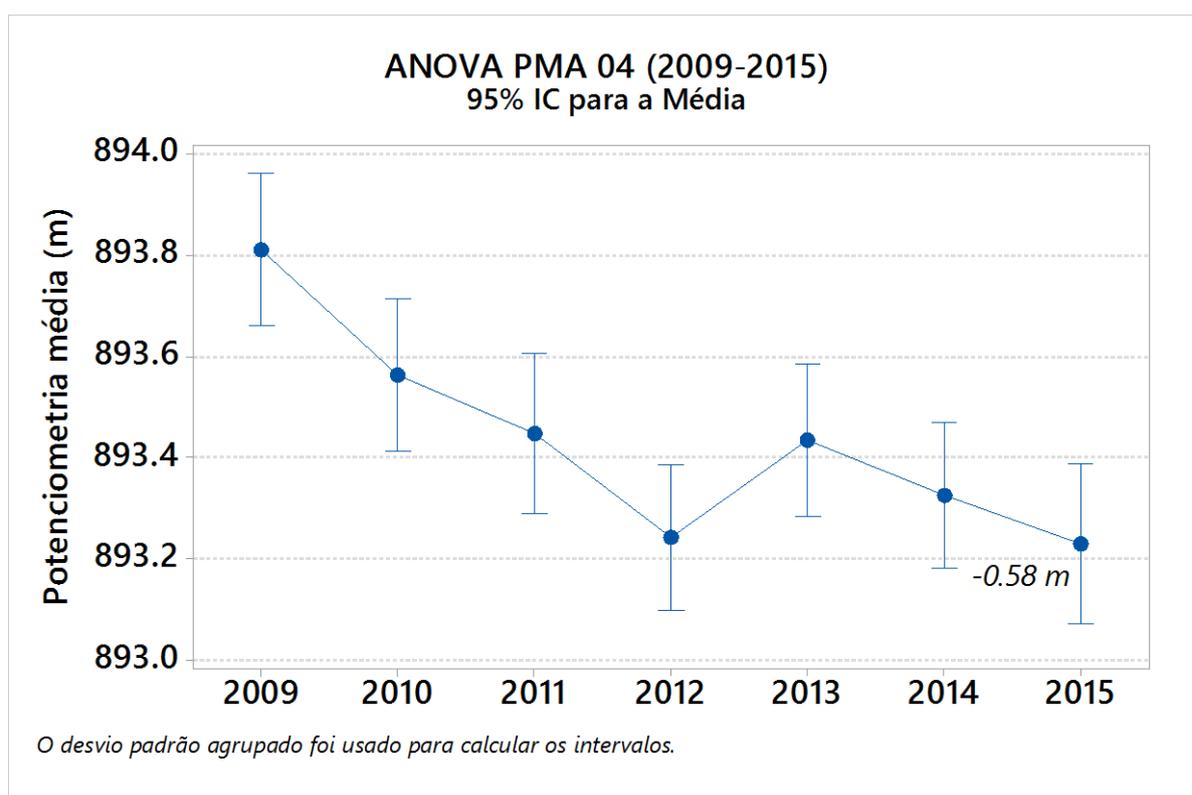


PMA 04

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2009	11	9831,93	893,8118	0,124156
2010	11	9829,19	893,5627	0,137082
2011	10	8934,48	893,4480	0,031373
2012	12	10718,91	893,2425	0,021511
2013	11	9827,78	893,4345	0,024227
2014	12	10719,91	893,3258	0,011845
2015	10	8932,29	893,2290	0,098166

ANOVA

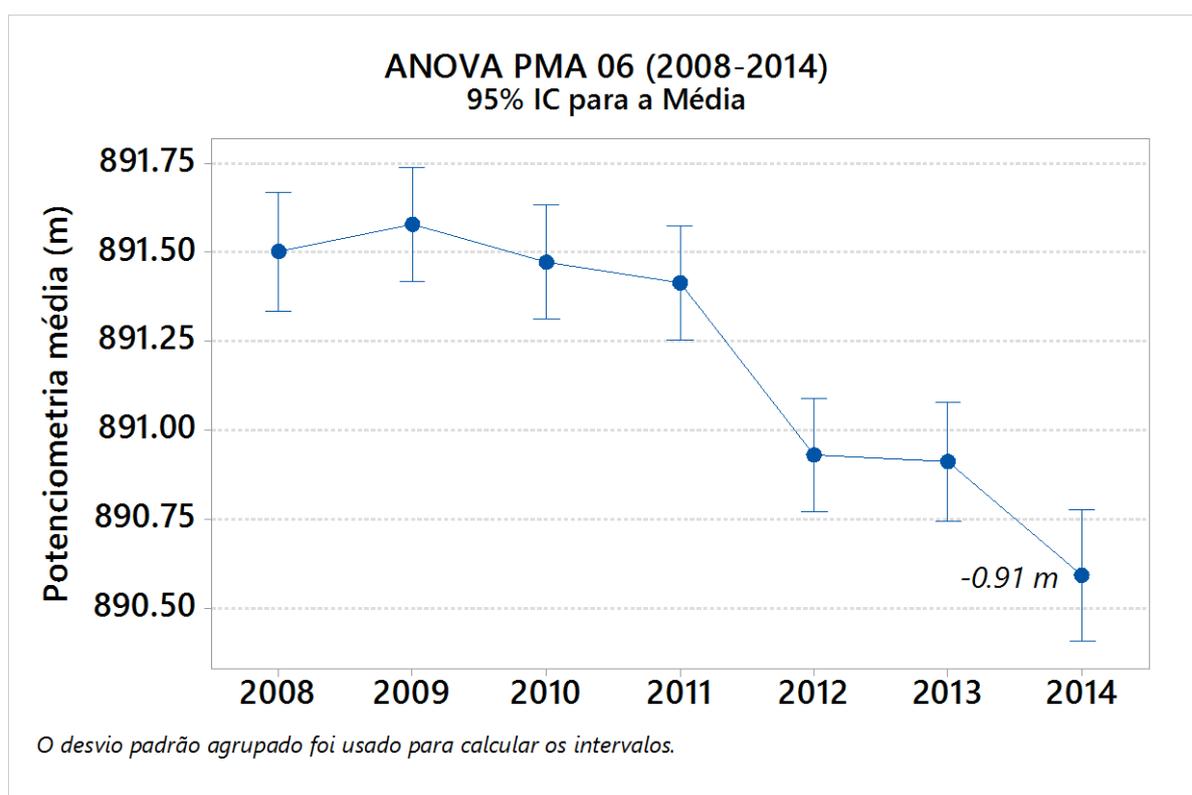
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	2,755103	6	0,459184	7,326143	4,23541E-06	2,231192
Internamente a Grupos	4,387421	70	0,062677			
Total	7,142525	76				



PMA 06

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9806,53	891,5027	0,012942
2009	12	10698,97	891,5808	0,063299
2010	12	10697,68	891,4733	0,067424
2011	12	10696,99	891,4158	0,047390
2012	11	9801,35	891,0318	0,082556
2013	11	9800,04	890,9127	0,131242
2014	9	8015,34	890,5933	0,003150

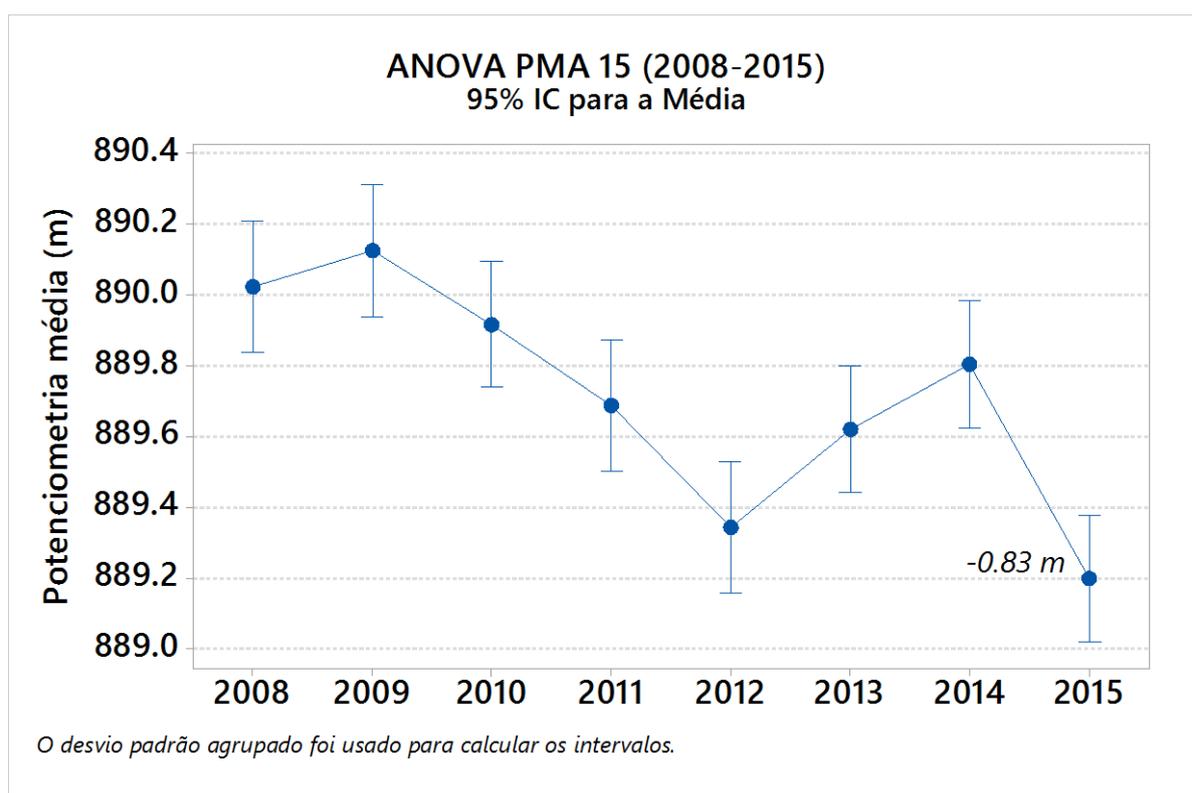
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	8,595735	6	1,432622	23,92281	2,81408E-15	2,229271
Internamente a Grupos	4,25185	71	0,059885			
Total	12,84758	77				



PMA 15

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9790,28	890,0255	0,113827
2009	11	9791,39	890,1264	0,074805
2010	12	10679,02	889,9183	0,156542
2011	11	9786,58	889,6891	0,124829
2012	11	9782,78	889,3436	0,052425
2013	12	10675,46	889,6217	0,064815
2014	12	10677,66	889,8050	0,092173
2015	12	10670,38	889,1983	0,095052

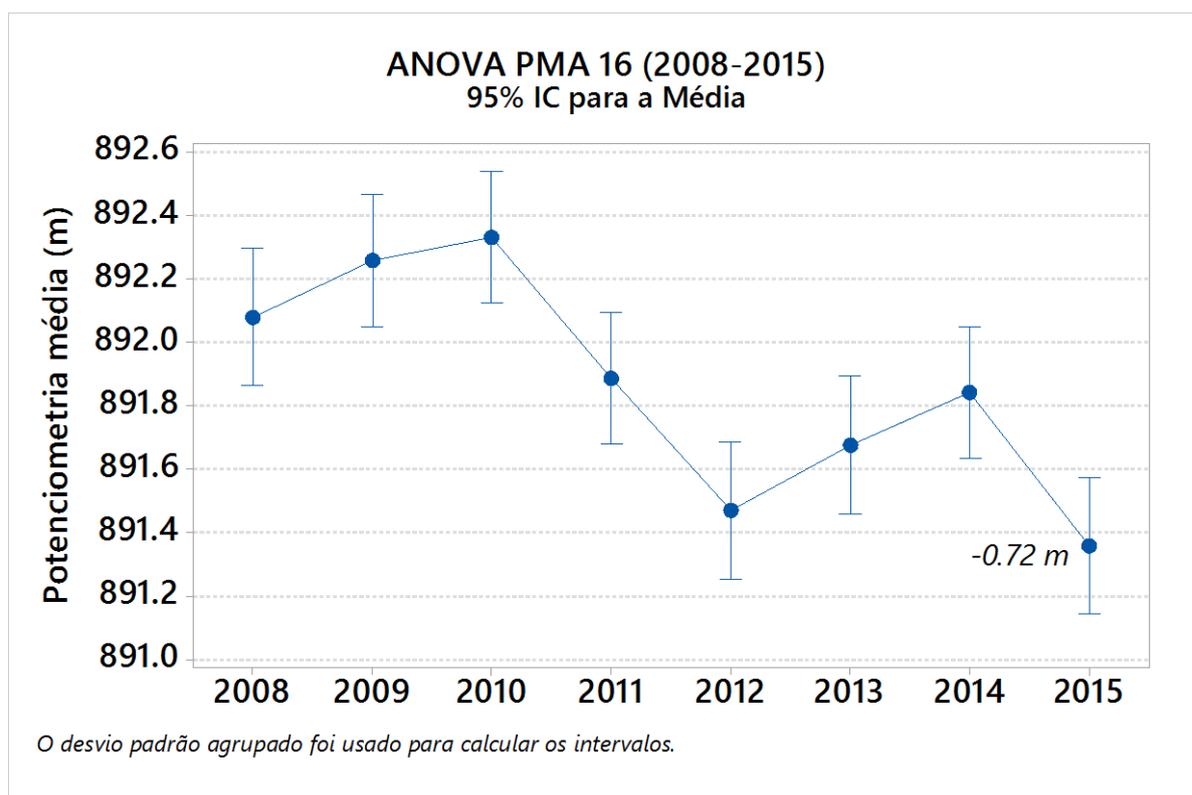
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	8,346652	7	1,192379	12,28462	1,01694E-10	2,120633
Internamente a Grupos	8,153273	84	0,097063			
Total	16,49992	91				



PMA 16

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9812,87	892,0791	0,068149
2009	12	10707,11	892,2592	0,211572
2010	12	10707,98	892,3317	0,168706
2011	12	10702,62	891,885	0,166282
2012	11	9806,16	891,4688	0,179296
2013	11	9808,43	891,6755	0,074027
2014	12	10702,09	891,8408	0,077917
2015	11	9804,93	891,3573	0,094902

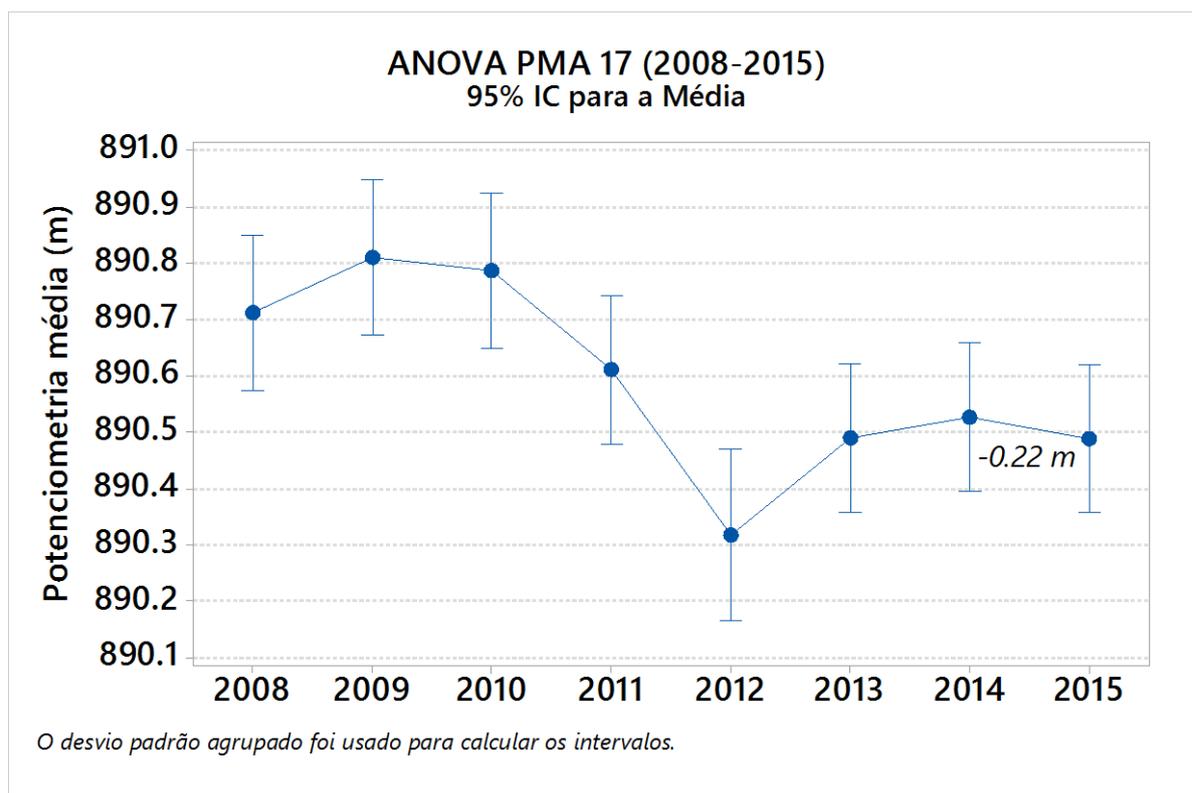
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	9,947417	7	1,42106	10,81928	1,19005E-09	2,120633
Internamente a Grupos	11,03299	84	0,131345			
Total	20,98041	91				



PMA 17

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9797,83	890,7118	0,065056
2009	11	9798,92	890,8109	0,021529
2010	11	9798,66	890,7873	0,093842
2011	12	10687,33	890,6108	0,056627
2012	9	8012,86	890,3178	0,076744
2013	12	10685,88	890,4900	0,035091
2014	12	10686,32	890,5267	0,011352
2015	12	10685,87	890,4888	0,070273

