

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA

TESE DE DOUTORADO N° 86

**Comportamento e Quantificação da Recarga de Aquíferos sob
Diferentes Padrões de Distribuição de Chuvas: Estudos de Casos no
Distrito Federal, Caetité (BA) e Altamira (PA)**

ANDRÉ WALCZUK GOMES

BRASÍLIA, ABRIL DE 2025.

ANDRÉ WALCZUK GOMES

**Comportamento e Quantificação da Recarga de Aquíferos sob
Diferentes Padrões de Distribuição de Chuvas: Estudos de Casos no
Distrito Federal, Caetité (BA) e Altamira (PA)**

Tese de Doutorado apresentado ao Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília como
requisito para obtenção do título de Doutor em
Recursos Hídricos e Meio Ambiente

Programa de Pós-Graduação - **Geociências Aplicadas e Geodinâmica**
Área de Concentração - **Recursos Hídricos e Meio Ambiente**
Linha de Pesquisa - **Hidrogeologia Conceitual e Aplicada**

Aprovada em 10 de março de 2025

BANCA EXAMINADORA:

Dr. José Eloi Guimarães Campos (Orientador/Presidente da Banca)
Dr. José Cláudio Viegas Campos (Universidade Federal do Triângulo Mineiro - UFTM)
Dr. Welber Ferreira Alves (Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do DF)
Dr. Uidemar Moraes Barral (Instituto de Geociências / Universidade de Brasília - IG/UnB)

BRASÍLIA, ABRIL DE 2025.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Wc

Walczuk Gomes, André

Comportamento e Quantificação da Recarga de Aquíferos sob
Diferentes Padrões de Distribuição de Chuvas: Estudos de
Casos no Distrito Federal, Caetité (BA) e Altamira (PA) /
André Walczuk Gomes; orientador José Eloi Guimarães Campos.
Brasília, 2025.

189 p.

Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas) Universidade de
Brasília, 2025.

1. recarga. 2. aquífero raso. 3. Cerrado. 4. semiárido.
5. Amazônia. I. Guimarães Campos, José Eloi, orient. II.
Título.

AGRADECIMENTOS

Ao meu professor, orientador e amigo Eloi, por todo o apoio tanto na minha trajetória acadêmica quanto profissional.

Não posso deixar de agradecer ao meu grande amigo Boi, vulgo Lucas Teles, com o qual pude contar para a aquisição de dados, discussões e ideias para a redação desta tese.

A todos que me apoiaram de forma indireta, com especial carinho à minha sogra Regina Célia, que me acolheu como um filho em sua casa. Da mesma forma, sou grato ao seu Edvaldo e à dona Conceição, pais do Lucas, que se tornaram meu ponto de apoio em Brasília.

Por fim, mas não menos importante, agradeço aos meus pais, à minha irmã e à minha parceira de vida, Moria, por todo o incentivo e companheirismo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Os autores são gratos à Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal (ADASA), a qual concedeu acesso irrestrito à sua rede de monitoramento subterrâneo (documento SEI/GDF 30909959); às Indústrias Nucleares do Brasil (INB), pelo compromisso de cooperação técnica que permitiu uma comunicação rápida e efetiva entre as partes; à empresa Norte Energia S.A., pela disponibilização de dados de monitoramento subterrâneo.

*“Nas terras altas do interior tudo é diferente.
É exuberante a fertilidade do solo; a salubridade proverbial; grande a abundância de excelente
água potável; rios navegáveis, extensos planos sem interrupções importantes; [...]; tudo, enfim,
que tem as mais estreitas relações com os progressos materiais de uma grande cidade e com o
bem estar dos seus habitantes.”*

*Dr. Antonio Pimentel
Relatório da Comissão Exploradora ao Planalto Central do Brasil*

RESUMO

A garantia de acesso a água é base para o desenvolvimento humano. Na ausência de fontes superficiais próximas, a exploração de aquíferos surge como alternativa. A gestão de recursos hídricos requer não apenas um diagnóstico de disponibilidade hídrica, mas a compreensão de fatores que controlam e afetam a sua quantidade e qualidade. A tolerância a eventos extremos e a observância à manutenção do equilíbrio do ciclo hidrológico são também chaves para a configuração de uma fonte segura de água. Apesar de conceitualmente simples, a prática de gestão se demonstra desafiadora. Especificamente quanto a fontes subterrâneas, o fato de não haver contato direto com o manancial acrescenta desafios ao seu manejo. Este trabalho objetivou determinar o comportamento e quantificar a recarga de aquíferos, parâmetros essenciais para o planejamento de curto e longo prazos. Por meio da obtenção e consistência de séries de dados de monitoramento, almejou-se a compreensão do comportamento temporal de níveis subterrâneos e o endereçamento de mecanismos físicos e climatológicos que atuam no controle da superfície freática, de taxas de recarga e da interconexão entre aquíferos e águas superficiais. Neste estudo exploram-se sistemas aquíferos rasos e livres, do tipo intergranular. Três regiões do Brasil com regimes anuais de precipitação distintos foram selecionadas: Distrito Federal-DF (clima semiúmido de cerrado - 1.500 mm/ano), Caetité-BA (clima semiárido de caatinga - 800 mm/ano) e Altamira-PA (clima úmido de condições equatoriais - 2.100 mm/ano). A avaliação de dados de monitoramento baseou-se na componente de água subterrânea disponibilizada pelo projeto GLDAS, fornecidos diariamente pela Agência Aeroespacial dos Estados Unidos desde 2003 (22 anos de dados). Simultaneamente, houve obtenção e consistência de dados de monitoramento em 5, 28 e 19 poços de monitoramento no DF, Caetité e Altamira, respectivamente, com as seguintes frequências e períodos: diária (2019 - 2024: 5 anos hidrológicos); mensal (2008 - 2024: 16 ciclos hidrológicos); trimestral (2012 - 2024: 12 ciclos hidrológicos). Em todas as situações foi possível observar a sazonalidade do nível freático e descrever o retardo em relação ao início do ciclo chuvoso. Especificamente no Distrito Federal, apurou-se que a descarga de base em cursos hídricos (ou nível fluviométrico) é simultânea ao incremento de carga hidráulica em aquíferos, com correlação de até 0,92. O padrão de flutuação observado nos sistemas aquíferos demonstra correlação satisfatória com a média móvel da precipitação local, à exceção de Caetité e que pode se justificar pela heterogeneidade do meio (aquíferos mistos do tipo granular e fraturado). Contudo, o comportamento global dos níveis no semiárido é fortemente correlacionável a mudanças no comportamento de longo prazo das chuvas, o qual pode ser descrito pelo *Standard Precipitation Index* (SPI). Em média, a taxa de recarga estimada no Distrito Federal é de 542 mm/ano (32%). No semiárido da Bahia, de 103,0 mm/ano (17%). Em Altamira, a taxa é de apenas 165,0 mm/ano (8%). Os valores estimados por dados orbitais se mostraram similares apenas para o clima de Cerrado. Para os demais ambientes, recomenda-se cautela no uso deste modelo. Com base nestes resultados, conclui-se que o regime de chuvas controla a posição do nível freático e afeta a taxa de recarga interanual em cada área de estudo, mas com diferentes graus. Pode-se dizer que há maior controle no semiárido, papel relevante no cerrado e menor importância na Amazônia. A responsividade de cada aquífero é inversamente relacionada à espessura da zona não saturada, a qual se demonstrou especialmente crítica para o controle da recarga em Caetité ao demonstrar um comportamento ambíguo, isto é, favorecer a recarga em situações de excedente hídrico ou prejudicá-la em casos de déficit. Os resultados obtidos podem ser utilizados como guias para o planejamento e aperfeiçoamento de planos de monitoramento, de modo a se garantir a representatividade dos dados para tomada de decisão em processos de gestão.

Palavras-chave: recarga; pluviometria; aquífero raso; Cerrado; semiárido; Amazônia

ABSTRACT

Aquifer Recharge Under Different Rainfall Patterns: Case Studies at Federal District (Brasília), Caetité (Bahia State) and Altamira (Pará State)

Guaranteeing access to water is the basis for human development. In the absence of nearby surface sources, aquifer exploitation emerges as an alternative. Water resources management requires not only a diagnosis of water availability, but an understanding of factors that control and affect its quantity and quality. Resilience to extreme climate events and assurance of hydric cycle equilibrium are key to establish a safe water source. Despite being conceptually simple, management practice proves to be challenging. Regarding underground sources, the fact that there is no direct contact with the reservoir brings challenges to their management. This research aimed to determine the behavior and quantify aquifer recharge, parameters that are essential for short and long-term planning. Based on monitoring time series both acquired by the authors or compiled from third party's dataset, groundwater levels were assessed over time and physical and meteorological mechanisms that controls phreatic fluctuation, recharge, and groundwater-surface water interconnexion were addressed. In this research, intergranular shallow and unconfined aquifer systems are evaluated. To achieve the proposed goals, three regions of Brazil with different annual pluviometric regimes and physiographical characteristics were selected: Federal District-DF (semi-humid Cerrado savanna weather - 1,500 mm/year), Caetité-BA (semiarid region dominated by the Caatinga - 800 mm/year) and Altamira-PA (tropical Amazon rainforest climate - 2,100 mm/year). Monitoring data derived from NASA's GLDAS project, which provides a daily estimation of groundwater storage since 2003 (22 years of data). Simultaneously, water levels were systematically monitored in 5, 28, and 19 monitoring well at DF, Caetité, and Altamira, respectively, with the following temporal resolution: daily (2019 – 2024: 5 hydric cycles); monthly (2008 – 20024: 16 hydric cycles); every three months (2012 – 2024: 12 hydric cycles). In all case studies it was possible to observe the seasonality of the water table and observe a delay in aquifer response in relation to the beginning of the rainy cycle. Specifically in the Federal District, it was found that river baseflow discharge (or fluviometric level readings when flow data is absent) increment is simultaneous to aquifer hydraulic head shifts, with a correlation coefficient up to 0.92. Groundwater fluctuation pattern is determined by local precipitation moving average, except at Caetité. A plausible explanation found is the heterogeneity of local aquifers, which might include double porosity systems (intergranular and fractured media). However, the global behavior of groundwater levels in the semiarid is strongly correlated to changes in the long-term rainfall, which can be described by the Standard Precipitation Index (SPI). On average, the recharge rate in the Federal District is 542 mm/year (32%). In the semi-arid region of Bahia, 103.0 mm/year (17%). In Altamira, the rate is only 165.0 mm/year (8%). The values estimated by orbital data were similar only for the Cerrado region. For other environments, caution is recommended when using GLDAS groundwater output. Based on these results, it is concluded that the rainfall regime does control water table fluctuation and interannual recharge in each study area, but to different degrees. A greater influence on the relationship of rainfall amount versus groundwater is observed in the semiarid, whereas an important control is observed at the Cerrado savanna. At Amazon rainforest, there is hydric surplus and as recharge and discharge reach an equilibrium, water excess does not contribute to aquifer storage. The responsiveness of each aquifer is inversely related to the thickness of the unsaturated zone, which proved to be especially critical for controlling recharge in Caetité. Thick soil covers can either favor recharge during wet periods or reduce vertical infiltration range during drier years. The results obtained can be used as guidelines for planning and improving monitoring plans. In this manner, groundwater can be properly assessed, which allows a robust decision-making process and efficient management.

Keywords: recharge; pluviometry; shallow aquifer; Cerrado Biome; semiarid; Amazon rainforest

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Malha rodoviária do Distrito Federal e localização da APA do Rio Descoberto (área de estudo 1).	6
Figura 1.2 - Localização geográfica e principais vias de acesso à mineração INB – Caetité-BA (área de estudo 2).	6
Figura 1.3 - Mapa de localização e vias de acesso à Usina Hidrelétrica Belo Monte, incluindo o reservatório principal e auxiliar (área de estudo 3).	7
Figura 1.4 - Rede de monitoramento subterrâneo do Distrito Federal e estações hidrometeorológicas de interesse.	9
Figura 1.5 - Esquema de instalação de transdutor de pressão (Diver®) em poço de monitoramento e barômetro de referência para compensação de dados (fonte: van Essen Instruments, 2022).	10
Figura 1.6 - Localização de poços de monitoramento e estações pluviométricas em Caetité-BA	11
Figura 1.7 - Poços de monitoramento selecionados em Altamira-PA.	12
Figura 1.8 - Cobertura e resolução espacial do produto GWS (modelo GLDAS) nas áreas de estudo a) armazenamento médio de água subterrâneo estimado no Brasil para o período de 1977 a 2006 (obtido a partir da interface online Giovanni 4.40) b) precipitação anual média acumulada no território brasileiro entre 1977 e 2006 (CPRM, 2011).	15
Figura 1.9 - Série histórica de armazenamento médio de água subterrânea estimado para o território brasileiro (intervalo de análise: 1977 a 2006).....	15
 Figura 2.1 - Curvas de retenção de umidade em função da granulometria (extraído de Tolentino Jr., 2022).	19
Figura 2.2 - a) Variação vertical do potencial mátrico ψ em um perfil ideal de solo. Na zona saturada o potencial mátrico é zero e define-se a pressão de água (poropressão) μ_w neutra (0). b) variação vertical de umidade θ (extraído de Dias, 2012).	20
Figura 2.3 - Representação conceitual da variação de umidade vertical em um perfil da zona vadosa (extraído de Wang et al., 2022)	21
Figura 2.4 - Volumes de uma amostra unitária de solo base para a estimativa de índices físicos (extraído de Caputo, 1988).	22
Figura 2.5 - Diagrama de Eckis (extraído de Gibb et al., 1984). Para discussões adicionais, referir-se a The Groundwater Project.	24
Figura 2.6 - Perfis de umidade vertical em função da profundidade do nível freático a) raso e b) profundo. Neste esquema, θ é equivalente a n e IWT e FWT referem-se aos níveis d'água (water table) iniciais e finais, respectivamente. Para interpretação da variação de S_y , relembra-se que $n = S_y + S_r$. Curvas à esquerda representam, idealmente, a variação de umidade esperada durante o processo de recuperação de nível (n preenchido por ar) (extraído de Lv et al., 2021).	25
Figura 2.7 - a) condutividade hidráulica (K) em função da porosidade efetiva (n_e) b) condutividade hidráulica (K) função da porosidade total (n) (extraído de Ahuja et al., 1984).	26
Figura 2.8 - Exemplo de hidrograma decomposto entre vazão total e fluxo de base (baseflow) (extraído de Santos et al., 2021).	28
Figura 2.9 - Estimativa de recarga com base em dados hipotéticos (extraído de Delin et al., 2007).	32
Figura 2.10 - Intervalos de ascensão de nível d'água com base em múltiplas curvas de recessão hídrica (extraído de Delin et al., 2007).	33
 Figura 3.1 - Croqui do sistema distribuição de água do Distrito Federal (adaptado de ANA, 2021).	35

Figura 3.2 - Poços manuais e tubulares cadastrados por ADASA para fins de outorga ou registro de uso de águas subterrâneas (mês de referência: março de 2023).	37
Figura 3.3 - Poços escavados e tubulares cadastrados por ADASA para fins de outorga ou registro de uso de águas subterrâneas, Bacia do Rio Descoberto (mês de referência: março de 2023).	38
Figura 3.4 - Croqui do sistema distribuição de água do município de Caetité-BA (adaptado de ANA, 2021).	40
Figura 3.5 - Abastecimento público do estado do Pará em função do tipo de manancial (adaptado de ANA, 2021).	41
Figura 4.1 - Compartimentação geomorfológica do Distrito Federal (elaborado com base em Campos, 2012).	42
Figura 4.2 - Mapeamento pedológico do Distrito Federal (fonte: Campos, 2012). Nomenclatura e código de cores atualizada conforme SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).	43
Figura 4.3 - Mapa de solos da APA do Descoberto (adaptado de Reatto et al., 2003). Escala de mapeamento: 1:100.000. Código de cores conforme SiBCS - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).	44
Figura 4.4 - Classes de uso do solo – APA do Descoberto (fonte: Projeto MapBiomias, coleção 7.0).	45
Figura 4.5 - Evolução do uso do solo na região da APA do Descoberto (fonte: Projeto MapBiomias, coleção 7.0).	45
Figura 4.6 - Clima de Distrito Federal segundo classificação de Köppen (adaptado de Baptista, 1998).	46
Figura 4.7 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Brasília (código INMET 83377). Ano hidrológico: setembro – agosto (período chuvoso: setembro – maio).	47
Figura 4.8 - Variação percentual dos volumes mensais médios observada entre normais climatológicas (estação INMET 83377).	49
Figura 4.9 - Número de períodos, no mês ou no ano, com 3 ou mais, 5 ou mais e 10 ou mais dias consecutivos sem precipitação.	49
Figura 4.10 - Precipitação acumulada, por ano hidrológico (setembro – agosto). Valor médio (ano hidrológico): 1.423,69 mm.	50
Figura 4.11 - Gráfico calendário elaborado com base em dados da Estação Descoberto – 1548008. Números marcados em vermelho destacam períodos com pouca ou nenhuma precipitação no auge da estação chuvosa, o que contribuiu para o cenário de crise hídrica vivenciado no DF entre 2016 e 2018.	50
Figura 4.12 - Compartimentação geomorfológica da região de Caetité (elaborado com base em Soares Neto, 2015).	51
Figura 4.13 - Classes de solo cartografadas em Caetité e região (fonte: adaptado de IBGE, 2023a).	52
Figura 4.14 - Evolução do uso do solo no distrito de Maniaçu – Caetité-BA (classes conforme Projeto MapBiomias, coleção 9.0).	53
Figura 4.15 - Balanço hídrico no município de Caetité (normal climatológica 1961 a 1990. Fonte: INMET).	54
Figura 4.16 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Caetité (código INMET 83339). Ano hidrológico: outubro – setembro (período chuvoso: outubro – abril).	55
Figura 4.17 - Compartimentos de Relevo na cidade de Altamira e região (adaptado de IBGE, 2023b).	57

Figura 4.18 - Mapa de solos da cidade de Altamira e entorno da UHE Belo Monte (Adaptado de Campos et al., 2012). Código de cores conforme SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).	58
Figura 4.19 - Sistemas aquíferos cartografados na cidade de Altamira e entorno da UHE Belo Monte (Adaptado de Campos et al., 2012).....	60
Figura 4.20 - Evolução do uso do solo no norte do município de Altamira (grupos de classes conforme Projeto MapBiomias, coleção 9.0).	61
Figura 4.21 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Altamira (código INMET 82353). Ano hidrológico: dezembro – novembro (período chuvoso: dezembro – maio)	62

Figura 6.1 - Precipitação e evapotranspiração mensais médias em cada área de estudo, conforme normal climatológica mais recente (fonte: INMET)	148
Figura 6.2 - Comparativo da flutuação do nível estático em três aquíferos distintos e média móvel da precipitação (comprimento = 9 meses). Barras vermelhas inseridas para distinguir valores nulos e ausentes.	153
Figura 6.3 - Comparativo da flutuação do nível estático em três aquíferos distintos e o índice padrão de precipitação SPI (intervalo = 7 meses, referente à duração da estação chuvosa).	153
Figura 6.4 - Série histórica de monitoramento na Bacia do Alto rio Descoberto e indicação de algumas médias móveis de precipitação para o período.	154
Figura 6.5 - Gráfico calendário para visualização da distribuição de chuvas na estação INMET A042 (Distrito Federal). Escala de cor graduada para identificação qualitativa do acumulado diário de precipitação: baixo, médio e alto (vermelho, amarelo e verde, respectivamente).	156
Figura 6.6 - Gráfico calendário com histórico de flutuação do nível d'água no poço PM 14 (Distrito Federal). Escala de cor graduada para identificação qualitativa do nível freático: profundo, médio e raso (vermelho, amarelo e verde, respectivamente).	156
Figura 6.7 - Flutuação do nível d'água em dois poços de monitoramento situados em uma mesma seção de análise. A linha azul representa a média móvel dos 4 meses anteriores de precipitação.	159
Figura 6.8 - Análise comparativa da flutuação do armazenamento de água subterrânea (GWS) entre janeiro de 2012 e 2024 nas áreas das Indústrias Nucleares do Brasil, bacia do Alto Rio Descoberto e área urbana de Altamira.	160

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Estações hidrometeorológicas consultadas – Distrito Federal.	8
Tabela 1.2 - Estações hidrometeorológicas e pluviômetros consultadas – Altamira e Caetité.	12
Tabela 4.1 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Brasília – INMET 83377). Ano hidrológico: setembro – agosto (período chuvoso: setembro – maio).	48
Tabela 4.2 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior).	48
Tabela 4.3 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Caetité – INMET 83339). Ano hidrológico: outubro – setembro (período chuvoso: outubro – abril).	55
Tabela 4.4 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior).	55

Tabela 4.5 - Acumulado mensal de precipitação aferido no pluviômetro LR 013. Células com traço diagonal indicam ausência de dados e aquelas marcadas em amarelo cujos valores foram importados da estação INMET 83339.....	56
Tabela 4.6 - Domínios e sistemas aquíferos cartografados na área urbana de Altamira e adjacências (Adaptado de Campos et al., 2012).....	59
Tabela 4.7 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Altamira – INMET 82353). Ano hidrológico: dezembro – novembro (período chuvoso: dezembro – maio).....	63
Tabela 4.8 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior). *valores não calculados (dados inexistentes).	63
 Tabela 6.1 - Recarga anual (R) estimada em cada área de estudo, por poço de monitoramento. A tabela apresenta valores gerais e específicos para compartimentos de interesse. Valores estimados com base no método WTF.	149
Tabela 6.2 - Avaliação sequencial de chuvas, em mm (estação A042), e previsão/justificativa do NA (PM 14 para exemplo).	157
Tabela 6.3 - Taxa de recarga anual média estimada pelo método WTF em cada área de estudo, com base em dados orbitais (modelo GRACE/GLDAS). *valor médio obtido dos eventos 2019-2024, os quais consideram o ajuste a uma curva de recessão.	160

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1.1 - Compensação barométrica para cálculo de nível d'água (WL) com base no posicionamento do equipamento (CL) e a cota de boca do poço (TOC).	10
Equação 1.2 - Estimativa do posicionamento (CL) com base em medidas manuais (MM).	10
Equação 1.3 - Parcelas de água que compõem o armazenamento terrestre (Humphrey et al., 2023).....	13
Equação 1.4 - Estimativa do armazenamento de água subterrânea simulada pelo modelo GLDAS/CLSM (extraído de https://disc.gsfc.nasa.gov/information/glossary)	14
 Equação 2.1 - Lei de Darcy, a qual descreve o fluxo de um fluido através de um meio poroso saturado.	18
Equação 2.2 - Equação de Richards, a qual descreve o fluxo descendente de um fluido através de um meio poroso não saturado.....	19
Equação 2.3 - Definição de porosidade total (n), geralmente expressa em termos percentuais ..	22
Equação 2.4 - Conceito de índice de vazios.....	22
Equação 2.5 - Conceito de porosidade efetiva	23
Equação 2.6 - Conceito de porosidade total.....	23
Equação 2.7 - Cálculo para estimativa do coeficiente de armazenamento (S)	26
Equação 2.8 – Balanço hídrico, segundo Freeze e Cherry (1979)	30
Equação 2.9 - Balanço hídrico sob a ótica de avaliação de um aquífero	30

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 - Outorgas subterrâneas vigentes no Distrito Federal. Referência: março de 2023. Fonte: elaborado com base em dados disponibilizados por ADASA em atendimento ao protocolo LAI-002247/2023 (106304296).....	37
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABRH	Associação Brasileira de Recursos Hídricos
ADASA	Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento do Distrito Federal
ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
APA	Área de Proteção Ambiental
BA	Bahia
CAD	Conteúdo de água no solo
CAESB	Companhia de Saneamento Ambiental do Distrito Federal
CLSM	<i>Catchment Land Surface Model</i>
COSANPA	Companhia de Saneamento do Pará
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DF	Distrito Federal
DLR	Centro Aeroespacial Alemão
EMBASA	Empresa Baiana de Águas e Saneamento
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ETP	Evapotranspiração potencial
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GWS	<i>Ground Water Storage</i>
IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INB	Indústrias Nucleares do Brasil
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ISH	Índice de Segurança Hídrica
LSM	<i>Land Surface Model</i>
NA	Nível d'água
NASA	Agência Aeroespacial dos Estados Unidos
NF	Nível freático
PA	Pará
PMISB	Plano Municipal Integrado de Saneamento Básico
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
PNSH	Plano Nacional de Segurança Hídrica
SIAGAS	Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
SIN	Sistema Integrado
SNIRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TWS	<i>Terrestrial Water Storage</i>
UHE	Usina hidrelétrica
VIB	Velocidade de infiltração básica
WTF	<i>Water Table Fluctuation</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

b	Espessura saturada
cc	Capacidade de campo
e	Índice de vazios
Ifi	Índice de fraturamento interconectado

g	Aceleração da Gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$)
K	Condutividade hidráulica
K_z	Condutividade hidráulica vertical não saturada
n	Porosidade
n_e	Porosidade efetiva
ρ	Massa específica da água ($1,00 \text{ kg/m}^3$)
S	Coefficiente de armazenamento
P	Pressão (cmH_2O)
R	Recarga (mm)
S_r	Retenção específica
S_s	Coefficiente de armazenamento específico
S_y	Porosidade eficaz
μ_w	Pressão de água
V_s	Volume de sólidos
V_t	Volume total
V_v	Volume de vazios
Δh	Flutuação do nível freático/superfície potenciométrica
θ	Umidade volumétrica do solo
ψ	Potencial mátrico

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVOS	2
1.2. ORGANIZAÇÃO DA TESE	3
1.3. JUSTIFICATIVAS DO TEMA	4
1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO ÀS ÁREAS DE ESTUDO	5
1.5. MATERIAIS E MÉTODOS	7
1.5.1. DISTRITO FEDERAL	8
1.5.2. DEMAIS ÁREAS DE ESTUDO	10
1.5.3. DADOS ORBITAIS – MODELO GLDAS-2/GRACE	12
CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
2.1. DEFINIÇÃO CONCEITUAL DO TERMO “RECARGA”	16
2.2. FATORES ATUANTES NOS PROCESSOS DE RECARGA	17
2.3. CONCEITO DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (K)	18
2.3.1. PARÂMETROS FÍSICOS DO SOLO	22
2.3.2. POROSIDADE EFICAZ (S _y) TRANSIENTE	24
2.4. INTERFACE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS-SUPERFICIAIS	27
2.5. VAZÃO DE BASE	27
2.6. ÁREAS ÚMIDAS EM ZONAS DE DESCARGA AQUÍFERA	29
2.7. MÉTODOS PARA A QUANTIFICAÇÃO DE RECARGA	30
2.7.1. BALANÇO HÍDRICO	30
2.7.2. MÉTODO <i>WATER TABLE FLUCTUATION</i>	31
CAPÍTULO 3 - DEMANDAS HÍDRICAS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEAS	34
3.1. DISTRITO FEDERAL	34
3.2. CAETITÉ - BAHIA	39
3.3. ALTAMIRA - PARÁ	40
CAPÍTULO 4 - CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	42
4.1. DISTRITO FEDERAL	42
4.1.1. RELEVO	42
4.1.2. PEDOLOGIA	43
4.1.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO	44
4.1.4. CLIMA	46
4.1.4.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO – APA DO DESCOBERTO	49
4.2. CAETITÉ – BAHIA	51
4.2.1. RELEVO	51
4.2.2. PEDOLOGIA	52
4.2.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO	53
4.2.4. CLIMA	54
4.2.4.1. REGISTRO PLUVIOMÉTRICO INB	55
4.3. ALTAMIRA – PARÁ	56
4.3.1. RELEVO	56

4.3.2. PEDOLOGIA	57
4.3.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO	60
4.3.4. CLIMA	62

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS	64
--------------------------------	-----------

5.1. ARTIGO 1: RELAÇÃO AQUÍFERO-ÁGUA SUPERFICIAL	64
5.2. ARTIGO 2: RECARGA DE AQUÍFEROS NO DF	84
5.3. ARTIGO 3: RECARGA DE AQUÍFEROS EM CAETITÉ	114
5.4. ARTIGO 4: RECARGA DE AQUÍFEROS EM ALTAMIRA	135

CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO INTEGRADA E CONCLUSÃO	147
---	------------

6.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO	147
6.2. RECARGA E HIDRODINÂMICA LOCAL	148
6.3. MÉDIA MÓVEL PARA AVALIAÇÃO DE TENDÊNCIAS DE PRECIPITAÇÃO	152
6.4. APLICABILIDADE DO MODELO GLDAS/GRACE	159
6.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	162

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	165
--	------------

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A variação volumétrica ou as disponibilidades dos reservatórios de superfície estão intimamente relacionadas às entradas e saídas de água do sistema. Do ponto de vista de mananciais mantidos exclusivamente pela acumulação de águas meteóricas, é intuitivo assumir, por exemplo, que 20 mm de chuva, distribuídos durante uma hora e sobre a totalidade da área de reservação, resultem em um incremento na altura da lâmina d'água de iguais 20 mm. Este raciocínio, ainda que bastante simplista por ignorar perdas no processo, como por evaporação direta, ou vazões afluentes, é plausível por presumir disponibilidade plena para amortecimento do evento de precipitação.

Na perspectiva dos aquíferos, dois aspectos os tornam distintos no processo de reservação e transmissão de água. Em primeiro lugar, o espaço útil para retenção restringe-se aos vazios interconectados existentes entre os materiais que os compõem, sejam contatos entre grãos de sedimentos ou descontinuidades formadas por processos tectônicos ou de dissolução. Além disso, o nível d'água subterrâneo - ou superfície potenciométrica - encontra-se em profundidade, de modo que se torna necessária a percolação de águas meteóricas ao longo de uma zona vadosa até o topo da zona saturada.

O estudo da dinâmica de mananciais subterrâneos requer, além de dados meteorológicos, conhecimento acerca das propriedades físicas dos materiais geológicos formadores de aquíferos, isto é, solos e rochas. A correlação entre taxas de precipitação e de recarga da forma como foi abordada para a situação superficial passa a depender, dentre outros parâmetros, da capacidade de infiltração da zona não saturada do aquífero. Assumindo-se o cenário pluviométrico anterior e supondo-se que a capacidade de absorção da porção superior - previamente umedecida - seja de apenas 5 mm/hora, 15 dos 20 mm precipitados não seriam incorporados de imediato ao meio, mas disponibilizados a processos de escoamento superficial ou acúmulo em depressões. Por sua vez, a ascensão da superfície potenciométrica seria superior a 5 mm e inversamente proporcional a porosidade efetiva (n_e) do meio. Basta perceber que, para o caso de armazenamento superficial, o valor de “porosidade” é igual a 100%, ou seja, 1,00. Para sedimentos, estes valores variam entre 0,02 e 0,22 (Fetter & Kremer, 2022).

Esta análise ideal permite argumentar que variações no padrão de distribuição pluviométrica, cíclicas ou não, apresentam potencial para afetar a disponibilidade hídrica subterrânea. Por exemplo, a distribuição regular dos mesmos 20 mm de chuva ao longo de quatro horas implicaria aumento na taxa de recarga em 300%, isto é, quatro vezes mais recarga sem qualquer alteração no volume de precipitação. Quanto à assunção de prévio umedecimento, esta é

necessária uma vez que há adsorção de água na superfície das partículas sólidas. Desta forma, é natural que os primeiros volumes de chuva após períodos de estiagem e elevadas taxas de evapotranspiração sejam incorporados à água volumétrica que um solo ou uma fratura são capazes de reter, o que posterga o início do processo de recarga efetiva. Idealmente, portanto, a infiltração vertical inicia-se apenas após o atendimento a estas condições, o que pode ser encontrado na literatura como “capacidade de campo” (Bernardo *et al.*, 2006). É pertinente comentar que mudanças no padrão de uso e ocupação do solo também alteram a dinâmica de infiltração e escoamento superficial e, conseqüentemente, de recarga.

A avaliação do comportamento espaço-temporal da renovação hídrica subterrânea e a relação destas águas com ecossistemas superficiais é de extrema relevância para a gestão integrada de recursos hídricos. O monitoramento contínuo por meio de poços tubulares, neste sentido, surge como instrumento básico para a caracterização da dinâmica das águas subterrâneas. Cenários de crise hídrica, como aquele vivenciado no Distrito Federal entre 2016 e 2018, reforçam a necessidade de se ampliar o conhecimento acerca dos mecanismos de recarga dos reservatórios subterrâneos.

1.1. OBJETIVOS

Face a interdependência entre precipitação X recarga e a atuação de fatores externos que podem tanto potencializar quanto minimizar a efetividade do processo, o presente trabalho tem por objetivo principal caracterizar a dinâmica da flutuação do nível d'água subterrânea em diferentes situações climáticas, incluindo: Distrito Federal-DF (clima semiúmido de cerrado), Caetité-BA (clima semiárido de caatinga) e Altamira-PA (clima úmido de condições equatoriais). Almeja-se, com base em séries históricas obtidas em poços de monitoramento e modeladas a partir de dados orbitais: 1) caracterizar o padrão de elevação e deplecionamento da superfície freática e 2) quantificar taxas de recarga e correlacioná-las a volumes de precipitação, isto é, identificar a efetividade do processo de infiltração ao longo da zona vadosa. Concomitantemente, compõem objetivos da pesquisa:

- Oferecer uma descrição geral do comportamento de aquíferos ao longo do tempo, como tempo de resposta a precipitação e sensibilidade a eventos ou períodos isolados de chuva;
- Propor ferramentas para correlação de níveis d'água subterrânea e séries históricas de chuvas;
- Identificar o impacto de padrões de distribuição da chuva na manutenção das reservas hídricas subterrâneas e possíveis implicações para estratégias de gestão;

- Avaliar a adequabilidade de diferentes frequências de monitoramento (diária, mensal e trimestral) frente às características físicas e meteorológicas de cada estudo de caso;
- Avaliar a aplicabilidade de modelos orbitais (dados indiretos) para parametrização de estudos hidrogeológicos;
- Determinar a relevância de variáveis físicas nos processos de recarga: condutividade hidráulica, porosidade efetiva, uso e ocupação do solo e espessura da zona vadosa.

Como objetivos secundários, especificamente aos estudos direcionados à região do Distrito Federal, citam-se:

- Avaliar a importância de aquíferos rasos para a manutenção de cursos d'água superficiais (vazão de base);
- Identificar as condições necessárias para a interconexão entre aquíferos rasos e profundos;
- Validar modelos conceituais de aquíferos propostos na literatura.

1.2. ORGANIZAÇÃO DA TESE

Este documento é dividido em seis capítulos. No presente item (Capítulo 1), é apresentada a contextualização do tema de pesquisa. São listados e descritos objetivos gerais e específicos, justificativas, áreas de estudos e métodos empregados.