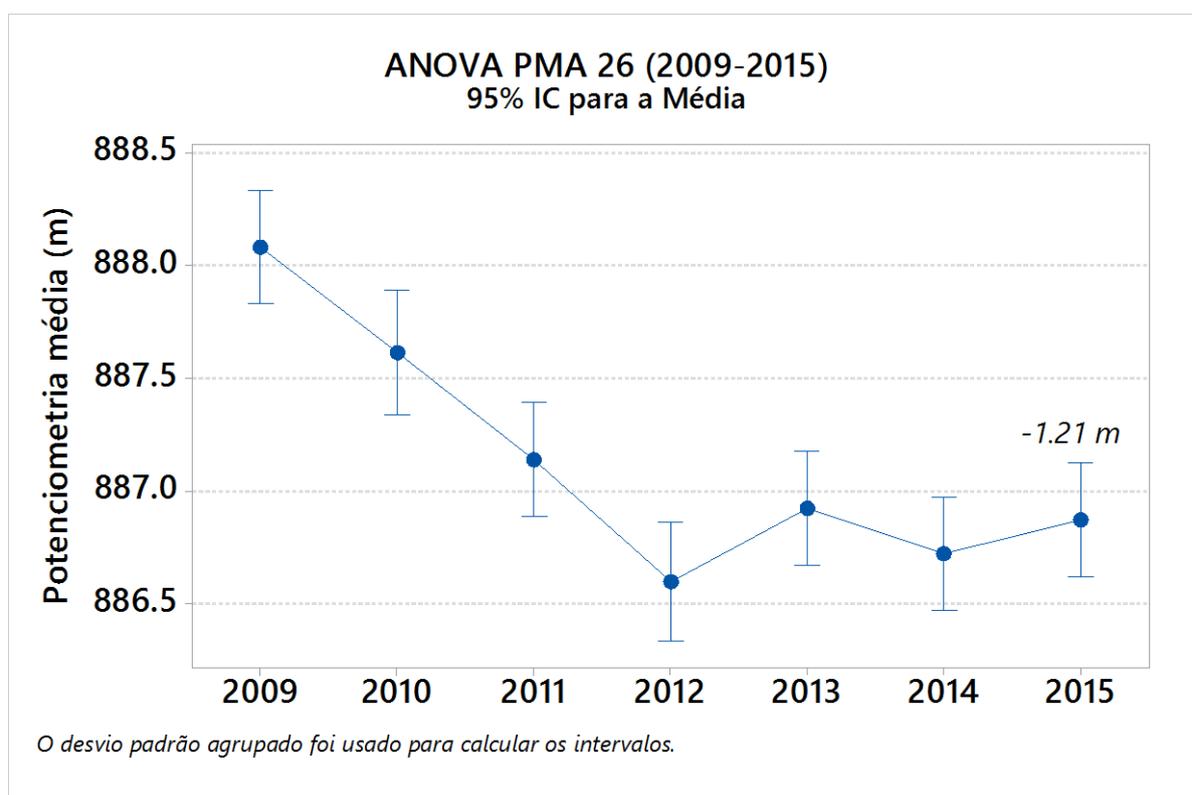
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	2,087885	7	0,298269	5,655058	2,38508E-05	2,123408
Internamente a Grupos	4,324993	82	0,052744			
Total	6,412878	89				



PMA 26

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2009	12	10656,99	888,0821	0,168216
2010	10	8876,14	887,6140	0,379782
2011	12	10645,68	887,1400	0,104109
2012	11	9752,56	886,5964	0,114585
2013	12	10643,05	886,9209	0,170679
2014	12	10640,65	886,7207	0,134431
2015	12	10642,47	886,8725	0,306111

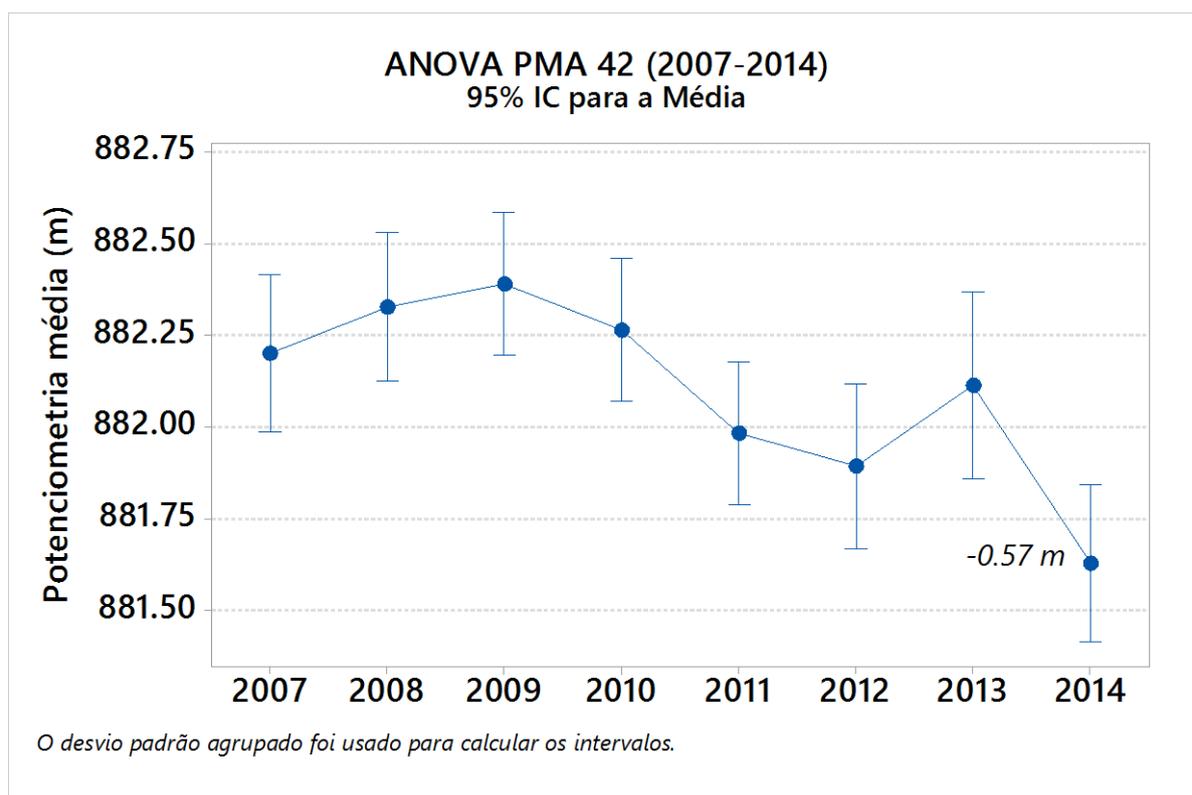
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	19,68474	6	3,28079	16,99784	3,09961E-12	2,223826
Internamente a Grupos	14,2829	74	0,193012			
Total	33,96763	80				



PMA 42

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2007	10	8822,00	882,2000	0,029600
2008	11	9705,60	882,3273	0,082182
2009	12	10588,67	882,3892	0,170954
2010	12	10587,17	882,2639	0,078569
2011	12	10583,78	881,9817	0,027379
2012	8	7055,23	881,9038	0,478084
2013	7	6174,78	882,1118	0,183203
2014	9	7934,65	881,6278	0,000394

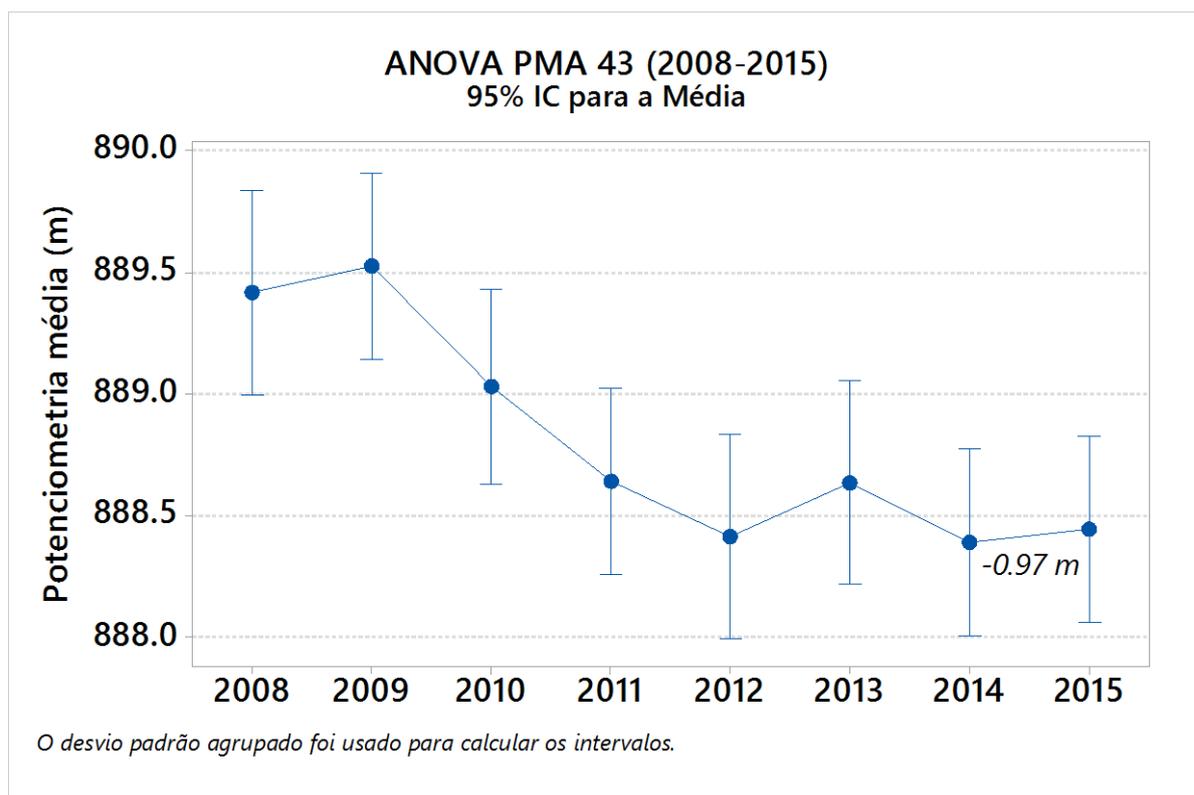
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	4,438882	7	0,634126	5,393296	5,18915E-05	2,137825
Internamente a Grupos	8,5831	73	0,117577			
Total	13,02198	80				



PMA 43

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	10	8894,16	889,4160	0,573982
2009	12	10674,33	889,5275	0,986184
2010	11	9779,33	889,0295	0,523092
2011	12	10663,67	888,6392	0,358554
2012	10	8884,13	888,4125	0,236774
2013	10	8886,35	888,6350	0,262050
2014	12	10660,67	888,3892	0,281154
2015	12	10661,32	888,4433	0,304879

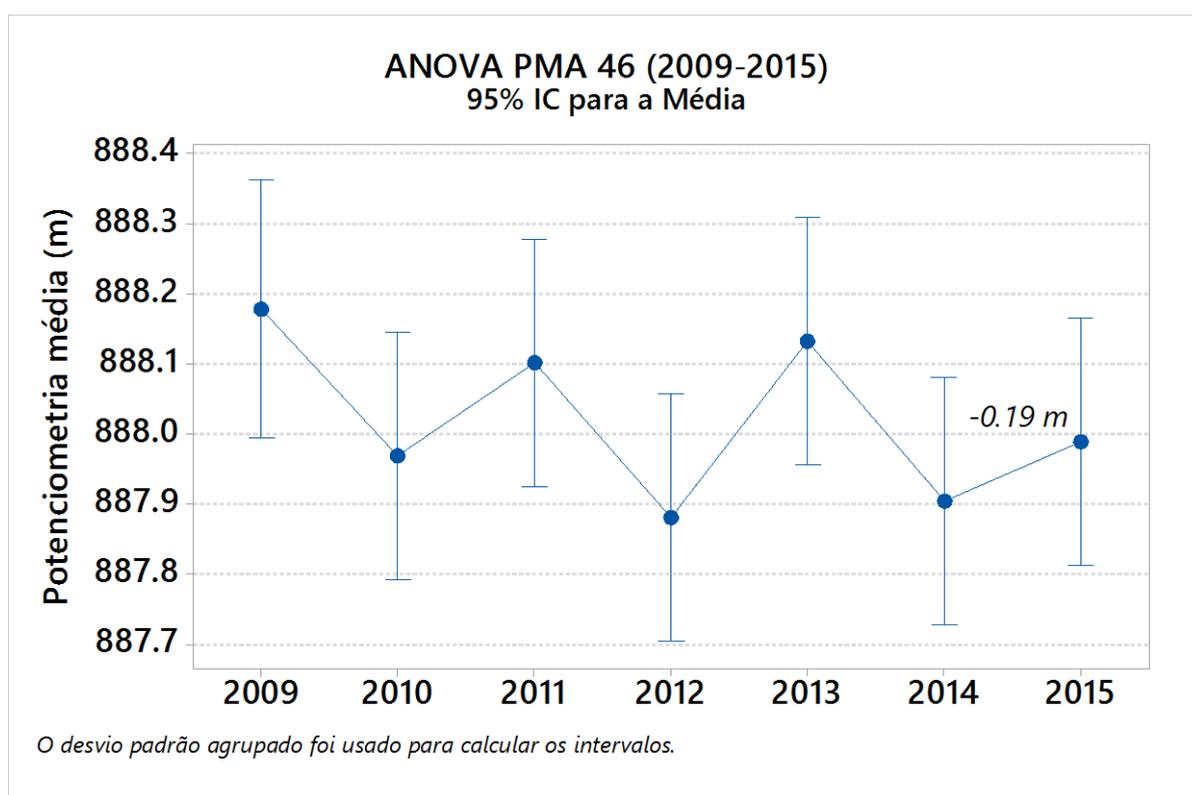
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	16,35508	7	2,33644	5,23885	5,84E-05	2,124848
Internamente a Grupos	36,12465	81	0,445983			
Total	52,47973	88				



PMA 46

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2009	11	9769,96	888,1782	0,100956
2010	12	10655,62	887,9683	0,088070
2011	12	10657,22	888,1013	0,072355
2012	12	10654,56	887,8800	0,164127
2013	12	10657,59	888,1326	0,025090
2014	12	10654,84	887,9035	0,157802
2015	12	10655,87	887,9892	0,051008

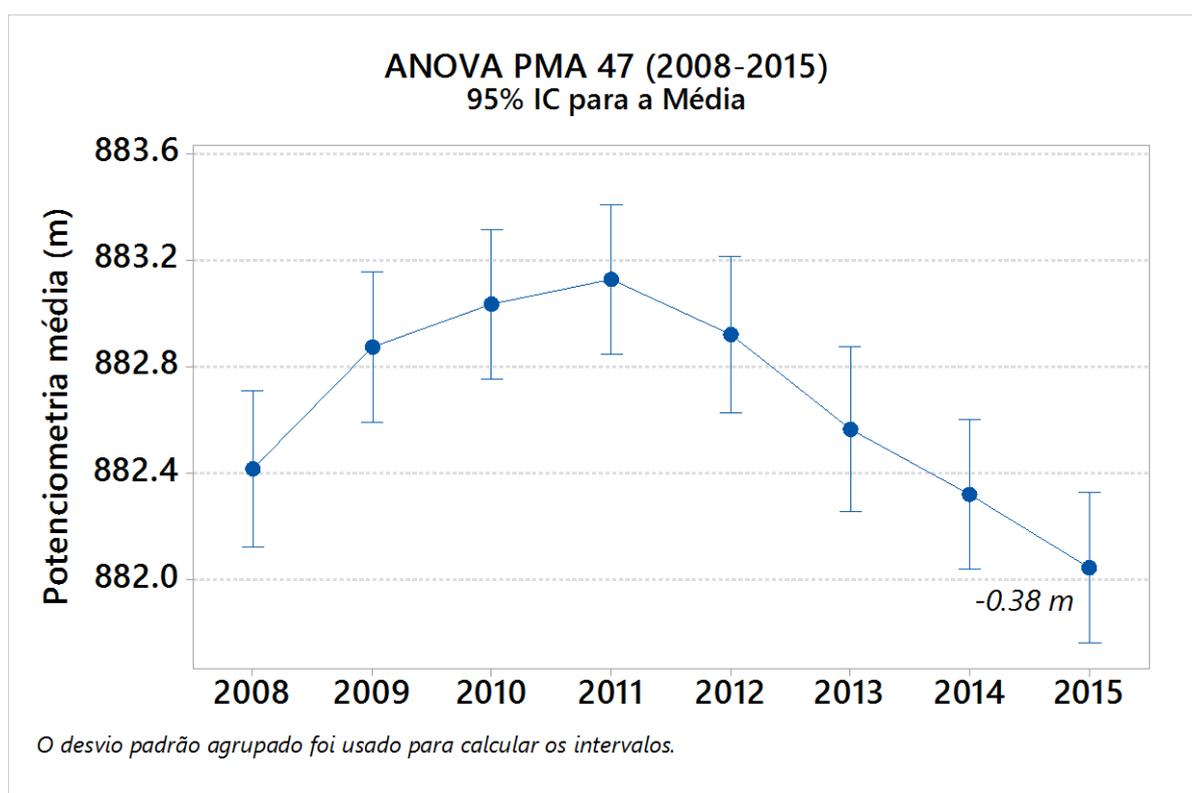
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	0,948043	6	0,158007	1,678923	0,13769	2,220441
Internamente a Grupos	7,15253	76	0,094112			
Total	8,100573	82				