Na sequência, resgata-se na literatura conceitos e publicações relevantes acerca do tema “recarga de aquíferos” (Capítulo 2), os quais são essenciais para a compreensão do problema apresentado. Com o intuito de demonstrar a relevância das águas subterrâneas no Brasil, complementa-se o embasamento das justificativas do tema com uma breve descrição das demandas hídricas superficiais e subterrâneas de cada área de estudo (Capítulo 3). A compilação de informações secundárias encerra-se com breve caracterização fisiográfica e climática dos locais selecionados para estudos de caso (Capítulo 4).

A compilação de dados adquiridos é apresentada no item “Resultados” (Capítulo 5). O trabalho contribuiu com a produção de 4 artigos científicos, organizados conforme segue.

- 1) **Artigo publicado:** Walczuk, A.; Campos, J. E. G.; Teles, L. S. B. 2024. Shallow groundwater and river baseflow: Interconnection evidences and integrated water management strategies. Case study in the upper Descoberto watershed, Federal District, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 145, 105043. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105043>
- 2) **Artigo publicado:** Walczuk, A.; Campos, J. E. G.; Teles, L. S. B. 2025. Potential and

effective recharge of the Federal District shallow aquifers, Brazilian savanna region-coupled analysis of GLDAS-2, Water Table Fluctuation (WTF) and rainfall pattern. *Journal of South American Earth Sciences*, 156, 105426. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105426>

- 3) **Artigo aceito para publicação:** Fractured and porous aquifer recharge in semiarid regions and the relevance of soil covers: a review for Caetité area, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*;
- 4) **Manuscrito a ser submetido:** Aquifer recharge under Amazon rainforest weather: analysis based on GLDAS-2 model and groundwater monitoring data.

Por fim, é apresentada uma discussão integrada dos resultados obtidos em cada área de estudo (Capítulo 6). Nesta seção, sumariza-se a particularidade de cada área de estudo e é avaliado, de forma conjunta, o comportamento da superfície potenciométrica ao longo de cada série histórica. Evidenciam-se também as taxas de recarga média obtidas e o significado destas perante a quantidade de chuva experimentada em cada região. Em suma, são sintetizados e confrontados os principais aspectos climáticos e físicos identificados como relevantes para o controle da recarga dos aquíferos.

1.3. JUSTIFICATIVAS DO TEMA

Historicamente, a utilização de recursos naturais foi o alicerce para o desenvolvimento humano, especialmente no tocante à disponibilidade de água. Apesar da extrema relevância, pouco ou raramente se discutiu sobre a exploração condicionada às taxas de renovação de reservas hídricas subterrâneas. Para se ter ideia da atualidade deste assunto, foi apenas com a promulgação da Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH), em 1997, que se colocou em pauta a limitação destes bens, e instruiu-se que houvesse cobrança pelo seu uso (Brasil, 1997).

O conceito de disponibilidade hídrica ou recurso hídrico, atualmente, ultrapassa questões meramente quantitativas, mas incluiu também uma avaliação de qualidade e de usos múltiplos pretendidos. Outro aspecto relevante diz respeito a escala de tempo. A longo prazo, as avaliações de reservas fundamentam-se em análises de tendência, enquanto que no curto prazo há interesse na dinâmica do ciclo hidrológico.

É no âmbito da avaliação de variações ao longo de anos hidrológicos que este trabalho se desenvolve. Ainda que por uma facilidade de gestão opte-se pela dissociação entre recursos superficiais e subterrâneos, no meio natural estes se interconectam. Uma vez que a descarga de base de aquíferos é uma componente relevante para a manutenção de mananciais superficiais, o

estudo dos processos de armazenamento e transmissão em aquíferos é chave para a percepção da relevância destes no ciclo hidrológico. A presente pesquisa surge da necessidade de endereçamento da importância de águas subterrâneas não apenas sob o ponto de vista do manancial em si, mas também das inter-relações com as águas superficiais. O esclarecimento destes processos pode fomentar novas diretrizes de aproveitamento de águas subterrâneas e reforçar discussões de ordenamento do território.

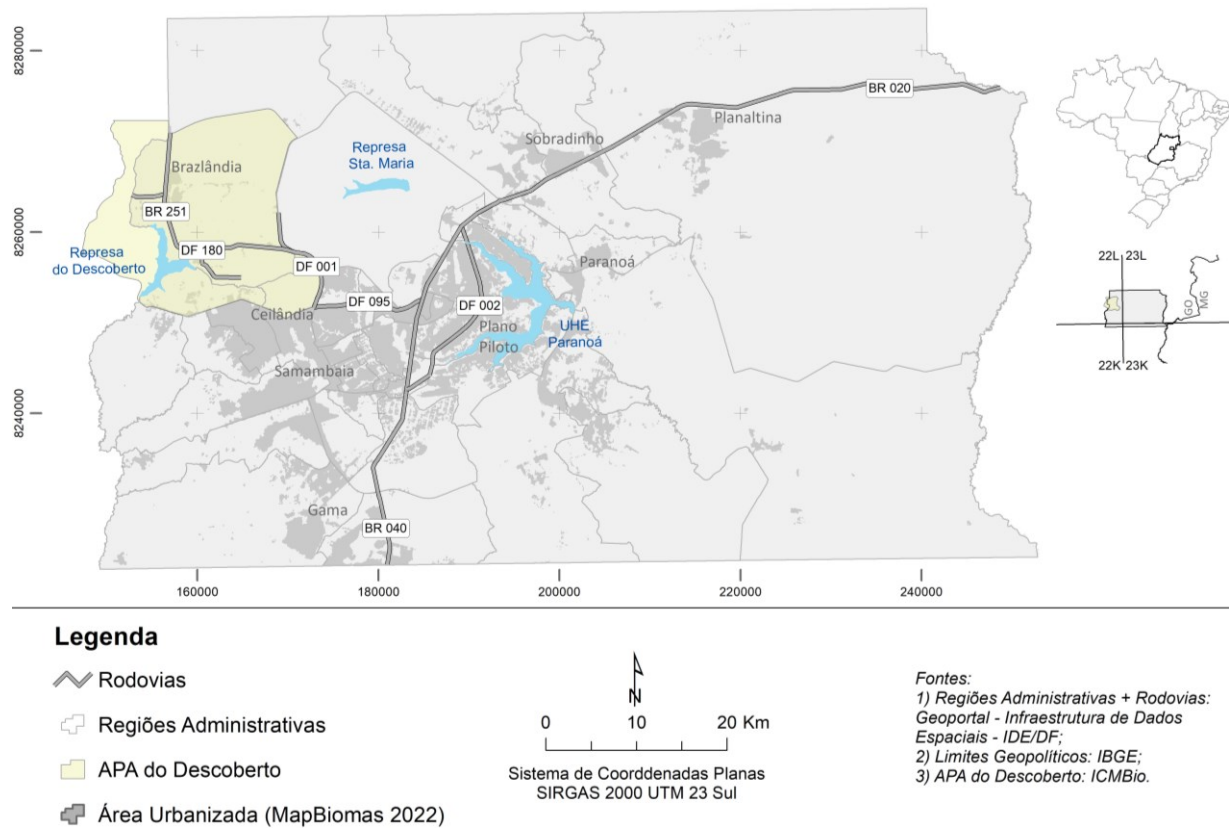
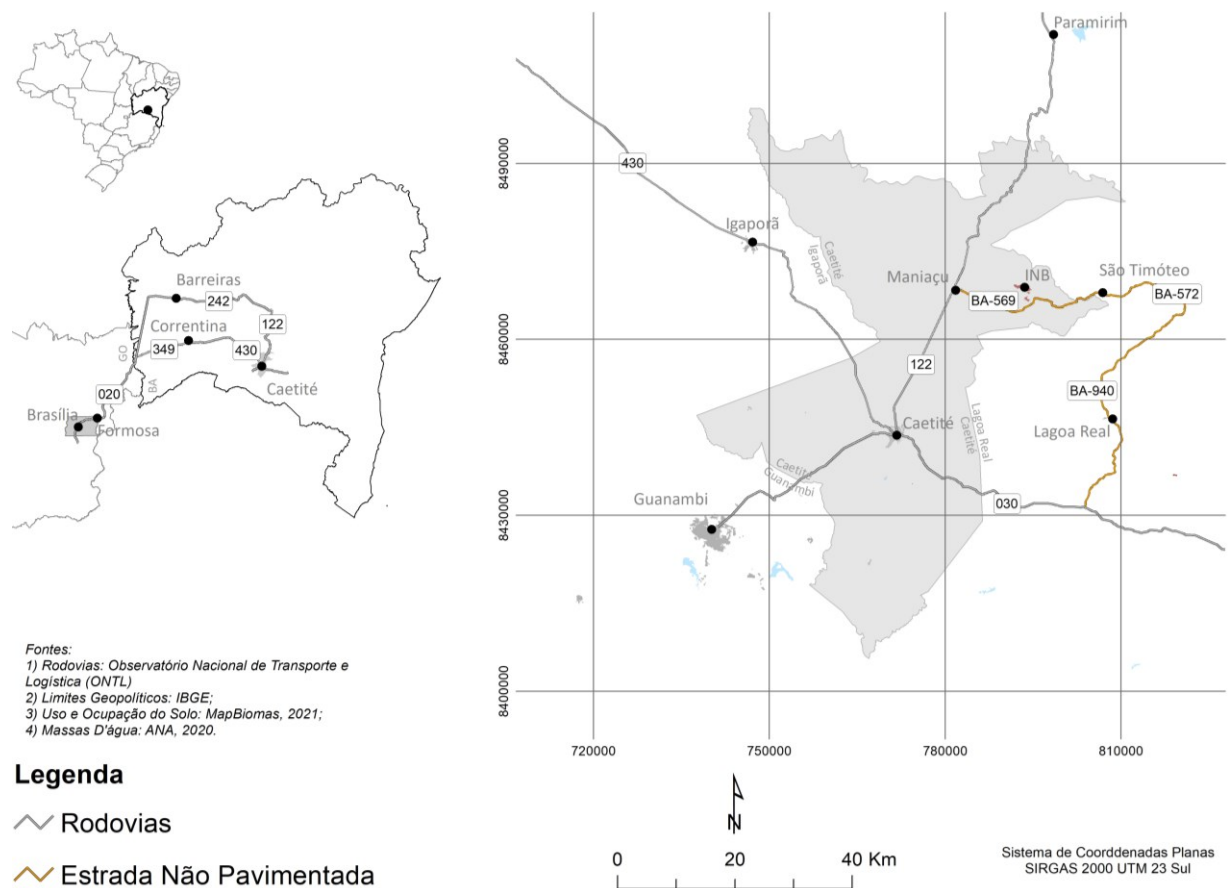
O foco inicial do estudo volta-se para a interface atmosfera - aquífero, com vistas à quantificação da parcela de água subterrânea anualmente armazenada e das condicionantes envolvidas neste processo. Secundariamente, há interesse em se caracterizar a interface aquífero - curso hídrico. O dado meteorológico é de especial interesse por sua variabilidade ocorrer na escala de tempo humana, isto é, com potencial para gerar impactos praticamente imediatos à sociedade. A dinâmica de um recurso hídrico subterrâneo constitui diretriz básica para a implementação de práticas sustentáveis e eficientes de gerenciamento. Conhecer o comportamento das disponibilidades hídricas de um aquífero é fundamental para a tomada de decisões que almejem a sua sustentabilidade e a de mananciais superficiais a ele associados.

1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO ÀS ÁREAS DE ESTUDO

A pesquisa ocorre em três áreas de estudo. O detalhamento dos materiais disponíveis e métodos de pesquisa é discutido no item 1.5.

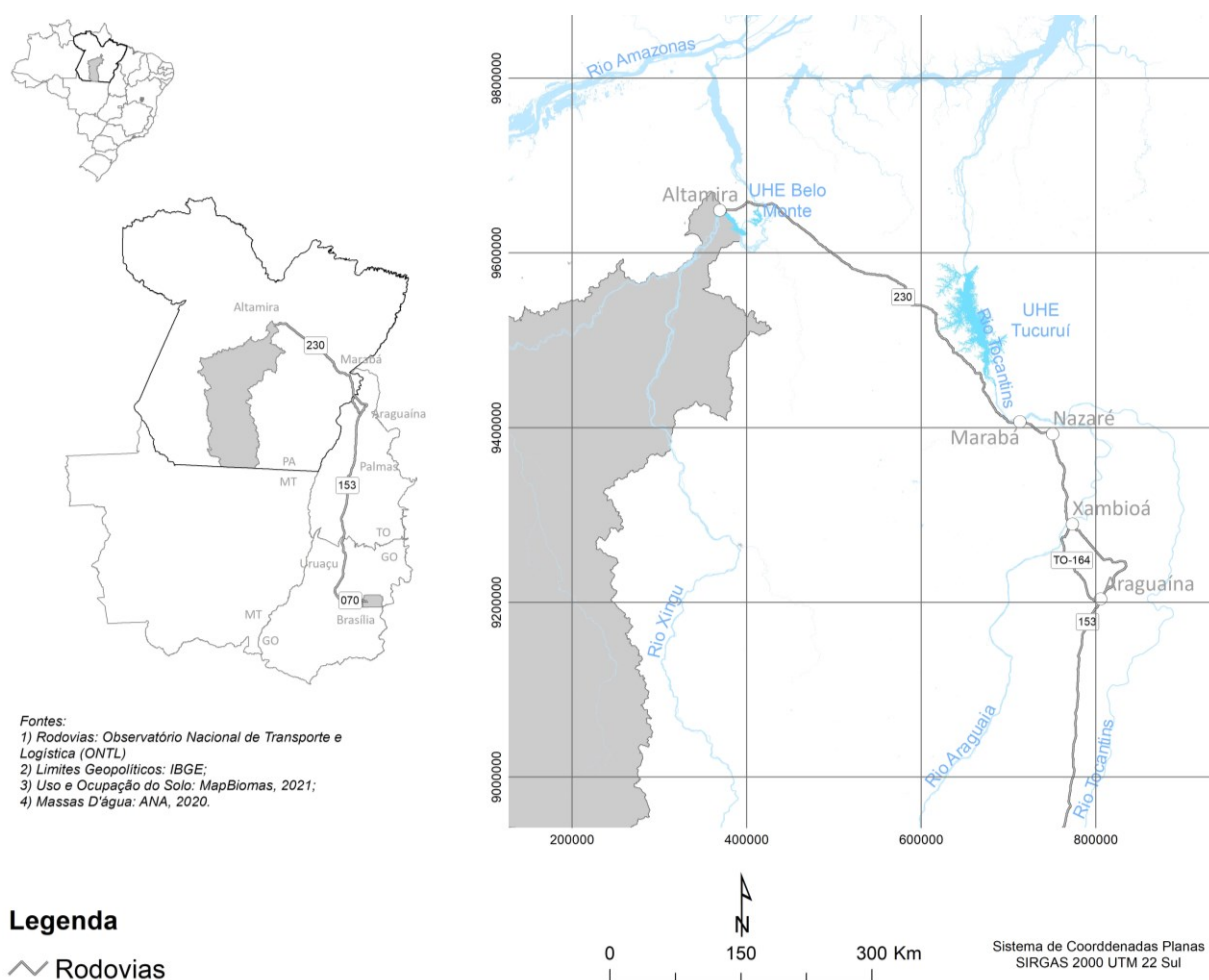
A primeira se desenvolve na região do Distrito Federal. A avaliação da dinâmica de recarga e descarga contou com a implementação e operação de programa de monitoramento de responsabilidade própria e focado na bacia do Alto Rio Descoberto, principal sistema produtor de água para abastecimento público de Brasília e região (Área de Proteção Ambiental - APA do Rio Descoberto). A Figura 1.1 apresenta a localização de alguns aglomerados urbanos e detalha a malha rodoviária principal.

Para avaliação da recarga em condições semiáridas, selecionou-se o município de Caetité, Bahia. O estudo conduzido enfoca na região e adjacências da empresa de mineração Indústrias Nucleares do Brasil (INB), a qual dispõe de dados de monitoramento ambiental como condicionante para operação. Trata-se de uma atualização do estudo apresentado para conclusão de dissertação de mestrado (Walczuk *et al.*, 2019). A partir de Brasília, a principal via de acesso é a rodovia federal BR-020. Para trânsito local, destacam-se as vias de acesso BR-122 Norte e a rodovia estadual não pavimentada BA-569 (Figura 1.2), além de estradas vicinais de acesso às propriedades rurais.

Figura 1.1 - Malha rodoviária do Distrito Federal e localização da APA do Rio Descoberto (área de estudo 1).**Figura 1.2** - Localização geográfica e principais vias de acesso à mineração INB – Caetité-BA (área de estudo 2).

Por fim, como representante de uma área de clima úmido, selecionou-se o município de Altamira, no estado do Pará. A escolha se justifica pela disponibilidade de dados públicos referentes ao plano de monitoramento ambiental da Usina Hidrelétrica Belo Monte. A partir de Brasília, a principal via de acesso é a rodovia federal BR-253, conhecida como rodovia Belém – Brasília, além de trechos de rodovia Transamazônica (Figura 1.3).

Figura 1.3 - Mapa de localização e vias de acesso à Usina Hidrelétrica Belo Monte, incluindo o reservatório principal e auxiliar (área de estudo 3).



1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração da tese fundamenta-se na compilação e sistematização de dados de monitoramento de domínio público. O conjunto de variáveis de interesse são: nível d'água em poços de monitoramento, séries pluviométricas e históricos de descarga fluviométrica. Complementarmente, há avaliação da dinâmica da água subterrânea em escala regional a partir de dados orbitais do projeto GLDAS-2 (*Global Land Data Assimilation System*), de responsabilidade da agência aeroespacial norte-americana (NASA). Cabe ressaltar que, especificamente no caso do Distrito Federal, o projeto de pesquisa viabilizou a implantação de um programa de monitoramento

de nível d'água em poços tubulares, operacionalizado pelos autores.

O cálculo de taxas de recarga, tema central da pesquisa, se baseia na aplicação do método de flutuação do nível d'água (*Water Table Fluctuation* - WTF) a séries temporais geradas *in situ* e modeladas com base em dados de satélite.

1.5.1. DISTRITO FEDERAL

No Distrito Federal, a Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento (ADASA) mantém rede de monitoramento subterrâneo composta por 42 pares de poços (Figura 1.4). Em cada estação de observação há um instrumento raso (aquífero intergranular – 30 m) e um instrumento profundo (aquífero fraturado – 150 m). A aquisição de medidas de nível é manual e ocorre desde 2014, com frequência mensal. Importante destacar que no período de monitoramento há intervalos com falhas de medições, sem, contudo, comprometer o banco de dados. O acesso à informação ocorre via protocolo na plataforma ParticipaDF (<https://www.participa.df.gov.br/>).

Dados hidrometeorológicos constam no Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). A consolidação de normais climatológicas está disponível no portal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Em específico ao Distrito Federal, foram selecionadas 4 estações pluviométricas e 4 estações fluviométricas (Tabela 1.1 e Figura 1.4). A resolução temporal da precipitação varia de horária a diária, enquanto que os parâmetros fluviométricos são disponibilizados em tempo real, a cada quinze minutos, via Sistema HIDRO - Telemetria ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). As estações telemétricas registram, também, a precipitação acumulada no período.

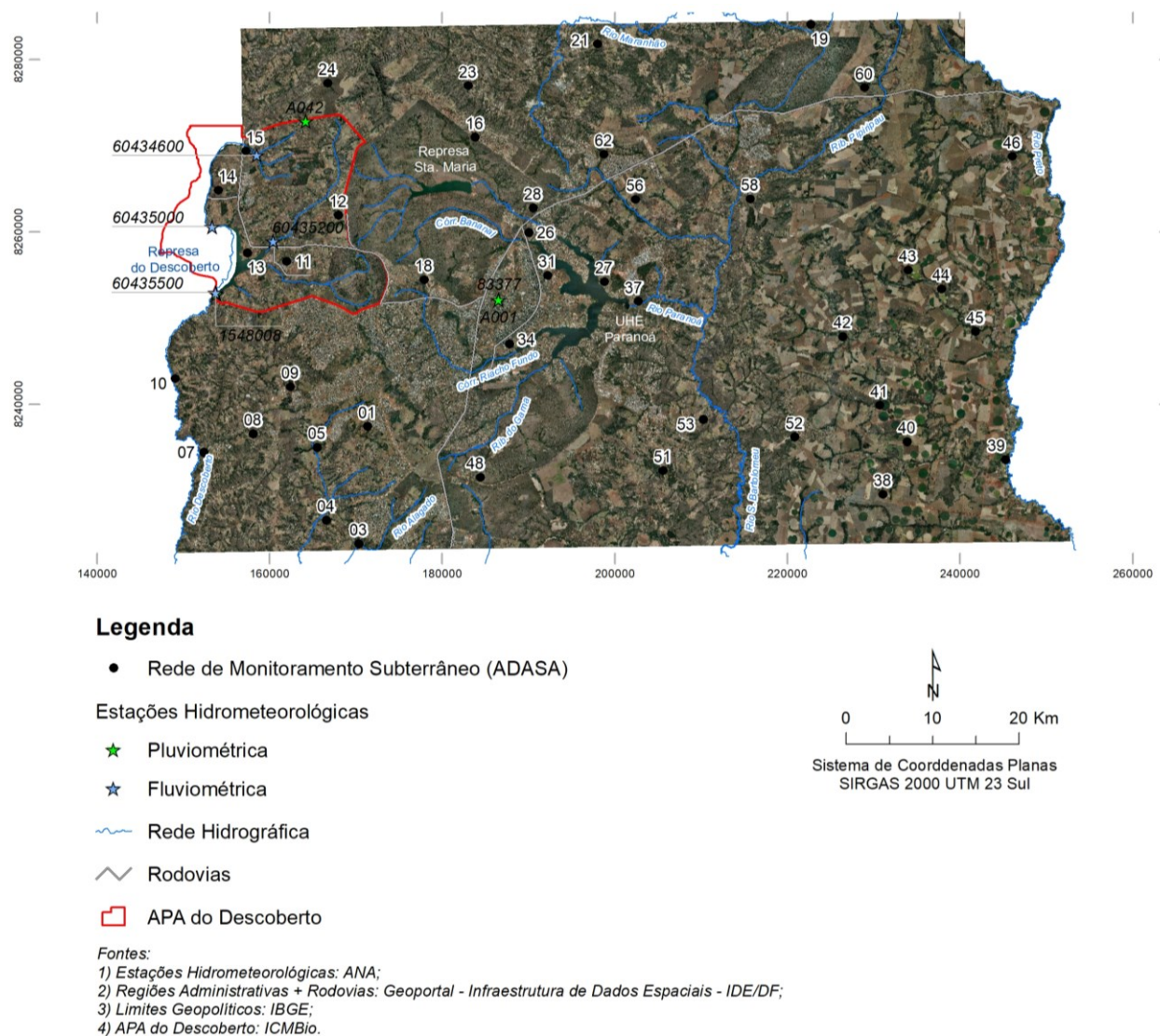
Tabela 1.1 - Estações hidrometeorológicas consultadas – Distrito Federal.

Nome	Código Pluvio.	Código Fluvio.	Tipo	Lat	Long	Elevação (m)	Data Instalação	Operador
Brasília - DF	83377	-	Convencional	-15,79	-47,93	1161,42	11/09/1961	INMET
Brasília - DF	A001	-	Automática	-15,79	-47,93	1160,96	06/05/2000	INMET
Brazlândia - DF	A042	-	Automática	-15,60	-48,13	1143,00	18/07/2017	INMET
Descoberto	1548008	-	-	-15,78	-48,23	1061,00	01/10/1978	CAESB
Descoberto - Barragem	1548054	60435500	Telemétrica	-15,78	-48,23	1032,00	01/11/2014	CAESB
Descoberto - Chácara	1548055	60435000	Telemétrica	-15,71	-48,23	1034,00	01/01/2017	CAESB

Nome	Código Pluvio.	Código Fluvio.	Tipo	Lat	Long	Elevação (m)	Data Instalação	Operador
Descoberto jus. Captação Barroco	1548056	60434600	Telemétrica	-15,63	-48,18	1094,00	01/10/2014	CAESB
Rodeador - DF 435	1548057	60435200	Telemétrica	-15,73	-48,17	1035,00	01/01/2017	CAESB

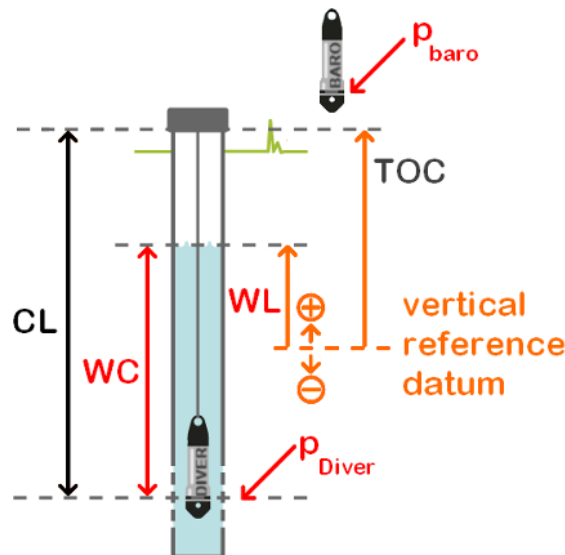
Com o objetivo de quantificar a recarga anual e estabelecer uma correlação entre nível subterrâneo e curva de descarga de córregos e rios, o projeto firmou parceria com a ADASA e viabilizou, em 5 de novembro de 2019, a implementação de sistema automático de aquisição de nível d'água (NA) nos cinco poços rasos situados a montante da Represa do Descoberto: pontos de monitoramento 11, 12, 13, 14 e 15. A área total da bacia é de 360 km² e área de drenagem de cada estação fluviométrica é informada no Capítulo 5 – Resultado (Artigo 1).

Figura 1.4 - Rede de monitoramento subterrâneo do Distrito Federal e estações hidrometeorológicas de interesse.



O sistema consiste no posicionamento de transdutores de pressão (Diver®) a uma determinada profundidade, cujo princípio é exemplificado na Figura 1.5. A flutuação do NA corresponde ao cálculo de variações de pressão d'água (P_{diver}) e de pressão atmosférica (P_{baro}) (Equação 1.1). A programação permite o registro de 1 medida de pressão de coluna d'água a cada intervalo de tempo de interesse e o posicionamento do equipamento é estimado com base em medidas manuais (Equação 1.2) obtidas em visitas regulares para *download* de dados. A compensação das leituras é realizada no *software* Diver-Office 2021 com base em medições de pressão instantânea registradas na estação INMET A042 (dados horários). Nesta pesquisa, foi coletada 1 leitura a cada 2 horas.

Figura 1.5 - Esquema de instalação de transdutor de pressão (Diver®) em poço de monitoramento e barômetro de referência para compensação de dados (fonte: van Essen Instruments, 2022).



Equação 1.1 - Compensação barométrica para cálculo de nível d'água (WL) com base no posicionamento do equipamento (CL) e a cota de boca do poço (TOC).

$$WL = TOC - CL + 9806.65 \frac{P_{\text{Diver}} - P_{\text{baro}}}{pg}$$

P = pressão (cmH₂O)

p = massa específica da água (1,00 kg/m³)

g = aceleração da gravidade (9,81 m/s²)

Equação 1.2 - Estimativa do posicionamento (CL) com base em medidas manuais (MM).

$$CL = MM + WC$$

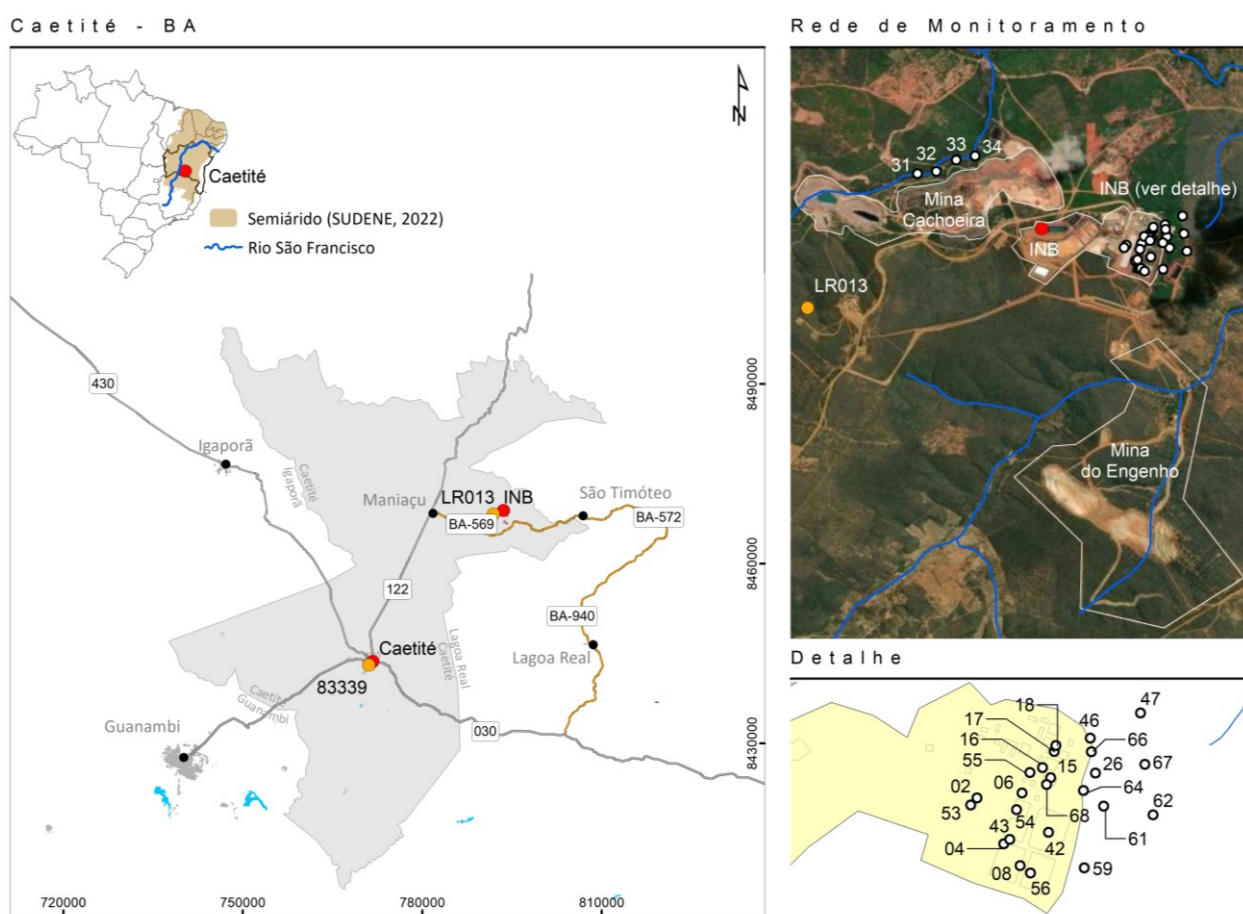
1.5.2. DEMAIS ÁREAS DE ESTUDO

Quanto às regiões de Caetité-BA e Altamira-PA há o monitoramento de níveis estáticos

como requisito de licenciamento ambiental imposto pelo Instituto Brasileiro de Meio Ambiente (IBAMA) às Indústrias Nucleares do Brasil (INB) e a empresa Norte Energia (consórcio construtor da Usina Hidrelétrica de Belo Monte).

Para a primeira, a rede é composta por 28 poços rasos (9 a 12 m), com coleta mensal a partir do ano de 2008 (Figura 1.6). Para a segunda, dispõem-se de dados coletados trimestralmente em 19 poços de monitoramento (8 a 24 m) distribuídos na área urbana da cidade de Altamira (Figura 1.7). O início do monitoramento data de outubro de 2012.

Figura 1.6 - Localização de poços de monitoramento e estações pluviométricas em Caetité-BA



Legenda

- Poço de monitoramento
- Estação pluviométrica
- Rodovia não pavimentada

Sistema de coordenadas planas SIRGAS 2000 UTM Zona 23

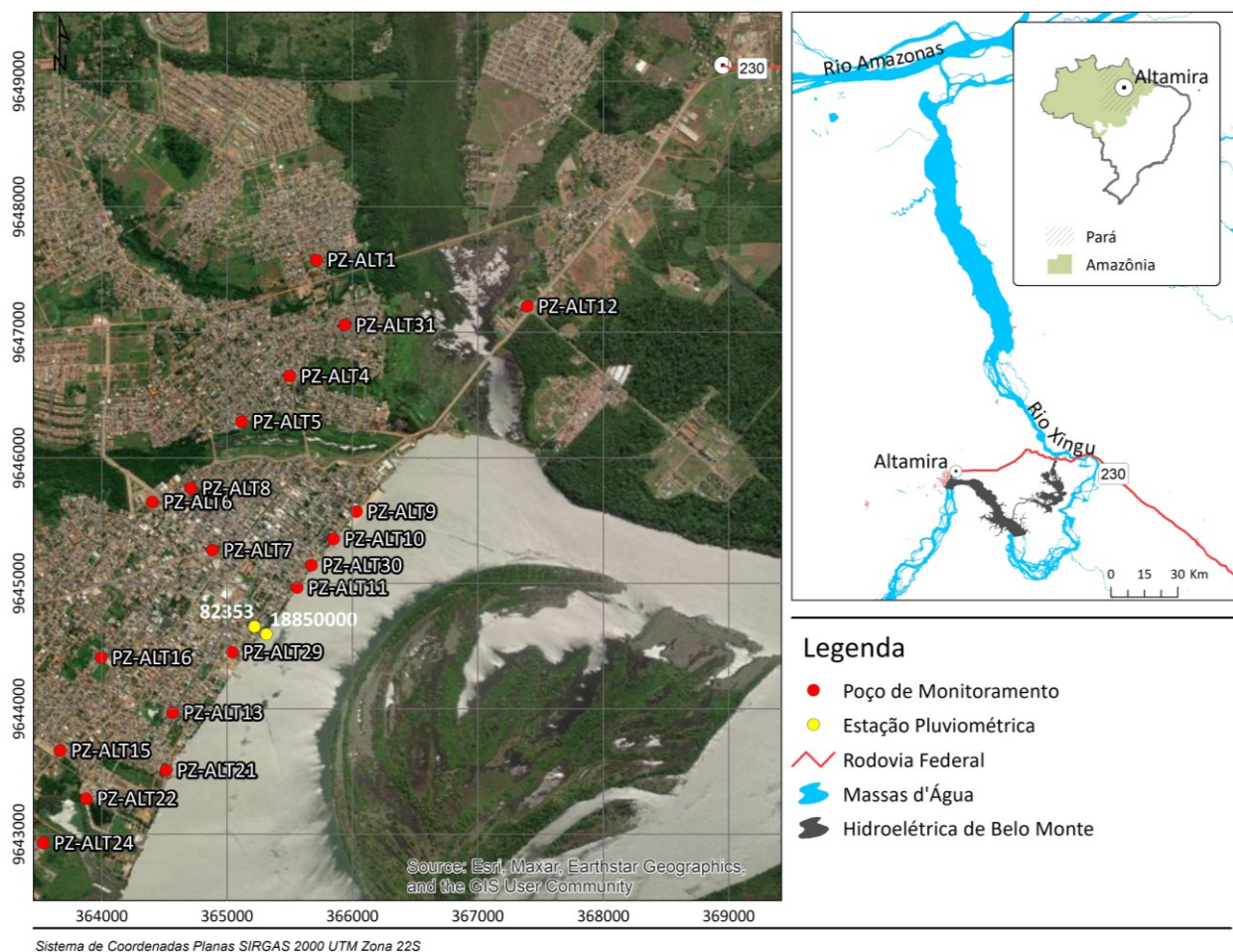
Fontes:

1) Poços de monitoramento: INB - Indústrias Nucleares do Brasil; 2) Rodovias: Observatório Nacional de Transporte e Logística (ONTL); 3) Limites geopolíticos: IBGE; 4) Hidrografia e massas d'água: ANA, 2020/INEMA-BA, 2019.