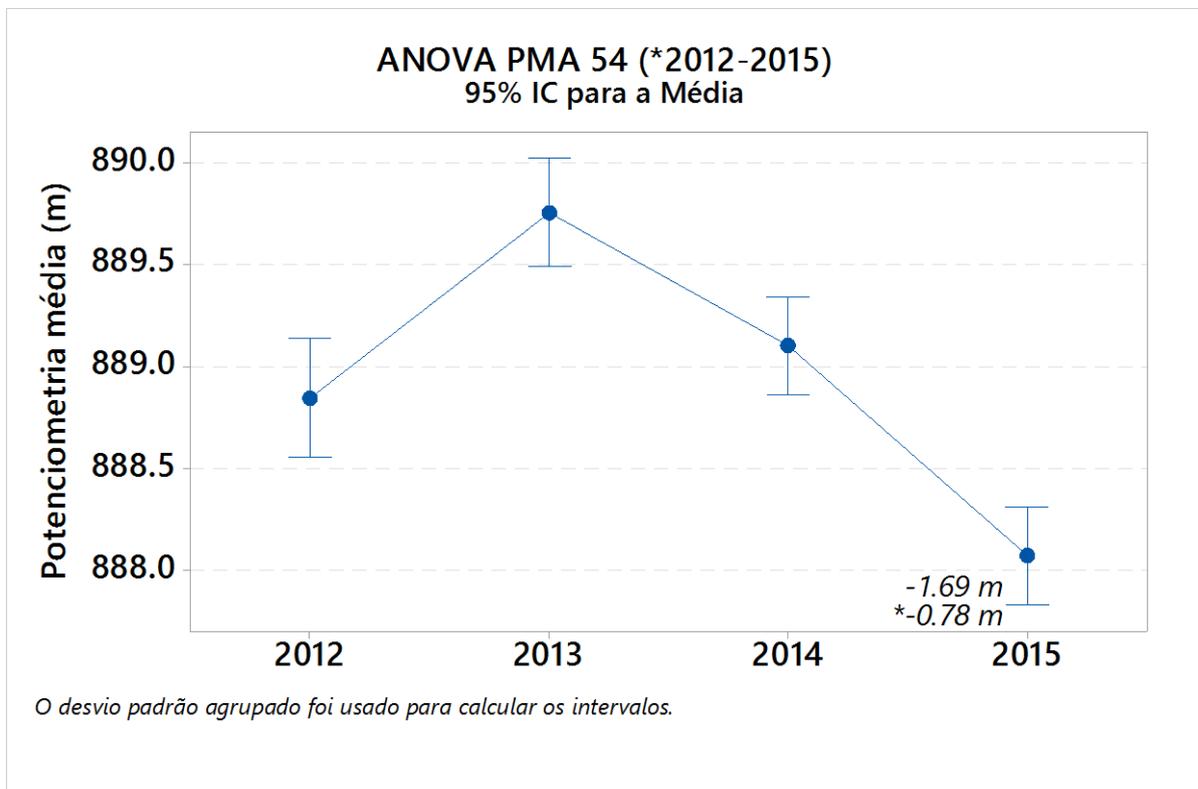
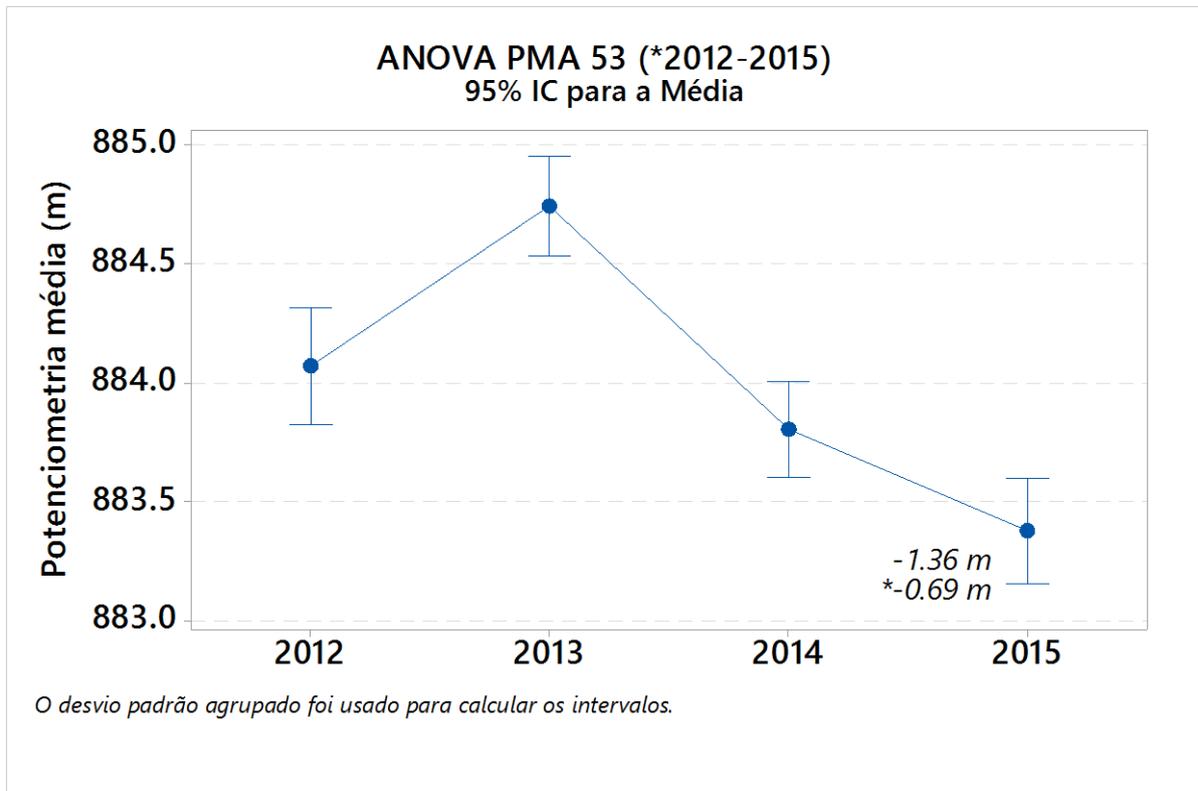
PMA 47

Grupos	N	Somatório	Média	Variância
2008	11	9706,56	882,4145	0,277627
2009	12	10594,48	882,8733	0,317242
2010	12	10596,40	883,0333	0,309224
2011	12	10597,52	883,1267	0,305515
2012	11	9712,12	882,9200	0,289220
2013	10	8825,64	882,5640	0,165049
2014	12	10587,83	882,3192	0,099099
2015	12	10584,51	882,0425	0,160639

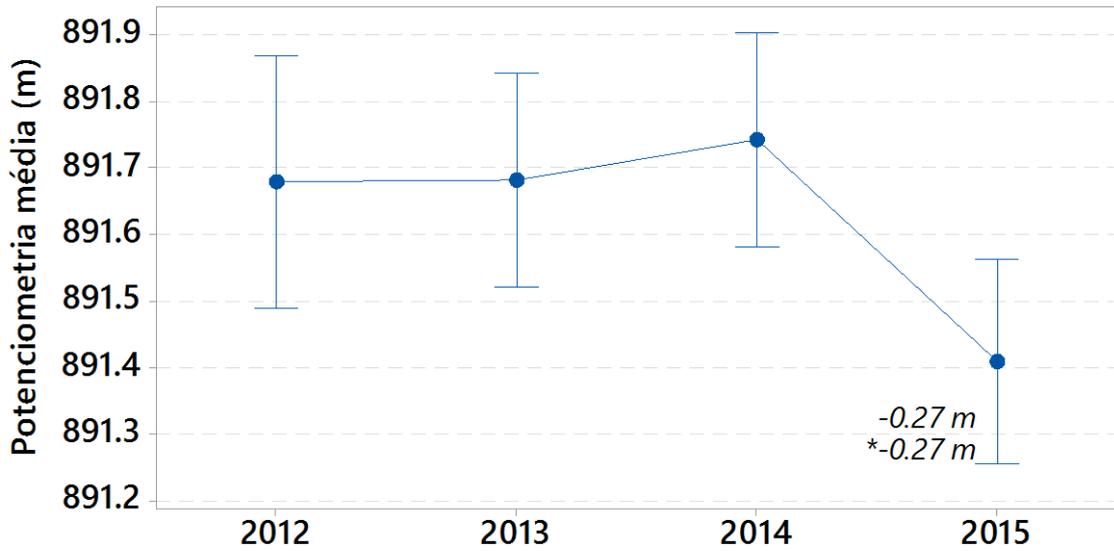
ANOVA						
Fonte de Variação	SS	df	MS	F	Valor-P	F _{CRÍTICO}
Entre Grupos	12,29891	7	1,756988	7,283631	8,19E-07	2,120633
Internamente a Grupos	20,26283	84	0,241224			
Total	32,56174	91				



Resultado gráfico do teste estatístico ANOVA para poços com 3 a 4 anos de monitoramento. *Dados a partir de Maio de 2012. $\alpha = 5\%$; Intervalo de Confiança = 95%. Em todos os casos há significância estatística.

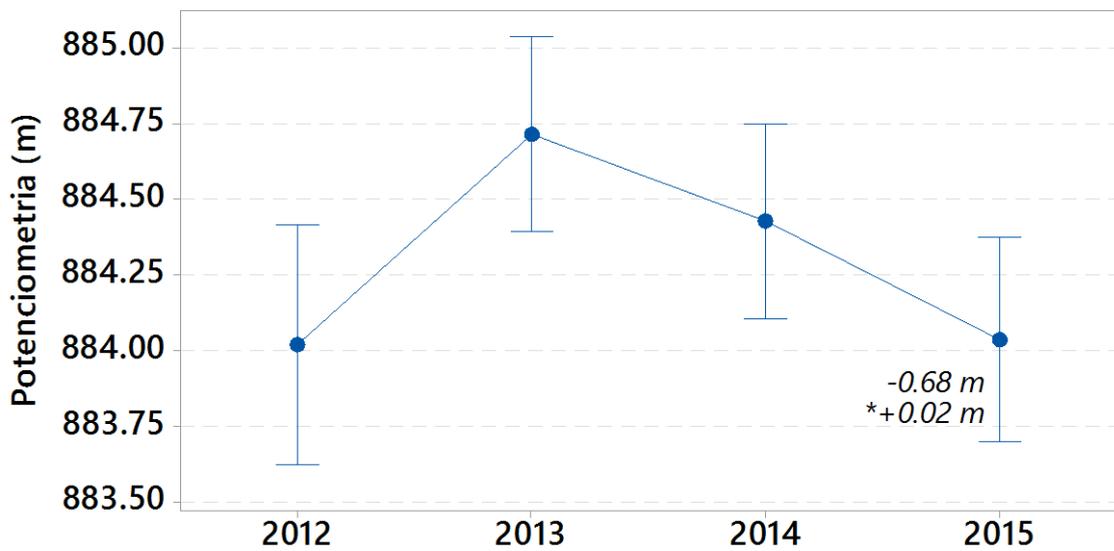


ANOVA PMA 55 (*2012-2015)
95% IC para a Média



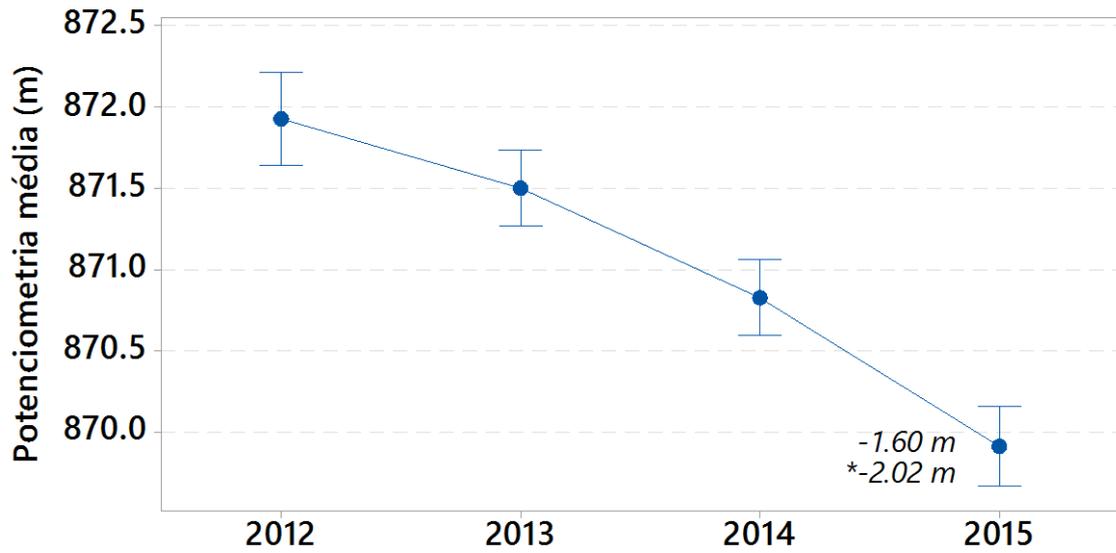
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 56 (*2012-2015)
95% IC para a Média



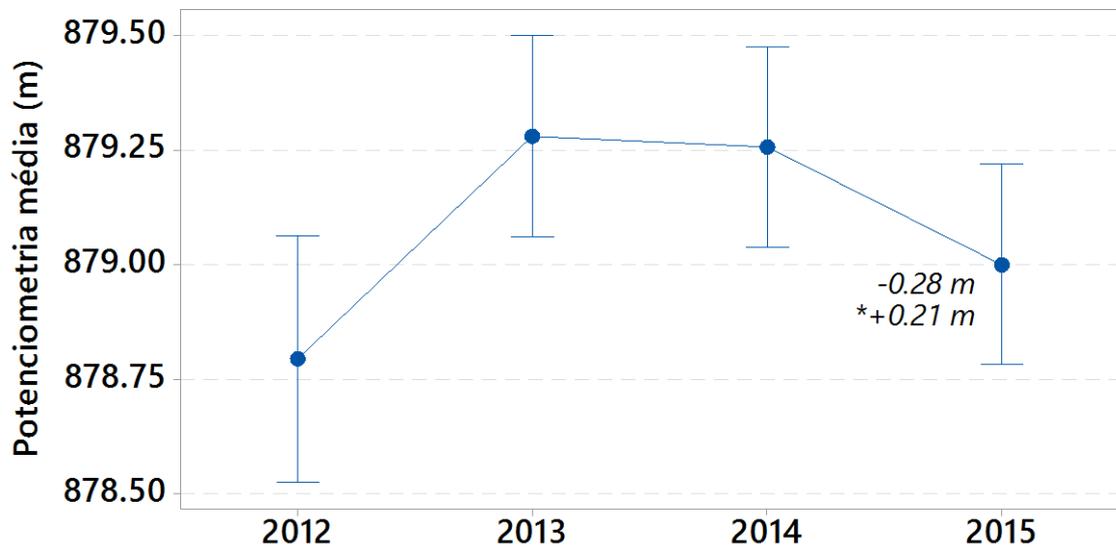
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 59 (2012-2015)
95% IC para a Média



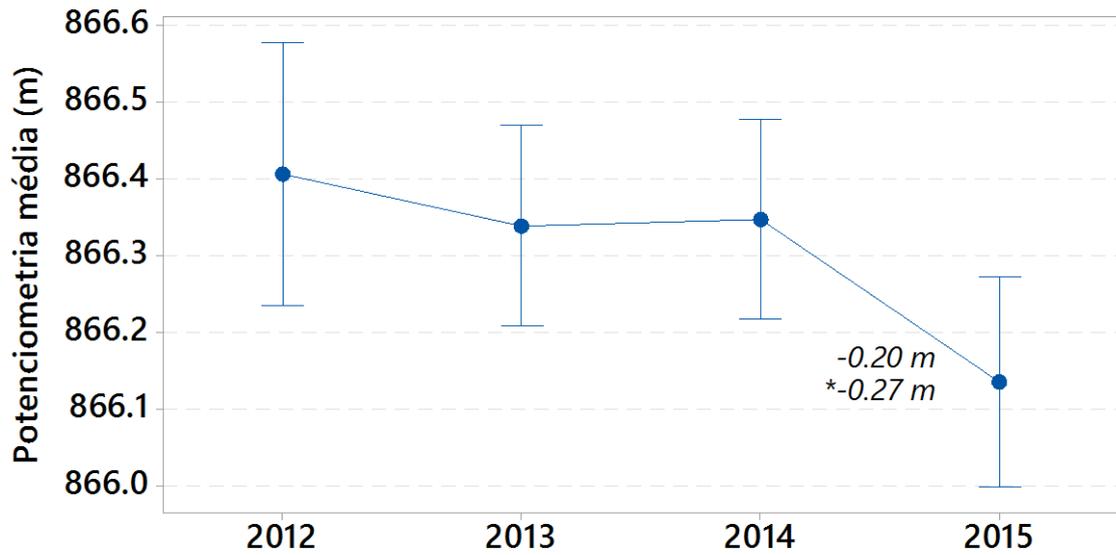
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 61 (2012-2015)
95% IC para a Média



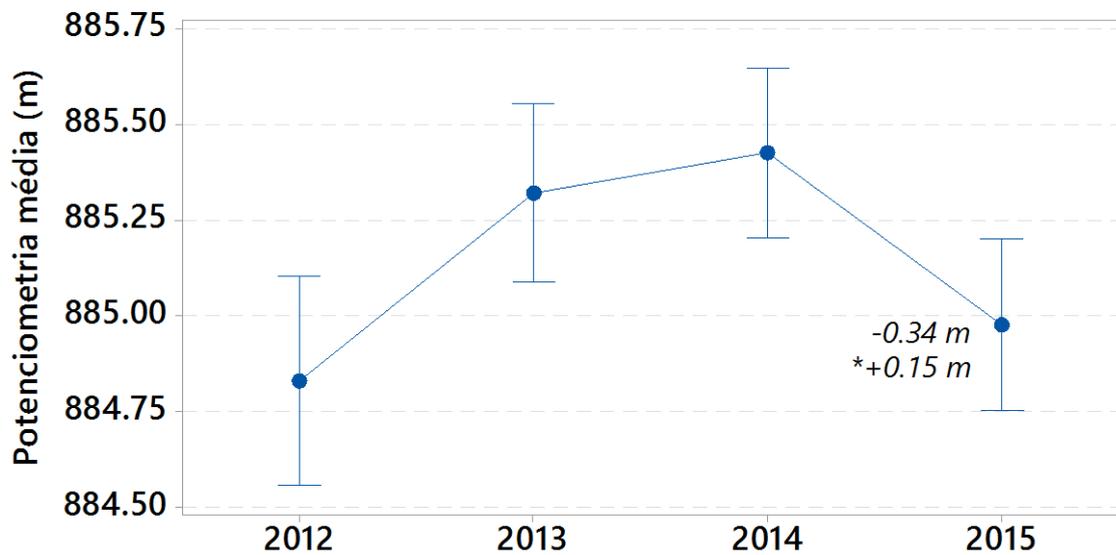
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 62 (*2012-2015)
95% IC para a Média



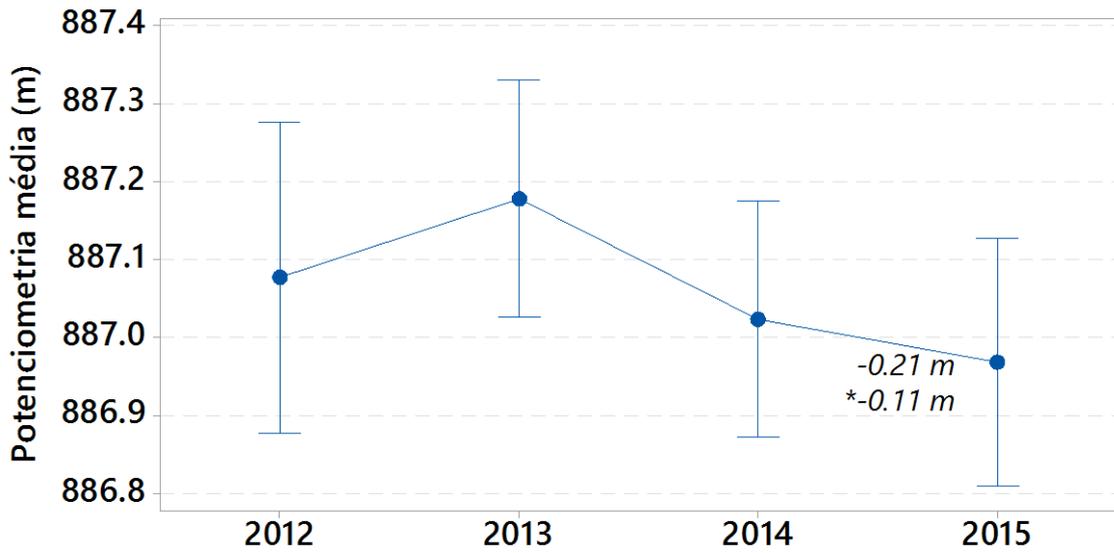
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 64 (*2012-2015)
95% IC para a Média