Para a área de Caetité, os dados de precipitação obtidos advêm de estação climatológica de domínio particular (Pluviômetro LR013). Contudo, os dados disponibilizados referem-se a acumulados mensais (mm). Desta forma, para a discussão de padrões de chuva, além de complementação para o caso de falhas na série histórica, considera-se também dados públicos

consolidados pelo INMET (Tabela 1.2). Em Altamira, considerou-se dados horários da estação INMET local e informações da estação fluviométrica operada pela ANA (Sistema HIDRO - Telemetria).

Figura 1.7 - Poços de monitoramento selecionados em Altamira-PA.



Fontes: 1) Rios e massas d'água: ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico; 2) Limites geopolíticos: IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística; 3) Estações pluviométricas/fluviométricas: INMET - Instituto Nacional de Meteorologia e ANA (Hidro-Telemetria); 4) Poços de monitoramento: IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis e Norte Energia S.A.

Tabela 1.2 - Estações hidrometeorológicas e pluviômetros consultadas – Altamira e Caetité.

Nome	Código Pluvio.	Tipo	Lat	Long	Elevação (m)	Data Instalação	Operador
Altamira-PA	82353	Convencional	-3,2141	-52,2130	101,51	24/04/1927	INMET
Altamira	18850000	Telemétrica	-3,2147	-52,2122	-	01/10/2010	ANA
Caetité-BA	83339	Convencional	-14,0700	-42,4900	876,29	01/01/1907	INMET
INB	Pluviômetro LR013	Convencional	-13,8400	-42,3000	-	2003	INB

1.5.3. DADOS ORBITAIS – MODELO GLDAS-2/GRACE

Em março de 2002, as agências espaciais dos Estados Unidos (NASA) e Alemanha (DLR) lançaram a missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*). Composta por dois satélites gêmeos, o experimento gerou, até o ano de 2017, informações acerca de variações no campo gravitacional terrestre. Estas oscilações são associadas a movimentos de massa entre atmosfera e hidrosfera (Tapley *et al.*, 2004). Em 2018, iniciou-se a segunda etapa, denominada *follow on* (GRACE-FO).

A água terrestre (TWS – *terrestrial water storage*) envolve diferentes componentes. Humphrey *et al.* (2023) sugerem a seguinte relação (Equação 1.3):

Equação 1.3 - Parcelas de água que compõem o armazenamento terrestre (Humphrey *et al.*, 2023)

$$TWS = GW + SM + SWE + SW + LI + BW$$

Onde: GW = água subterrânea (*groundwater*); SM = umidade do solo (*soil moisture*); SWE = volume de água equivalente à neve (*snow water equivalente*); SW = água superficial (*surface water*); LI = gelo (*land ice*); BW = biomassa (*biomass water*).

A discriminação das diferentes parcelas que compõem o armazenamento terrestre envolve a elaboração de modelos da superfície (LSM – *Land Surface Models*). Dentre uma série de propostas (Li *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2021), os modelos Noah-MP (*Noah-Multiparameterization Land Surface Model*) e CLSM (*Catchment Land Surface Model*) (Koster *et al.*, 2000) se destacam por estimar a componente de armazenamento subterrâneo. No primeiro, o aquífero é simplificado a um reservatório linear. Nesta simulação, elevações capilares não são adequadamente representadas, o que pode superestimar taxas de fluxos descendentes e minimizar a amplitude do armazenamento ao longo do ciclo hidrológico (Xia *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2021). No modelo CLSM, por sua vez, a água subterrânea é estimada como parte do perfil de umidade (Li *et al.*, 2021) e corresponde ao volume armazenado abaixo da zona de raízes e acima do embasamento rochoso. O aquífero simulado pelo algoritmo é raso e é representado por duas camadas de solo, uma a 2 cm e outra a 100 cm (Li *et al.*, 2021). Em vista desta estratificação, permite-se simular o processo de ascensão vertical por forças capilares. Consequentemente, torna-se possível o refinamento das interações entre litosfera e atmosfera por processos de evapotranspiração e precipitação. Desta forma, efeitos da sazonalidade podem ser observados nos dados (Xia *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2021).

Atualmente, a NASA disponibiliza modelos CLSM incorporados ao sistema de assimilação de dados GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*) (Rodell *et al.*, 2004). Esta ferramenta permite o uso de dados meteorológicos para estabelecimento de condições de contorno (*forcing*

data) e o emprego de técnicas de assimilação de dados observados diversos (orbitais e de campo), o que amplia a acurácia dos parâmetros de estado e fluxos calculados.

Os principais dados de saída do projeto são acessíveis via plataforma Giovanni 4.20. Apesar dos diferentes produtos utilizados como limitadores (*forcing data*), estes se distinguem, basicamente, pela resolução temporal e o emprego de técnicas de assimilação de dados:

- GLDAS-2.0: séries temporais entre 01 de janeiro de 1948 e 31 de maio de 2014, sem o uso de assimilação de dados.
- GLDAS-2.1: séries temporais a partir de 2000 e atuais, sem o uso de assimilação de dados.
- GLDAS-2.2 (GRACE-DA): séries temporais a partir de 01 de fevereiro de 2003 e atuais (última atualização: 31 de maio de 2024), com assimilação de dados.

A componente GWS (*Ground Water Storage*) simulada pelo modelo GLDAS/CLSM, de interesse para o presente projeto de pesquisa, é calculada como o valor residual da seguinte equação (Equação 1.4):

Equação 1.4 - Estimativa do armazenamento de água subterrânea simulada pelo modelo GLDAS/CLSM (extraído de <https://disc.gsfc.nasa.gov/information/glossary>)

$$GWS = TWS - RZSM - SWE - CI$$

Onde: GWS = armazenamento de água subterrânea (*groundwater storage*); RZSM = umidade do solo na zona de raízes (*root zone soil moisture*); SWE = volume de água equivalente à neve (*snow water equivalente*); CI = água interceptada pelo dossel (*canopy interception*).

Séries históricas de livre acesso incluem as componentes 2.0 (GLDAS_CLSM025_D v2.0) e 2.2 (GLDAS_CLSM025_DA1_D v2.2). Em ambos os casos, a resolução temporal é diária e a resolução espacial é de aproximadamente 25 x 25 km (0.25° x 0.25°). A informação é disponibilizada na forma de mapas e planilhas, com valores estimados em mm e que podem ser interpretados como zona saturada acima do embasamento e abaixo da zona de raízes.

A cobertura dos dados GLDAS para as regiões de estudo é ilustrada na Figura 1.8. Nesta são apresentados também mapa de armazenamento de água subterrânea (*time averaged map*) e mapa de precipitação média para o período de 1977 e 2006 (CPRM, 2011). Ficam evidentes os diferentes regimes de precipitação observados em cada Bioma (Cerrado, Caatinga e Amazônia). O gráfico gerado a partir da série histórica de dados médios de GWS consta na Figura 1.9.

Nesta pesquisa, propõem-se a aplicação da análise gráfica do método WTF às séries históricas da variável GWS. Nesta abordagem, a variação de armazenamento de água subterrânea

(Δ GWS) corresponde, em escala de ciclo hidrológico, às taxas de recarga dos aquíferos investigados (Rodell *et al.*, 2007; Hu *et al.*, 2017; Renna Camacho *et al.*, 2023).

Figura 1.8 - Cobertura e resolução espacial do produto GWS (modelo GLDAS) nas áreas de estudo **a)** armazenamento médio de água subterrânea estimado no Brasil para o período de 1977 a 2006 (obtido a partir da interface online Giovanni 4.40) **b)** precipitação anual média acumulada no território brasileiro entre 1977 e 2006 (CPRM, 2011).

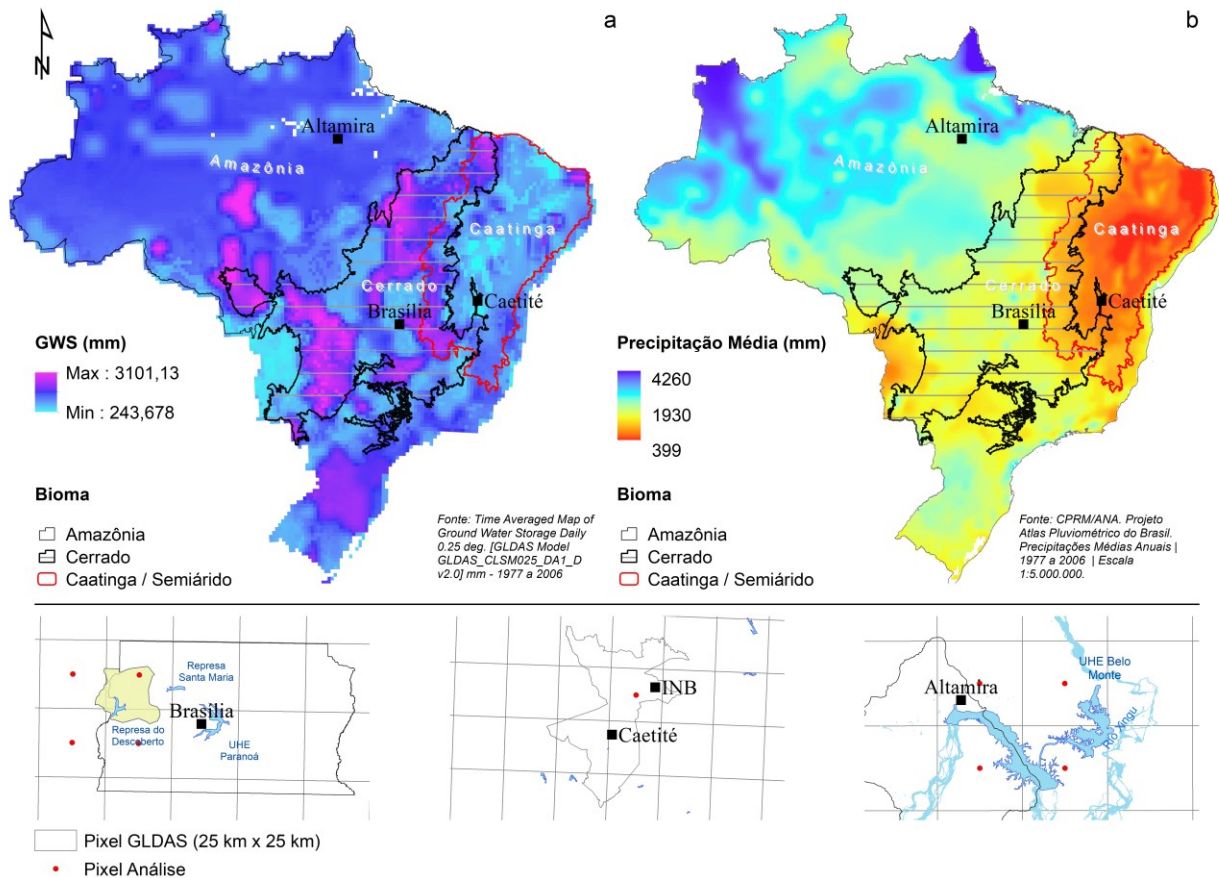
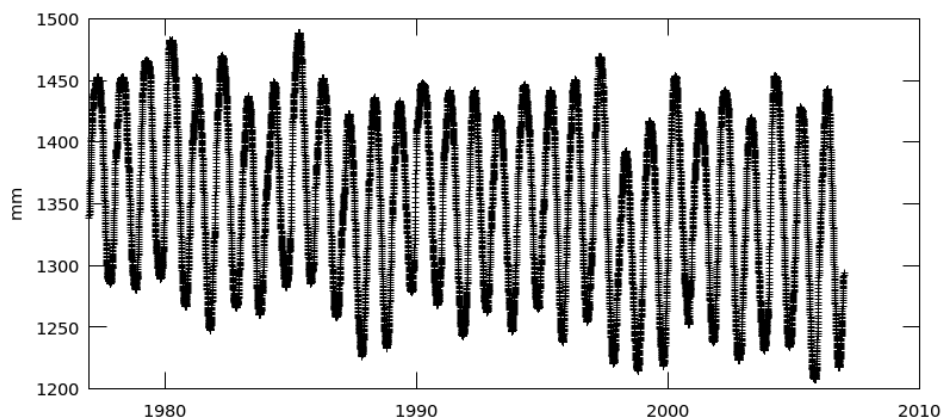


Figura 1.9 - Série histórica de armazenamento médio de água subterrânea estimado para o território brasileiro (intervalo de análise: 1977 a 2006)

Time Series, Area-Averaged of Ground water storage daily 0.25 deg. [GLDAS Model GLDAS_CLSM025_D v2.0] mm over 1977-01-01 00:00:00Z - 2007-01-01 00:00:00Z, Shape Brazil



- Selected date range was 1977-01-01 - 2006-12-31. Title reflects the date range of the granules that went into making this result.

CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A estimativa de disponibilidades hídricas consiste no balanço entre entradas e saídas de um determinado manancial. Idealmente, os excedentes aferidos compõem os volumes disponíveis para uso. Apesar da simplicidade do conceito, o cálculo e a caracterização da dinâmica de um sistema hídrico, seja um reservatório superficial ou um aquífero, implica a realização de diagnóstico dos meios físico e biótico (flora). Além disso, práticas de manejo sustentável podem ser necessárias para o equilíbrio de todo o ecossistema que perfaz uma reserva hídrica.

Embora o ciclo hidrológico seja considerado fechado, a água na superfície terrestre ocorre em diferentes estados. Em meio à dinâmica do ciclo hidrológico, parte da água em fluxo pode ser armazenada sob determinadas condições que restringem a sua disponibilidade ou consumida por processos diversos. Em escala de gestão local, isto pode significar uma “perda” no sistema. Por exemplo, durante um evento de infiltração d’água no solo, uma parcela considerável é retida na porosidade do meio e reciclada por processos de evapotranspiração.

Em hidrogeologia, a taxa de renovação de aquíferos é denominada “recarga”. 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), este é também um dos menos compreendidos. Healy (2010) pondera sobre a grande variabilidade deste parâmetro no tempo e no espaço, enquanto que Hu *et al.* (2019) apontam a escassez ou a baixa resolução espaço-temporal de dados em áreas de interesse.

Kresic (2006), Healy (2010) e Bear (2012) reconhecem a importância de uma série de variáveis que condicionam a magnitude e a efetividade dos processos de recarga. Entre elas, citam-se: 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. O presente capítulo dispõe sobre conceitos e métodos para compreensão do processo físico de infiltração e recarga.

2.1. DEFINIÇÃO CONCEITUAL DO TERMO “RECARGA”

Para o melhor entendimento da hipótese apresentada, é importante discorrer acerca de alguns conceitos básicos e suas implicações. No presente trabalho, é de especial interesse a análise de processos que ocorrem na interface entre atmosfera (precipitação) e litosfera (solos e rochas).

Em áreas naturais, o processo de recarga inicia-se com a infiltração de água meteórica no solo ou em descontinuidades em rochas. Healy (2010) conceitua infiltração como a entrada de água em subsuperfície. O volume de água compreendido como passível de contribuir para a zona

saturada, portanto, refere-se ao volume de precipitação local subtraídas eventuais perdas superficiais, como formação de escoamento superficial (*runoff* ou *overland flow*) e interceptação na copa de árvores. Este primeiro conceito de recarga é denominado “recarga potencial”. Outros autores, como Hendricks Franssen *et al.* (2006), definem o termo “potencial de recarga”, o qual corresponde à diferença entre precipitação e evapotranspiração.

Parte da água de infiltração pode ser reciclada por meio de processos de evapotranspiração, especialmente em regiões com atividade de raízes profundas (Kresic, 2006), retida no armazenamento da zona não saturada ou redistribuída lateralmente no perfil (interfluxo decorrente de contrastes verticais de condutividade hidráulica) (Healy, 2010). Nazarieh *et al.* (2018) consideram que a diferença entre infiltração e a parcela perdida por evapotranspiração equivale à água disponível para percolação profunda. Desta forma, o volume de água que de fato atinge os mananciais subterrâneos é sempre inferior àquela que infiltra. Define-se assim o conceito de “recarga efetiva”.

Quanto aos mecanismos de recarga, a literatura reconhece duas vias. A primeira refere-se ao processo difuso (Healy, 2010), também denominado local ou direto (Allison, 1988; Simmers, 2017). Neste caso, o processo de recarga se dá através de uma pluma de umidade descendente que se move através da zona não saturada. Apesar de comumente aceita como estável, especialmente para modelagens numéricas do tipo *piston-flow* (Sukhija *et al.*, 2003; Chu & Mariño, 2005), esta frente de umidade pode ser irregular, com 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 processo difuso é preponderante em regiões de clima úmido, o processo localizado é crucial em regiões de clima árido e semiárido, pois representa a infiltração em regiões pontuais da superfície, como depressões, juntas e fraturas ou lagos e rios influentes (Sukhija *et al.*, 2003; Healy, 2010; Hendrickx & Walker, 2017). Este conceito é similar ao que a Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH) define como “zona de recarga direta”: “aquela onde as águas da chuva se infiltram diretamente no aquífero, através de suas áreas de afloramento e fissuras de rochas sobrejacentes”.

Para fins desta pesquisa e de modo a evitar a superposição de conceitos, entende-se que processos de recarga atuantes em grandes áreas são do tipo “difusos”, enquanto que aqueles atuantes apenas em regiões de fraturas ou de dolinas são do tipo “diretos”.

2.2. FATORES ATUANTES NOS PROCESSOS DE RECARGA

Um ponto relevante que distingue um reservatório superficial de um reservatório

subterrâneo é a taxa com a qual estes são renovados. O tempo que decorre entre um evento de precipitação e o tempo em que efetivamente verificam-se alterações no armazenamento é tratado na literatura como tempo de retardo ou *lag time*.

A correlação entre eventos de precipitação e recarga, desta forma, não é trivial. Além de aspectos climatológicos, o processo de recarga depende das propriedades físicas de um solo e de seu uso e ocupação. A velocidade de infiltração da água em um solo é diretamente relacionada à sua textura e estrutura (Bernardo *et al.*, 2006; Gaspar *et al.*, 2007). Contrates de velocidade de infiltração decorrem de variações de umidade (vide o conceito de capacidade de campo adiante) (Chu & Mariño, 2005), de granulometria ou mesmo de redução de porosidade efetiva por adensamento. O dimensionamento de sistemas de irrigação demonstra que a velocidade de infiltração de um solo reduz com a continuidade da aplicação de água (Bernardo *et al.*, 2006). A longo prazo, tende-se a atingir um valor constante, denominado velocidade de infiltração básica (VIB) e que corresponde à condutividade hidráulica saturada do meio. Caso a taxa de irrigação seja superior a esta, geram-se condições de empoçamento e escoamento superficial. Este efeito é análogo ao observado em eventos de precipitação de diferentes durações e intensidades (Chu & Mariño, 2005).

Nazarieh *et al.* (2018) indicam que variáveis cruciais para o tempo de retardo na recarga de aquíferos são espessura da zona vadosa, conteúdo prévio de umidade e taxas de percolação verificadas em profundidade. Processos de evaporação e transpiração, por consumirem água, reduzem as taxas de infiltração. Por outro lado, eventos de precipitação episódicos ou irrigação podem resultar em eventos transientes de recarga, o que resulta em maiores taxas de recarga profunda (Dickinson *et al.*, 2014; Nazarieh *et al.*, 2018).

2.3. CONCEITO DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (K)

Em 1856, Henry Darcy demonstrou que a taxa de fluxo de água ($L^3.T^{-1}$) em um meio poroso saturado é diretamente dependente da área considerada (A), do gradiente hidráulico existente entre dois pontos quaisquer (diferença de altura da coluna d'água – h_1-h_2 em relação à distância euclidiana – L) e do coeficiente de proporcionalidade K, denominado condutividade hidráulica ($L.T^{-1}$) (Brutsaert, 2005) (Equação 2.1). Quanto maior o valor de K, maior a facilidade com a qual um meio transmite água.

Equação 2.1 - Lei de Darcy, a qual descreve o fluxo de um fluido através de um meio poroso saturado.

$$Q = KA(h_1 - h_2)/L$$

A infiltração ao longo da zona vadosa, entretanto, ocorre em regime não saturado. Nesta

situação, a mecânica de fluidos é regida pela equação de Richards (Richards, 193) (Equação 2.2). A solução matemática é dependente de relações não lineares entre umidade volumétrica do solo (θ) e as variáveis potencial mátrico (ψ) e condutividade hidráulica vertical não saturada (K_z) (Lopes *et al.*, 2021).

Equação 2.2 - Equação de Richards, a qual descreve o fluxo descendente de um fluido através de um meio poroso não saturado.

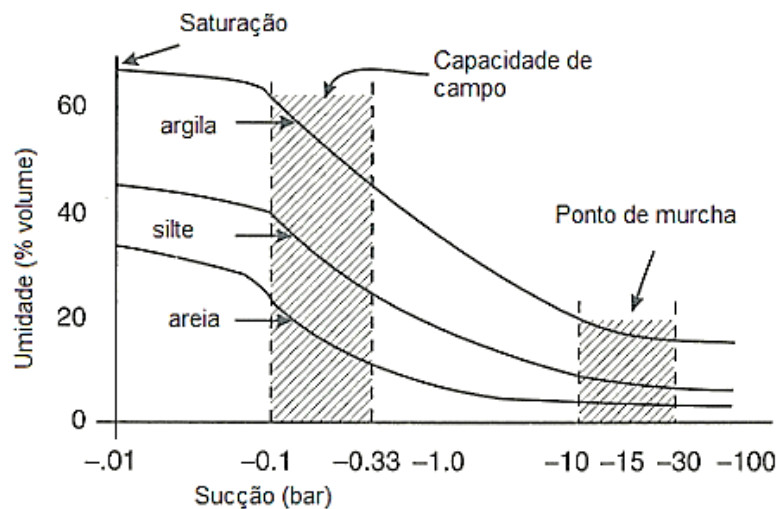
$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \left(1 - \frac{1}{\rho g} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

ρ = massa específica da água (1,00 kg/m³)

g = aceleração da gravidade (9,81 m/s²)

A relação entre θ e ψ descreve a curva de retenção de água no solo. Esta relação é de especial interesse nas ciências agrárias, pois indica a variação volumétrica de água necessária para torná-la disponível às plantas. Idealmente, estes valores se situam entre os pontos de “capacidade de campo” e “ponto de murcha” (Figura 2.1). Enquanto que valores inferiores não podem ser absorvidos pelas plantas, valores superiores estão propensos à percolação vertical pela ação da gravidade. Bernardo *et al.* (2006), entretanto, alertam que mesmo este volume em movimento pode ser utilizado pelas plantas. Apenas para situações de solos muito permeáveis, irrigados em excesso ou em condições de chuvas abundantes e destinados para o cultivo de culturas de sistema radicular pouco profundo que se potencializam as perdas de água por percolação profunda. Na prática, o conceito de capacidade de campo é razoavelmente arbitrário e não necessariamente reflete uma propriedade física do meio (Bernardo *et al.*, 2006).

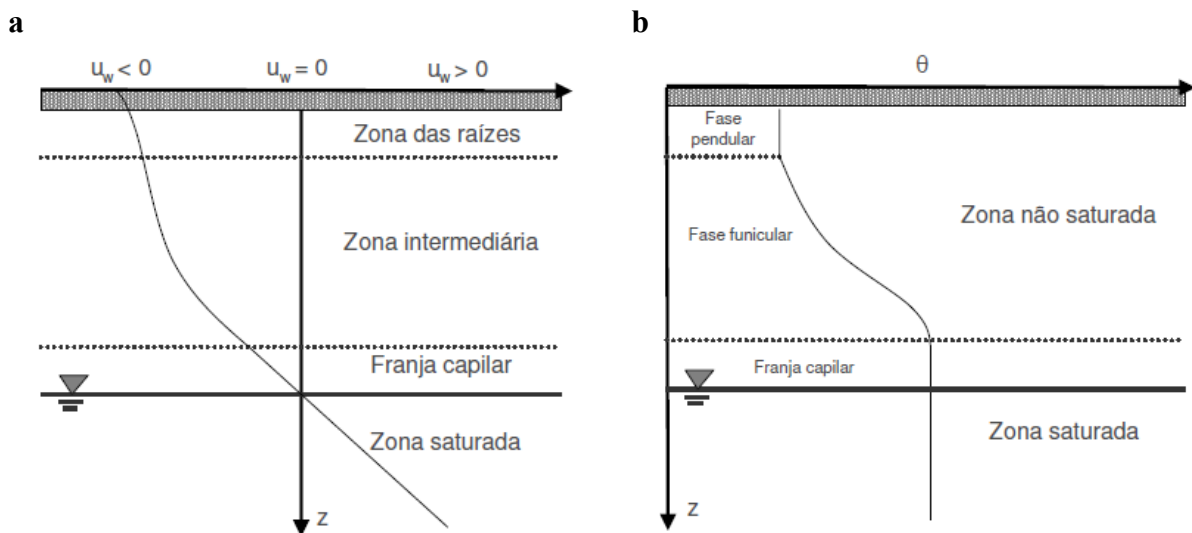
Figura 2.1 - Curvas de retenção de umidade em função da granulometria (extraído de Tolentino Jr., 2022)



A curva de retenção característica de um solo varia tanto em função de sua textura quanto em função da profundidade. Em um perfil vertical ideal, o potencial mátrico é máximo próximo à superfície e gradativamente menor com o aprofundamento e incremento da umidade. Na zona saturada ψ é zero e estabelece-se a pressão (μ_w) neutra (Figura 2.2a).

Pertinente à condutividade hidráulica não saturada (K_z), a equação de Richards demonstra que o valor de K_z aumenta exponencialmente com a variação de θ (Lopes *et al.*, 2021). Uma vez que o teor de umidade de um solo é suficientemente alto a ponto preencher todos os espaços vazios, estabelece-se uma condição de saturação e, portanto, K_z aproxima-se de K (Freeze & Cherry, 1969; Lv *et al.*, 2021). Estas situações podem ser verificadas abaixo do nível d'água e imediatamente acima, na denominada franja capilar (Figura 2.2b). É relevante notar que a expressividade desta franja é inversamente proporcional a granulometria das partículas que compõem o meio aquífero. Em meios fraturados, esta variação pode ser controlada pela abertura e rugosidade de fraturas.

Figura 2.2 - a) Variação vertical do potencial mátrico ψ em um perfil ideal de solo. Na zona saturada o potencial mátrico é zero e define-se a pressão de água (poropressão) μ_w neutra (0). **b)** variação vertical de umidade θ (extraído de Dias, 2012).

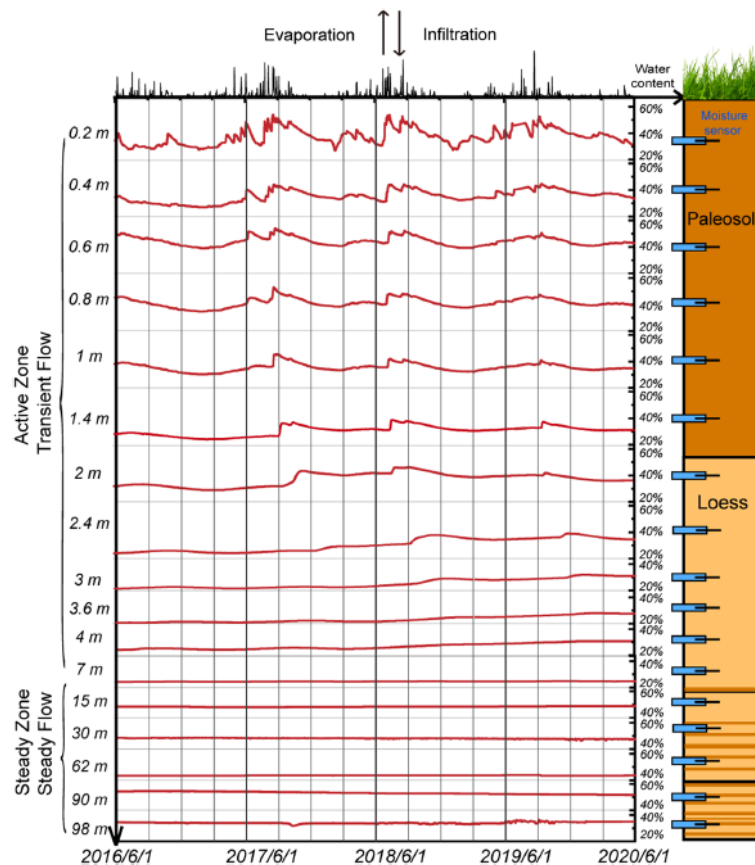


Ao longo do perfil da zona vadosa de um aquífero é natural que se estabeleça uma condição de fluxo contínuo (*steady flux*). A profundidade em que isto ocorre é referida na literatura como profundidade de amortecimento (*damping depth*) (Bakker & Nieber, 2009). Gurdak (2017) refere-se à profundidade de amortecimento como àquela que determina as condições de fluxo subterrâneo em função do seu posicionamento em relação ao nível d'água. Taxas de recarga constantes ocorrem caso essa profundidade situe-se na zona vadosa de um aquífero. Por outro lado, para profundidades de amortecimento situadas abaixo do lençol freático, os eventos de recarga atuantes

são do tipo transientes ou episódicos. Segundo Corona *et al.* (2018), a taxa média de infiltração, o período em que há variação na infiltração e a condutividade hidráulica do meio são significativos para a predição da profundidade de amortecimento. A compreensão destas causas é relevante para estudos de variabilidade climática, uma vez que uma série de estudos demonstraram que condições específicas podem favorecer fluxos de recarga transiente em detrimento a regimes constantes, e, por conseguinte, reduzir a taxa de recarga interanual.

Wang *et al.* (2022) subdividem a zona vadosa em “ativa” e “constante”. Enquanto na primeira predominam fluxos transientes, um regime contínuo é estabelecido em profundidade. Eventos externos adicionam ou removem umidade de camadas próximas a superfície, enquanto em profundidade há menor sensibilidade e tendência de estabilização (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Representação conceitual da variação de umidade vertical em um perfil da zona vadosa (extraído de Wang *et al.*, 2022)



A relevância das propriedades físicas de solos para armazenamento e transporte de águas revelam que a efetividade do processo de recarga está intimamente relacionada à dinâmica de umedecimento e ressecamento de meios porosos, sejam estes naturais ou induzidos por ações antrópicas. Intervalos de recessão pluviométrica, associados a continuidade de atuação de processos de evapotranspiração, portanto, possuem impacto na dinâmica entre infiltração e

recarga.

2.3.1. PARÂMETROS FÍSICOS DO SOLO

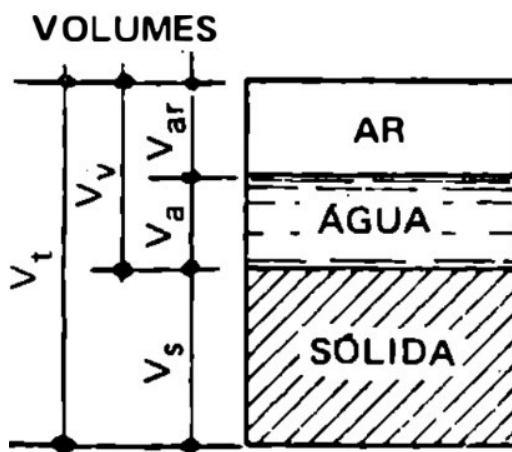
Ainda que o parâmetro condutividade hidráulica seja o mais relevante para diversas aplicações, como determinação de taxa de infiltração, planejamento de práticas de irrigação e modelagem do transporte de contaminantes (Aimrun, 2004), a avaliação de disponibilidades hídricas subterrâneas pode ser realizada com base no conhecimento de propriedades físicas básicas, como porosidade (n), porosidade efetiva (n_e), porosidade eficaz (S_y) e retenção específica (S_r).

Conceitualmente, a porosidade (n) de um meio pode ser expressa pela razão entre volume de vazios (V_v) e volume total de uma unidade de referência (V_t) (Freeze & Cherry, 1969) (Equação 2.3; Figura 2.4)

Equação 2.3 - Definição de porosidade total (n), geralmente expressa em termos percentuais

$$n = \frac{V_v}{V_t}$$

Figura 2.4 - Volumes de uma amostra unitária de solo base para a estimativa de índices físicos (extraído de Caputo, 1988).



O conceito de índice de vazios (e), bastante empregado na mecânica de solos, corresponde a razão entre volume preenchido por ar e/ou água (V_v) e a porção sólida de uma amostra unitária (V_s) (Equação 2.4) (Freeze & Cherry, 1969).

Equação 2.4 - Conceito de índice de vazios

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

O transporte de fluidos em um meio poroso, entretanto, presume interconexão hidráulica. Desta forma, poros isolados tem pouco significado para a avaliação de processos de recarga e estimativa de reservas hídricas. Ao volume de poros que efetivamente contribuem para a transmissão de água atribui-se o conceito de porosidade efetiva (n_e). Bear (1972) define n_e como a diferença entre porosidade total e capacidade de campo ($n_e = n - cc$). Entretanto, conforme abordado acima, o conceito de capacidade de campo é arbitrário e não necessariamente se refere a uma propriedade física do meio. Rawls *et al.* (1983) propõem o conceito de umidade residual, também denominada retenção específica (S_r). Por definição, este parâmetro representa o volume de água retido por forças moleculares e tensão superficial em poros interconectados após a ação da gravidade. Desta forma, tem-se que (Equação 2.5):

Equação 2.5 - Conceito de porosidade efetiva

$$n_e = n - S_r$$

Outros estudos abordam a equivalência do parâmetro S_r com os conceitos de capacidade de campo (Meinzer, 1923; Brutsaert, 1967; Corey, 1977; Gillham, 1984; Nachabe, 2002; Nachabe *et al.*, 2003) e umidade residual (Crosbie *et al.*, 2005; Loheide II *et al.*, 2005).