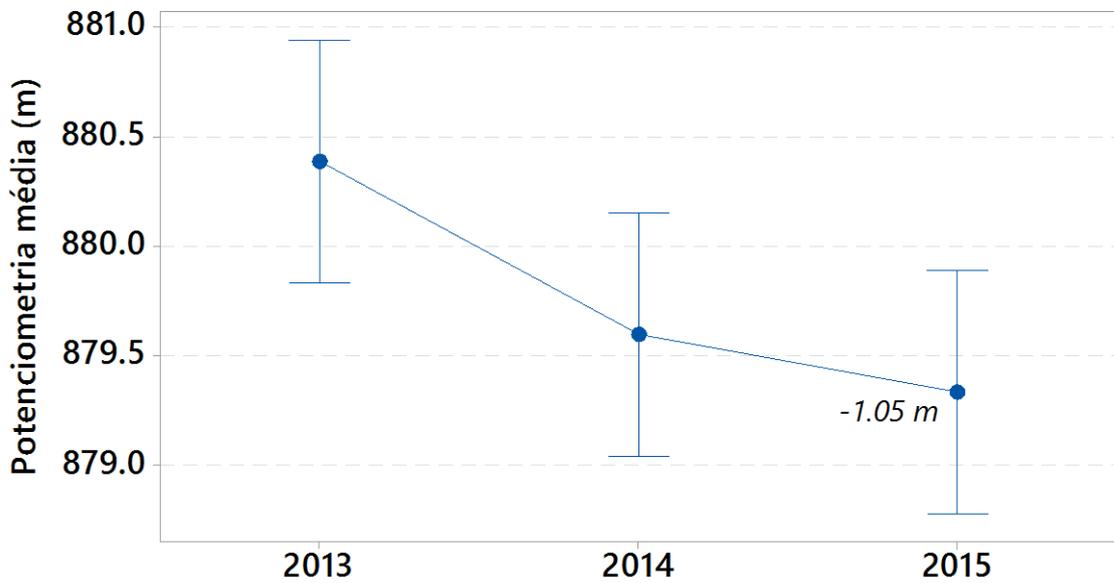
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 66 (*2012-2015)
95% IC para a Média



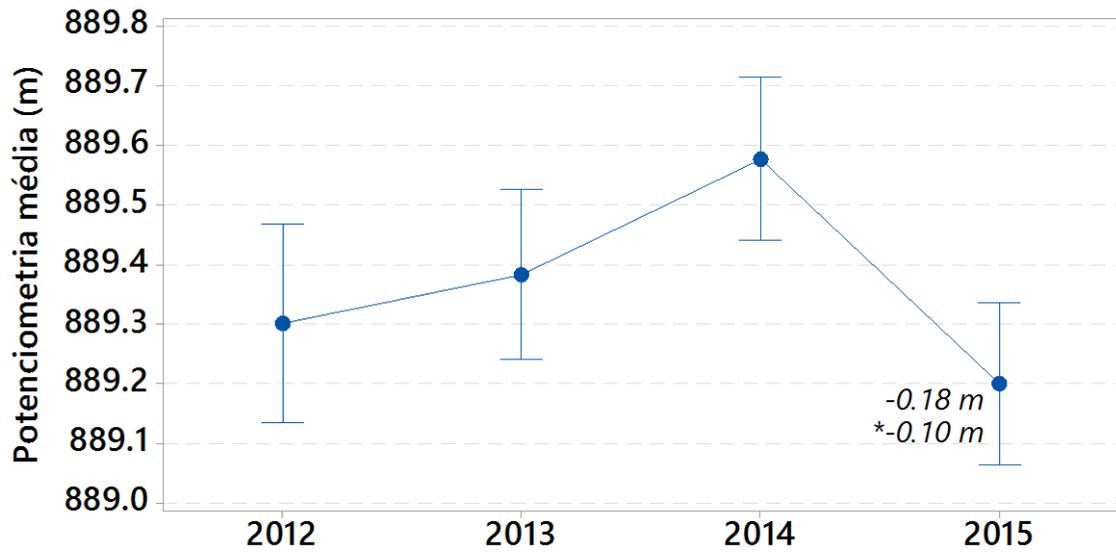
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 67 (2013-2015)
95% IC para a Média



O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 68 (*2012-2015)
95% IC para a Média

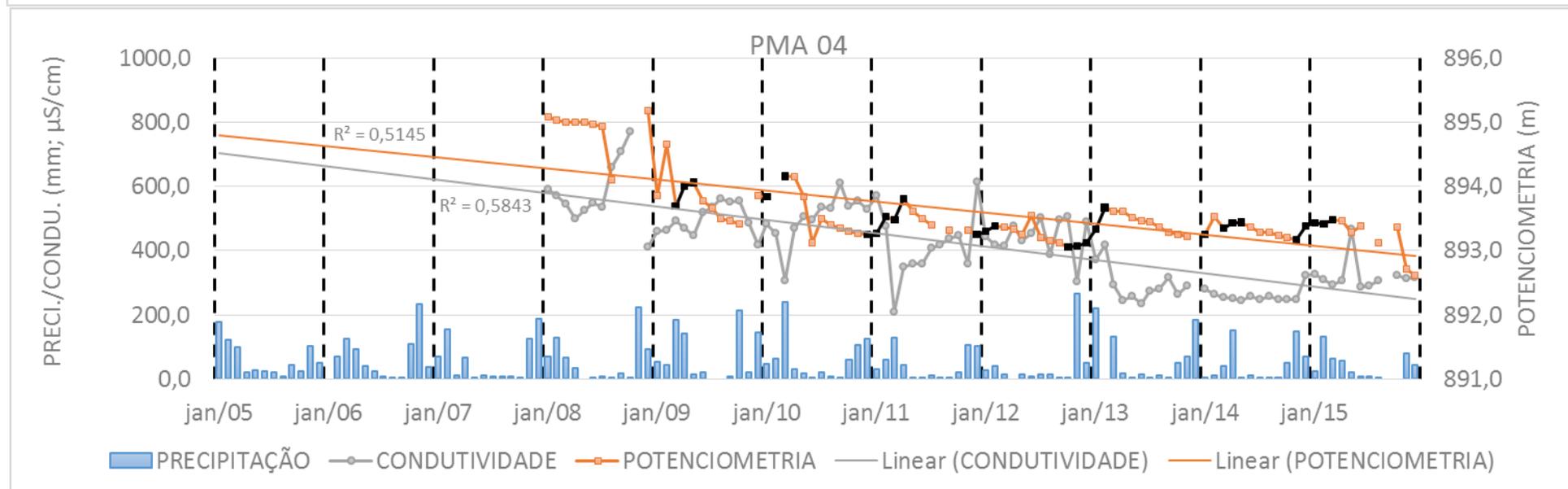
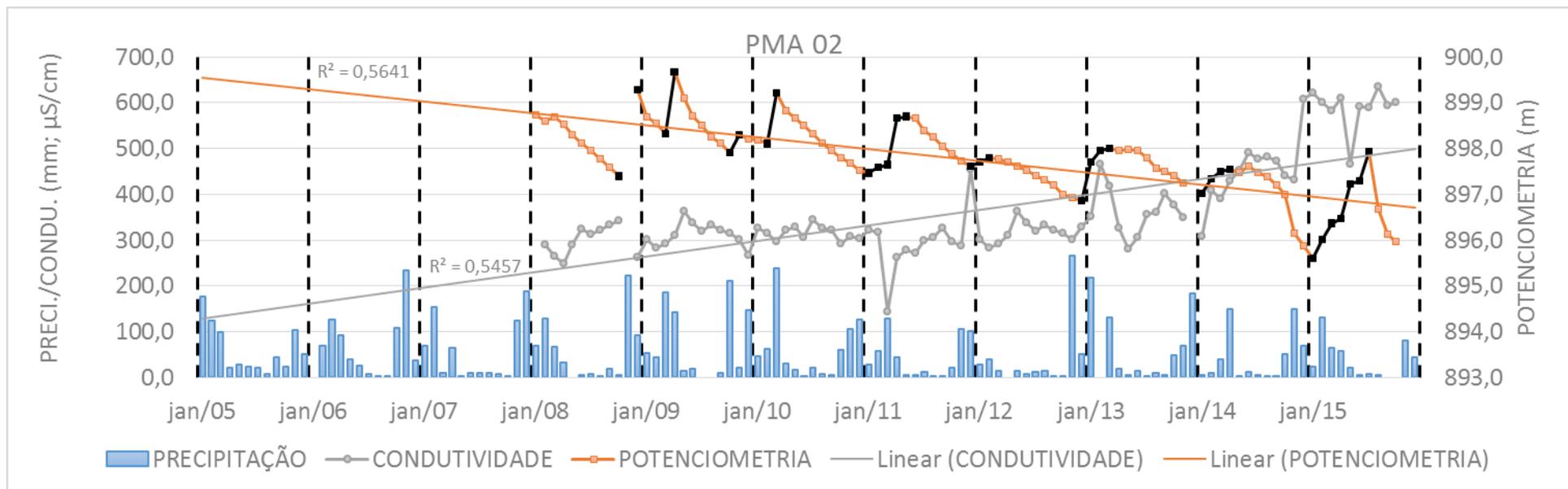


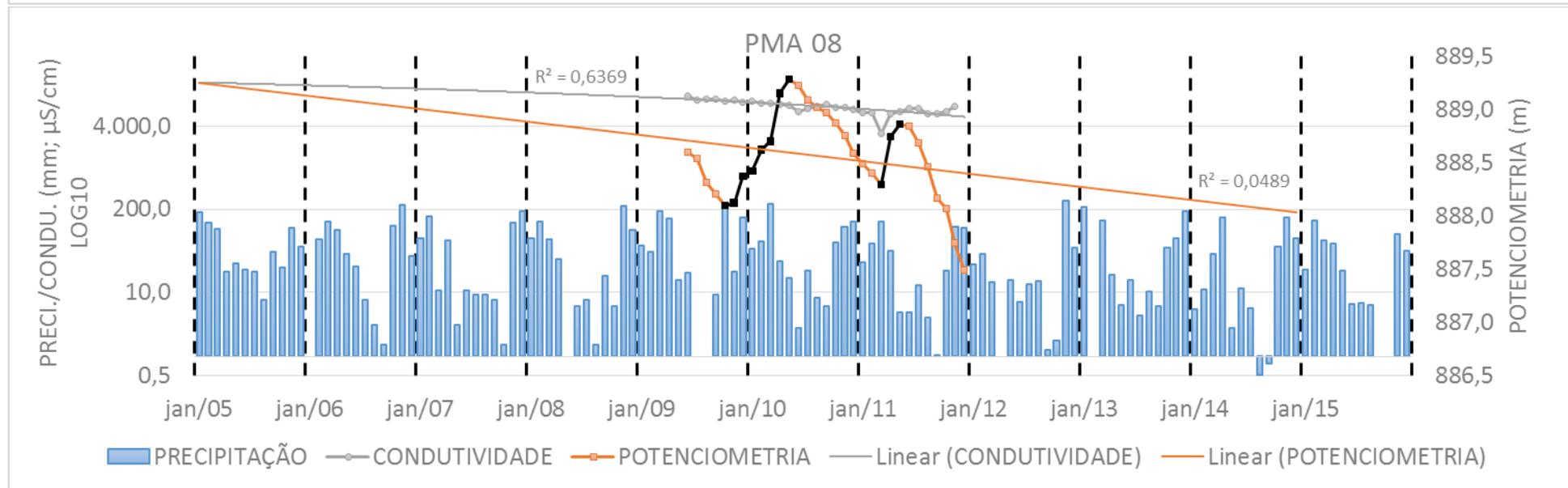
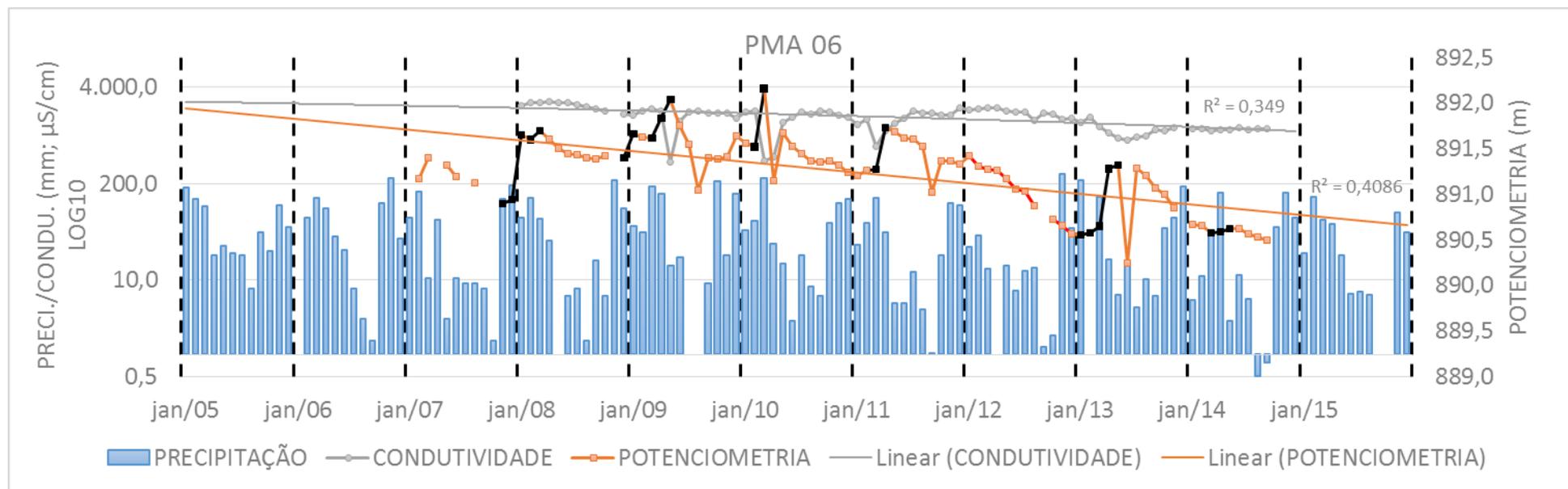
O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

APÊNDICE IV – VALORES DE FLUTUAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA (ANÁLISE GRÁFICA)

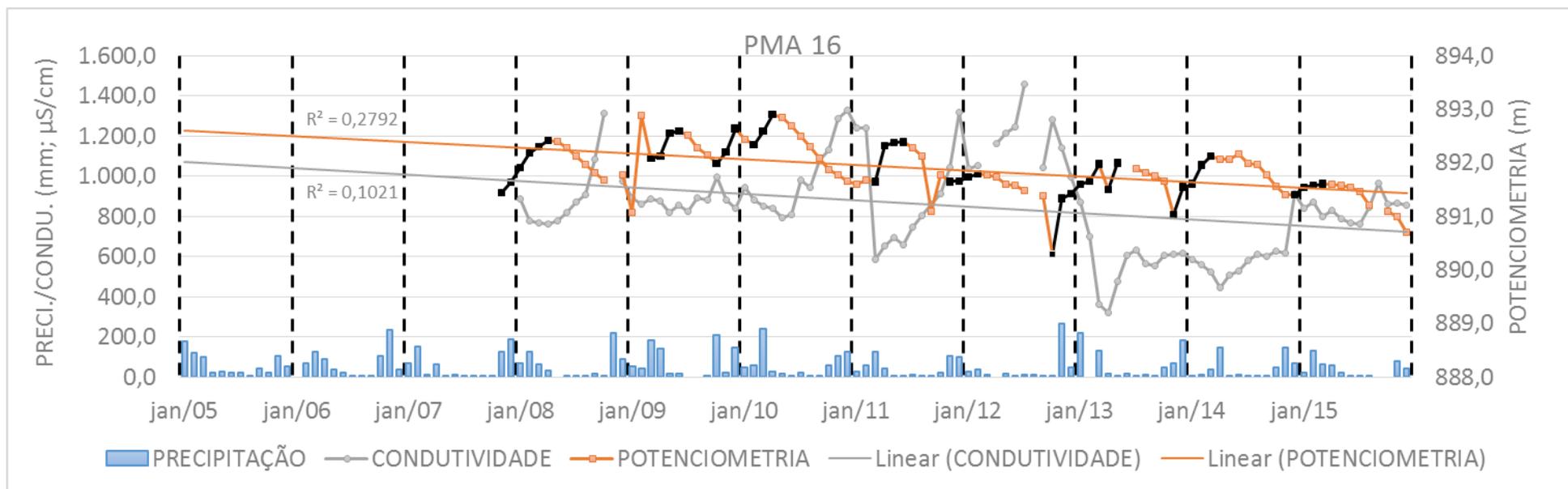
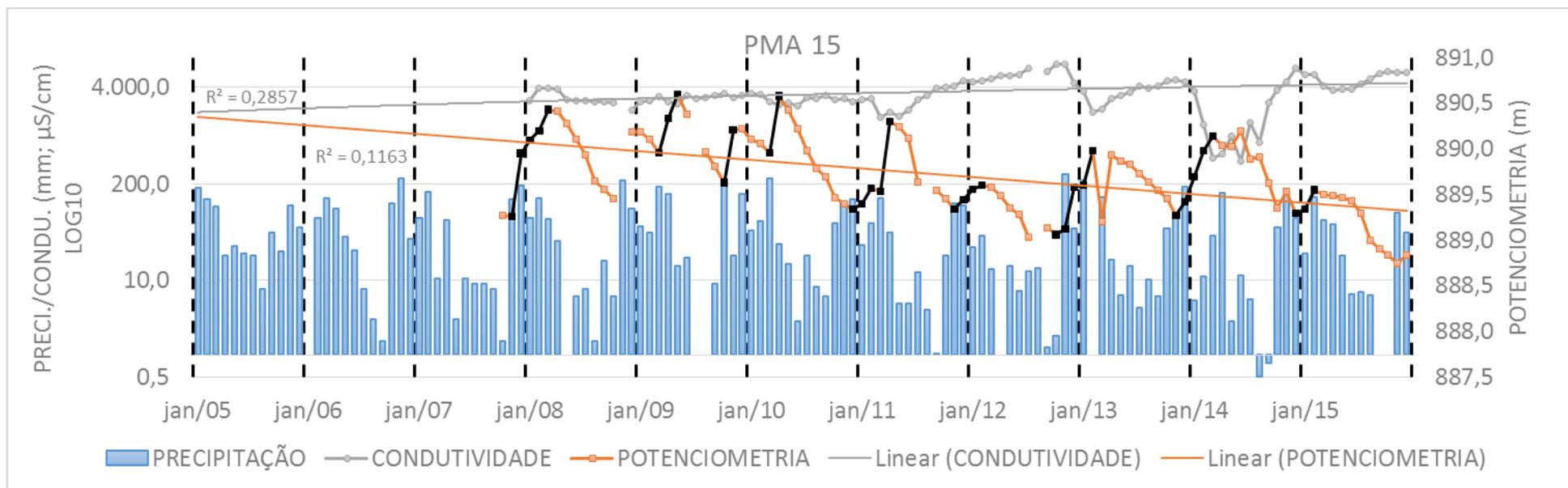
Os valores em negrito correspondem àqueles utilizados para a avaliação estatística do aquífero.