Em hidrogeologia é comum o conceito de vazão específica (S_y – *specific yield*), denominado também porosidade eficaz e, menos comumente, de produção específica. Segundo Todd (1959) e Freeze & Cherry (1979), este conceito refere-se ao volume de água que um aquífero libera ou armazena em função de uma variação unitária de carga hidráulica. Para situações de aquíferos livres, este conceito se aproxima ao de porosidade efetiva (n_e) e ao seu coeficiente de armazenamento (S). Desta forma, diversos autores consideram os valores de porosidade efetiva e eficaz como equivalentes (Boutwell *et al.*, 1986; Stephens, 1998) e, portanto, o valor de porosidade pode ser definido como (Equação 2.6):

Equação 2.6 - Conceito de porosidade total

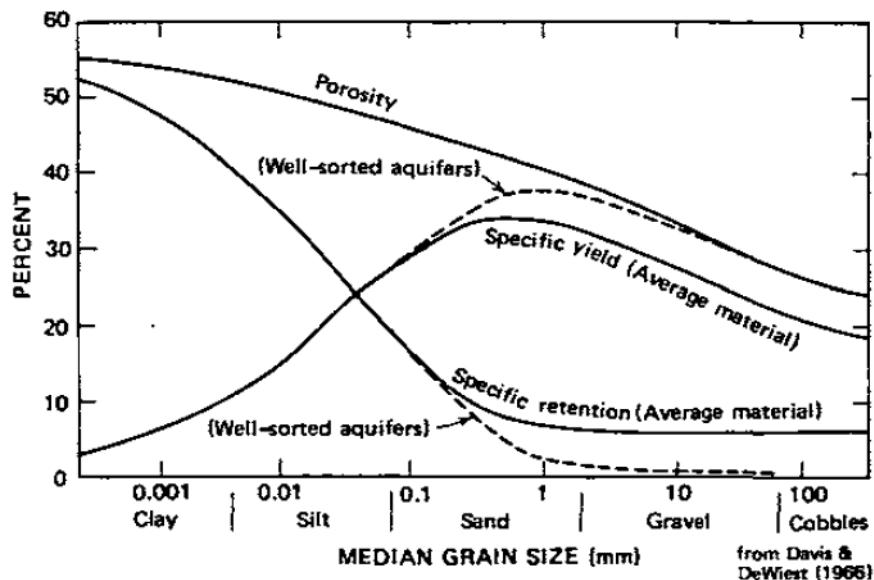
$$n = S_y + S_r$$

Cabe destacar, entretanto, que autores como Domenico e Schwartz (1997) consideram que a porosidade total deve ser representada como $n = S_y + S_r + \text{volume de poros isolados}$, onde $n_e = S_y + S_r$, isto é, equivalente a todo o volume existente em poros interconectados, seja ele drenado ou retido. A equivalência entre n_e e S_y portanto, se restringiria a materiais de granulometria grossa, onde a retenção específica é mínima.

A relação entre porosidade (n), porosidade eficaz (S_y ou n_e), retenção específica (S_r) e a granulometria de amostras naturais é apresentada na Figura 2.5. De maneira geral, S_y tende a

aumentar com o aumento da granulometria (Beretta & Stevenazzi, 2018). Entretanto, a partir da faixa do cascalho nota-se tendência de redução. Uma explicação razoável é que, ainda que o diâmetro dos poros seja maior, este espaço é geralmente preenchido por partículas menores.

Figura 2.5 - Diagrama de Eckis (extraído de Gibb *et al.*, 1984). Para discussões adicionais, referir-se a [The Groundwater Project](#).



2.3.2. POROSIDADE EFICAZ (S_y) TRANSIENTE

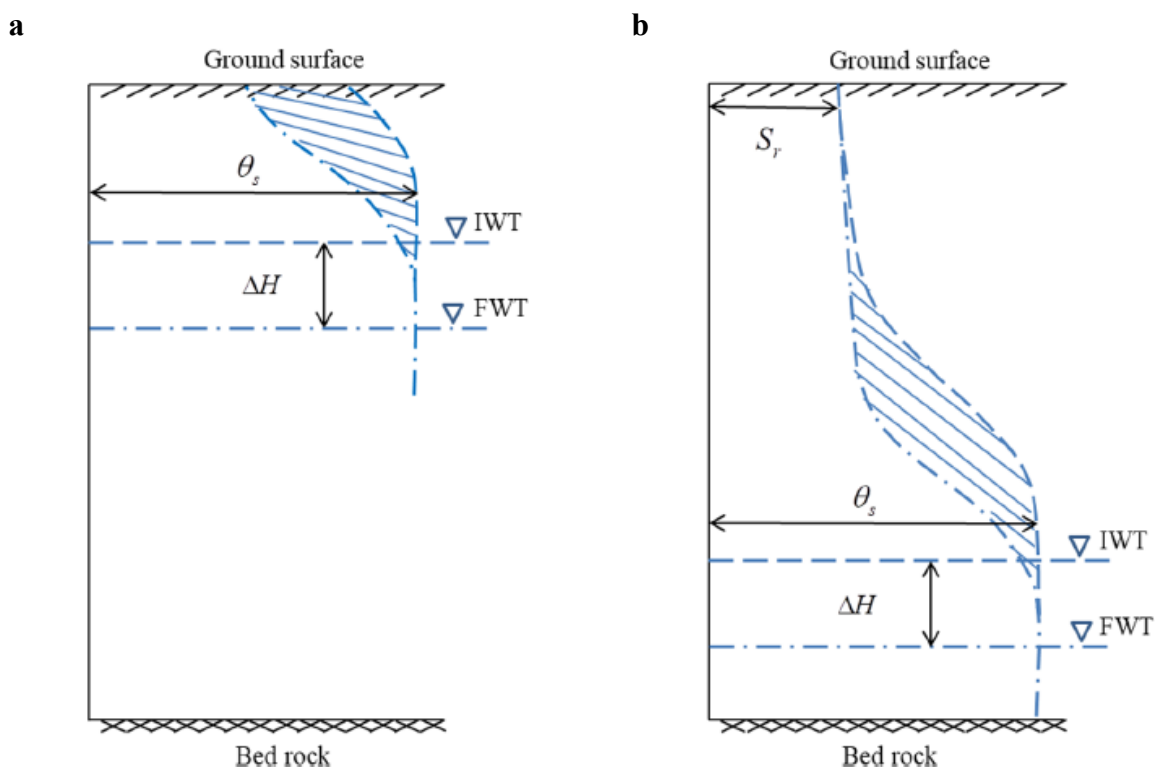
Diferentes estudos demonstram que a porosidade eficaz de um meio varia com o tempo e em função da profundidade do nível freático (NF) (Lv *et al.*, 2021).

De fato, o conceito de S_y definido na literatura clássica (Meinzer, 1923) é constante e não considera os efeitos da hidrodinâmica da zona não saturada (Cheng *et al.*, 2020). Além disso, é fácil perceber que o fluxo de água em um meio poroso não é imediato e, portanto, quanto menor o tempo, menor o valor de S_y (Lv *et al.*, 2021). A variação da magnitude deste parâmetro pode ser relevante tanto para a extração de água de aquíferos quanto para avaliação da dinâmica de recarga. Worthington *et al.* (2019), por exemplo, comentam que a porosidade eficaz durante um ensaio de bombeamento tende a aumentar, especialmente para o caso de meios aquíferos com dupla porosidade. Cheng *et al.* (2020), por sua vez, argumentam que a flutuação sazonal do NF pode ser distinta durante os processos de ascensão (umedecimento) e deplecionamento (ressecamento), visto que a porosidade de enchimento (*fillable porosity*) pode ser menor que a porosidade drenável (*drainable porosity*), o que se justifica pelo enclausuramento de ar (Lv *et al.*, 2021). Como resultado, há uma menor capacidade de armazenamento para a situação de recuperação de nível (Freeze & Cherry, 1979).

A posição do nível freático em relação a superfície determina a sensibilidade da variação

de armazenamento da zona saturada. Segundo Lv *et al.* (2021), níveis freáticos rasos implicam pequenos valores de S_y . Uma vez que o armazenamento da franja capilar é desprezível, pequenos volumes de chuva resultam em uma abrupta mudança de nível d'água. Com o aprofundamento do lençol freático, os efeitos da capilaridade podem ser ignorados, o que aproxima o valor de S_y transiente ao valor de S_y intrínseco ao meio poroso. Estas relações podem ser observadas na Figura 2.6. Diferentes estudos demonstram que o valor de S_y máximo é atingido em profundidades superiores a 1 m para solos de textura grossa e superiores a 10 m para solos de textura fina (Lv *et al.*, 2021).

Figura 2.6 - Perfis de umidade vertical em função da profundidade do nível freático **a)** raso e **b)** profundo. Neste esquema, θ é equivalente a n e IWT e FWT referem-se aos níveis d'água (*water table*) iniciais e finais, respectivamente. Para interpretação da variação de S_y , relembra-se que $n = S_y + S_r$. Curvas à esquerda representam, idealmente, a variação de umidade esperada durante o processo de recuperação de nível (n preenchido por ar) (extraído de Lv *et al.*, 2021).



É importante destacar que ambos os parâmetros “porosidade eficaz” e “condutividade hidráulica” são dependentes da granulometria do meio. Equações empíricas que correlacionam estas propriedades são relevantes em estudos hidrogeológicos, pois simplificam a parametrização das propriedades físicas de um aquífero.

Ahuja *et al.* (1984), por exemplo, destacam que a caracterização física de solos em laboratório é demorada e custosa. Além disso, a obtenção de amostras indeformadas

representativas pode ser um desafio (Ribeiro *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2010). Em campo, valores de S_y podem ser estimados a partir de ensaios de rebaixamento (Ribeiro *et al.*, 2007), o que, entretanto, pode ser tecnicamente inviável em grandes áreas de estudo (Beretta & Stevenazzi, 2018) ou em meios porosos pouco produtivos. Kuang *et al.* (2020) discutem a execução de ensaios do tipo *slug test* para cálculo do coeficiente de armazenamento específico (S_s). Uma vez que o coeficiente de armazenamento (S) pode ser descrito conforme Equação 2.7:

Equação 2.7 - Cálculo para estimativa do coeficiente de armazenamento (S)

$$S = S_s * b$$

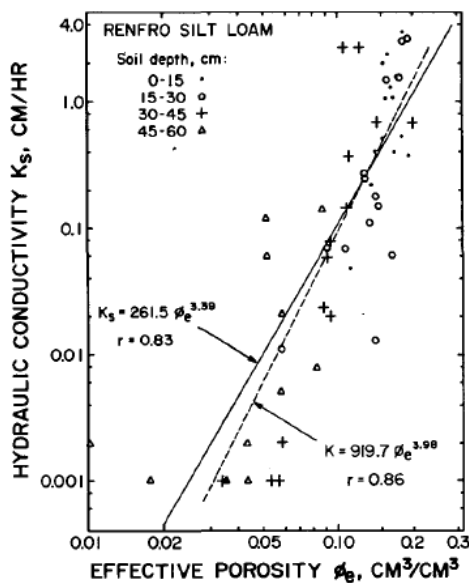
b = espessura saturada

Este valor pode ser utilizado, para o caso de aquíferos livres, para estimativa do parâmetro S_y , visto que nestas situações $S = S_y$.

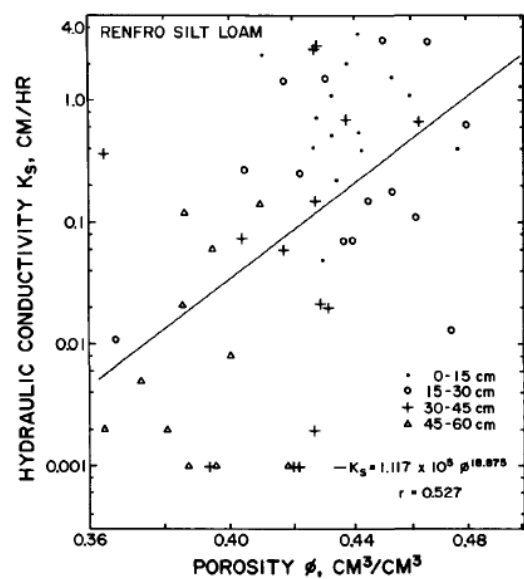
A determinação de valores de K *in situ*, por sua vez, é mais simples. Motivados por esta facilidade, diferentes autores propõem métodos para estimativa da porosidade drenável de um meio a partir de valores de condutividade hidráulica (van Beers, 1965; Ahuja *et al.*, 1984; Otto, 1988; Poulsen *et al.*, 1999a,b; Ribeiro *et al.*, 2007; Beretta & Stevenazzi, 2018) e vice-versa (Ahuja *et al.*, 1989). Segundo Ahuja *et al.* (1984), esta relação é representada por uma equação Kozeny-Carman em que $K = B * n_e^n$, onde B e n são constantes. Como consequência, as soluções gráficas revelam que, apesar de representarem parâmetros intrínsecos do meio e haver uma correlação satisfatória, a variação não ocorre em uma proporção 1:1 (Figura 2.7).

Figura 2.7 - a) condutividade hidráulica (K) em função da porosidade efetiva (n_e) b) condutividade hidráulica (K) função da porosidade total (n) (extraído de Ahuja *et al.*, 1984).

a



b



2.4. INTERFACE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS-SUPERFICIAIS

A água subterrânea é um recurso valioso para o desenvolvimento das atividades humanas. Entretanto, os aquíferos são também fundamentais para a manutenção de ecossistemas aquáticos superficiais (Hu *et al.*, 2019). De fato, a hidrografia superficial pode tanto abastecer aquíferos, especialmente em ambientes áridos (Alazard *et al.*, 2016) ou em estação de cheias (Saha *et al.*, 2017), quanto ser alimentada por águas subterrâneas durante períodos secos (Saha *et al.*, 2017).

A quantidade e a qualidade de águas superficiais mantidas por aquíferos são dependentes de uma série de fatores. Matiatos *et al.* (2018), por exemplo, reconhecem para ambientes deltaicos elevada importância da variação granulométrica lateral e vertical destes depósitos. A qualidade das águas, por sua vez, é fortemente dependente das reações hidrogeoquímicas com os diversos tipos de sedimentos. De forma genérica, variações na precipitação, na descarga de rios e no nível freático podem significar reduzido reabastecimento do sistema aquático como um todo. A infiltração ou escoamento superficial de nutrientes utilizados na agricultura, como nitrogênio e fósforo, comprometem a qualidade das águas (Matiatos *et al.*, 2018).

Hu *et al.* (2019) preocupam-se não apenas com variáveis naturais, mas também com o impacto oriundo de ações antrópicas sobre as disponibilidades hídricas. Para estes autores, elevadas taxas de bombeamento associadas a mudanças nos padrões de uso e ocupação dos solos e a mudanças climáticas representam os principais vetores de pressão para o gerenciamento dos sistemas aquáticos subterrâneos nas costas sul e sudoeste da Austrália.

A alta sensibilidade da hidrologia a variações climáticas é atualmente um consenso (Gosling & Arnell, 2016). Entretanto, esta abordagem aplicada aos recursos subterrâneos sempre foi subsidiária em comparação aos recursos superficiais. Em primeiro lugar, porque o acesso a estes é indireto e pontual (poços de monitoramento). Em segundo lugar, porque as relações entre chuva e recarga não são, necessariamente, diretas. Estudos são ainda mais escassos quando se consideram a avaliação de impactos de forma simultânea sobre águas superficiais e subterrâneas (Saha *et al.*, 2017). De toda forma, variações climáticas podem impactar a dinâmica de flutuação de aquíferos e, por consequência, afetar a vazão de nascentes e cursos hídricos associados. Por exemplo, Saha *et al.* (2017), ao avaliarem o comportamento de aquíferos do Canadá, preveem uma redução no escoamento de base de até 5,5% entre 2020 e 2040, a depender do cenário modelado de emissão de gases de efeito estufa/mudanças climáticas.

2.5. VAZÃO DE BASE

Enquanto o movimento vertical de percolação é a principal componente de recarga de

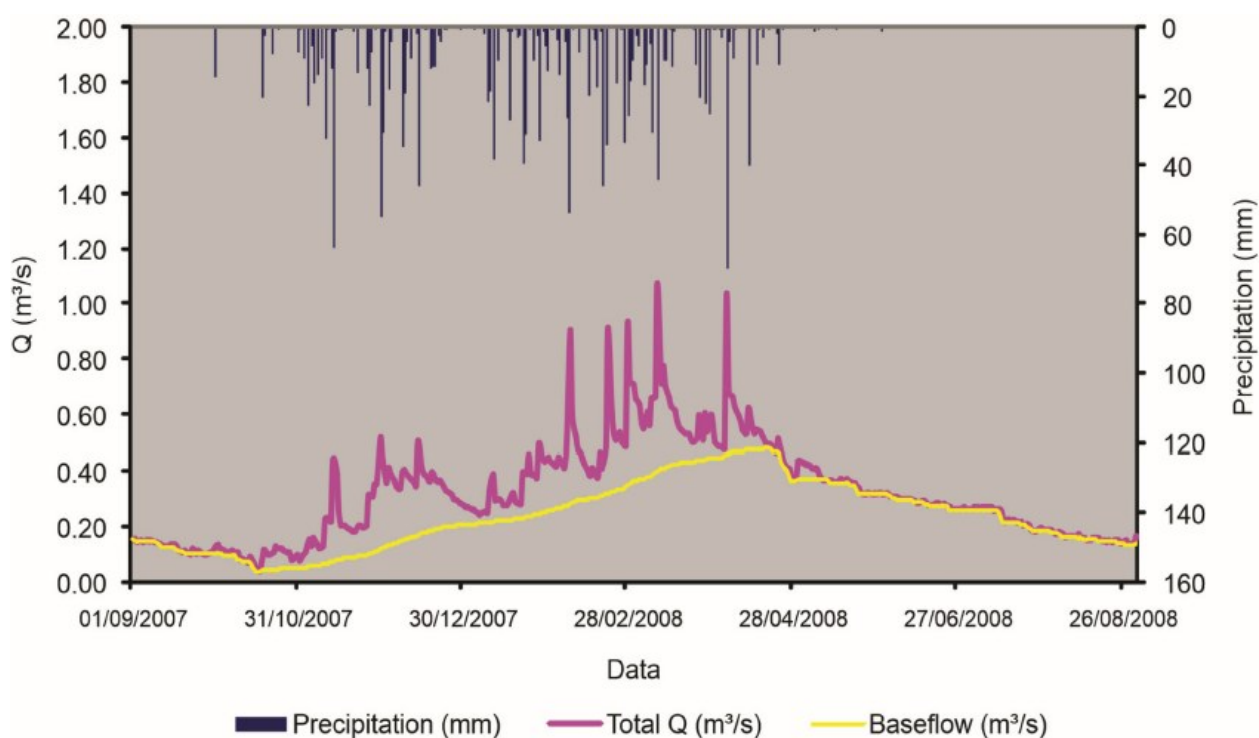
aquíferos, o movimento lateral representa uma importante forma de descarga.

O afloramento de águas subterrâneas pode ser controlado por fatores topográficos ou geológico-estruturais. Em termos de regime de fluxo, nascentes e olhos d'água podem ser intermitentes ou perenes. Além disso, destes podem se formar cursos superficiais de água.

A formação e a manutenção de córregos e rios, especialmente em porções altas de bacias hidrográficas, estão associadas a três componentes: 1) escoamento superficial, 2) fluxo subsuperficial ou interfluxo (zona não saturada) e 3) descarga de aquíferos ou fluxo de base (Hall, 1968; Winter, 2007).

A representação gráfica da vazão de uma rede de drenagem ao longo do tempo evidencia picos de cheia e momentos de recessão. Enquanto águas meteóricas contribuem para os primeiros, e se caracterizam por períodos de curta duração, a recessão se estende ao longo do tempo (Figura 2.8) e é associada a contribuições dos aquíferos. A este conceito atribui-se a definição de vazão ou fluxo “de base” (Hall, 1968; Tallaksen, 1995). Diversos autores (Risser *et al.*, 2005; Zomlot *et al.*, 2015) consideram que a estimativa de vazões de base (L^3T^{-1}) pode ser utilizada para inferir a recarga (LT^{-1}) em uma área de contribuição qualquer (L^2) (Mattiuzzi *et al.*, 2015). Contudo, deve-se atentar para o fato de que esta prática presume que os divisores hidrográficos coincidem com os divisores hidrogeológicos, o que pode resultar em valores equivocados (Delin & Risser, 2007).

Figura 2.8 - Exemplo de hidrograma decomposto entre vazão total e fluxo de base (*baseflow*) (extraído de Santos *et al.*, 2021).



2.6. ÁREAS ÚMIDAS EM ZONAS DE DESCARGA AQUÍFERA

Dentre os diversos ecossistemas existentes, as áreas úmidas são de especial interesse por constituírem a interface entre ambientes terrestres e aquáticos (Junk *et al.*, 2013). Essa peculiaridade proporciona o desenvolvimento de uma biodiversidade única, além de relevante papel para a dinâmica dos recursos hídricos superficiais (Hu *et al.*, 2019).

A ocorrência de ambientes úmidos possui estreita relação com fatores geomorfológicos e geológicos. De forma geral, esses formam-se em locais baixos e com pouca declividade (*lowlands*). Tal configuração do relevo favorece a concentração e a estagnação de linhas de fluxo tanto superficiais quanto subterrâneas. Todavia, os ecossistemas em questão ocorrem também ao longo de cursos d'água e na região de influência de nascentes e olhos d'água (Junk *et al.*, 2013), geralmente posicionados em compartimentos elevados do terreno. Ainda, processos pedogenéticos em bordas de chapada propiciam a formação de crostas lateríticas contínuas, cuja permeabilidade reduzida configura uma barreira hidráulica ao fluxo e dá forma a faixas de hidromorfismo.

A perenidade de uma área úmida está intimamente relacionada à oscilação do nível freático raso (Junk *et al.*, 2013). Níveis d'água estáveis favorecem condições permanentes de inundação. Por outro lado, em sistemas aquíferos com maior amplitude de flutuação pode haver o ressecamento temporário de horizontes superficiais, ainda que em subsuperfície permaneçam condições de umidade maiores em função da atuação de forças capilares. No caso de nascentes, o rebaixamento do nível freático implica migração para jusante do afloramento d'água.

No Bioma Cerrado, onde prevalece o clima semiúmido de inverno seco, é a resiliência destas áreas úmidas a responsável pela manutenção de corredores de formações florestais em meio a formações savânicas (Junk *et al.*, 2013). Em termos de recursos hídricos, a manutenção de nascentes pela vazão de base de aquíferos (Campos, 2004; Saha *et al.*, 2017) garante o suprimento de água em meio a longos períodos de estiagem. Apesar da abordagem dissociada, a vegetação ripária existente em cabeceiras de riachos atua como uma força positiva na manutenção hídrica. Ao funcionar como uma zona de estabilização de margens e de tamponamento à atividade bioquímica, além de filtrar sedimentos, substâncias químicas e nutrientes (Lowrance *et al.*, 1984; Tanaka *et al.*, 2016; Iori *et al.*, 2020; Vieira & Tejerina-Garro, 2020), a flora marginal ao curso d'água garante quantidade e qualidade à água produzida.

Em face da importância e da particularidade de ocorrência, ecossistemas desenvolvidos em regiões úmidas exigem planos de manejo e conservação próprios. A ocorrência errática destes ambientes na paisagem do cerrado e de floresta é um desafio a mais para sua gestão. Além disso, mudanças cíclicas nas condições de encharcamento, decorrentes tanto de variações climáticas de

curto prazo, quanto de mudanças no regime de infiltração em função do uso do solo, trazem dúvidas quanto à classificação de áreas úmidas. Perante o atual ordenamento jurídico, a dinâmica de uma área úmida é de fundamental importância, uma vez que o critério perenidade é definidor de faixa de preservação permanente em algumas situações.

2.7. MÉTODOS PARA A QUANTIFICAÇÃO DE RECARGA

Healy (2010) separa as técnicas de mensuração de recarga em dois grandes grupos: aquelas aplicadas para estimativas de recarga potencial e aquelas que almejam a quantificação da recarga efetiva. Enquanto no primeiro grupo constam diversos ensaios que tem por objeto de estudo sistemas superficiais e a zona vadosa de aquíferos, o cálculo de recarga efetiva ocorre com dados de nível d'água subterrânea, principalmente (Delin & Risser, 2007).

2.7.1. BALANÇO HÍDRICO

Sob a perspectiva de um aquífero, um evento de recarga qualquer pressupõe um volume de água superior às parcelas interceptadas, armazenadas ou consumidas ao longo do ciclo hidrológico. Uma forma de se avaliar a dinâmica de uma região é a descrição das componentes do balanço hídrico. Segundo Freeze & Cherry (1979), uma equação simples consiste em (Equação 2.8):

Equação 2.8 – Balanço hídrico, segundo Freeze e Cherry (1979)

$$P = Q + ET + \Delta S$$

Onde P representa a precipitação (eventualmente adicionada de fontes externas, como irrigação), Q o escoamento superficial, ET a evapotranspiração e ΔS a variação na taxa de armazenamento de reservatórios superficiais e subterrâneos (tanto em camadas saturadas como em não saturadas), isto é, a TWS (Humphrey *et al.* 2023).

A nível de aquífero, o balanço hídrico do sistema pode ser descrito conforme a seguinte equação (Equação 2.9):

Equação 2.9 - Balanço hídrico sob a ótica de avaliação de um aquífero

$$R = P - ET - R_s - \Delta S$$

Onde R significa a recarga, P a precipitação (pluviométrica), ET a evapotranspiração, R_s o escoamento superficial e ΔS a variação de armazenamento do solo. Em escala de ciclo hidrológico, as componentes R_s e ΔS são comumente desprezadas, pois são de difícil estimativa. Desta forma, a equação reduz-se à diferença entre precipitação e evapotranspiração. Conforme abordado

anteriormente, a este valor atribui-se o conceito de “potencial de recarga” (Hendricks Franssen *et al.*, 2006). Outros autores o definem como “recarga potencial” (de Vries & Simmers, 2002; Orehova *et al.*, 2012).

Cabe ponderar que a variação de armazenamento do solo, contudo, é crucial para o processo de recarga, pois variações sazonais ou atípicas nas condições de capacidade de campo possuem impacto na efetividade da infiltração vertical durante um ano hidrológico. Desta forma, a aplicação de um simples balanço hídrico é demasiadamente simples.

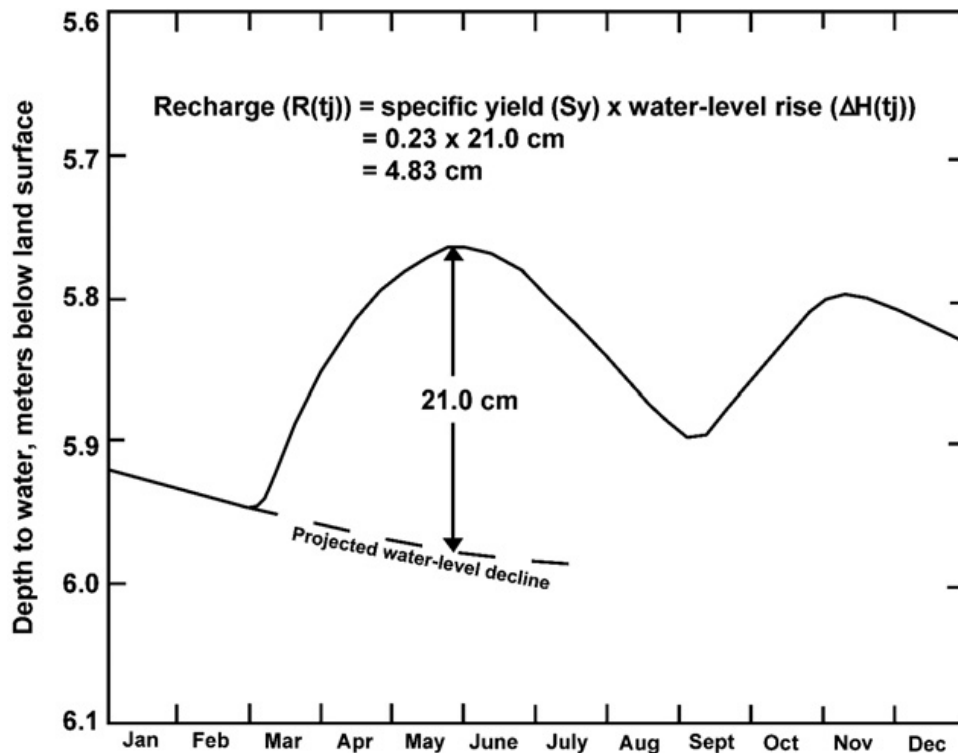
Como alternativa, as relações entre precipitação e evapotranspiração podem ser descritas pelo método do Balanço Hídrico Climatológico (Thornthwaite & Mather, 1955; 1957). O método considera, também, valores arbitrários de conteúdo de água no solo (CAD). Uma vez que esta é reposta, volumes adicionais representam um excedente hídrico, o qual compõe, assim, o volume que potencialmente atingirá a zona saturada.

Na prática, este excedente pode se converter tanto em percolação profunda quanto em escoamento superficial (Steenhuis & Van der Molen, 1986; Alley, 1984; Zimmermann, 2006). Desta forma, estudos regionais simplificados preveem a estimativas de taxas de recarga efetiva como um percentual do excedente hídrico. Uma fragilidade desta avaliação é a não previsão de recarga em áreas de clima árido e semiárido, sendo que dados de observação direta demonstram o contrário (Alley, 1984).

As limitações descritas acima evidenciam que a abordagem do balanço hídrico é válida para grandes escalas e, geralmente, refletem uma primeira estimativa da dinâmica hídrica de uma região. Na ausência de dados mais robustos, a taxa de recarga potencial pode ser um importante métrica de gestão. Contudo, a estimativa de taxas efetivas é desejável, mas exige infraestrutura e dados mais robustos, como será discutido a seguir.

2.7.2. MÉTODO *WATER TABLE FLUCTUATION*

O monitoramento da flutuação histórica de níveis d'água é tradicionalmente aplicado em estudos de recarga. O método, denominado de variação do nível freático (*Water Table Fluctuation* - WTF) (Meinzer, 1923), consiste no produto entre a diferença de níveis d'água (Δh) ao longo de um período de interesse e a porosidade eficaz (S_y) do meio aquífero (Healy & Cook, 2002; Feitosa *et al.*, 2008). Por definição, a amplitude de variação do NA considera a curva antecedente de recessão (Figura 2.9), cujo traçado é geralmente subjetivo (Healy & Cook, 2002). Conforme abordado anteriormente, para aquíferos livres a porosidade efetiva (n_e) é equivalente a porosidade específica ou eficaz (S_y) (também denominada vazão específica), isto é, ao volume drenado sob ação da gravidade ou à parte da porosidade total livre para o fluxo (Feitosa *et al.*, 2008).

Figura 2.9 - Estimativa de recarga com base em dados hipotéticos (extraído de Delin *et al.*, 2007).

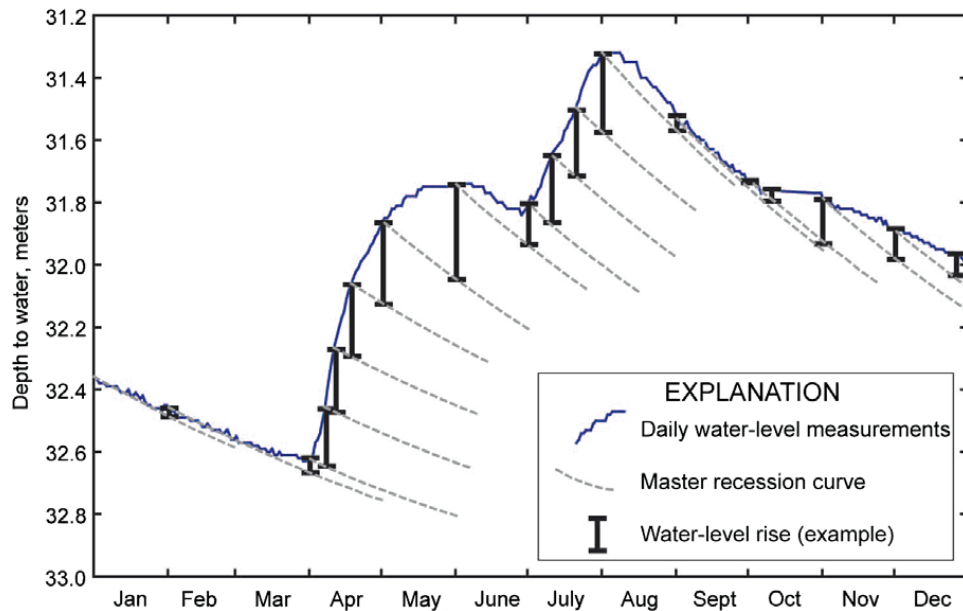
Segundo Nimmo *et al.* (2015), o método WTF permite a análise de eventos de recarga individuais a partir da construção de um hidrograma com dados de potenciometria. Healy & Cook (2002) argumentam que a aplicabilidade deste método se restringe a aquíferos livres e rasos, pois as perdas durante longos percursos através da zona vadosa reduzem a efetividade da recarga. Como exceção, os autores discutem a possibilidade de se aplicar o método WTF a aquíferos profundos, desde que estes apresentem eventos episódicos de recarga (Healy & Cook, 2002; Nazarieh *et al.*, 2018).

O método também pode ser aplicado para aquíferos fraturados, desde que sejam livres e que um fator equivalente à porosidade efetiva seja disponível. Neste sentido, é possível a aplicação do conceito de índice de faturamento interconectado (I_{fi}), proposto por Campos & Almeida (2012).

O intervalo de tempo para quantificação de recarga é definido como aquele compreendido pelo retardo na recarga, comumente de algumas horas ou dias ou mesmo meses (Healy & Cook, 2002; Nazarieh *et al.*, 2018). Desta forma, o método demanda dados com resolução temporal adequada a realidade de cada sistema aquífero. Idealmente, o método prevê a estimativa de pulsos de recarga ao longo de uma curva geral de ascensão (Figura 2.10). Caso aplicado a intervalos de tempo maiores (sazonal ou anual), o valor estimado passa a representar a variação do armazenamento (ΔS_{gw}), referido como recarga “líquida” (Healy & Cook, 2002). Neste caso, a amplitude de variação do nível d’água é simplificada à diferença entre o mínimo e máximo da série temporal de análise (Healy & Cook, 2002). A diferença verificada entre recarga efetiva estrito

senso e recarga líquida reflete perdas por processos de evapotranspiração na zona saturada, perdas por interfluxo e vazão de base (Healy & Cook, 2002).

Figura 2.10 - Intervalos de ascensão de nível d'água com base em múltiplas curvas de recessão hídrica (extraído de Delin *et al.*, 2007).



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 o que método não prevê recarga (Healy & Cook, 2002).

CAPÍTULO 3 - DEMANDAS HÍDRICAS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEAS

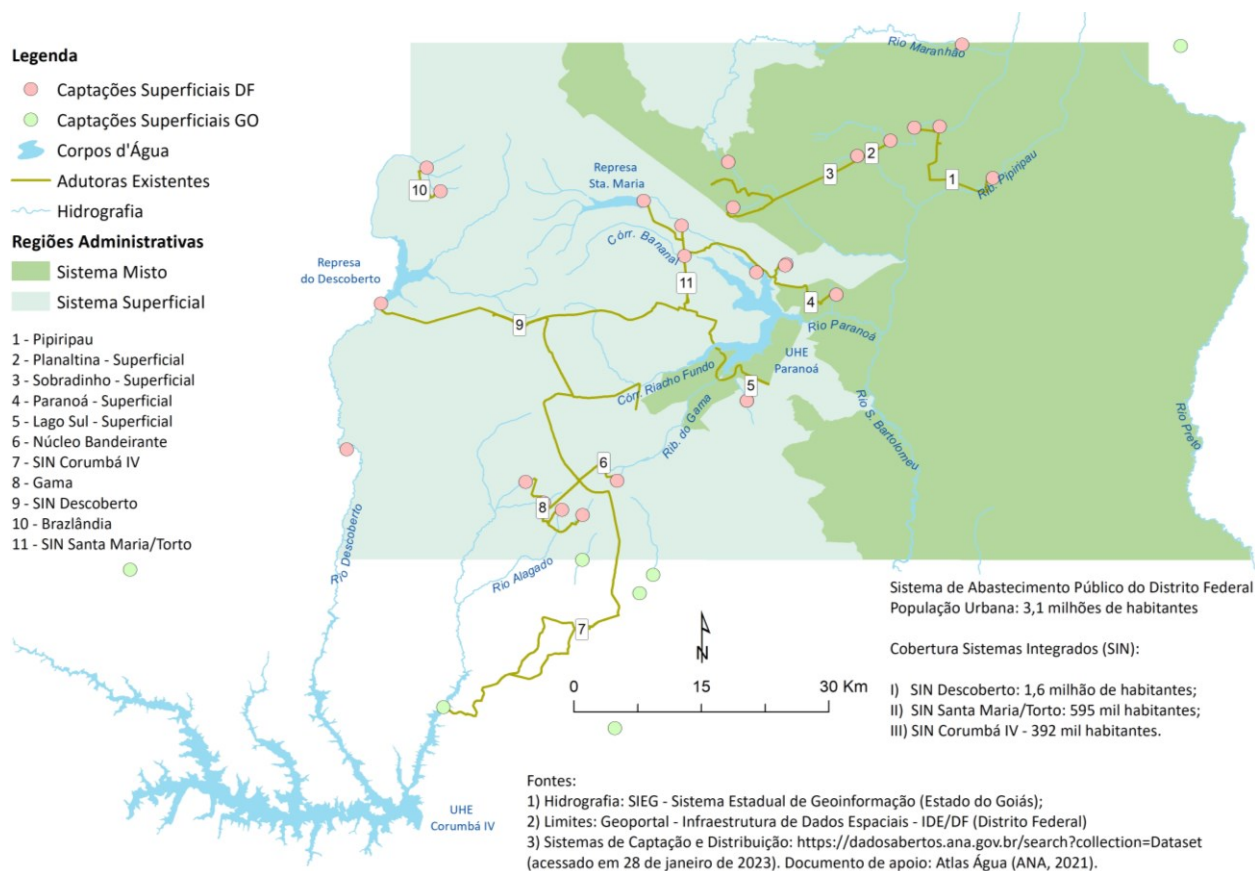
A garantia de acesso amplo a água de qualidade é base para o desenvolvimento humano e de atividades socioeconômicas. A concepção de planos de gerenciamento de recursos hídricos orienta-se por quatro pilares. Além do dimensionamento de reservas - quantidade - e da classificação e enquadramento perante os usos múltiplos - qualidade -, a viabilização de um sistema de captação e distribuição deve ponderar sobre a resiliência a eventos extremos (que impliquem vulnerabilidade tanto à quantidade quanto à qualidade de mananciais) e sobre a disponibilidade para a conservação de ecossistemas aquáticos. Estas quatro dimensões dão forma ao conceito de segurança hídrica (ANA, 2019) e o não cumprimento, de qualquer que seja, caracteriza um fator de risco.

O abastecimento público brasileiro é primordialmente superficial. Segundo ANA (2021), 43% dos municípios possuem captações exclusivamente em rios, represas ou açudes. Sistemas complementados por águas subterrâneas (poços isolados, baterias ou minas) estão presentes em 14% das áreas municipais. Combinados, estes 57% refletem a principal forma de acesso a água de 85% da população urbana. Por fim, 40% dos municípios contam com sistemas exclusivamente subterrâneos, enquanto que em 3% os sistemas são mistos, mas com preponderância de poços.

Neste capítulo é descrito, de forma breve, o panorama dos sistemas de captação de água de cada área de estudo. Em aderência à área de concentração desta tese, o objetivo é contextualizar e evidenciar a relevância de sistemas aquíferos para o acesso a água de qualidade, sejam estes rasos ou profundos.

3.1. DISTRITO FEDERAL

No Distrito Federal, o sistema de abastecimento é do tipo misto, com predominância de água superficial. Segundo ANA (2021), 84% da captação ocorre em reservatórios e a fio d'água. A distribuição ocorre via sistemas adutores integrados e isolados (Figura 3.1). Poços correspondem a apenas 16% da produção e atendem a redes específicas de 6 regiões administrativas (de um total de 33): Sobradinho e Sobradinho II (sistema de 41 poços + 1 poço isolado), Planaltina (sistema de 7 poços), Paranoá (sistema de 9 poços), São Sebastião (sistema de 19 poços) e Lago Sul (sistema de 4 poços).

Figura 3.1 - Croqui do sistema distribuição de água do Distrito Federal (adaptado de ANA, 2021).

Em termos de capacidade produtiva, destacam-se os reservatórios das barragens do Descoberto (4.603,4 L/s), Corumbá IV (2.800,0 L/s) e de Santa Maria (1.132,8 L/s). Estima-se que a população urbana atendida apenas pelos 3 sistemas integrados (SIN) homônimos é de 2,6 milhões de habitantes, o que representa cerca de 83% dos habitantes. Apenas o Sistema Descoberto responde por cerca de 60% do fornecimento de Brasília e região. A vazão suplementar captada em poços, por sua vez, é de 371,7 L/s (ANA, 2021). O índice de segurança hídrica (ISH), conforme diretrizes do Plano Nacional de Segurança Hídrica (PNSH), é considerado “alto” pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2021) e a cobertura do sistema de abastecimento público é próxima a 99%.

Apesar de a população presente em cidades do Distrito Federal responder por cerca de 96% da população total, dados demográficos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2011) indicam que cerca de 90.000 pessoas desenvolvem atividades em zonas rurais. ADASA (2017) estima que apenas 15% destes habitantes são atendidos por sistemas independentes operados pela companhia de saneamento local (Companhia de Saneamento Ambiental do Distrito Federal - CAESB). O percentual fora da cobertura pública recorre a fontes individuais com pouco ou nenhum controle de qualidade (ADASA, 2017).

A agência de águas destaca captações expressivas via poços rasos e pondera sobre a susceptibilidade destas estruturas a contaminações, isto é, ressalta um ponto de atenção quanto à segurança hídrica destas fontes.

O Quadro 3.1 apresenta, por macrozona, o número de outorgas de águas subterrâneas válidas para o mês de março de 2023¹. O gráfico incluiu, também, captações registradas como de uso insignificante (ADASA, 2006; ADASA 2018a). Convém destacar que outorgas prévias não conferem o direito de uso de recursos hídricos, mas apenas autorização para a perfuração de obras de captação (ADASA, 2006).

Resolução nº 350, de 23 de junho de 2006

*Art. 8º Dependem de **outorga** de direitos de uso as extrações de água de aquífero subterrâneo, para consumo final ou insumo de processo produtivo, por meio de: (Alterado pela Resolução nº 17, de 15/08/2017)*

*I - **Poços tubulares**;*

*II - **Poços manuais** com vazão de uso da água superior a 5 m³/dia (cinco metros cúbicos por dia). (Alterado pela Resolução nº 17, de 15/08/2017)*

*Art. 9º Necessitam de prévio **registro** os seguintes usos de água subterrânea, considerados como **usos insignificantes**:*

*I - **Poços manuais** com vazão de uso da água **menor ou igual a 5 m³/dia** (cinco metros cúbicos por dia); e, (Alterado pela Resolução nº 17, de 15/08/2017)*

II - Poços incluídos em pesquisas, com caráter exclusivo de estudo, sondagem ou monitoramento. (Alterado pela Resolução nº 17, de 15/08/2017)

*Art. 9-A Dependem de **outorga prévia** a perfuração de poços manuais e a perfuração de poços tubulares. (Incluído pela Resolução nº 17, de 15/08/2017) (grifou-se)*

Resolução nº 16, de 18 de julho de 2018

Art. 1º. Para fins desta Resolução, consideram-se as seguintes definições:

*XII. **Poço manual**: perfuração no solo, de diâmetro variando normalmente de um a três metros, revestida ou não, destinada à captação da água existente no domínio freático/poroso;*

*XIII. **Poço tubular**: perfuração feita por equipamento motorizado, de diâmetro reduzido, total ou parcialmente revestida com tubos de metal ou PVC, destinada à captação da água de aquíferos do domínio fraturado ou fissuro-cárstico.*

Ao todo, há 5.509 outorgas válidas no território no Distrito Federal (Figura 3.2). 64% concentram-se em zonas rurais. As principais finalidades são abastecimento humano (46,75%); irrigação (43,05%) e criação de animais (5,36%). Na macrozona urbana predominam poços para fins de irrigação (25,77%); abastecimento humano (43,2%) e uso comercial (8,95%).

¹ Disponibilizado em 02 de março de 2023 via protocolo LAI-002247/2023 (106304296)

Quadro 3.1² - Outorgas subterrâneas vigentes no Distrito Federal. Referência: março de 2023. Fonte: elaborado com base em dados disponibilizados por ADASA em atendimento ao protocolo LAI-002247/2023 (106304296).

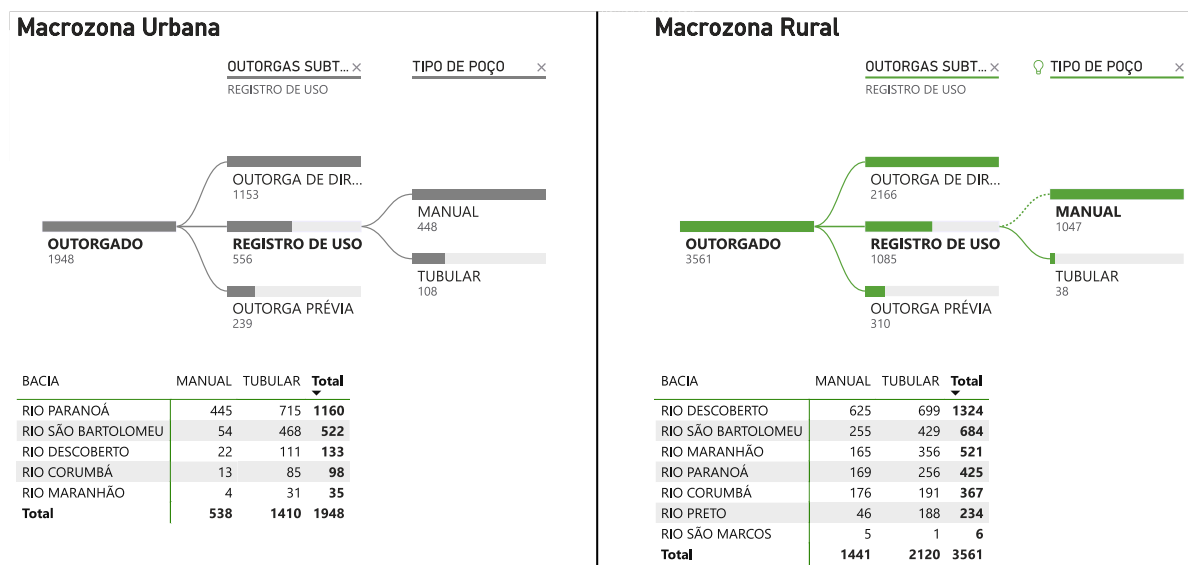
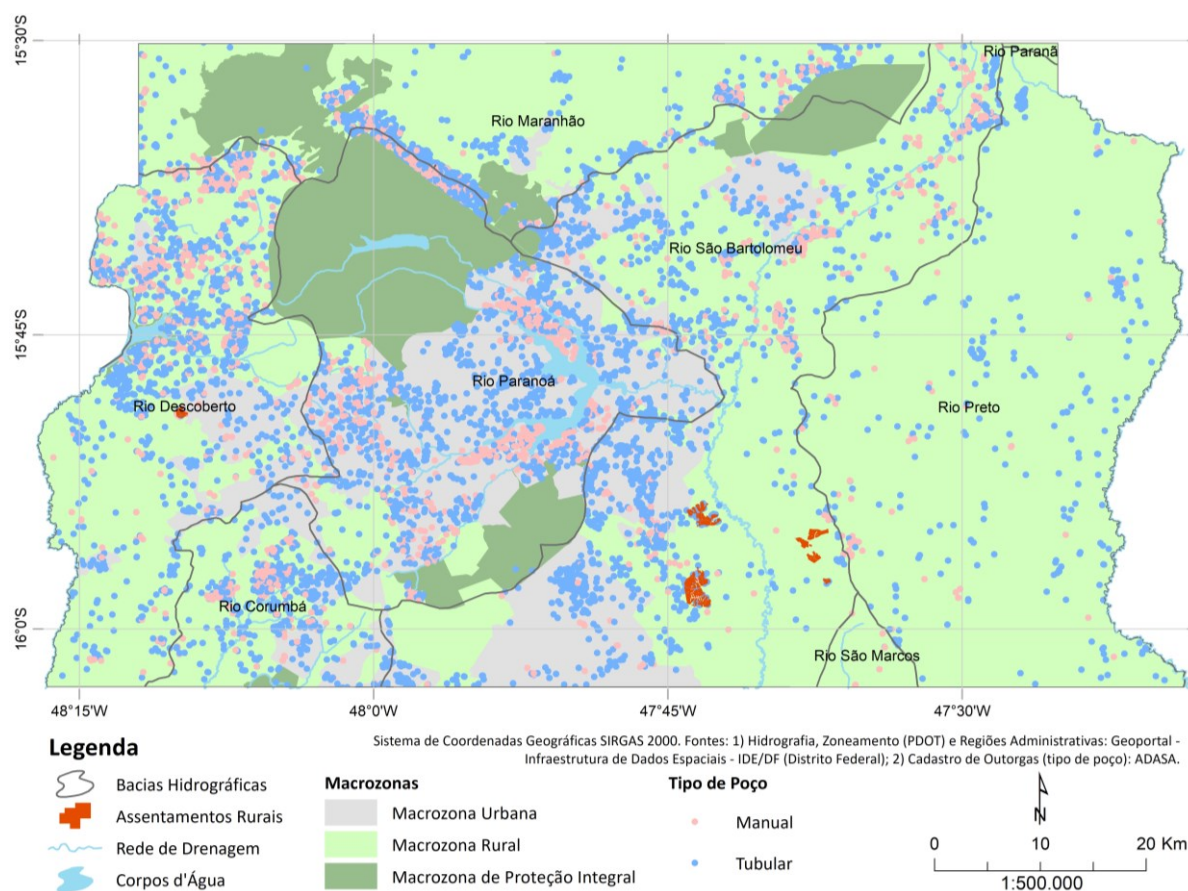


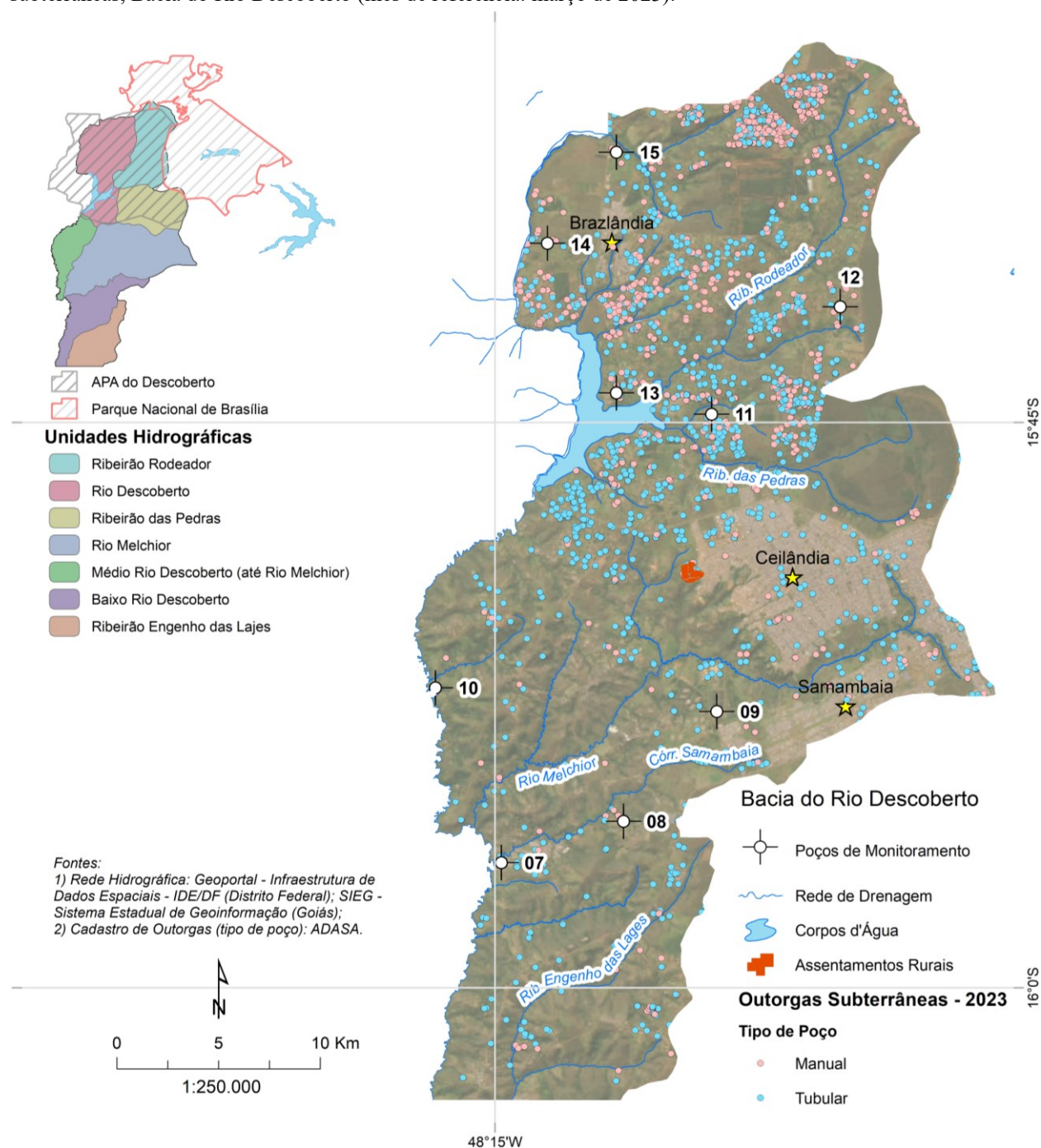
Figura 3.2 - Poços manuais e tubulares cadastrados por ADASA para fins de outorga ou registro de uso de águas subterrâneas (mês de referência: março de 2023).



² Observa-se que, apesar de não listados no Art. 9º da resolução ADASA nº 350/2006, poços tubulares são também, a critério da agência reguladora, enquadrados como de “uso insignificante” e dispensam, assim, outorga.

A Bacia do Rio Descoberto destaca-se como a unidade hidrográfica rural com o maior número de outorgas subterrâneas vigentes. De 1.324 pontos cadastrados, 47% são classificados como “uso insignificante”. A Figura 3.3 ilustra a distribuição espacial de todos os pontos cadastrados.

Figura 3.3 - Poços escavados e tubulares cadastrados por ADASA para fins de outorga ou registro de uso de águas subterrâneas, Bacia do Rio Descoberto (mês de referência: março de 2023).



É pertinente destacar o adensamento de captações na porção alta da bacia, definida como região alvo para a pesquisa do padrão de recarga. Conforme apresentado e discutido anteriormente, o manancial superficial formado pela Barragem do Descoberto é um dos principais produtores de água para a população urbana do Distrito Federal. Desta forma, é de interesse que sua gestão considere, também, a interface entre cursos hídricos superficiais e os sistemas aquíferos locais. Além disso, é pertinente destacar que, apesar de o DF possuir um ISH alto, ANA (2021) pondera que as captações próximas às cabeceiras dos principais rios representam uma dimensão da insegurança hídrica, especialmente quando consideradas variabilidades e mudanças do clima, tal como aquelas registradas na região entre os anos de 2016 e 2018 (ADASA, 2018b).

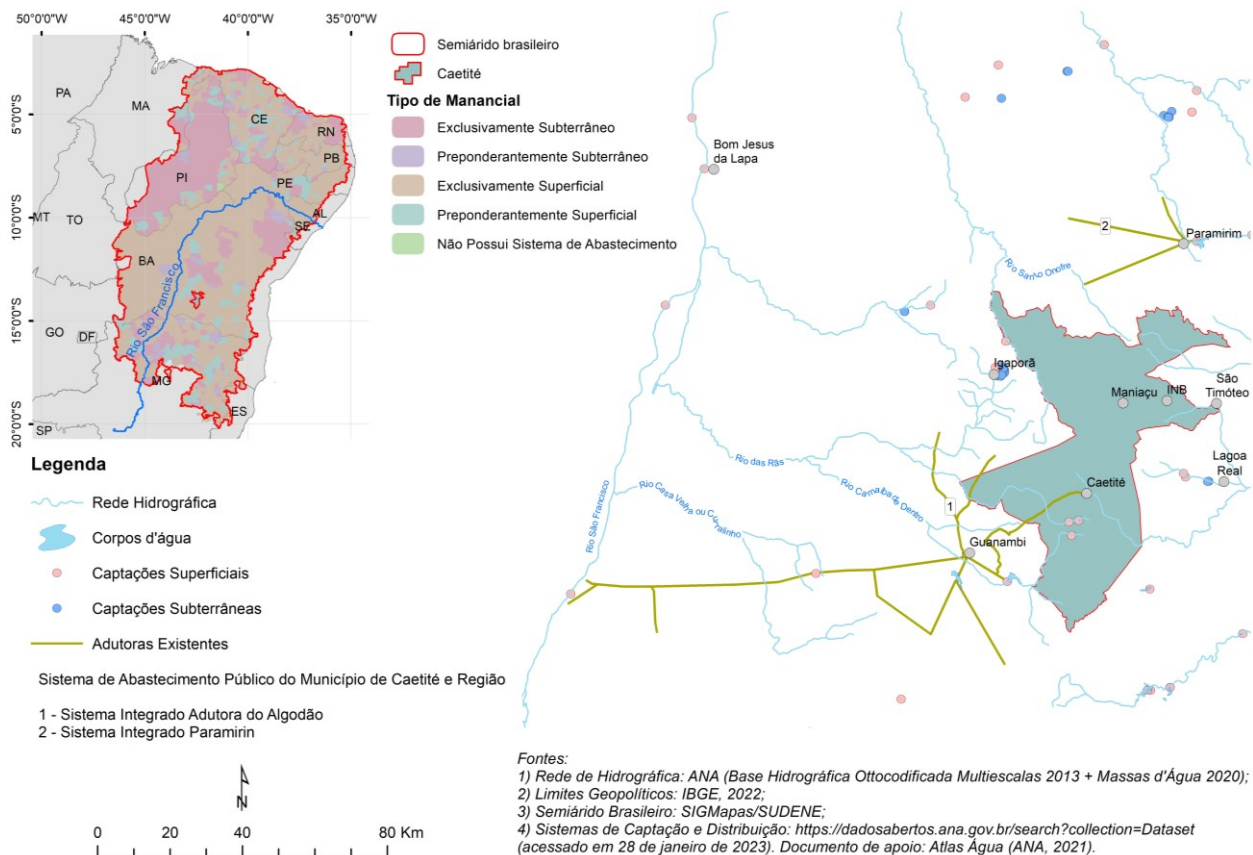
3.2. CAETITÉ - BAHIA

O município de Caetité, no estado da Bahia, está inserido no domínio climático do semiárido brasileiro. Conforme delimitação proposta pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE, 2024), 1.477 municípios de parte das regiões sudeste e nordeste integram esta região.

Em termos de abastecimento público, aproximadamente 31% dos municípios dependem de águas subterrâneas de forma exclusiva (347 sedes) ou preponderante (40 sedes). Captações superficiais são as únicas ou principais fontes produtoras de 779 e 94 municípios, respectivamente. Em apenas duas situações não há sistema de abastecimento (ANA, 2021).

O Rio São Francisco representa um importante manancial para a região semiárida. A principal tomada d'água da zona urbana de Caetité ocorre justamente em seu leito (Figura 3.4). De forma complementar, a Empresa Baiana de Águas e Saneamento (EMBASA) opera uma bateria de 11 poços tubulares profundos (ANA, 2021). O índice de segurança hídrica é considerado “alto”.

Apesar de a água subterrânea ser secundária no contexto do semiárido brasileiro, o fator resiliência das águas superficiais pode representar risco ao desenvolvimento socioeconômico da região. Eventos de escassez hídrica são relativamente frequentes e, a exemplo do vivenciado no Distrito Federal, significam desafios para a operação de sistemas de produção e de distribuição. Desta forma, a compreensão da dinâmica de aquíferos é de interesse para o desenvolvimento de planos de ações corretivos e, principalmente, preventivos. Eventualmente, pode-se subsidiar estudos que almejem estabelecer um modelo conceitual de interconexão entre aquíferos e cursos d'água superficiais relevantes para diferentes sistemas produtores de água.

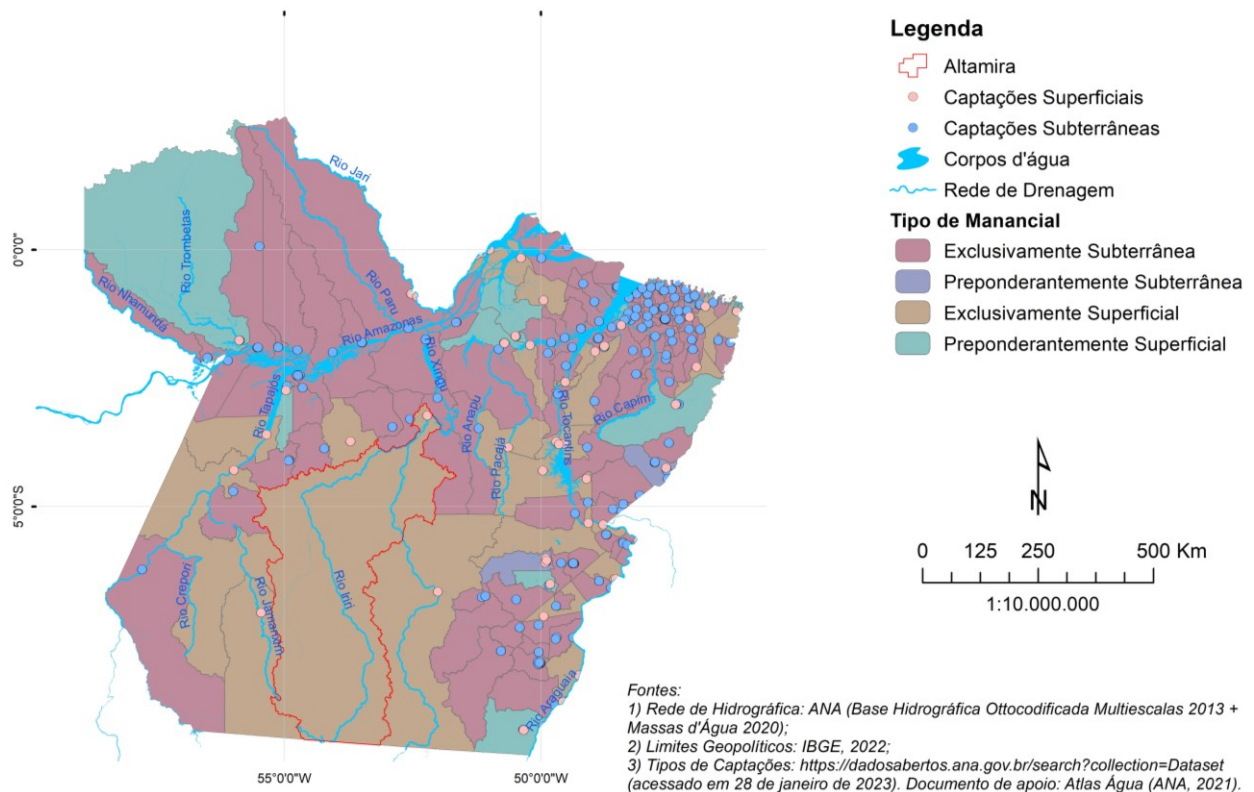
Figura 3.4 - Croqui do sistema distribuição de água do município de Caetité-BA (adaptado de ANA, 2021).

3.3. ALTAMIRA - PARÁ

Ainda que a região norte se destaque pela ampla disponibilidade hídrica superficial, 57% das sedes municipais e 27% da população urbana são abastecidas exclusivamente por mananciais subterrâneos (ANA, 2021).

O estado do Pará é subdividido em 144 sedes municipais. O sistema de captação é exclusivamente subterrâneo ou complementado por estas fontes em 106 e 3 municípios, respectivamente. A água superficial é a única fonte de captação em 25 municípios ou utilizada de forma preponderante em outros 10. Em termos de estruturas de captação operadas pela Companhia de Saneamento do Pará (COSANPA), há 471 poços cadastrados e 45 pontos de captação superficial (ANA, 2021).

Em específico à cidade de Altamira, o sistema público oficial de abastecimento é exclusivamente superficial. A captação ocorre via tomada direta no Rio Xingu (Figura 3.5). O tipo de manancial contrasta com o de municípios situados a jusante da mesma bacia de drenagem. Além disso, ANA (2021) destaca que o índice de segurança hídrica (ISH) do município de Altamira é considerado “baixo”. Pontos de atenção são a baixa cobertura (38%), média eficiência do sistema produtor e mínima eficiência no processo de distribuição.

Figura 3.5 - Abastecimento público do estado do Pará em função do tipo de manancial (adaptado de ANA, 2021).

A prefeitura de Altamira reconhece em seu Plano Municipal Integrado de Saneamento Básico - PMISB (Altamira, 2022) que “grande parte das residências é abastecida por poços individuais, perfurados pelos próprios moradores”. O cadastro de poços disponível no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), operado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), é composto por 103 pontos apenas no perímetro urbano do município.

A informalidade dos sistemas de captação subterrânea pode implicar riscos à segurança hídrica no tocante à sua disponibilidade e qualidade. A avaliação do ciclo hidrológico subterrâneo, portanto, é ferramenta de gestão básica e justifica a escolha da região como área de estudo. Do ponto de vista climático, o local se distingue dos dois anteriores por se situar no Bioma Amazônia. Outro aspecto relevante é compreender o efeito sinérgico entre recursos hídricos subterrâneos e superficiais, especialmente em função da implantação da Usina Hidrelétrica de Belo Monte.

CAPÍTULO 4 - CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

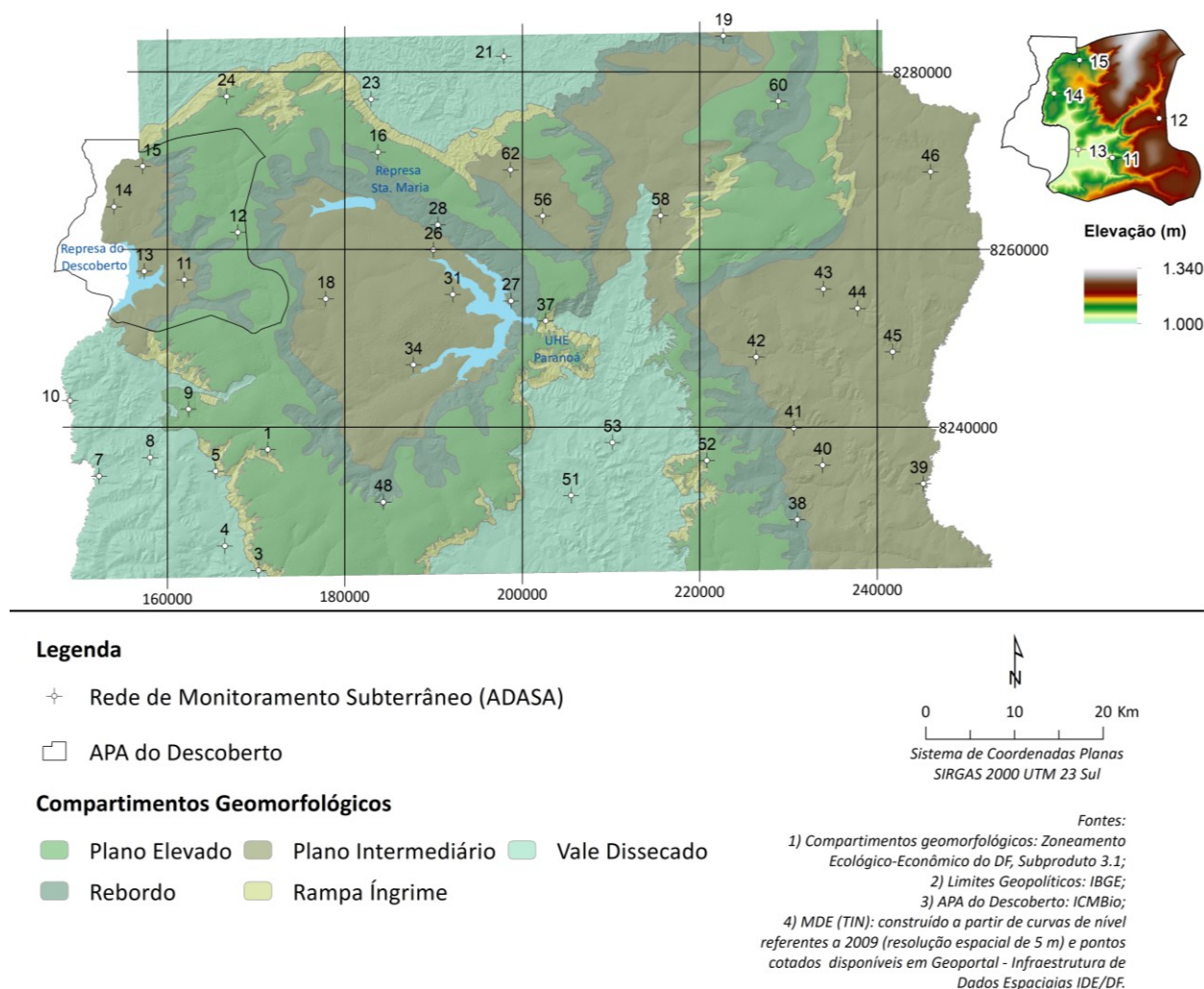
O presente capítulo aborda as características fisiográficas e climáticas do Distrito Federal, Caetité e Altamira. Aspectos relevantes para os objetivos da tese são: relevo, pedologia, uso e ocupação do solo e clima.