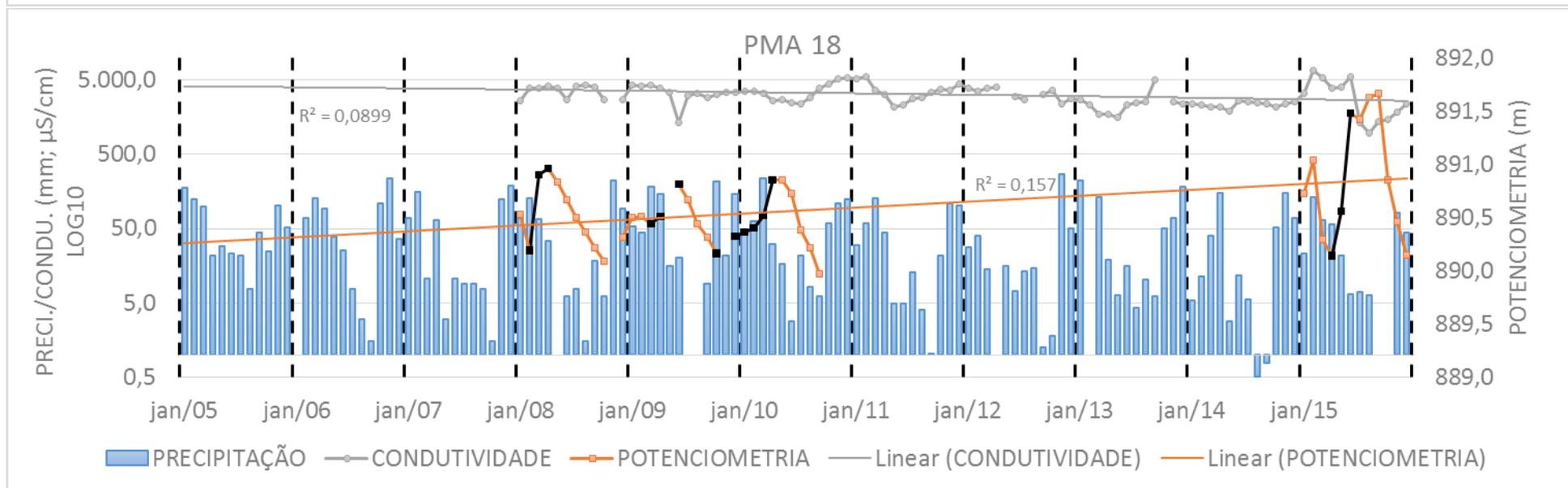
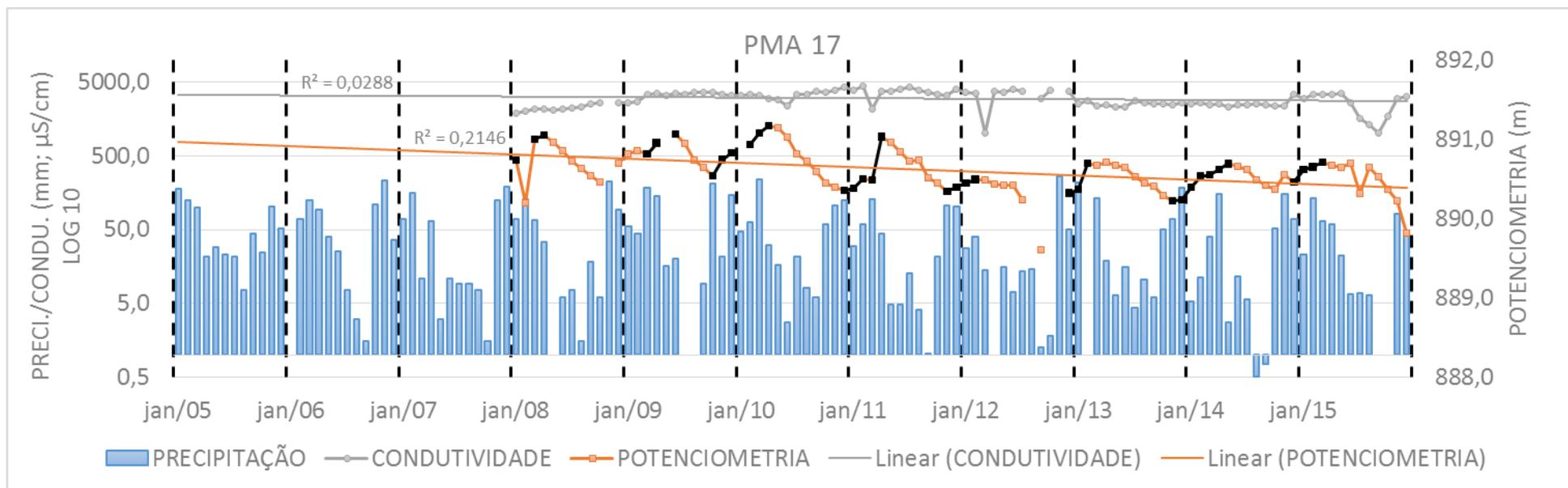
<i>Δh Anual</i>	<i>PMA 02</i>	<i>PMA 04</i>	<i>PMA 06</i>	<i>PMA 08</i>
2007			*NOV/07 A JAN/08: 0,75m	
2008	OUT-DEZ: 1,88m		FEV-MAR: 0,10m *DEZ/08 A JAN/09: 0,26m	
2009	MAR-ABR: 1,35m OUT-NOV: 0,39m	MAR-MAI: 0,37m	MAR-MAI: 0,42m	
2010	FEV-MAR: 1,11m	JAN-MAR: 0,32m	FEV-MAR: 0,64m	JAN-MAI: 0,86m* *OUT/09 A MAI/10: 1,18m
2011	JAN-MAI: 1,23m	*DEZ/10 A FEV/11: 0,28m MAR-ABR: 0,33m	MAR-ABR: 0,46m	MAR-MAI: 0,57m
2012	JAN-FEV: 0,10m* *DEZ/11 A FEV/12: 0,18m *DEZ/12 A MAR/13: 1,14m	*DEZ/11 A FEV/12: 0,13m *OUT/12 A FEV/13: 0,61m	0,00m	
2013	JAN-MAR: 0,29m* (VER ACIMA)	JAN-FEV: 0,33m* (VER ACIMA)	JAN-MAI: 0,77m	
2014	JAN-ABR: 0,53m	JAN-MAI: 0,19m OU JAN-FEV: 0,28m	MAR-MAI: 0,04m	
2015	JAN-JUL: 2,32m	*NOV/14 A MAR/15: 0,31m		



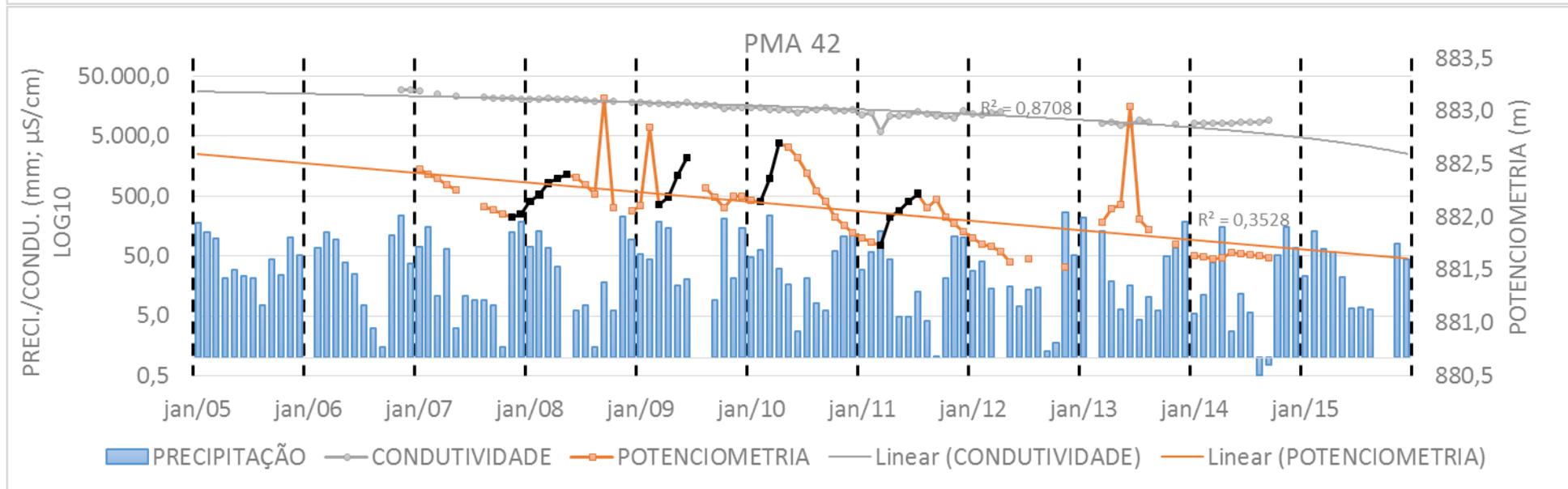
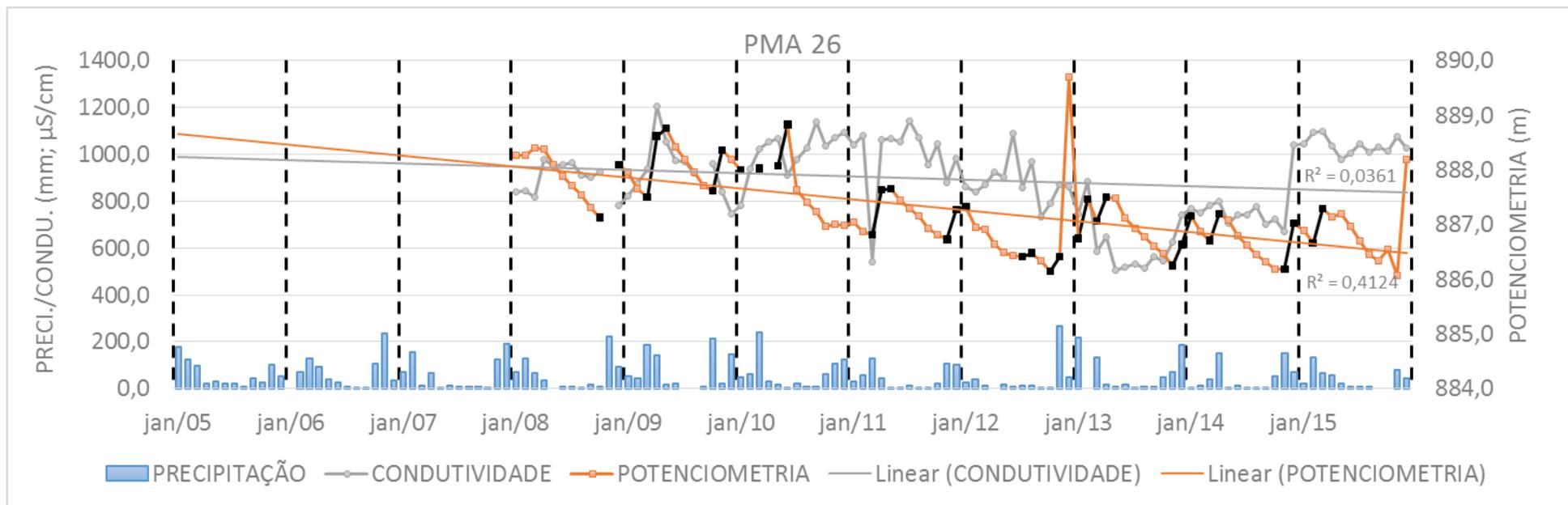


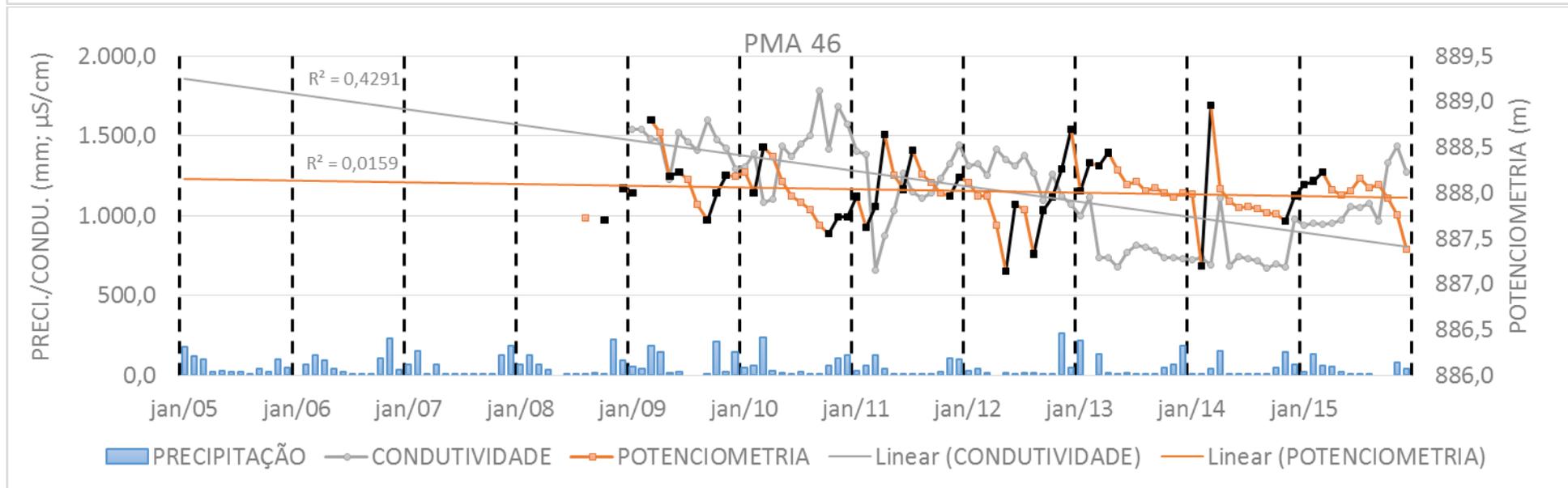
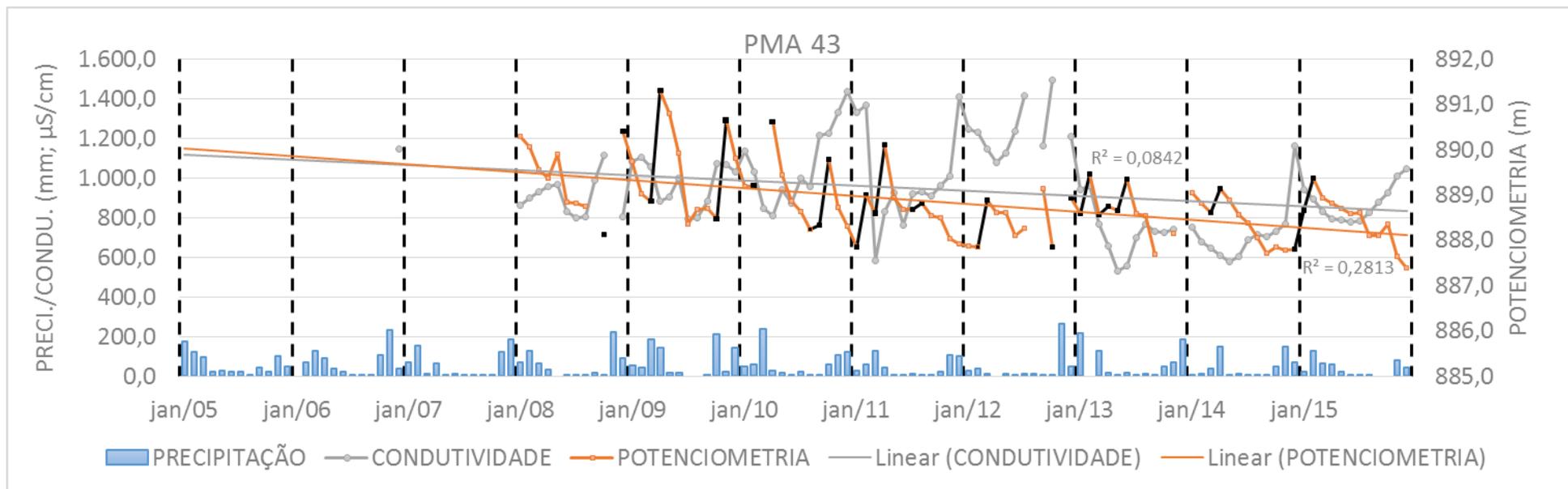
	<i>PMA 15</i>	<i>PMA 16</i>	<i>PMA 17</i>	<i>PMA 18</i>
2008	JAN-MAR: 0,34m* *NOV/07 A MAR/08: 1,17m	JAN-ABR: 0,51m* *NOV/07 A ABR/08: 0,97m	JAN-ABR: 0,32m	FEV-ABR: 0,77m
2009	MAR-MAI: 0,64m OUT-NOV: 0,58m	MAR-JUN: 0,51m OUT-DEZ: 0,65m	MAR-JUN: 0,25m *OUT/09 A ABR/10: 0,63m	MAR-JUN: 0,37m *OUT/09 A ABR/10: 0,69m
2010	MAR-ABR: 0,62m	FEV-ABR: 0,56m	FEV-ABR: 0,24m* (VER ACIMA)	JAN-ABR: 0,49m* (VER ACIMA)
2011	*DEZ/10-FEV/11: 0,23m MAR-ABR: 0,77m NOV-DEZ: 0,10m*	MAR-JUN: 0,74m	*DEZ/10-FEV/11: 0,15m MAR-ABR: 0,55m	
2012	JAN-FEV: 0,04m* *NOV/11 A FEV/12: 0,26m OUT-DEZ: 0,52m* *OUT/12 A FEV/13: 0,92m	JAN-FEV: 0,06m* *NOV/11 A FEV/12: 0,14m OUT-DEZ: 1,14m* *OUT/12 A MAR/13: 1,69m	JAN-FEV: 0,04m* *NOV/11 A FEV/12: 0,15m SET-DEZ: 0,71m	
2013	JAN-FEV: 0,38m* (VER ACIMA) NOV-DEZ: 0,15m* *NOV/13 A MAR/14: 0,87m	JAN-MAR: 0,38m* (VER ACIMA) ABR-MAI: 0,50m *NOV/13 A MAR/14: 1,09	*DEZ/12 A FEV/13: 0,38m *NOV/13 A MAI/14: 0,47m	
2014	JAN-MAR: 0,45* (VER ACIMA) *DEZ/14 A FEV/15: 0,26m	JAN-MAR: 0,51m* (VER ACIMA) *DEZ/14 A MAR/15: 0,21m	JAN-MAI: 0,30m (VER ACIMA) *DEZ/14 A MAR/15: 0,25m	
2015	JAN-FEV: 0,21m* (VER ACIMA)	JAN-MAR: 0,07m* (VER ACIMA)	JAN-MAR: 0,10m* (VER ACIMA)	ABR-JUN: 1,34m