4.1. DISTRITO FEDERAL

4.1.1. RELEVO

A proposta de compartimentação geomorfológica do DF considera cinco unidades (Campos, 2012): Plano Elevado; Rebordo; Plano Intermediário; Rampa Íngreme e Vale Dissecado (Figura 4.1). Os poços de monitoramento da APA do descoberto estão situados em planos intermediários (950 a 1.050 m) e elevados (> 1.100 m). Ambas as unidades se caracterizam por padrão de relevo plano a suave ondulado, baixa densidade de drenagens e predominância de latossolos (Campos, 2012).

Figura 4.1 - Compartimentação geomorfológica do Distrito Federal (elaborado com base em Campos, 2012).



4.1.2. PEDOLOGIA

O território do Distrito Federal é recoberto, majoritariamente, por Latossolos e Cambissolos. A distribuição espacial destas e demais classes consta na Figura 4.2. A ilustração reapresenta dados do Serviço Nacional de Levantamento de Solos (Embrapa, 1978), elaborados em escala 1:100.000. Conforme dados de Reatto *et al.* (2003), na área de monitoramento da APA do Descoberto ocorrem Latossolos vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelos. Em áreas de rebordo há Cambissolos Háplicos (Figura 4.3).

Figura 4.2 - Mapeamento pedológico do Distrito Federal (fonte: Campos, 2012). Nomenclatura e código de cores atualizada conforme SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).

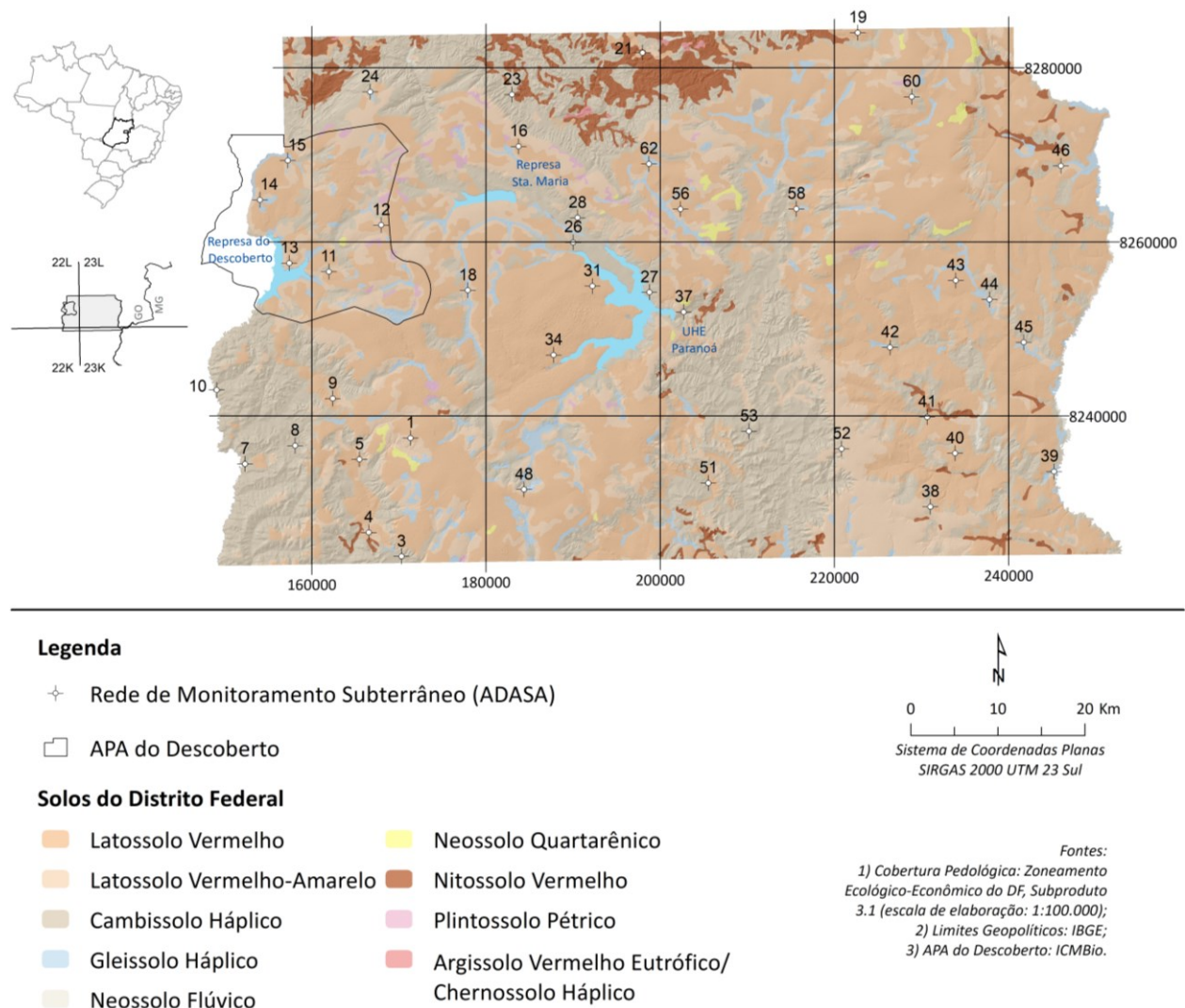
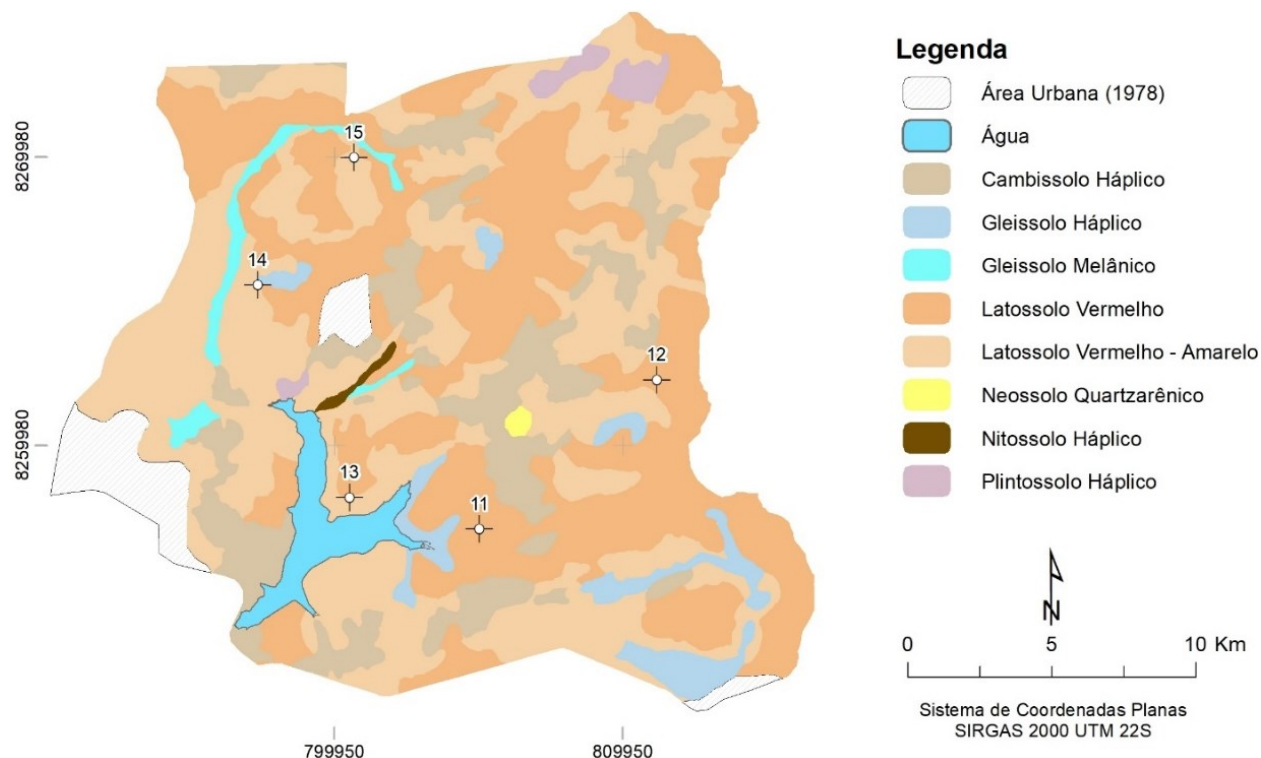


Figura 4.3 - Mapa de solos da APA do Descoberto (adaptado de Reatto *et al.*, 2003). Escala de mapeamento: 1:100.000. Código de cores conforme SiBCS - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).



Fonte:

1) Baseado em Reatto *et al.* 2003. Levantamento de Reconhecimento de Solos de Alta Intensidade do Alto Curso do Rio Descoberto, DF/GO.

4.1.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

O projeto MapBiomias disponibiliza mapas de uso e cobertura da terra em nível nacional. Em função do ano da coleção das imagens, o algoritmo considera diferentes classes, mas sempre distribuídas em 6 grandes grupos: Floresta, Formação Natural não Florestal (vegetação herbácea e arbustiva), Agropecuária, Área não Vegetada, Corpo D'água e Não Observado. O intervalo de análise se estende de 1985 a 2021 (coleção 7.0) e 1985 a 2023 (coleção 9.0). A consulta aos diferentes produtos se justifica pela linha do tempo de execução da tese: em um primeiro momento focou-se na aquisição e processamento de dados no Distrito Federal. No segundo estágio, ocorreu a avaliação exploratória dos dados disponíveis nas áreas de Caetité e Altamira.

Na APA do Descoberto os usos preponderantes incluem a agropecuária e áreas preservadas - florestas (Figura 4.4). O avanço de áreas urbanas consiste, essencialmente, no adensamento de núcleos populacionais pré-existent (Figura 4.5).

Figura 4.4 - Classes de uso do solo – APA do Descoberto (fonte: Projeto MapBiomias, coleção 7.0).

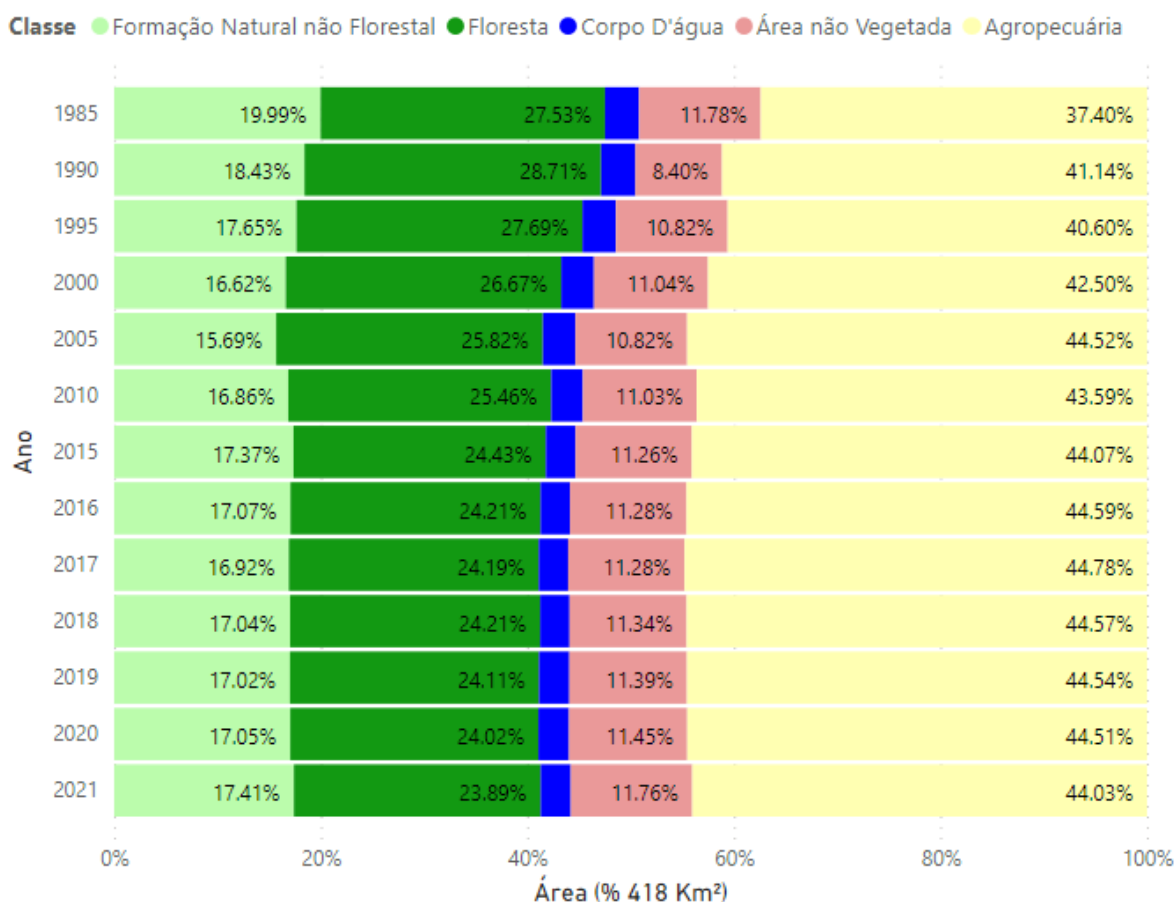
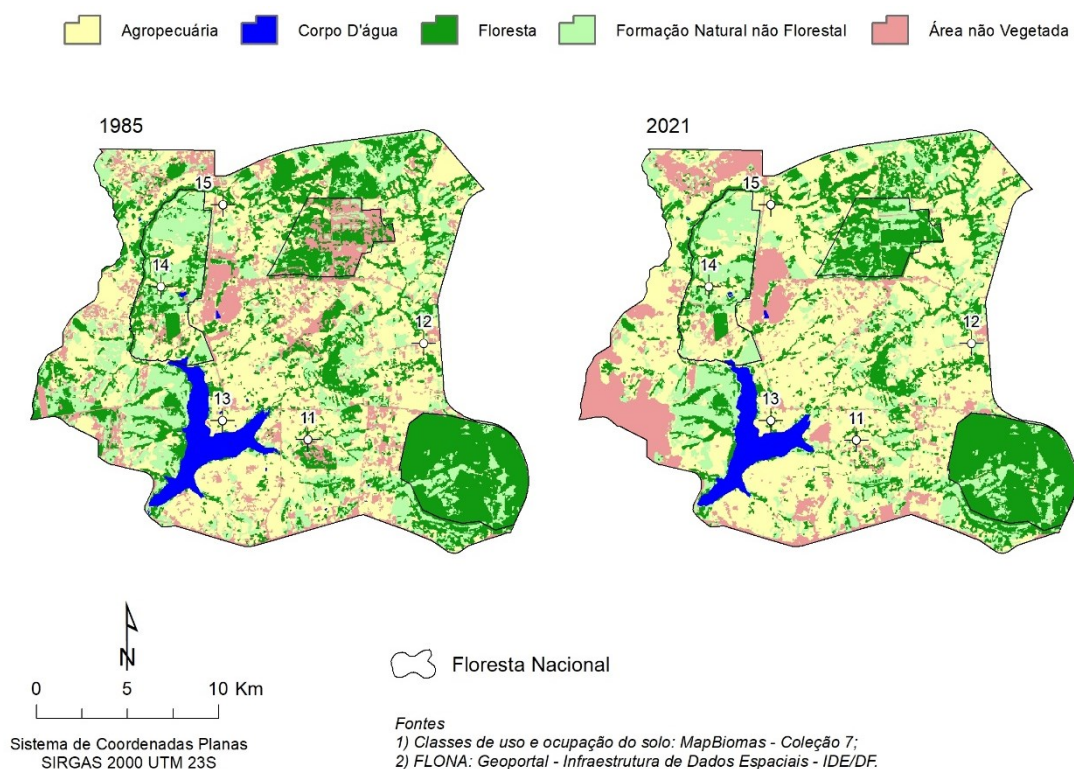


Figura 4.5 - Evolução do uso do solo na região da APA do Descoberto (fonte: Projeto MapBiomias, coleção 7.0).

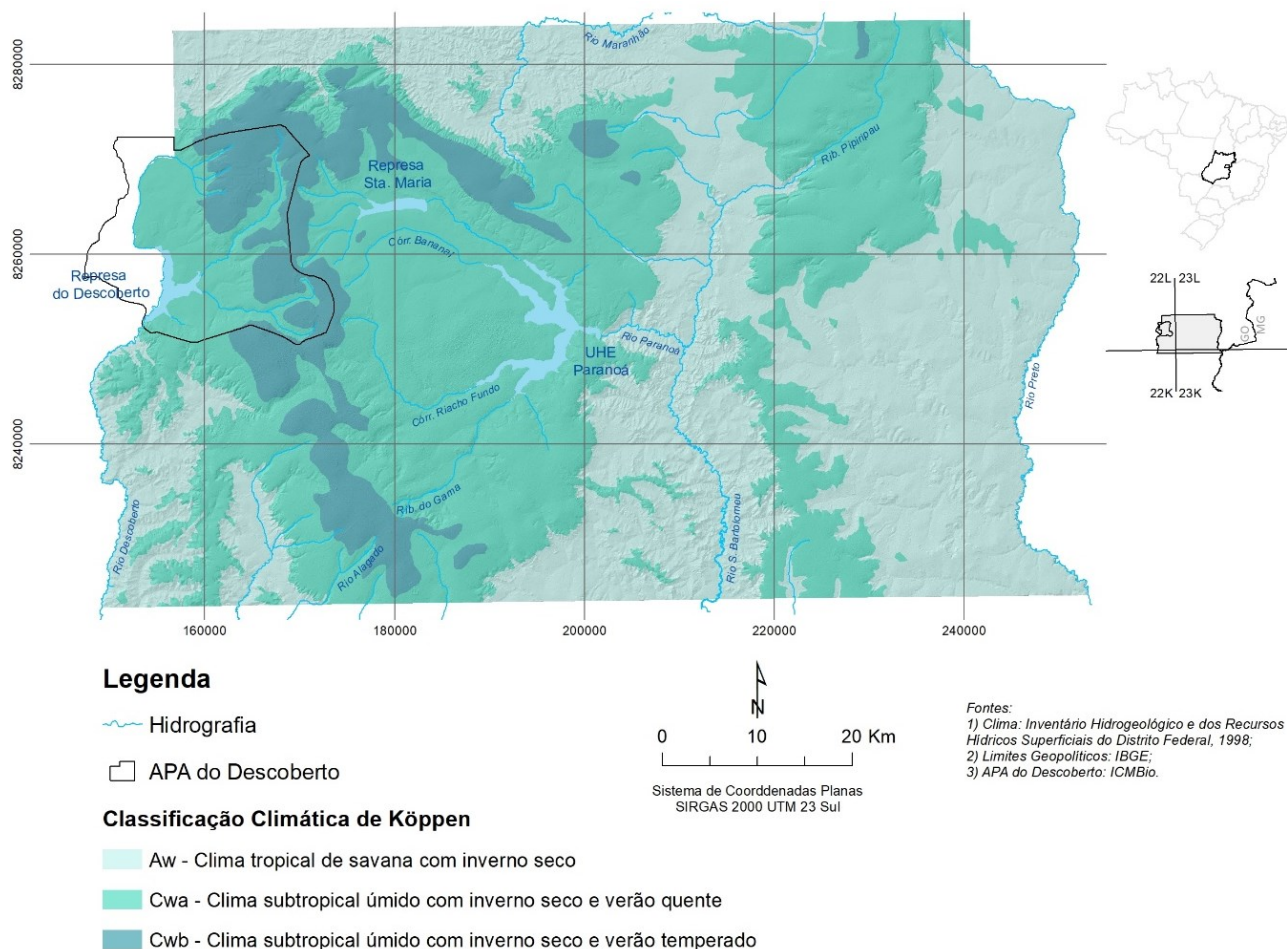


4.1.4. CLIMA

O território do Distrito Federal situa-se em uma região de ocorrência de clima tropical e precipitação sazonal. As maiores alturas pluviométricas ocorrem, respectivamente, nos meses de novembro, janeiro e dezembro. Há estiagem entre junho e agosto, correspondente ao inverno (Baptista, 1998). Diferenças altimétricas provocam variações de temperatura, mas pouco alteram a distribuição de chuvas (Baptista, 1998). A espacialização de isoietas proposta por Gonçalves (2007), entretanto, demonstra que há maiores índices pluviométricos na região oeste do DF, coincidente com as porções mais elevadas do terreno.

Segundo a classificação de Köppen, distinguem-se na área de estudo os tipos climáticos Tropical (Aw) e Tropical de Altitude (Cwa e Cwb) (Baptista, 1998) (Figura 4.6). Em específico à área da APA do Descoberto, predominam os tipos Cwa e Cwb, característicos das unidades geomorfológicas Pediplano de Brasília (altitudes entre 1.000 e 1.200 metros) e Pediplano Contagem / Rodeador (altitudes > 1.200m).

Figura 4.6 - Clima de Distrito Federal segundo classificação de Köppen (adaptado de Baptista, 1998).



Com relação ao monitoramento climático, dados para o Distrito Federal datam da década de 1960 (INMET, 2022). O Instituto Nacional de Meteorologia define, baseado na estação 83377, três normais climatológicas, sequenciais e com sobreposição temporal: 1) 1961 a 1990; 2) 1981 a 2010 e; 3) 1991 a 2020.

A comparação entre os períodos indica restrita variação da altura pluviométrica acumulada anual. Enquanto que entre os anos de 1961 e 1990 foram registrados 1.540 mm, entre 1981 e 2010 e 1991 e 2020 houve precipitação média de 1.477 mm e 1.478 mm, respectivamente. Os valores significam, comparativamente ao primeiro período, redução de apenas 4%. Da mesma forma, valores de evapotranspiração potencial pouco se alteraram ao longo dos últimos 60 anos. Conforme últimos dados, a atividade respiratória e perda por evaporação direta máxima e mínima ocorrem em outubro (142 mm) e junho (75 mm), respectivamente (Figura 4.7).

A análise ao longo de cada período hidrológico, entretanto, sugere alterações no regime de distribuição de chuvas. Os dados demonstram reduções sistemáticas de precipitação em meados do ciclo chuvoso (especialmente janeiro e fevereiro) e aumento da pluviometria nos últimos meses de verão (março e abril) (Figura 4.7 e Tabela 4.1). Outros pontos de destaque são inícios de ciclo chuvosos mais secos (setembro e outubro) e aumento dos índices pluviométricos no mês de novembro.

Figura 4.7 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Brasília (código INMET 83377). Ano hidrológico: setembro – agosto (período chuvoso: setembro – maio).

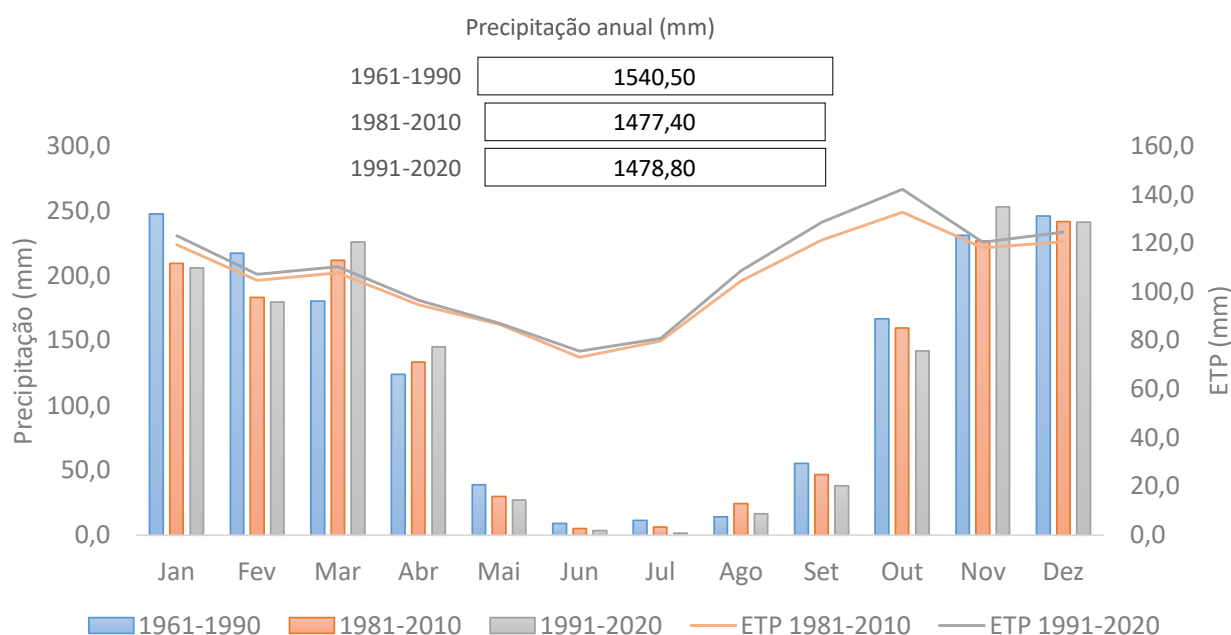


Tabela 4.1 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Brasília – INMET 83377). Ano hidrológico: setembro – agosto (período chuvoso: setembro – maio).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total	Total - Período Chuvoso
1961-1990	247,40	217,50	180,60	123,80	38,60	8,70	11,10	13,90	55,20	166,60	231,10	246,00	1540,50	1506,80
1981-2010	209,40	183,00	211,80	133,40	29,70	4,90	6,30	24,10	46,60	159,80	226,90	241,50	1477,40 (-4%)	1442,10 (-4%)
1991-2020	206,00	179,50	226,00	145,20	26,90	3,30	1,50	16,30	38,10	141,80	253,10	241,10	1478,80 (-4%)	1457,70 (-3%)

Além das variações absolutas observadas em cada mês, é interessante descrever, cronologicamente, a sucessão dos índices pluviométricos ao longo do ano hidrológico (Tabela 4.2). Para o período de 1961 a 1990, há um aumento gradual ou constância dos volumes de chuva entre setembro e janeiro. Durante a última normal climatológica, entretanto, nota-se uma interrupção prematura neste ciclo ainda em dezembro, comportamento que perdura até fevereiro. Em março, mês de transição entre as estações chuvosas e secas, tem sido comum maiores acumulados de chuva.

Tabela 4.2 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior).

	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago
1961-1990	100%	202%	39%	6%	1%	-12%	-17%	-31%	-69%	-77%	28%	25%
1981-2010	100%	243%	42%	6%	-13%	-13%	16%	-37%	-78%	-84%	29%	283%
1991-2020	100%	272%	78%	-5%	-15%	-13%	26%	-36%	-81%	-88%	-55%	987%

Em termos percentuais, a redução pluviométrica experimentada em janeiro e fevereiro, meses chave para o processo de recarga efetiva, é de cerca de 17%. Por outro lado, o incremento nos meses subsequentes é de até 25% (Figura 4.8). Quanto à ocorrência de períodos com dias consecutivos sem precipitação, destaca-se o aumento de veranicos entre setembro e fevereiro (Figura 4.9)³. Nos meses iniciais do ciclo chuvoso destacam-se períodos com mais de 10 dias de duração. Em novembro, há estabilidade, mas em dezembro e janeiro períodos com 3, 5, 10 ou mais dias secos são mais recorrentes, o que sugere concentração de eventos de precipitação. Entre

³Conforme exemplificado em INMET (2022): “Tome-se, por exemplo, o caso do número de períodos com 10 ou mais dias secos consecutivos. Suponha, neste caso, que para uma determinada localidade e para determinado mês do ano, tenha-se obtido um valor normal de 0,3. Isto equivale a dizer que, em um período de 10 anos seriam observados, em média, 3 eventos, ou 30 eventos em 30 anos. Para traduzir tal resultado em termos de probabilidade (ou frequência relativa), deve-se calcular o número máximo de eventos que poderiam ser observados em um mês típico. É fácil verificar que, em qualquer mês do ano, seria possível ocorrer, no máximo, 2 (dois) períodos distintos com 10 ou mais dias secos consecutivos. Assim sendo, em 10 anos poderíamos observar, no máximo, 20 eventos no mês em questão. Neste caso, a probabilidade de ocorrência do valor normal de 0,3, mencionado acima, pode ser estimada como 3/20 ou 15%.”

fevereiro e abril há tendência de regularidade de eventos chuvosos.

Mudanças nos padrões de distribuição das chuvas podem ser determinantes para a taxa de recarga de aquíferos. Alterações na duração de períodos secos, compensados por períodos de chuvas abundantes, mas intensas, potencialmente afetam a dinâmica de infiltração e variação de armazenamento do solo. Consequentemente, estas refletem no comportamento da zona saturada.

Figura 4.8 - Variação percentual dos volumes mensais médios observada entre normais climatológicas (estação INMET 83377).

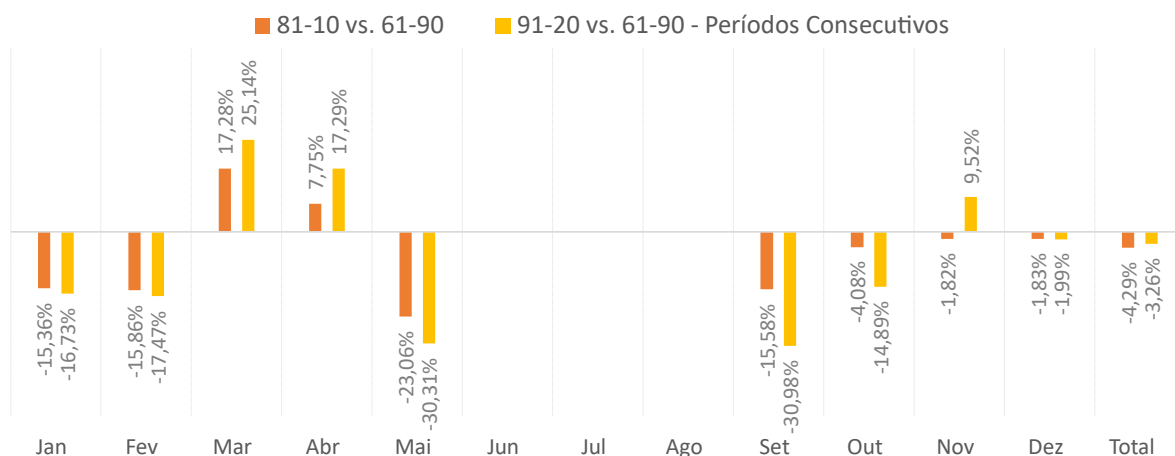
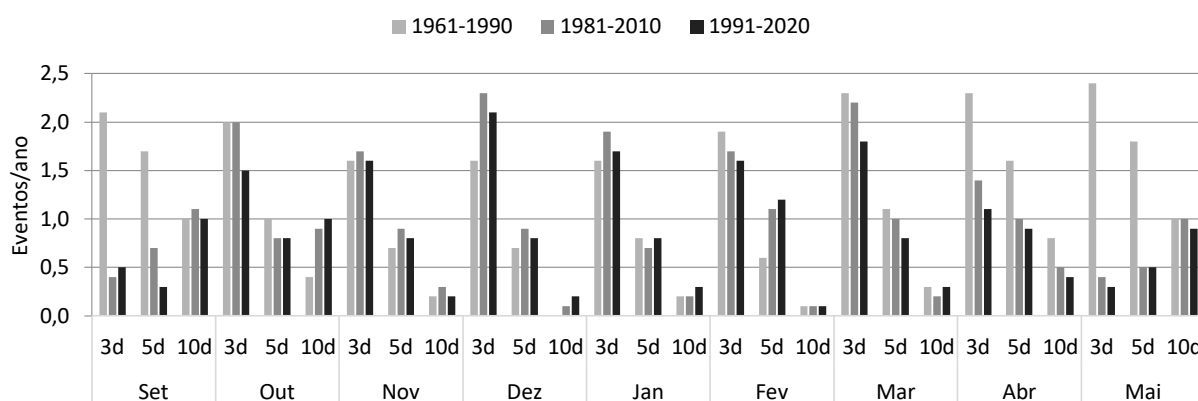


Figura 4.9 - Número de períodos, no mês ou no ano, com 3 ou mais, 5 ou mais e 10 ou mais dias consecutivos sem precipitação.