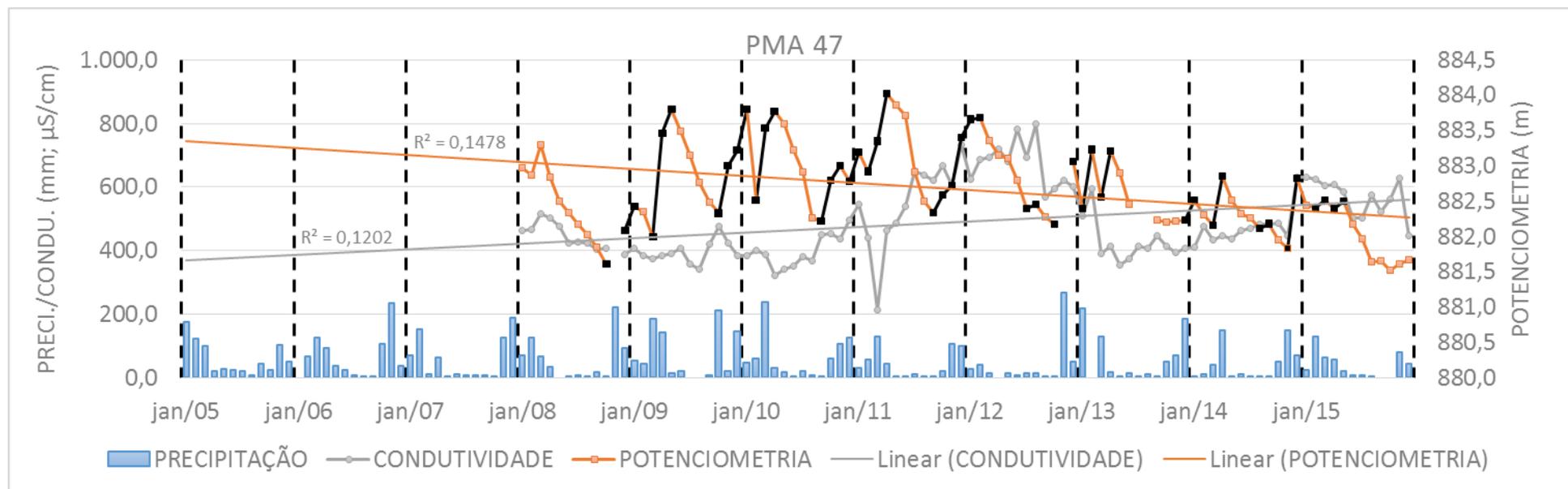




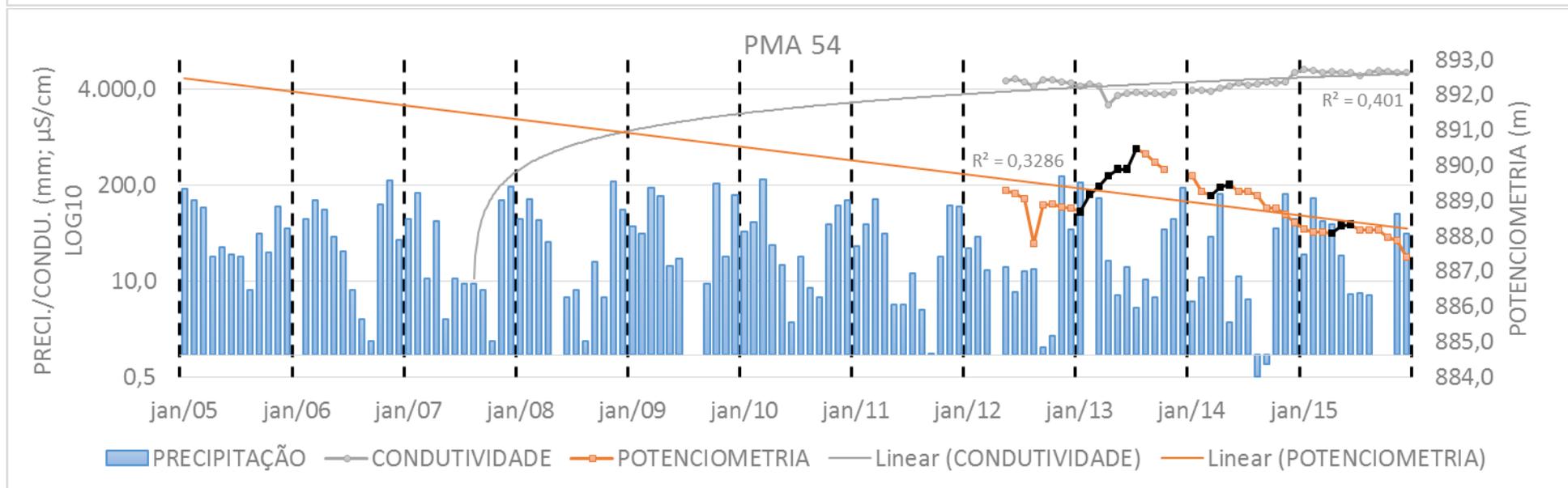
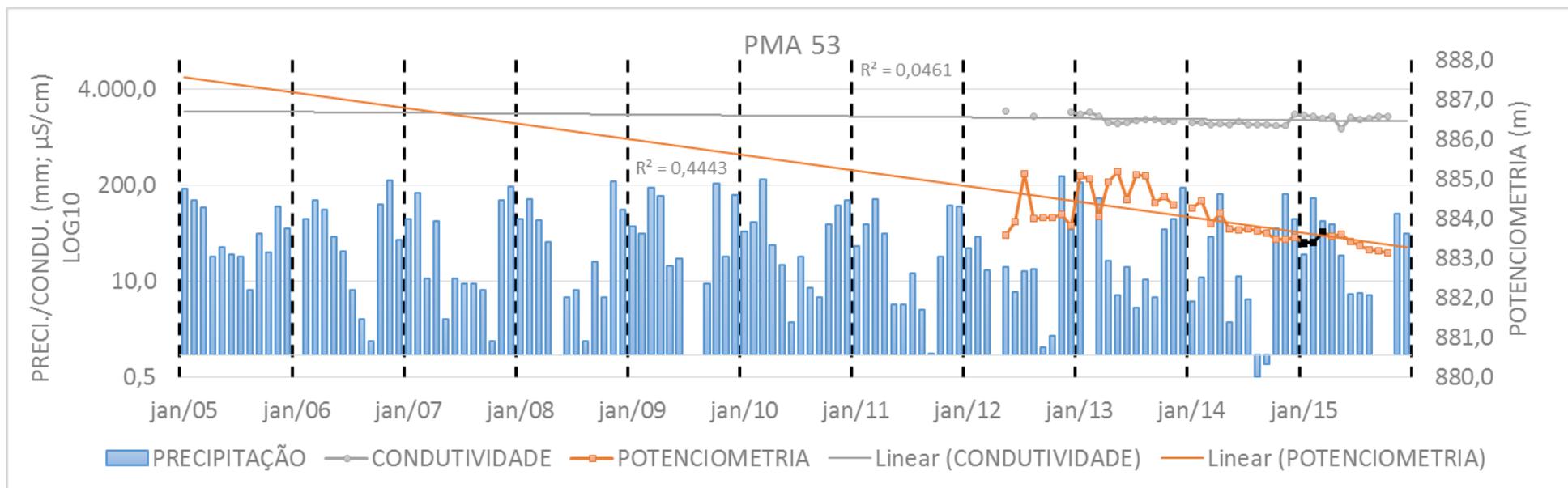
	<i>PMA 26</i>	<i>PMA 42</i>	<i>PMA 43</i>	<i>PMA 46</i>	<i>PMA 47</i>
2007		*NOV/07 A MAI/08: 0,40m			
2008	OUT-DEZ: 0,97m	VER ACIMA	OUT-DEZ: 2,27m	OUT-DEZ: 0,35m	*OUT/08 A JAN/09: 0,82m
2009	MAR-MAI: 1,26m OUT-NOV: 0,74m	MAR-JUN: 0,44m	MAR-ABR: 2,43m OUT-NOV: 2,17m	JAN-MAR: 0,80m MAI-JUN: 0,05m SET-NOV: 0,49m	MAR-MAI: 1,80m *OUT/09 A JAN/10: 1,47m
2010	JAN-JUN: 0,83m	FEV-ABR: 0,55m	FEV-ABR: 1,41m AGO-OUT: 1,55m	FEV-MAR: 0,50m *OUT/10 A JAN/11: 0,41m	FEV-ABR: 1,26m SET-NOV: 0,78m
2011	MAR-MAI: 0,84m *NOV/11 A JAN/12: 0,60m	MAR-JUL: 0,49m	JAN-FEV: 1,14m MAR-ABR: 1,51m JUL-AGO: 0,14m	FEV-ABR: 1,02m JUN-JUL: 0,43m NOV-DEZ: 0,20m	*DEZ/10 A JAN/11: 0,42m FEV-ABR: 1,10m *SET/11 A FEV/12: 1,34m
2012	JUL-AGO: 0,06m OUT-DEZ: 3,55m** *OUT/12 A FEV/13: 1,32m ** = duvidoso		FEV-MAR: 1,03m OUT-DEZ: 1,08m	MAI-JUN: 0,73m AGO-DEZ: 1,37m	JUL-AGO: 0,06m OUT-DEZ: 0,89m
2013	MAR-ABR: 0,44m VER ACIMA		JAN-FEV: 0,87m MAR-ABR: 0,18m MAI-JUN: 0,70m	JAN-FEV: 0,31m MAR-ABR: 0,14m	JAN-FEV: 0,83m MAR-ABR: 0,65m
2014	*NOV/13 A JAN/14: 0,91m MAR-ABR: 0,49m NOV-DEZ: 0,83m		MAR-ABR: 0,53m	FEV-MAR: 1,76m	*DEZ/13 A JAN/14: 0,28m MAR-ABR: 0,70m AGO-SET: 0,06m NOV-DEZ: 1,00m
2015	FEV-MAR: 0,63m		JAN-FEV: 0,70m* *DEZ/14 A FEV/15: 1,70m	*NOV/14 A MAR/15: 0,54m	FEV-MAR: 0,10m ABR-MAI: 0,10m

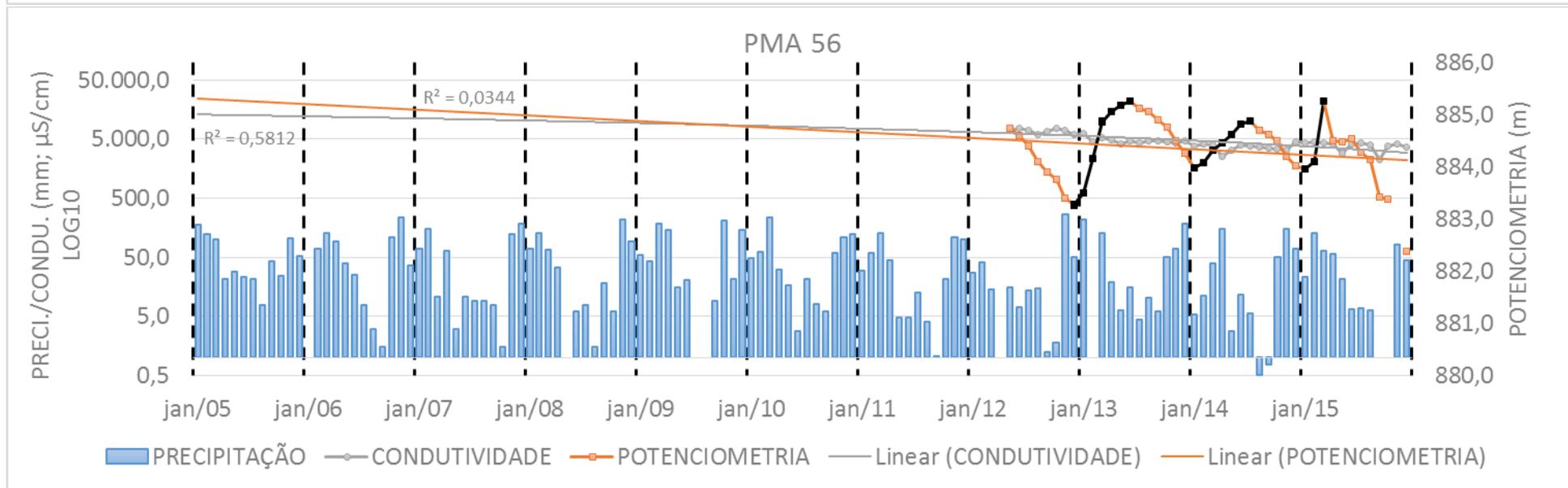
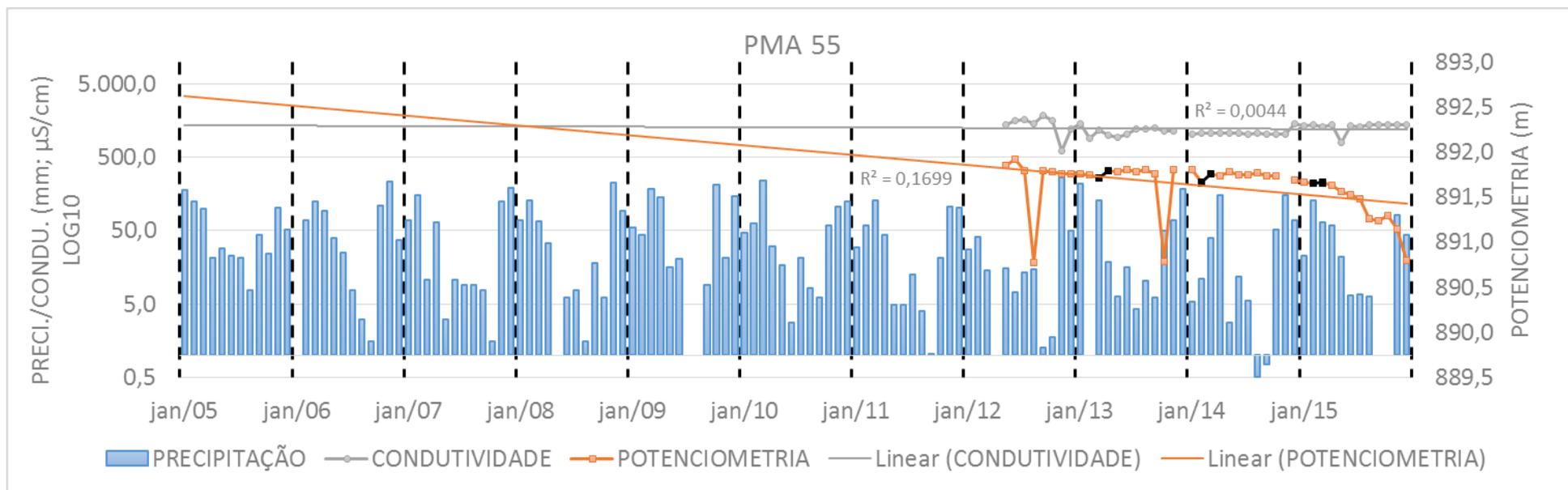