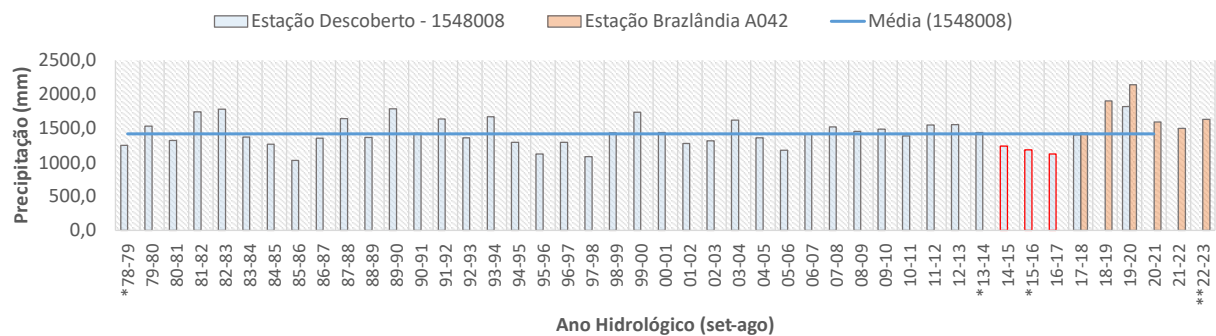
4.1.4.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO – APA DO DESCOBERTO

O monitoramento climatológico na Bacia do Rio Descoberto data da década de 1978. A precipitação média anual registrada na estação 1548008 é de 1.430 mm (1979 a 2017; 2020). Considerando o ano hidrológico, o volume médio precipitado é de 1.423 mm (78/79 a 17/18; 19/20) (Figura 4.10). Dados de precipitação recentes (a partir de 2017) estão disponíveis na Estação Brazlândia A042.

O período entre 2014 e 2017 marca a última crise hídrica vivenciada no Distrito Federal (ADASA, 2018b). O ápice da escassez ocorreu no ano hidrológico 16/17, cujo índice

pluviométrico foi cerca de 13% inferior à média. Do ponto de vista de distribuição de chuva, os respectivos ciclos chuvosos são marcados por períodos de recessão ou concentração pluviométrica superiores a 10 dias entre os meses de dezembro e janeiro (Figura 4.11).

Figura 4.10 - Precipitação acumulada, por ano hidrológico (setembro – agosto). Valor médio (ano hidrológico): 1.423,69 mm.



*dados faltantes Estação descoberto (setembro/78; junho/14; junho/16; julho/16)

**dados faltantes Estação Brazlândia (01 a 22 de fevereiro; substituídos com informações da Estação Rodeador 1548057)

Figura 4.11 - Gráfico calendário elaborado com base em dados da Estação Descoberto – 1548008. Números marcados em vermelho destacam períodos com pouca ou nenhuma precipitação no auge da estação chuvosa, o que contribuiu para o cenário de crise hídrica vivenciado no DF entre 2016 e 2018.

	set/14	out/14	nov/14	dez/14	jan/15	fev/15	mar/15	abr/15	mai/15	jun/15	jul/15	ago/15
S	0 0 0 0 0	0 0 0 0 40	0 1 0 14	23 29 2 8	0 0 0 0	0 1 34 0	5 15 0 16 30	0 4 21 6	0 13 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
T	0 0 0 0 0	0 0 1 6	0 0 4 3	0 5 2 9	0 0 0 0	0 7 19 0	18 12 0 0	2 2 4 0	5 4 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
Q	0 0 0 0 0	10 0 0 0 16	3 1 11 13	4 1 31 0	2 0 0 0 1	0 0 46 2	1 0 1 9	0 6 1 0 0	19 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
Q	68 0 0 1	5 0 0 0 0	0 5 9 0 0	0 0 0 0	1 0 0 9 42	12 0 5 0	1 14 9 4	0 21 19 0	0 1 0 0 0	0 0 0 0 0	0 1 0 0 0	0 0 0 0 0
S	0 0 0 0 0	1 0 0 3 19	1 1 0 2	3 3 0 0	2 0 0 20 10	5 0 2 10	7 1 18 2	4 0 57 0	18 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
S	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 16 6 0 47	7 1 1 0	12 0 0 6 0	48 0 0 1	0 26 1 14	0 0 0 2	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
D	0 0 0 0 0	0 0 0 1	0 0 12 4 0	4 0 0 0	6 0 0 15	0 5 0 0	9 0 8 5 0	0 30 1 7	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0
	set/15	out/15	nov/15	dez/15	jan/16	fev/16	mar/16	abr/16	mai/16	jun/16	jul/16	ago/16
S	0 1 0 0	0 0 0 55	10 0 0 0	0 4 27 0 17	1 1 19 0	0 0 23 15	9 9 27 0 0	0 0 0 0 0	0 0			2 0 5
T	0 0 0 0 25	0 0 0 0	1 0 1 17	9 0 0 2	1 0 0 8 0	0 0 0 5	7 30 0 0	0 0 0 0 0	0 0			0 0 0
Q	0 3 0 0 0	0 0 0 11	0 0 0 6	0 14 0 4	78 0 17 84 4	1 5 0 0	8 2 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0			4 13 0
Q	0 6 0 0	0 5 0 0 48	0 0 8 0	0 0 0 0	2 5 6 0	0 0 0 0	19 5 0 0	0 0 0 0 0	0 0			0 0
S	0 0 0 0 0	0 0 3 0	0 0 0 11	4 18 0 0	2 1 27 8 6	0 11 0 0	3 1 0 0 0	0 0 0 4 0	0 0			0 0
S	0 0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 16 23	9 0 6 0	3 7 19 15 3	15 0 0 0	22 20 0 19	0 0 0 0 11	0 0			0 0
D	0 20 0 0	0 0 0 0	71 1 17 0 0	0 3 0 1	0 6 1 0 0	0 4 5 1	7 32 0 11	12 0 0 0	0 0 11			0 0 0
	set/16	out/16	nov/16	dez/16	jan/17	fev/17	mar/17	abr/17	mai/17	jun/17	jul/17	ago/17
S	0 0 0 0	1 5 0 0	2 0 3 10 15	15 1 0 0	0 0 0 16 0	13 7 0 20	0 4 0 0	0 0 0 5	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
T	0 0 0 1	5 0 0 0	5 0 9 6 1	0 20 16 22	0 0 19 12 0	39 0 0 18	6 0 3 3	0 0 0 0	0 0 3 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
Q	0 0 9 0	11 0 0 6	7 0 0 8	0 0 1 0 10	0 10 3 0	1 18 0 0	7 0 40 11 3	1 0 0 10	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
Q	0 0 0 0	20 0 5 1	29 13 1 3	0 7 9 0	2 1 4 1	1 19 0 0	0 0 26 0 6	1 0 0 29	0 0 1 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
S	0 0 6 8	0 0 10 4	1 2 0 8	6 4 0 0	1 0 0 9 2	0 8 2 12	30 0 2 6 7	3 0 0 0	0 0 6 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
S	0 0 4 0	0 0 26 1	0 22 10 2	18 0 0 0	0 0 34 38 17	0 1 0 0	4 2 5 22	1 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
D	0 0 5 1	0 0 0 20	0 6 27 1	23 0 0 0	0 0 14 0	10 2 0 15	0 0 3 1	2 0 0 8	0 0 7 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
	set/17	out/17	nov/17	dez/17	jan/18	fev/18	mar/18	abr/18	mai/18	jun/18	jul/18	ago/18
S	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 9 1	0 12 14 29	0 20 0 0	10 0 0 27	31 1 4 1	14 36 25 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
T	0 0 0 0	31 0 0 0	5 1 0 0	0 0 22 9 0	10 9 0 0	2 0 0 0	0 20 30 0	0 38 0 3	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
Q	0 0 0 0	0 0 0 0	0 41 0 6 3	23 19 0 6	0 0 0 0	1 2 0 15	0 13 22 0 0	2 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
Q	0 0 0 7	0 0 0 0	13 0 0 0	35 3 24 0 0	12 0 0 19	28 0 0 2	11 5 22 44 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 11 0 0
S	0 0 0 0	0 0 0 0	10 13 0 2	8 41 23 32 0	1 0 0 10	0 4 0 0	0 7 0 0	6 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 1 0 0
S	0 0 0 0	0 0 0 1	9 20 0 20	2 0 4 22 2	11 0 0 2	18 11 0 0	29 30 11 8 0	3 8 0 2	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 1 0 0
D	0 0 0 0	0 0 0 4	0 16 0 60	1 0 5 0 6	4 7 0 2	65 1 0 0	6 12 7 10	1 5 0 0	0 0 24 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0

Escala de cor graduada (avalia de forma qualitativa o acumulado de precipitação, em mm)

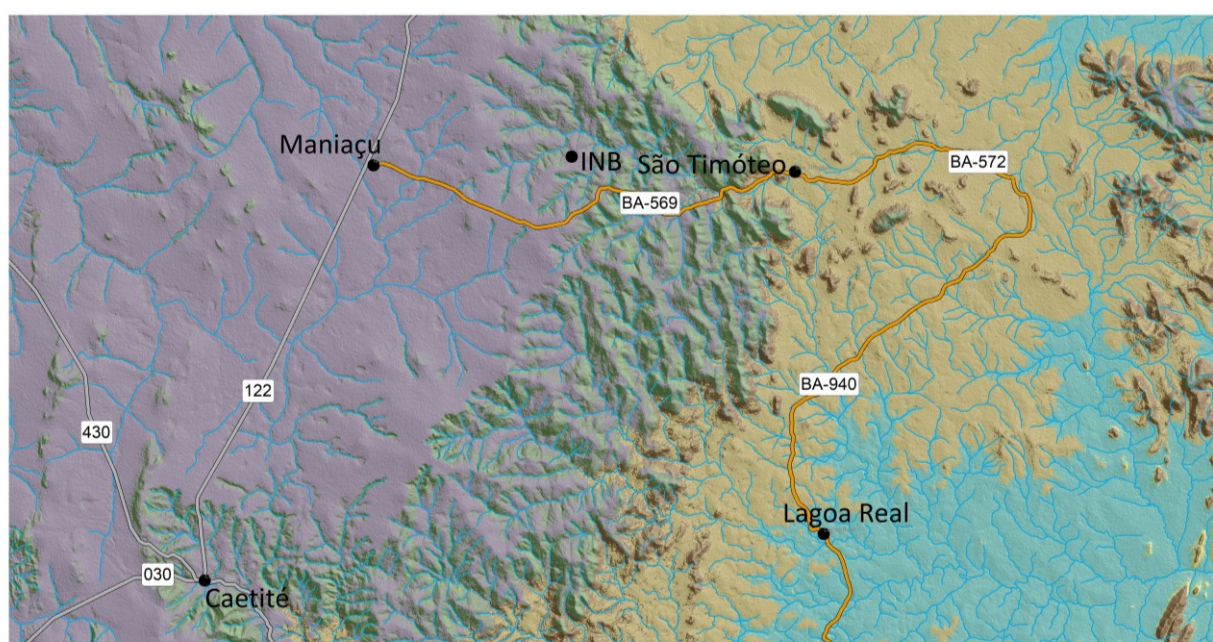
Baixo Médio Alto

4.2. CAETITÉ – BAHIA

4.2.1. RELEVO

A Unidade de Concentração de Urânio (URA) Caetité situa-se a cerca de 15 km do distrito de Maniaçu. A cota altimétrica neste percurso varia de 950 m a 900 m. A paisagem é marcada pela transição de áreas planas para regiões de relevo suave ondulado a ondulado, com formação de escarpas (Figura 4.12). Em cotas altimétricas inferiores predominam formas de relevo de morros e colinas. A elevação no distrito de São Timóteo é de 610 m.

Figura 4.12 - Compartimentação geomorfológica da região de Caetité (elaborado com base em Soares Neto, 2015).

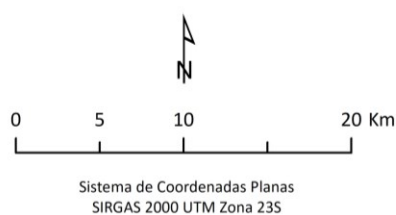


Legenda

- Localidades
- Rodovias
- Estrada Não Pavimentada
- Rede Hidrográfica (perene/intermitente)

Unidades de Relevo

- Relevo Colinoso - declividade entre 0 e 15% e amplitude altimétrica inferior a 100 m
- Relevo de Morrotes - declividade superior a 15% e amplitude altimétrica inferior a 100 m
- Relevo de Morros com Vertentes Suavizadas - declividade entre 0 e 15% e amplitude altimétrica de 100 a 300 m
- Relevo de Morros - declividade superior a 15% e amplitude altimétrica de 100 a 300 m
- Platô - áreas planas (0 - 15%) e com amplitude altimétrica superior a 300 m
- Escarpas - áreas com declividade acentuada (>15%) e com amplitude altimétrica superior a 300 m



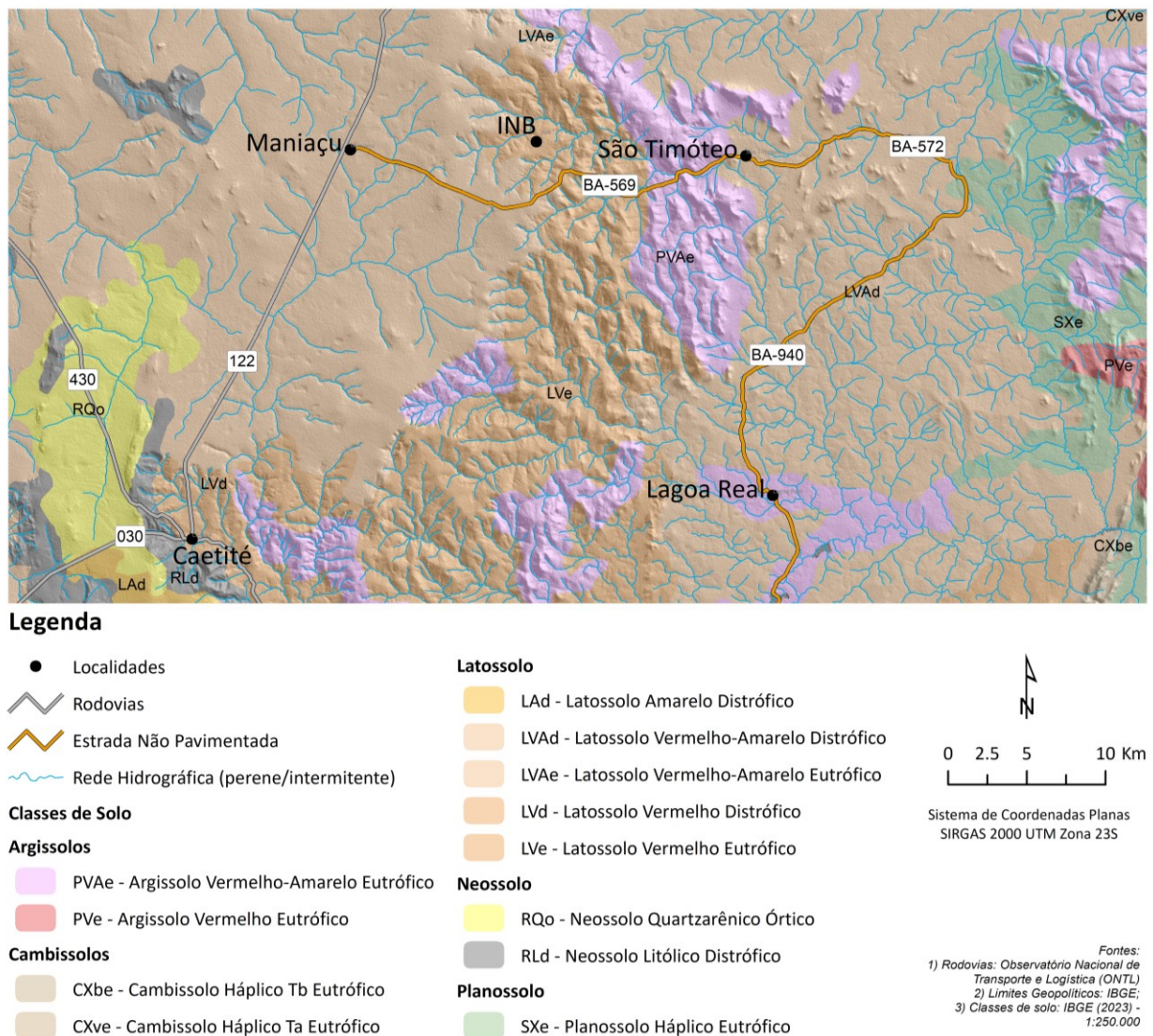
Fontes:

- 1) Rodovias: Observatório Nacional de Transporte e Logística (ONTL)
- 2) Limites Geopolíticos: IBGE;
- 3) 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.

4.2.2. PEDOLOGIA

No platô onde se situa o distrito de Maniaçu predominam Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos. Nas áreas de relevo acidentado da área em que a INB está localizada, ocorrem manchas de Latossolo Vermelho Eutrófico e Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico (IBGE, 2023a) (Figura 4.13). Walczuk *et al.* (2019) descrevem ocorrências pontuais de Gleissolo Háplico, Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico.

Figura 4.13 - Classes de solo cartografadas em Caetité e região (fonte: adaptado de IBGE, 2023a).



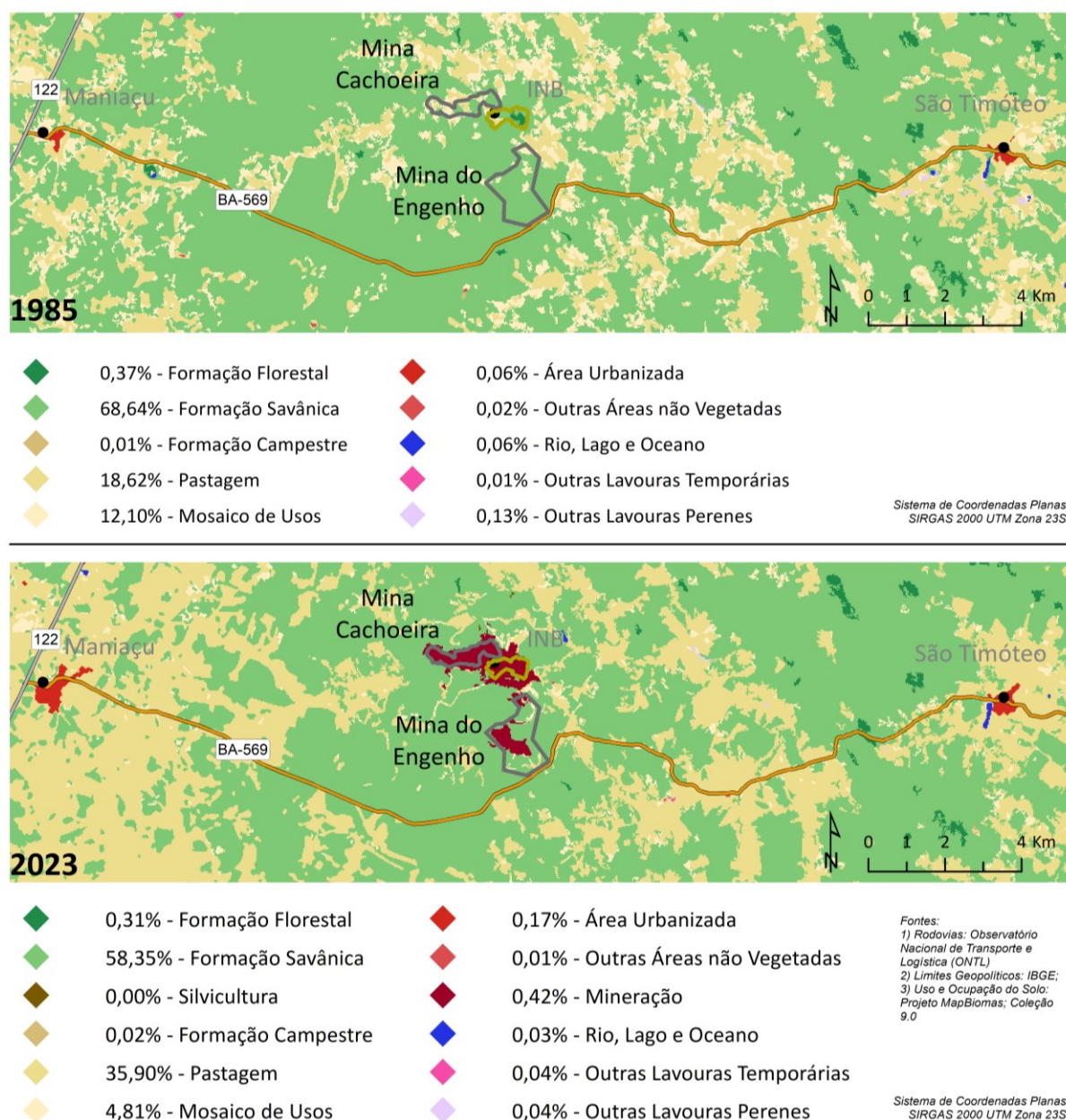
A condutividade hidráulica vertical média, em superfície, é de 10^{-5} m/s, podendo atingir 10^{-4} m/s em Latossolo Amarelo de textura franco-arenosa. Em áreas compactadas por gado valores de K não ultrapassam 10^{-6} m/s (Walczuk *et al.*, 2019). No geral, as coberturas pedológicas na área são bem desenvolvidas. As espessuras variam de 3 a 12 m (Walczuk *et al.*, 2019). A percolação nos meios porosos é bem descrita pelo modelo *piston flow*, mas a formação de caminhos

preferenciais pode ocorrer em solos ressecados (Gleissolos) e ao longo de fraturas em lajedos associados a Neossolos Litólicos.

4.2.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

A região de Caetité e Maniaçu é caracterizada pela interdigitação entre os biomas Cerrado e Caatinga (MapBiomas, coleção 9.0). As formações savânicas características alternam-se com mosaicos de usos diversos, com predominância de pastagens em pequenas propriedades rurais. A operação das Indústrias Nucleares do Brasil inicia-se em 2000, com abertura da Cava da Mina Cachoeira. Atualmente, segue em atividade apenas a Mina do Engenho (Figura 4.14).

Figura 4.14 - Evolução do uso do solo no distrito de Maniaçu – Caetité-BA (classes conforme Projeto MapBiomas, coleção 9.0).



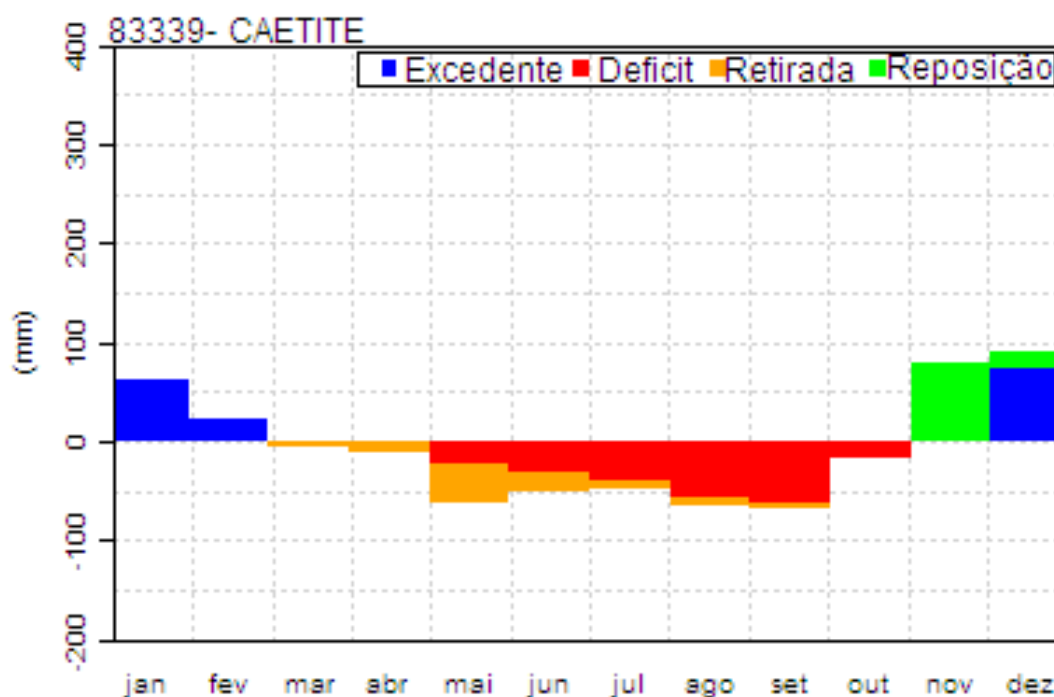
4.2.4. CLIMA

O município de Caetité pertence ao Semiárido Brasileiro. A extensão desta região geográfica é periodicamente revisada e contempla, desde janeiro de 2024, 1.477 municípios (SUDENE, 2024).

O clima regional 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.

O monitoramento climático de longo prazo em Caetité ocorre desde 1907 na Estação INMET 83339. Contudo, esta foi encerrada em agosto de 2019. O regime de chuvas é sazonal, com período chuvoso entre outubro e abril. Excedentes hídricos são esperados em novembro, dezembro, janeiro e fevereiro (Figura 4.15).

Figura 4.15 - Balanço hídrico no município de Caetité (normal climatológica 1961 a 1990. Fonte: INMET)



A precipitação média anual estimada durante os últimos 60 anos oscilou de 922 mm para 766 mm (Figura 4.16). Em geral, é peculiar à região uma redução pluviométrica em janeiro e fevereiro e incremento do acumulado mensal em março (Tabela 4.3 e Tabela 4.4). Esta oscilação tem-se tornado comum também na região do DF, mas guardadas as devidas proporções, conforme discutido acima.

Figura 4.16 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Caetité (código INMET 83339). Ano hidrológico: outubro – setembro (período chuvoso: outubro – abril).

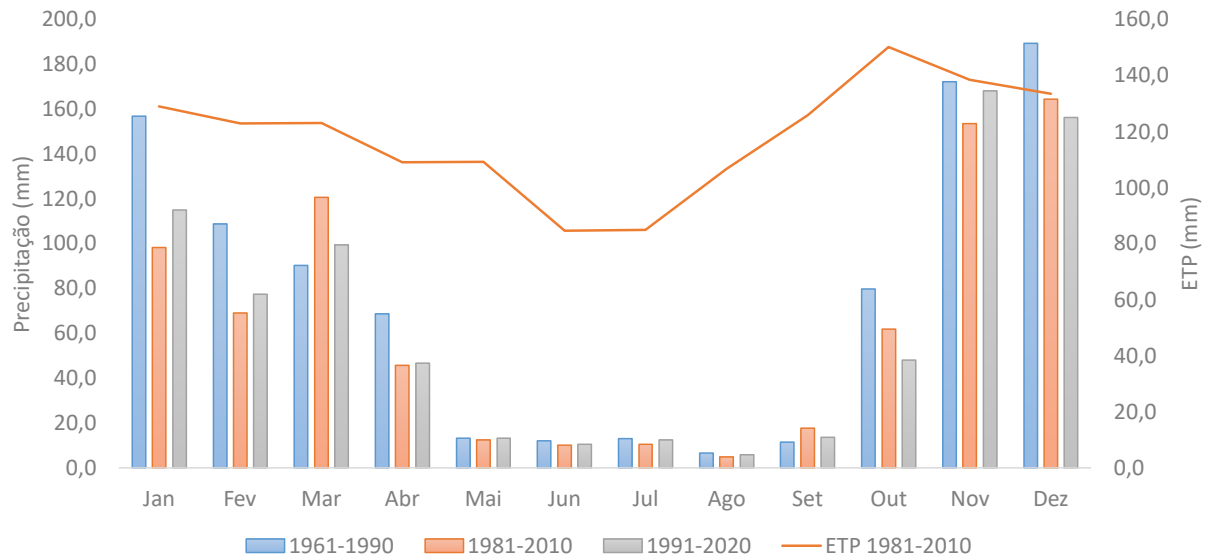


Tabela 4.3 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Caetité – INMET 83339). Ano hidrológico: outubro – setembro (período chuvoso: outubro – abril).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total	Total - Período Chuvoso
1961-1990	156,9	108,9	90,3	68,7	13,1	12,0	13,0	6,5	11,5	79,8	172,3	189,4	922,40	866,30
1981-2010	98,4	69,0	120,7	45,8	12,5	10,1	10,4	4,9	17,6	61,9	153,6	164,6	769,50 (-17%)	714,00 (-18%)
1991-2020	115,0	77,5	99,4	46,6	13,1	10,4	12,4	5,8	13,5	48,1	168,2	156,4	766,40 (-17%)	711,20 (-18%)

Tabela 4.4 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior).

	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set
1961-1990	100%	116%	10%	-17%	-31%	-17%	-24%	-81%	-8%	8%	-50%	77%
1981-2010	100%	148%	7%	-40%	-30%	75%	-62%	-73%	-19%	3%	-53%	259%
1991-2020	100%	250%	-7%	-26%	-33%	28%	-53%	-72%	-21%	19%	-53%	133%

4.2.4.1. REGISTRO PLUVIOMÉTRICO INB

No complexo minerário das Indústrias Nucleares do Brasil (INB) há registros mensais de pluviometria desde 2003 (pluviômetro LR 013). Ausência de dados ocorre em 11 meses do banco de dados. Para fins de caracterização do regime pluviométrico, estas lacunas foram preenchidas com leituras da estação INMET 83339 (Tabela 4.5).

A precipitação média neste intervalo foi de 642,9 mm. A exemplo do observado na cidade de Caetité, os acumulados mensais aumentam sistematicamente entre outubro e dezembro. Nos

meses de janeiro e fevereiro há redução da precipitação. Os índices de março, por sua vez, são geralmente iguais ou superiores aos de fevereiro.

Tabela 4.5 - Acumulado mensal de precipitação aferido no pluviômetro LR 013. Células com traço diagonal indicam ausência de dados e aquelas marcadas em amarelo cujos valores foram importados da estação INMET 83339.

	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024	Médi
Jan	163,1	332,3	176,9	0,0	70,1	70,1	54,3	47,5	29,5	27,7	219,0	5,3	22,9	359,4	18,8	38,9	16,5	152,7	14,0	53,9	69,2	278,9	100,9
Fev	4,6	245,4	123,4	68,6	153,0	128,0	43,4	62,0	58,9	40,4	0,0	11,2	131,1	17,8	73,9	101,0	101,2	17,3	152,8	66,4	1,0	234,7	83,5
Mar	16,8	173,7	99,1	126,5	10,7	67,1	18,1	239,0	213,1	14,2	131,1	39,6	64,5	0,5	95,8	27,2	148,6	207,2	5,1	11,0	6,4	4,4	85,8
Abr	73,2	32,0	21,3	93,0	65,5	33,5	143,5	30,5	50,4	0,0	18,8	150,2	57,9	0,0	27,9	8,9	44,7	179,0	69,9	27,2	32,4	26,8	54,0
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	43,7	11,4	2,8	16,3	0,0	3,6	34,4	11,4	13,4
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	12,7	12,2	3,8	1,2	0,0	1,8	2,6	20,6	9,5
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	39,9	4,1	4,6	16,5	0,0	27,4	3,4	9,8	11,0
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	5,8	1,5	0,0	5,8	0,0	7,0	5,6	8,2	5,7
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	10,9	0,0	0,0	1,3	0,4	11,4	4,0	1,0	6,5
Out	7,6	57,9	24,4	108,7	1,5	6,1	212,2	59,7	21,6	1,8	49,6	51,3	0,0	6,9	4,3	78,0			114,2	14,2	9,8		44,0
Nov	120,4	246,0	103,6	234,7	125,0	222,5	21,3	107,9	107,9	267,2	69,1	149,8	80,5	151,1	79,2	85,1			197,8	165,8	27,0		138,7
Dez	96,0	76,2	51,8	36,6	189,0	93,0	146,9	125,7	101,1	50,5	184,4	69,1	44,2	126,7	65,0	134,4	50,3	41,2	300,2	209,0	151,2		111,5
Total	539,5	1181,2	724,6	744,0	655,2	653,8	851,8	727,0	609,5	453,9	714,9	497,9	442,8	696,0	477,9	503,6	372,5	965,9	789,9	598,7	347,0	595,2	642,9
Ano Hidro.	1024,2	925,8	544,3	719,2	647,7	793,0	814,8	672,2	364,3	731,3	530,8	588,3	536,0	614,1	354,6	619,7	648,6	609,8	757,4	548,0	783,2		658,4

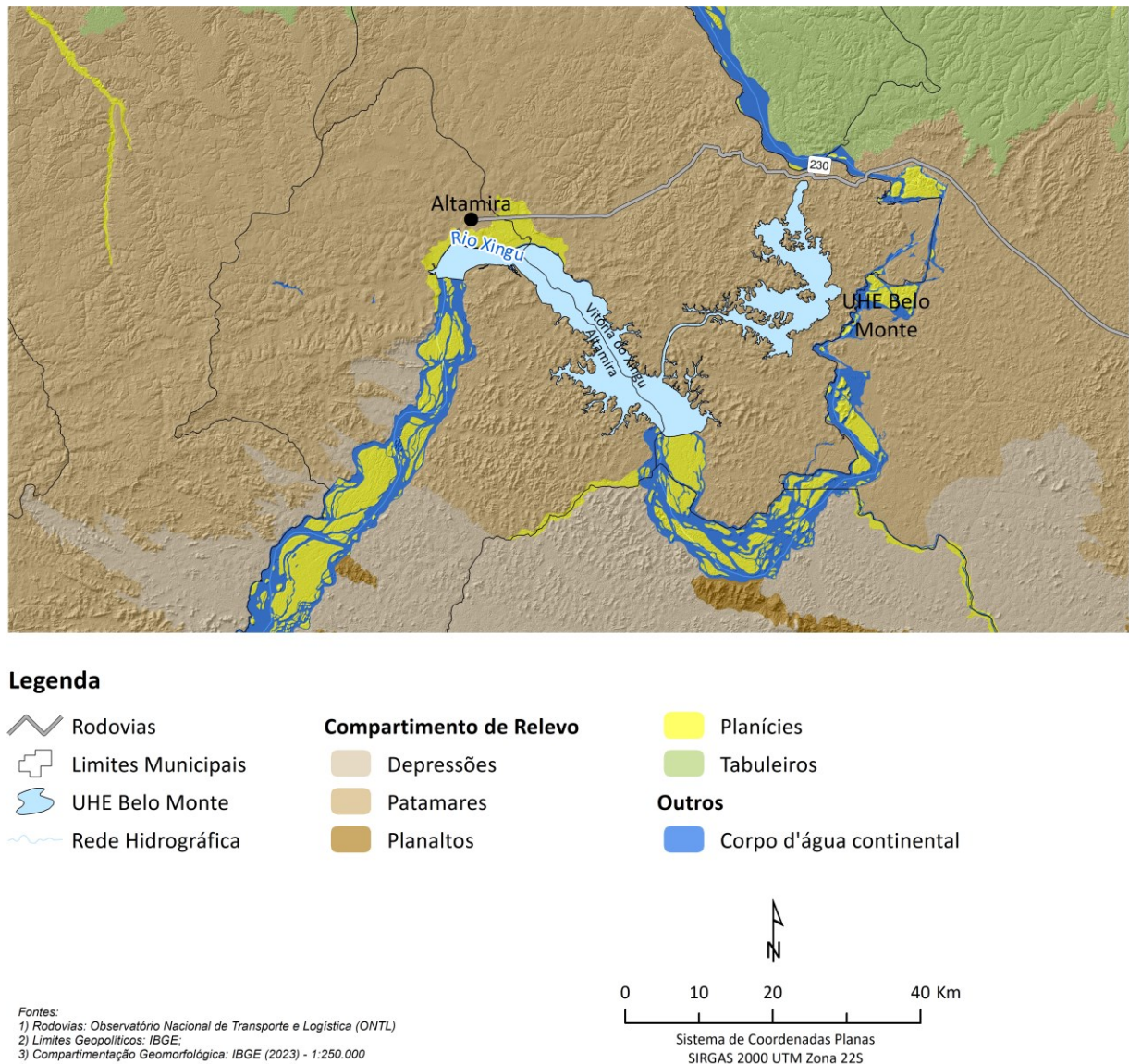
4.3. ALTAMIRA – PARÁ

4.3.1. RELEVO

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2023b) classifica os compartimentos geomorfológicos do território brasileiro em uma taxonomia hierarquizada. A base digital disponível distingue domínios morfoestruturais, compartimentos de relevo e unidades geomorfológicas. A porção norte do município de Altamira situa-se em um compartimento de

planalto (Figura 4.17), associado ao Planalto Meridional da Bacia Sedimentar do Amazonas. A elevação média da cidade de Altamira é de 109 metros, enquanto que a cota mínima para operação da UHE Belo Monte é de 95,20 metros.