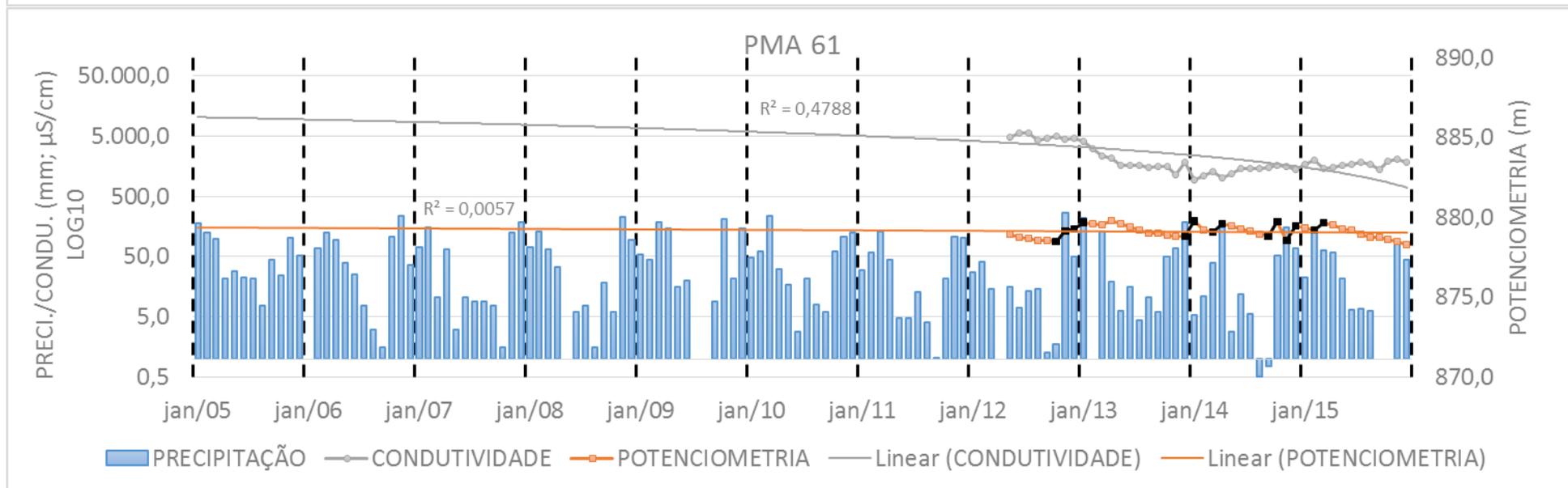
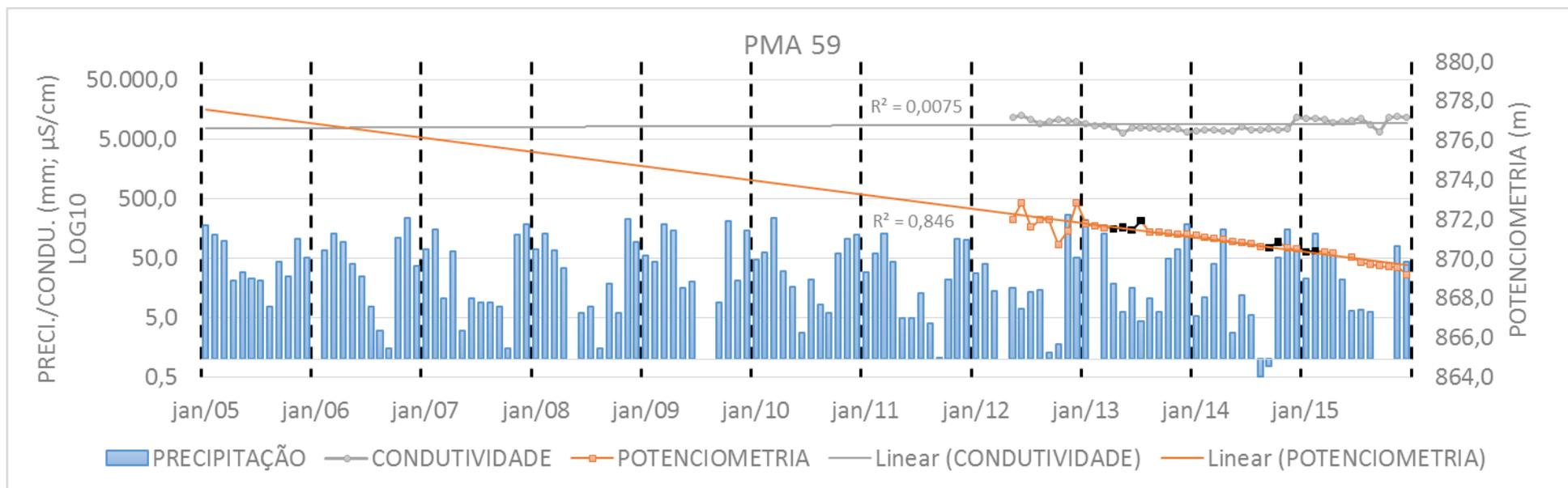




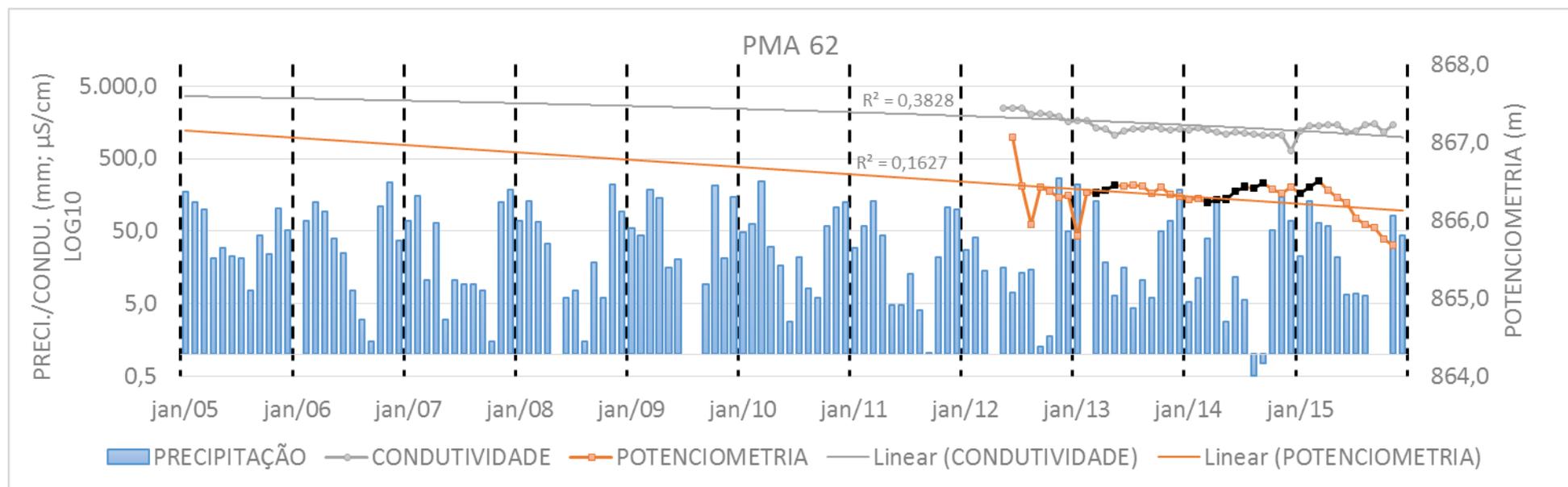
	<i>PMA 53</i>	<i>PMA 54</i>	<i>PMA 55</i>	<i>PMA 56</i>	<i>PMA 59</i>	<i>PMA 61</i>
2012						
2013		JAN-JUL: 1,79m	MAR-ABR: 0,08m	JAN-JUN: 1,75m* *DEZ/12 A JUN/13: 1,98m	ABR-MAI: 0,07m JUN-JUL: 0,50m	JAN-ABR: 0,08m* *OUT/12 A JAN/13: 1,26m
2014		MAR-MAI: 0,31m	FEV-MAR: 0,10m	JAN-JUL: 0,90m	SET-OUT: 0,28m	*DEZ/13 A JAN/14: 0,97m MAR-ABR: 0,54m SET-OUT: 0,86m NOV-DEZ: 0,92m
2015	JAN-MAR: 0,28m	ABR-JUN: 0,24m	FEV-MAR: 0,01m	JAN-JUN: 0,58m	JAN-FEV: 0,03m	FEV-MAR: 0,48m

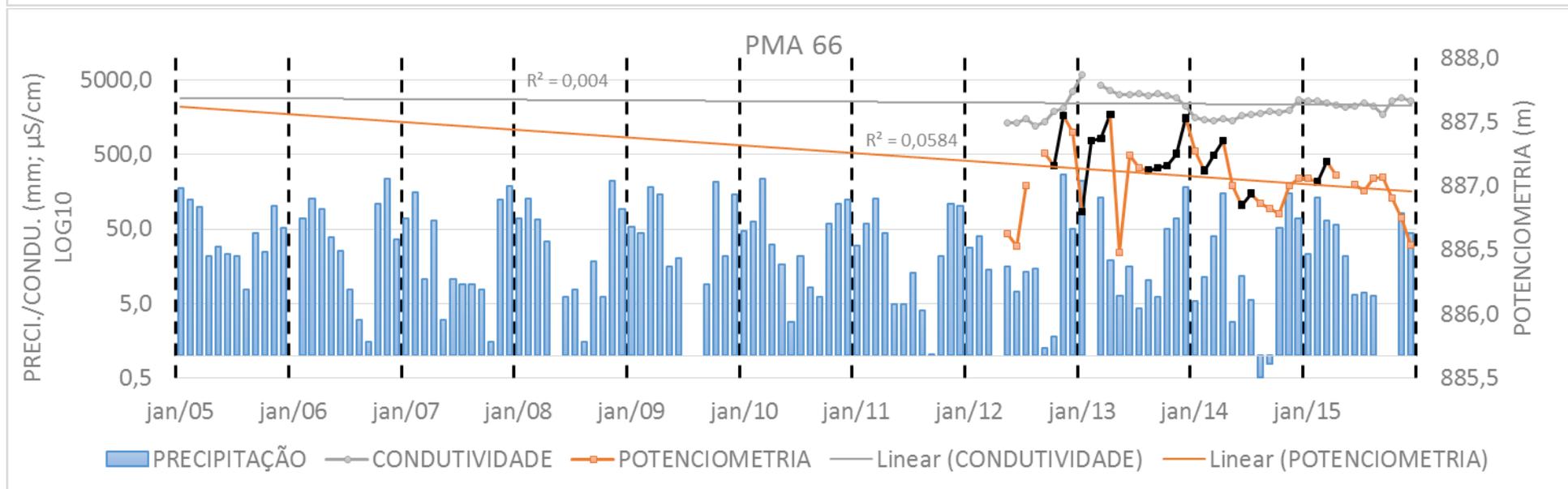
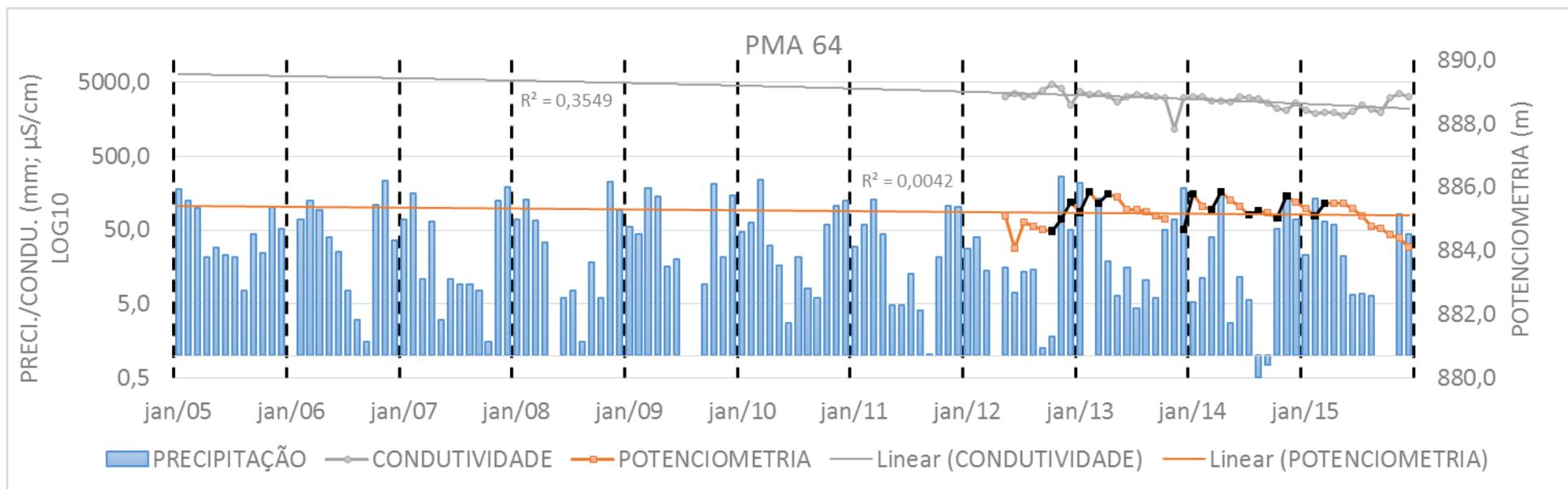


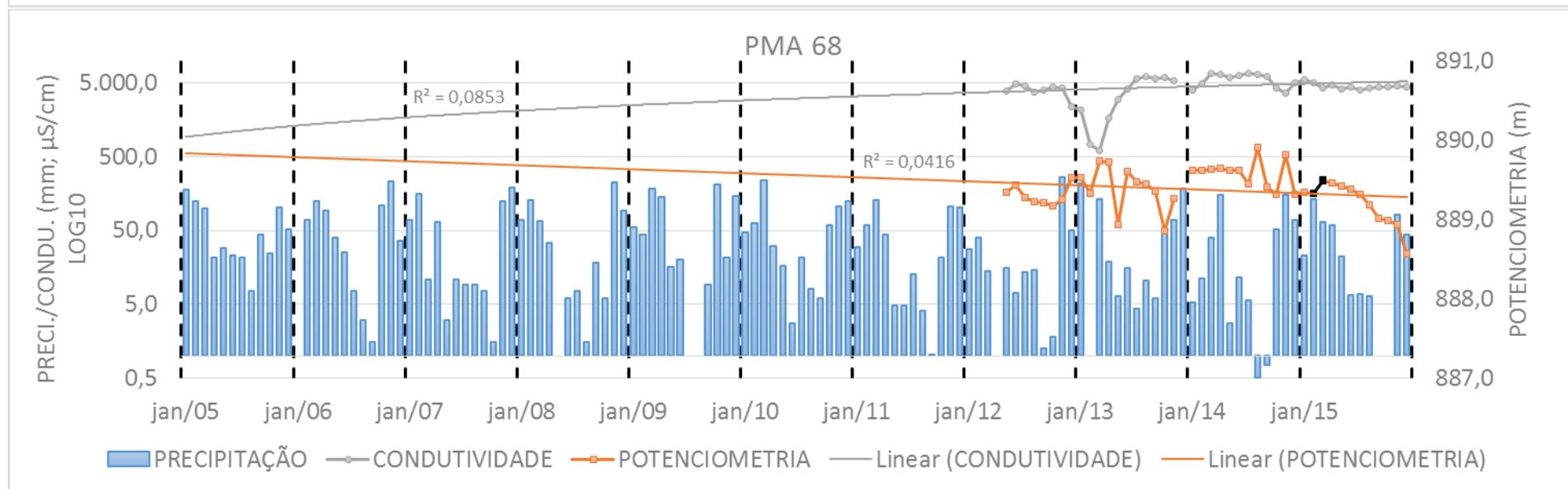
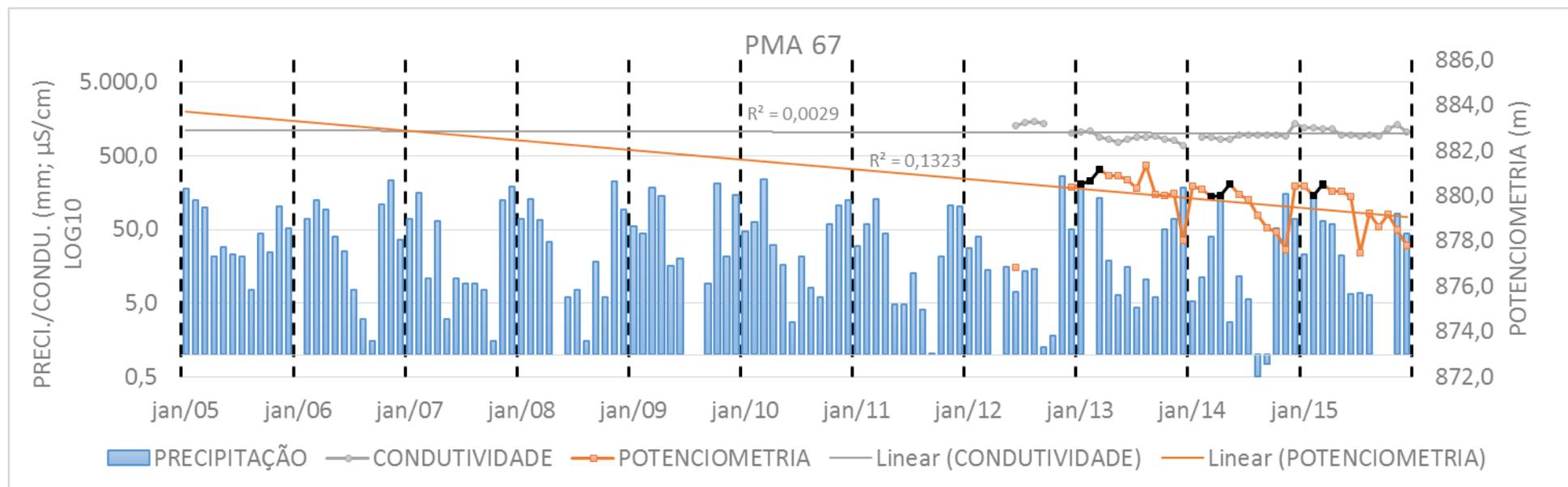




	<i>PMA 62</i>	<i>PMA 64</i>	<i>PMA 66</i>	<i>PMA 67</i>	<i>PMA 68</i>
2012		OUT-DEZ: 0,90m	OUT-NOV: 0,39m		
2013	MAR-MAI: 0,10m	JAN-FEV: 0,63m MAR-ABR: 0,28m	JAN-ABR: 0,76m AGO-DEZ: 0,41m	JAN-MAR: 0,65m	
2014	MAR-JUL: 0,20m AGO-SET: 0,07m	*DEZ/13 A JAN/14: 1,12m MAR-ABR: 0,56m JUL-AGO: 0,13m OUT-NOV: 0,68m	FEV-ABR: 0,23m JUN-JUL: 0,09m	MAR-MAI: 0,56m	
2015	JAN-MAR: 0,16m	FEV-MAR: 0,39m	FEV-MAR: 0,16m	FEV-MAR: 0,48m	FEV-MAR: 0,16m

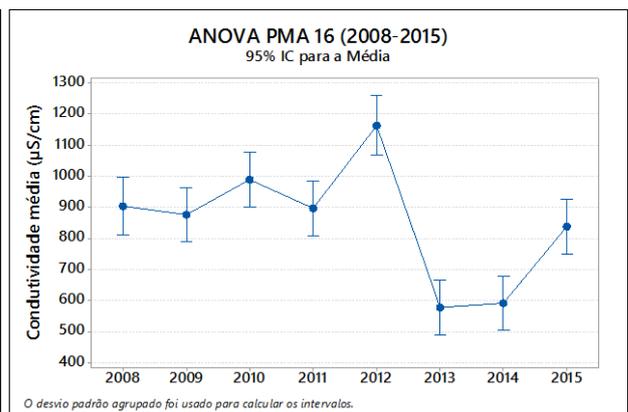
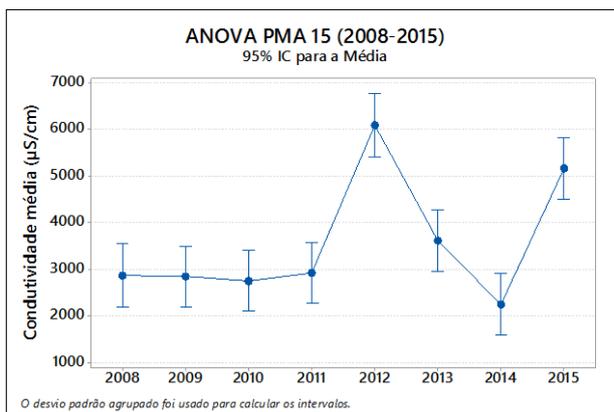
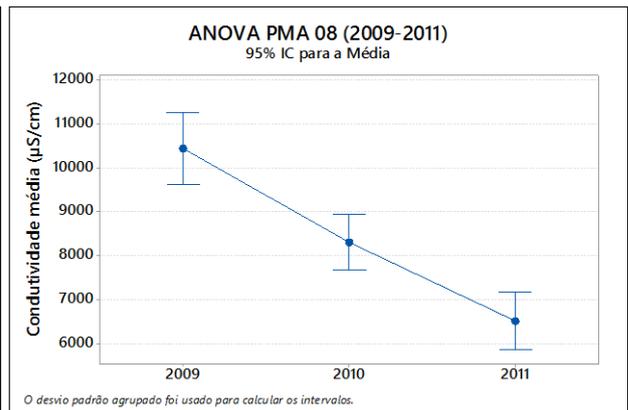
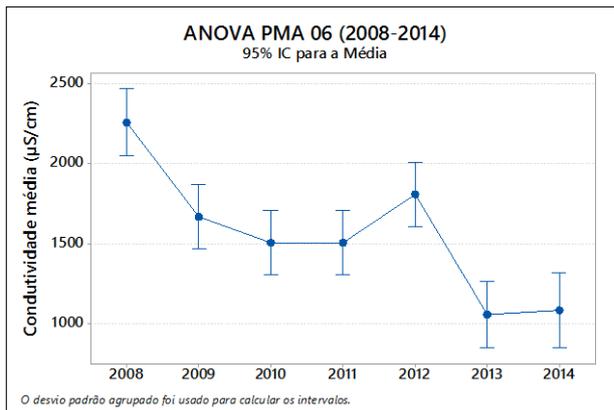
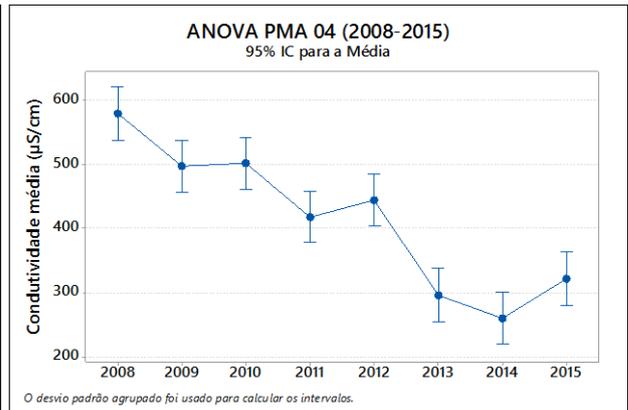
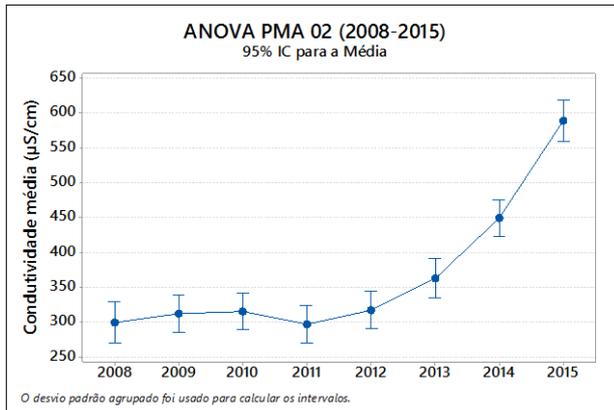


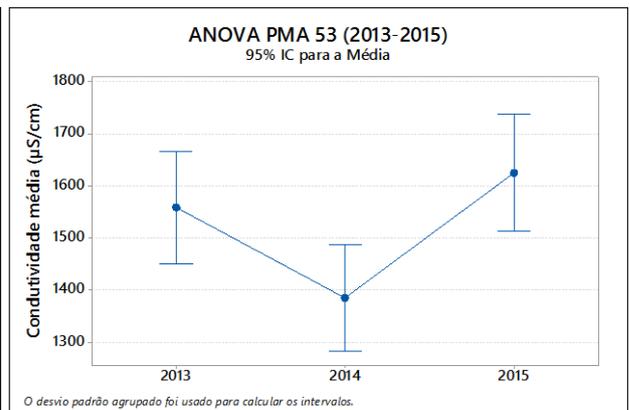
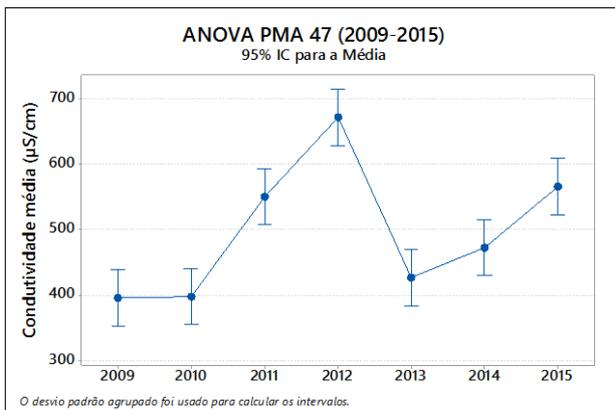
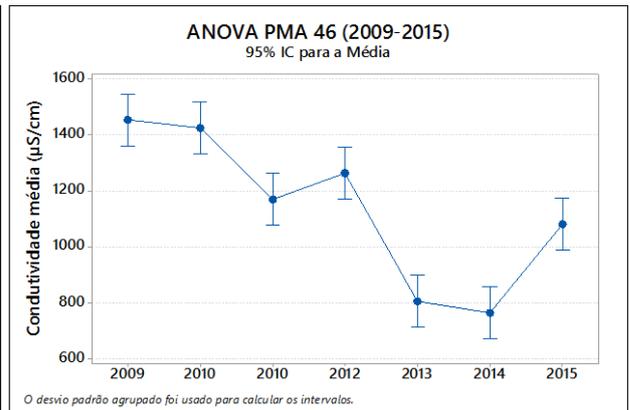
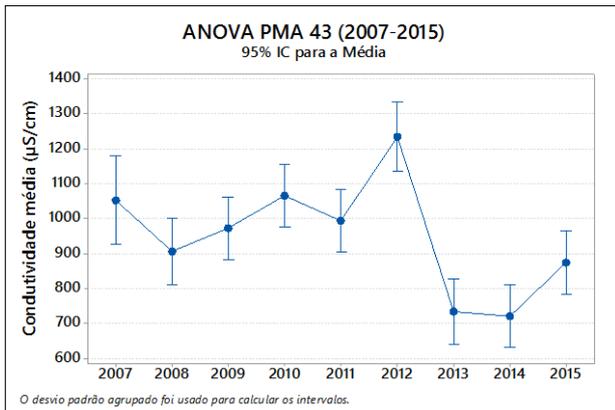
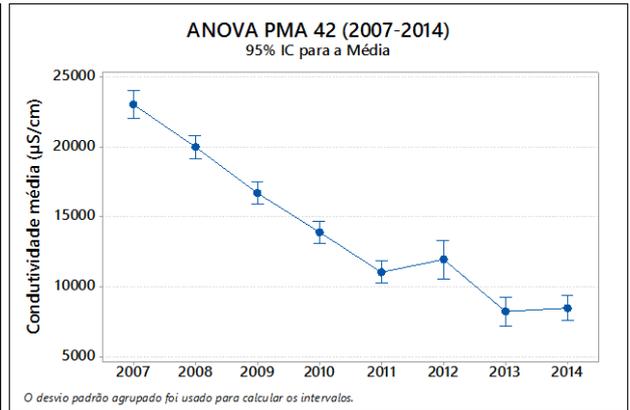
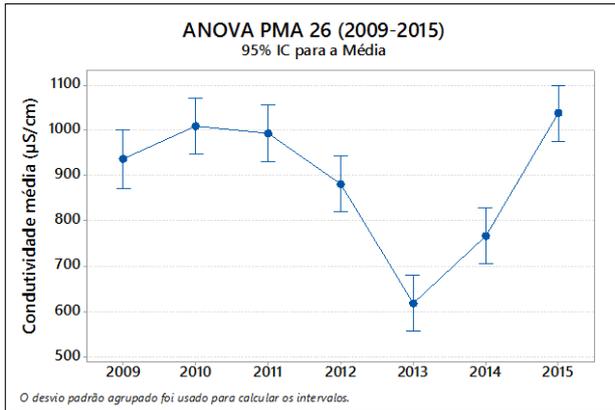
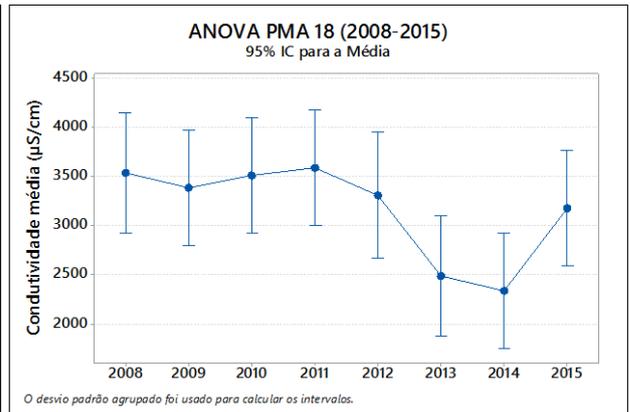
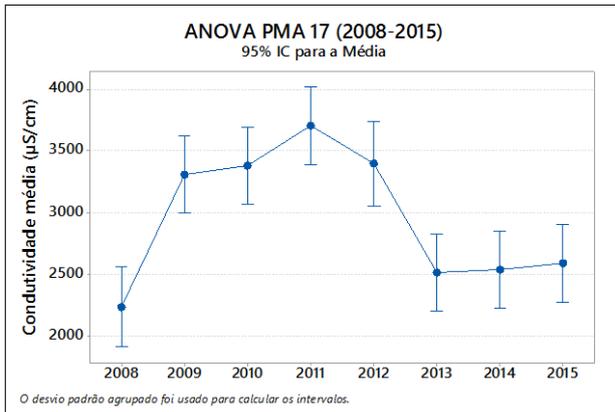


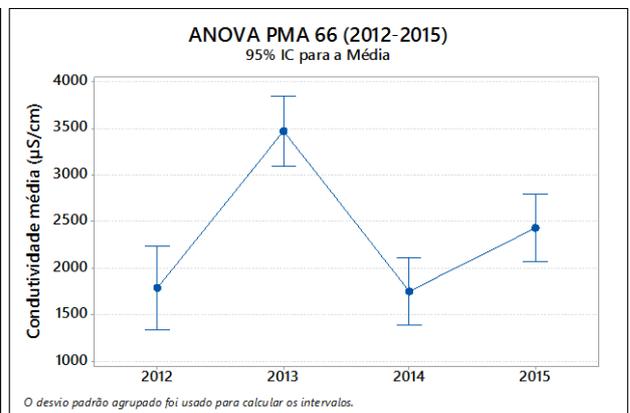
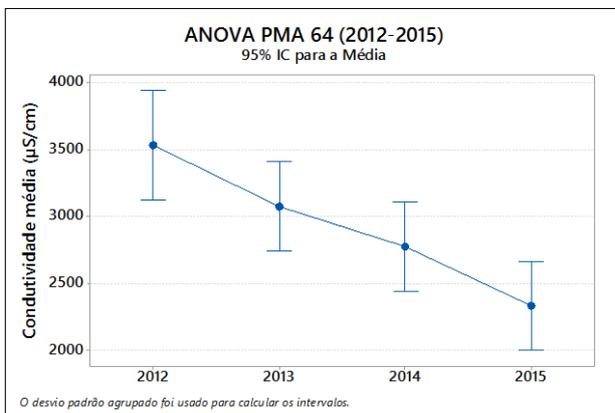
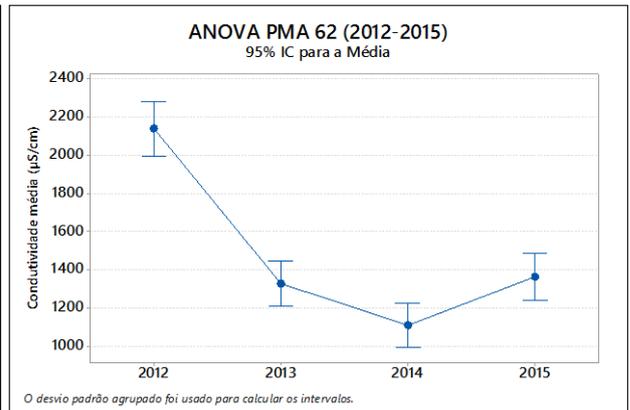
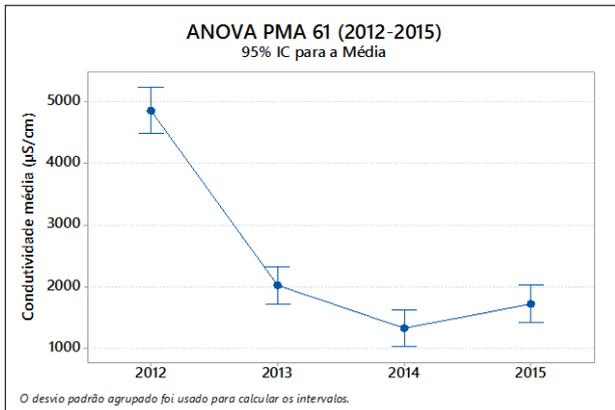
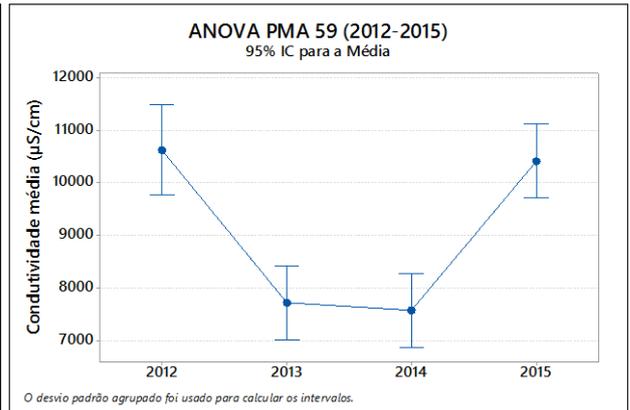
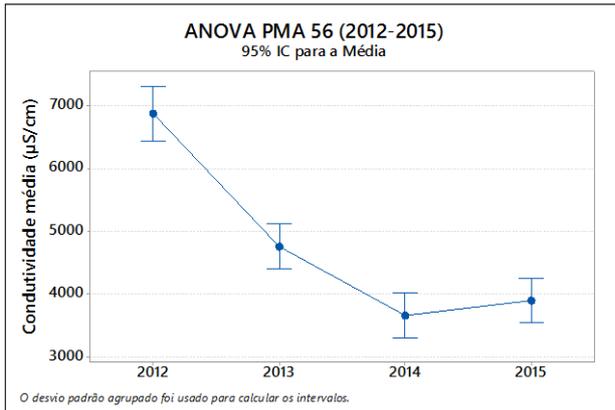
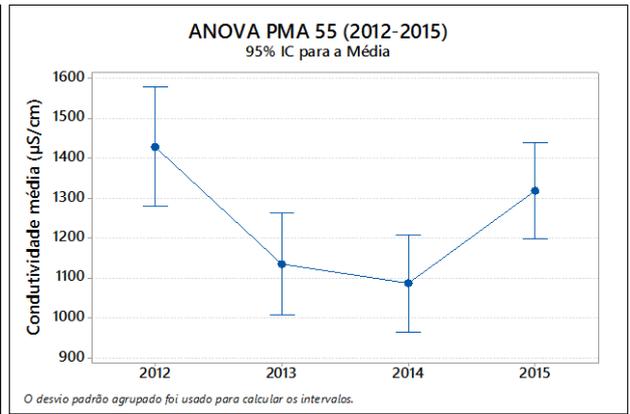
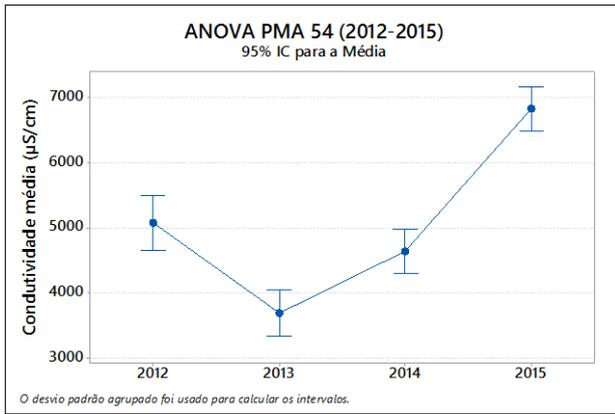


APÊNDICE V – ANÁLISE DE VARIÂNCIA – CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

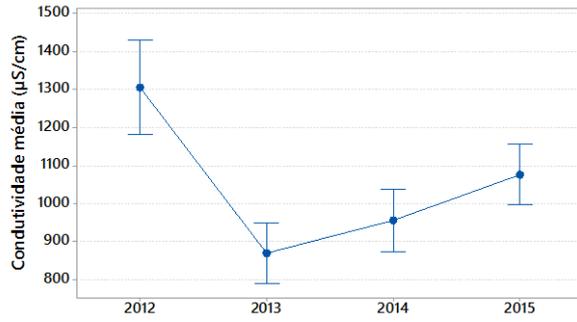
Gráficos gerados a partir do teste estatístico de Análise de Variância (ANOVA). Nível de significância $\alpha = 5\%$. Em todos os poços analisados, houve significância na variância anual do parâmetro em questão.





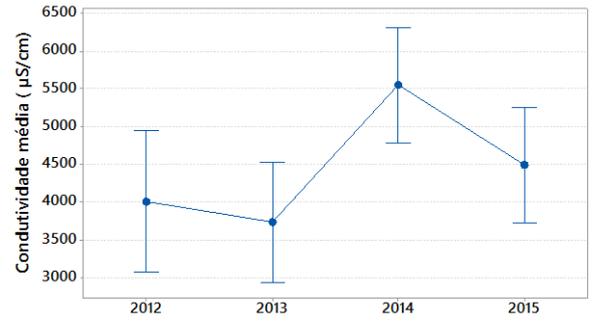


ANOVA PMA 67 (2013-2015)
95% IC para a Média



O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.

ANOVA PMA 68 (2012-2015)
95% IC para a Média



O desvio padrão agrupado foi usado para calcular os intervalos.