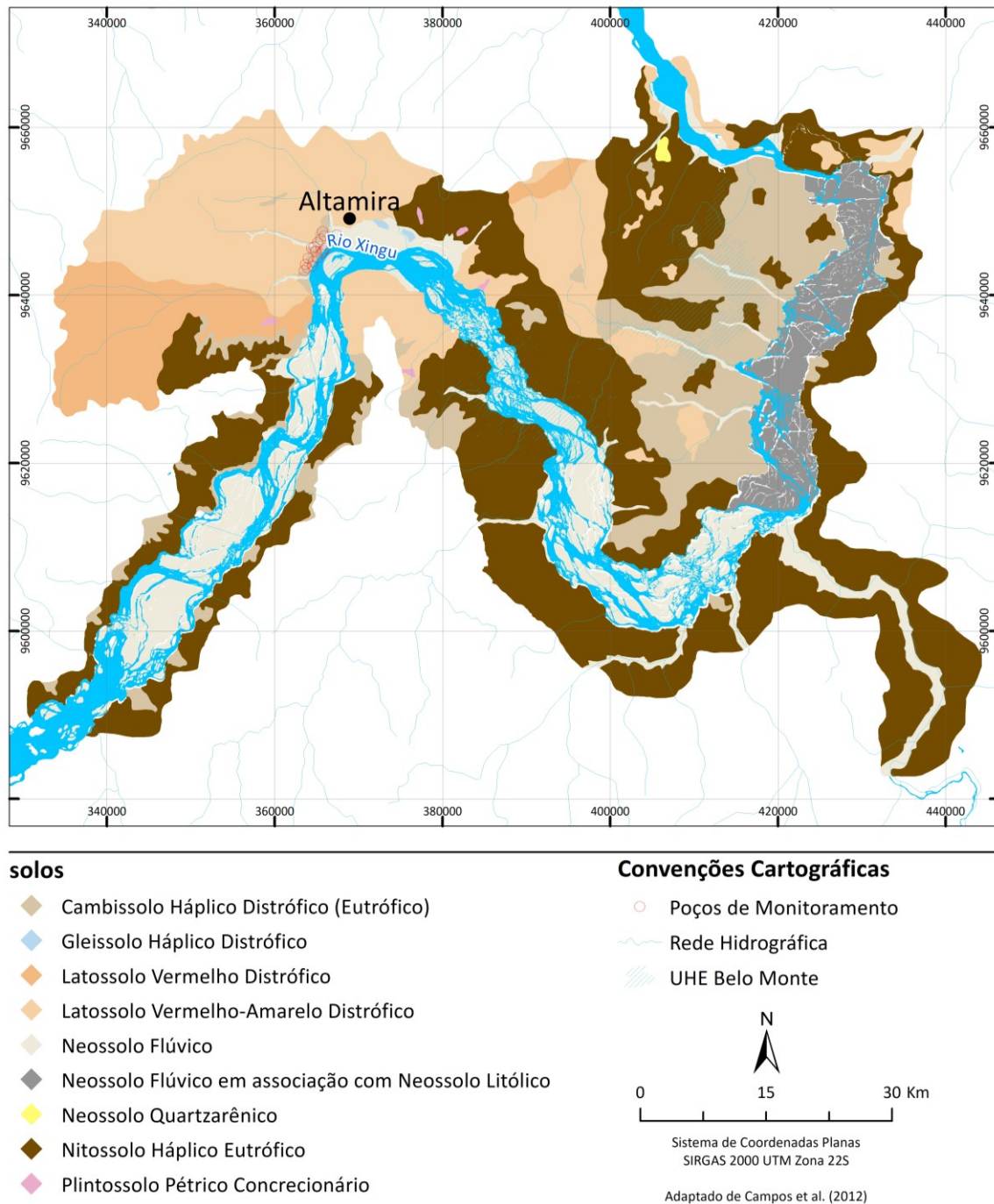
Figura 4.17 - Compartimentos de Relevo na cidade de Altamira e região (adaptado de IBGE, 2023b).



4.3.2. PEDOLOGIA

Na área urbana de Altamira e entorno do reservatório da UHE Belo Monte são expressivas as ocorrências de Latossolo Vermelho Distrófico, Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, Cambissolo Háplico Distrófico (Eutrófico) e Nitossolo Háplico Eutrófico (Campos *et al.*, 2012). Outras classes e associações presentes na área de estudo são: Neossolo Flúvico, Plintossolo Pétrico Concrecionário, Neossolo Quartzarênico e Gleissolo Háplico Distrófico (Figura 4.18).

Figura 4.18 - Mapa de solos da cidade de Altamira e entorno da UHE Belo Monte (Adaptado de Campos *et al.*, 2012). Código de cores conforme SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018).

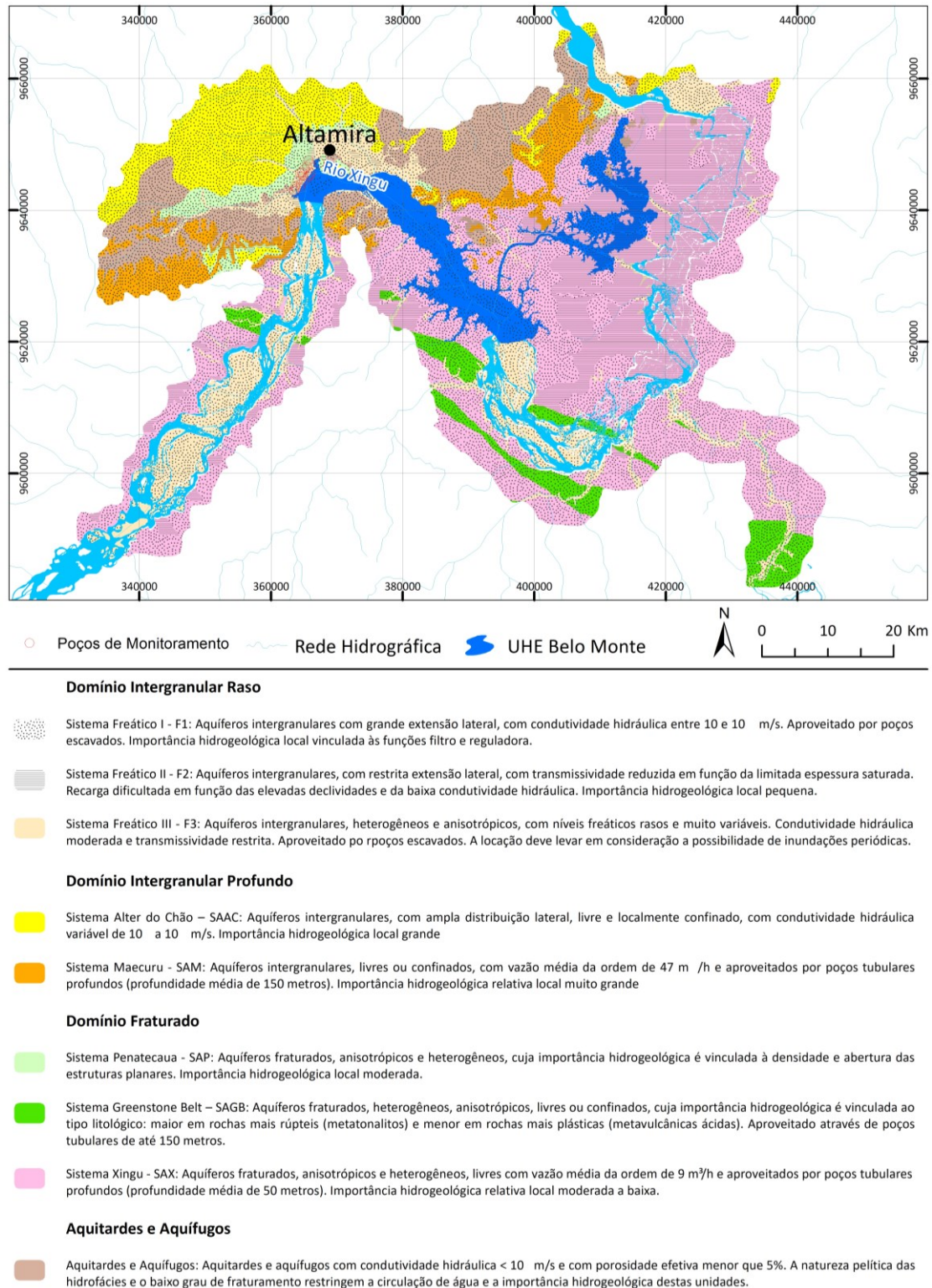


Solos e saprolitos constituem sistemas aquíferos livres rasos. Em função da espessura, Campos *et al.* (2012) distinguem os sistemas freáticos I e II (Tabela 4.6). Sotopostos a estes ocorrem aquíferos intergranulares e fraturados, com destaque para o sistema Alter do Chão (Figura 4.19).

Tabela 4.6 - Domínios e sistemas aquíferos cartografados na área urbana de Altamira e adjacências (Adaptado de Campos *et al.*, 2012).

Grupo	Domínio	Sistema	Símbolo	Litologia/Solo Predominante
Rasos	Intergranular	Freático I	F1	Solos Profundos: Latossolos, Nitossolos e aluviões
		Freático II	F2	Solos rasos: Cambissolos e Neossolos Litólicos
Profundos	Intergranular	Alter do Chão	SAAC	Arenitos mal selecionados e imaturos, com intercalações de folhelhos e siltitos
		Maecuru	SAM	Arenitos puros e maduros. Finos a médios, bem selecionados
	Fraturado	Penatecaua	SAP	Basaltos, <i>sills</i> e diques de diabásio
		<i>Greenstone Belt</i>	SAGB	Metassedimentos, metavulcânicas, metatonalitos, metamonzogranitos, metavulcânica máfica, metavulcânicas ácidas, metassedimentos clásticos e metassedimentos químicos
		Xingu	SAX	Gnaisses, granitos, migmatitos, Monzogranitos, sienogranitos, granodioritos subordinados, charnockitos e charno-enderbitos, granodioritos, leucogranitos metatonalitos, metagranodioritos, granodioritos, tonalitos e subordinadamente monzo e sienogranitos
		Aquitardes e aquífugos		Grupo Curuá: folhelhos e siltitos ricos em matéria orgânica
				Formação Ererê: siltitos, arenitos e folhelhos Grupo Trombetas: siltitos, folhelhos e arenitos laminados

Figura 4.19 - Sistemas aquíferos cartografados na cidade de Altamira e entorno da UHE Belo Monte (Adaptado de Campos *et al.*, 2012).



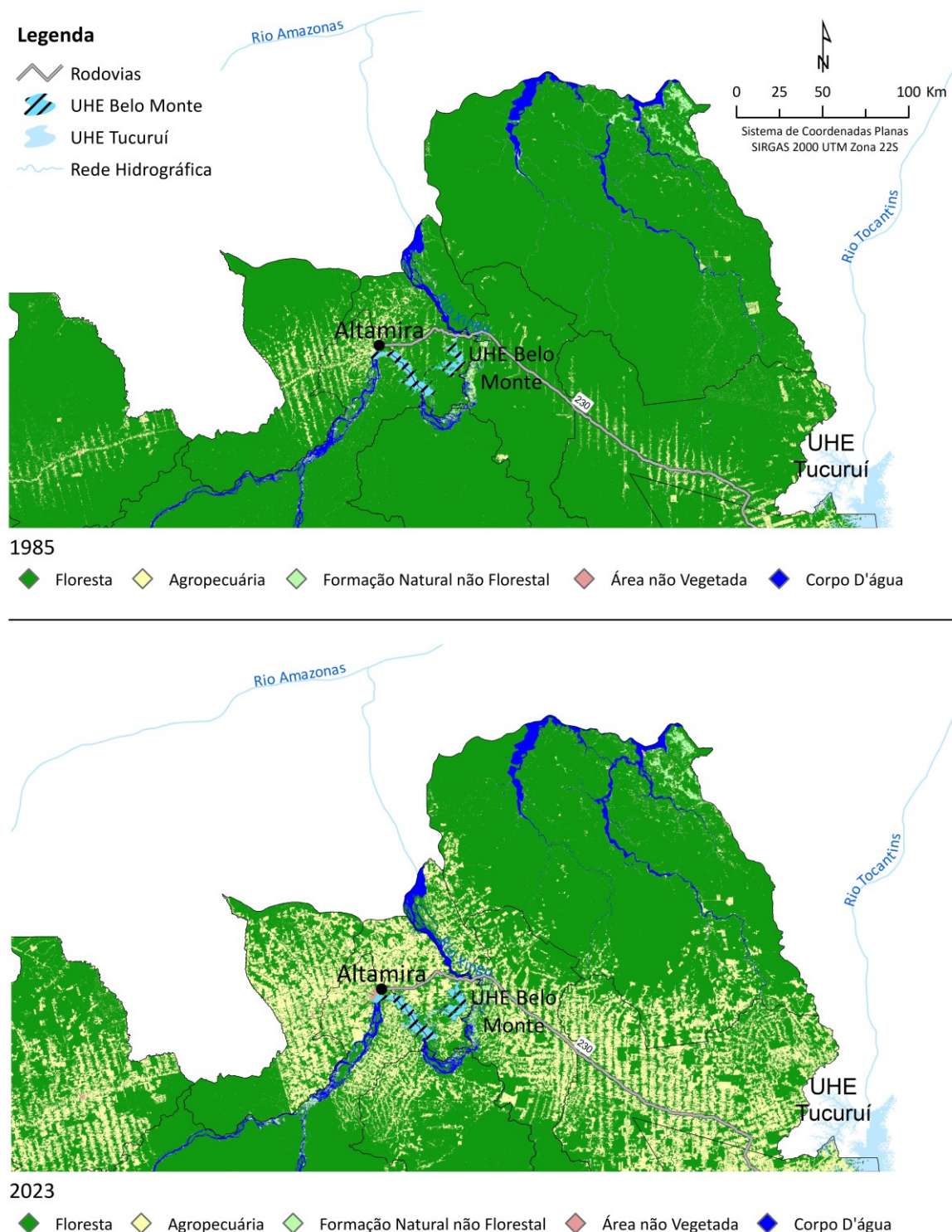
Sistema de Coordenadas Planas SIRGAS 2000 UTM Zona 22S. Adaptado de Campos *et al.* (2012)

4.3.3. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

O Município de Altamira é recoberto majoritariamente por floresta (MapBiomass, coleção

9.0). Entretanto, na área urbana e periurbana é relevante o uso do solo para atividades agropecuárias. Entre 1985 e 2023 houve intensa expansão desta frente, geralmente em faixas ortogonais à rodovia BR-230 (Figura 4.20).

Figura 4.20 - Evolução do uso do solo no norte do município de Altamira (grupos de classes conforme Projeto MapBiomas, coleção 9.0).



Fontes:
1) Rodovias: Observatório Nacional de Transporte e Logística (ONTL)
2) Limites Geopolíticos: IBGE
3) Uso e Ocupação do Solo: Projeto MapBiomas (Coleção 7.0)

4.3.4. CLIMA

A cidade de Altamira-PA situa-se em região de clima tropical com estação seca de inverno (Aw, segundo a classificação de Köppen) (Lima *et al.*, 2023). Há concentração de chuvas entre dezembro e maio, associadas à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Sousa *et al.*, 2009). Os meses de junho a novembro são menos chuvosos, mas não necessariamente secos. Lima *et al.* (2023), entretanto, indica a possibilidade de mais de 130 dias consecutivos sem chuva entre junho e agosto.

O monitoramento climático de longo prazo na região ocorre minimamente desde 1927 (Estação 82353). A exemplo da abordagem disponível para as regiões do Distrito Federal e Caetité, INMET define três normais climatológicas: 1) 1961 a 1990; 2) 1981 a 2010 e; 3) 1991 a 2020.

O acumulado de precipitação estimado para os dois últimos ciclos de 30 anos alterou-se de 2.025 mm para 2.108 mm, uma variação de 8% (Figura 4.21). O comparativo mensal entre normais climatológicas indica aumento dos índices de chuva em fevereiro e abril (Tabela 4.7). Em geral, os índices pluviométricos durante o ano hidrológico aumentam entre dezembro e março. Em março, inicia-se a tendência de redução das chuvas, que culmina, em junho, no início da estação seca (Tabela 4.8). Dados históricos de evapotranspiração potencial (ETP), por sua vez, são disponíveis apenas para o período de 1981 a 2010. A taxa mensal de ETP é relativamente constante durante todo o ano. A amplitude esperada é de 56 mm, com máxima de 201 mm em outubro e mínima de 145 mm em junho. Comparativamente ao clima do Distrito Federal e de Caetité, os valores mínimos registrados nesta região amazônica correspondem às máximas usuais para o clima de Cerrado/Cerrado de transição (Caatinga).

Figura 4.21 - Precipitação acumulada (mm) e evapotranspiração potencial ETP (mm) mensais aferidas na estação climatológica Altamira (código INMET 82353). Ano hidrológico: dezembro – novembro (período chuvoso: dezembro – maio)

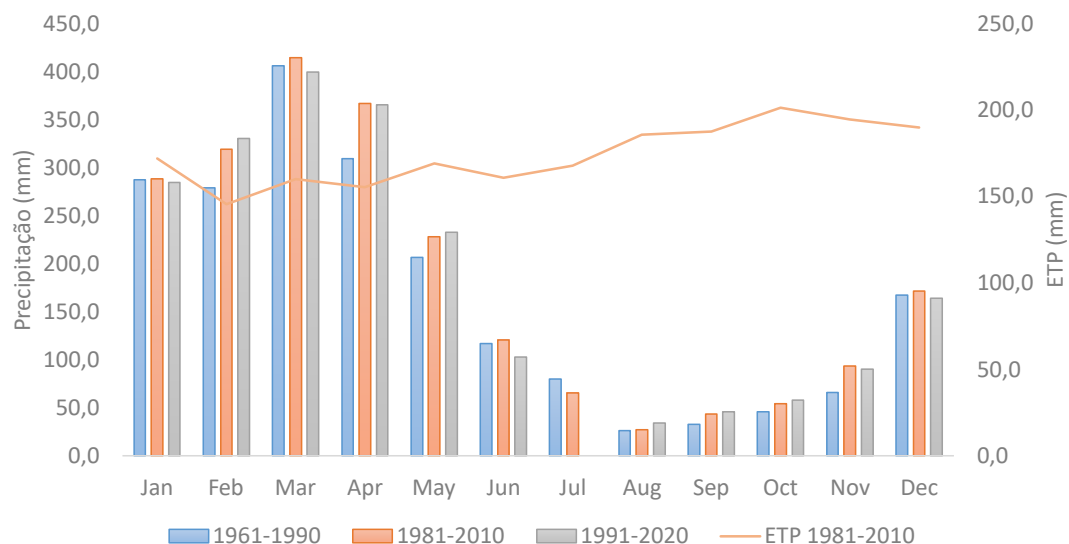


Tabela 4.7 - Elevações pluviométricas médias determinadas entre 1961-1990; 1981-2010; e 1991-2020 (estação climatológica Altamira – INMET 82353). Ano hidrológico: dezembro – novembro (período chuvoso: dezembro – maio).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total	Total - Período Chuvoso
1961-1990	287,50	279,20	406,30	309,50	206,80	116,90	80,10	26,40	32,90	46,10	66,20	167,30	2025,20	1656,60
1981-2010	288,50	319,40	414,60	366,90	228,10	120,60	65,70	27,30	43,60	54,30	93,50	171,80	2194,30 (+8%)	1789,30 (+8%)
1991-2020	284,70	330,30	399,50	365,60	232,90	102,90	*	34,20	46,20	58,00	90,50	164,00	*2108,80 (+4%)	1777,00 (+7%)

*dados inexistentes

Tabela 4.8 - Avaliação do incremento percentual de chuva mensal ao longo do ciclo hidrológico (referência: mês anterior). *valores não calculados (dados inexistentes).

	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
1961-1990	100%	72%	-3%	46%	-24%	-33%	-43%	-31%	-67%	25%	40%	44%
1981-2010	100%	68%	11%	30%	-12%	-38%	-47%	-46%	-58%	60%	25%	72%
1991-2020	100%	74%	16%	21%	-8%	-36%	-56%	*	*	35%	26%	56%

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

O presente capítulo dispõe sobre os resultados obtidos nas respectivas áreas de estudo. O atendimento aos objetivos foi dividido na redação de quatro artigos científicos.

5.1. ARTIGO 1: RELAÇÃO AQUÍFERO-ÁGUA SUPERFICIAL

Journal of South American Earth Sciences 145 (2024) 105043



Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames



Shallow groundwater and river baseflow: Interconnection evidences and integrated water management strategies. Case study in the upper Descoberto watershed, Federal District, Brazil

André Walczuk^{a,*}, José Eloi Guimarães Campos^b, Lucas Santos Batista Teles^b

^a University of Brasília, Institute of Geosciences, Graduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics, Brasília-DF, Brazil

^b University of Brasília, Institute of Geosciences, Brasília-DF, Brazil

Abstract

Aquifer discharge in the form of baseflow is intimately related to river replenishment. In this manner, it is reasonable that water management practices consider an integrated approach including surface and groundwater. Effective regulatory measures, however, require the understanding of the mechanisms and the degree of such interconnection. In the Federal District, capital of Brazil, research focused on this theme is scarce, despite the relevance addressed by some authors. In the present study, shallow groundwater of Upper Descoberto Watershed was monitored for four years (2019-2023). The area responds to 60% of local population public water supply and has been facing land use conflicts and water crisis. Data were collected with 2-hour resolution and compared to fluvimetric stations discharge and water height records. Graphical analyses demonstrate that river baseflow is highly dependent on shallow aquifer discharge. The decrease of the phreatic aquifer water level results, in a short period, in streams flow reduction. This result is contrasting to the former agreement that considered the connection would take more time to be established. Statistical correlation coefficients are as high as 0.920 for the entire monitoring range and 0.998 for the dry season. The results evidence that soils have important reservoir and regulatory functions, even though they might not be relevant for high water demand activities. In this way, water grant process should account for correlated components, such as territory planning, estimation of total extraction by sensitive areas and proper characterization of insignificant uses, alternative and independent water sources evaluation, and definition of environmental constraints. The mitigation practices of hydric problems must include the implementation of artificial recharge devices, use of sustainable farming methods and control of rainwater overland flow. It is desirable the maintenance and enlargement of the current monitoring net so that former patterns that culminated in water crisis can be early identified and mitigated.

Keywords: Baseflow; shallow groundwater; interconnection; integrated water management, water crisis.

1. Introduction

Human development is directly linked to adequate water access. A secure source presumes good quality and continuity of supply. In turn, a sturdy production system must account for resilience and ecosystem preservation (UN-Water, 2013).

Aquifers as water sources are an alternative in areas with limited access to surface resources or prone to natural hazards such as droughts (Alley *et al.*, 2016; Jasechko and Perrone, 2020; Quintsler *et al.*, 2021) and floods (Vrba and Renaud, 2016; Davis *et al.*, 2020). Groundwater might also be a safe option in places experiencing poor sanitation (Rebouças, 1999; Azevedo and Campos, 2021). According to the Brazilian National Water and Sanitation Agency (ANA, 2021), 40% of the Brazilian municipalities rely on wells or springs as the only producing source. Aside the reasonable storage capacity, groundwater production rates tend to be stable and underground reservoirs are less susceptible to pollution (Campos, 2004). Furthermore, few or no treatment might be necessary (Hirata and Suhogusoff, 2019). Yet, withdrawn must involve risk assessment and environmental accountability (Bergstrom *et al.*, 1996). Unregulated pumping, for example, is associated with stream baseflow depletion (Zipper *et al.*, 2019) and wetlands degradation (Famiglietti, 2014).

The National Water Law of 1997 and its regulations predict Integrated Water Resource Management (IWRM) strategies (Brasil, 1997; Bettencourt *et al.*, 2021; Sahoo *et al.*, 2021; Villar and Hirata, 2022). Current practices, however, segregate surface and groundwater (Srinivasan and Lele, 2017; Cerezini and Hanai, 2023), both due to a matter of simplification or to insufficient knowledge of correlated components, such as soil, atmosphere and forests (Araújo *et al.*, 2015; Villar and Hirata, 2022). Common governance indicators evaluate quality conditions and goals and extraction rates, whereas political, institutional, and environmental legislation links are still insufficient (Matondo, 2002; Villar and Hirata, 2022). In the Federal District, capital of Brazil, Adasa (the Water, Energy and Basic Sanitation Regulatory Agency of the Federal District) is the management institution to all issues concerning surface water, groundwater, energy and sanitation.

Recent drought events in Brazil raised an alert on hydric balance equilibrium (ANA, 2021; Melo and Brito, 2022). In São Paulo State - 2014/2015 and Federal District region - 2016/2018, abnormally reduced precipitation culminated in a water crisis scenario (Nobre and Marengo, 2016; Melo and Brito, 2022). Despite the atypical rainfall patterns and the proximity of the respective main water sources to watershed boundaries, the scarcity revealed governance and long-term planning flaws, such as land use conflicts and integration of the existing distribution network (Empinotti, *et al.*, 2019; Melo and Brito, 2022). Also, the scenario exposed systems fragilities due to surface-groundwater asymmetry. Citing the São Paulo city as an example, 99% of the produced

water (5,270 ML/d) derives from a complex surface water supply system (Foster *et al.*, 2022). In Federal District, dams represent 97% of the installed capacity (1,123 ML/d) (ANA, 2021).

Decisions taken on an emergency basis focused on reducing water withdrawals from the affected basins, supply rotation between neighborhoods, rationing and rate increase (Adasa, 2018; Zuffo *et al.*, 2023). In specific to the Federal District, the local regulatory agency (Adasa) financed a study to evaluate aquifer potential and define deep wells location. The main criteria were hydrogeology analysis and the design of the current water distribution scheme, such as pipeline trace and energy supply (Campos *et al.*, 2018). Another action was the suspension of well drilling authorization, both deep and shallow. The consolidation of the crisis management (Adasa, 2018), however, does not present the outcome of the institutional decisions regarding improving the groundwater infrastructure nor clarify the criteria to limit the use of both aquifers.

Effective regulatory actions require solid knowledge of how surface and groundwater communicate or the degree of connection of these waters. Aquifer recharge is intimate related with meteoric water and plant evapotranspiration (Healy and Cook, 2002). At the other end, they contribute to rivers replenishment. In Brazil, a variety of studies characterize the water table behavior of major aquifers (Hirata and Suhogusoff, 2019; Oliveira *et al.*, 2021). In the Federal District area, such approach is still limited, and usually focus on small basins (Lousada and Campos, 2011) or use geoprocessing tools (Gonçalves *et al.*, 2009). A coupled analysis of surface and groundwater is even less common (Santos *et al.*, 2021; Del Rey and Cunha, 2021).

The present research aims to evaluate the degree of correlation between shallow water table fluctuation and river discharge. Besides, it is an objective to discuss reasonable management strategies that accounts for both surface and groundwater. As a case study, it was selected the upstream area of the Descoberto Watershed. The region is responsible for most of the Federal District water supply (around 60% of total population). At the same time, its countryside is the one with most shallow groundwater extraction. From all valid permits, around 50% occurs by manual drilled wells (excavated shallow wells, usually in ferrasols domains).

Self-supply is a reality in the Federal District and represents an important soil and water use conflict (Campos, 2004). Current grant practices might need review or specific regulation should be proposed to mitigate such scenarios (Foster *et al.*, 2022; Momm *et al.*, 2022). Since surface and shallow groundwater are not isolated systems, general management might be more effective if based on the understanding of the water cycle. Also, estimations of total extraction by sensitive areas might be necessary to correctly characterize insignificant uses.

2. Study Area

The study area comprises the drainage area of Descoberto Reservoir. Further information on geographic location can be found under the materials and methods topic.

Main soil covers are ferrasols and cambisols. Gleysols occur along upper and lower river segments, where the declivity is flat to smoothly wavy. Adasa regulates groundwater usage in the area. Until March 2023 the agency has granted 1,147 valid permits. The primary uses are human consumption (48%) and irrigation (41%). The proportion of shallow and tubular wells are near 50/50, while 30% of the extractions are considered “insignificant use”, since they do not exceed 5 m³/day (or 0.06 L/s) (Adasa, 2006).

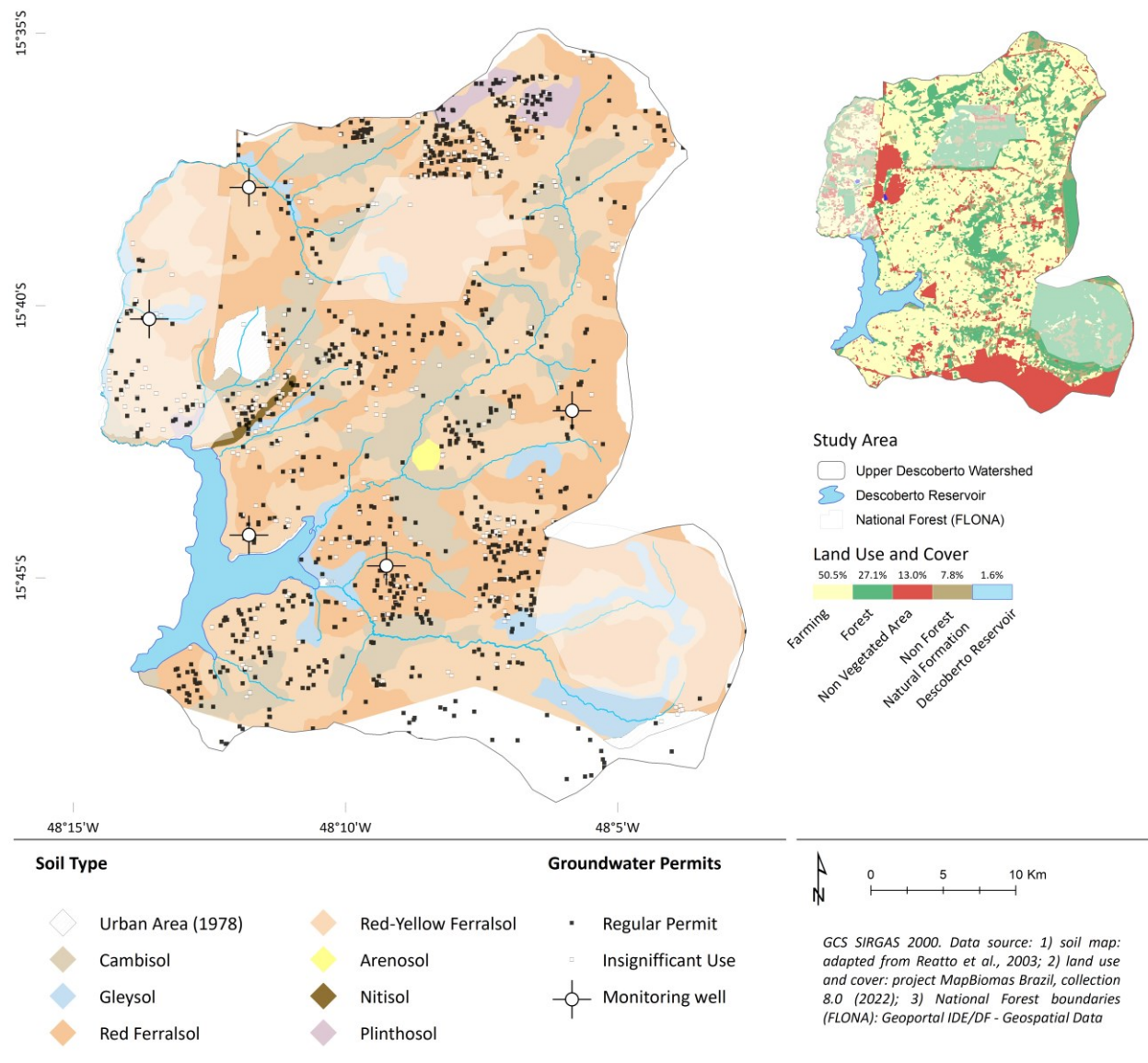


Fig. 1 - Upper Descoberto Watershed major soil covers and land uses (adapted from Reatto *et al.*, 2003; MapBiomass, 2022).

The regional hydrogeology is classified into two domains: shallow and deep aquifers. Shallow groundwater is associated to the soil covers, including up to 40 meters total thick and up to 30

meters saturated zone. Deep groundwater is related to fractured Proterozoic low grade metamorphic rocks. The shallow groundwater shows high interconnection to the surface water bodies (stream, lakes and reservoirs). On the other hand, deep groundwaters are quite disconnected to the surface due to the relation of depth of fractured rocks and relief (Campos, 2004).

According to the most recent MapBiomass survey (MapBiomass, 2022), 50% of the watershed area is occupied by farming, with dominance of pasture, agriculture, and reforestation. Natural forests occur in 27% of the area but are restricted to the National Forest of Brasília (FLONA) boundaries (Fig. 1). Other covers include urban areas (13%), non-forest natural formations (8%) and water surface (2%).

2.1. Raifall pattern

Köppen climate classification for most of the Descoberto basin is Cwa (humid subtropical). Winter is typically dry (June - August) and precipitation is unevenly distributed along summer (September - May). Rainfall is more abundant, respectively, in November, January and December (Baptista, 1998). Historical records for the study area are shown in Fig. 2. The chart displays total precipitation (mm) by hydrological period, which consists as the interval from September to August of the subsequent year.

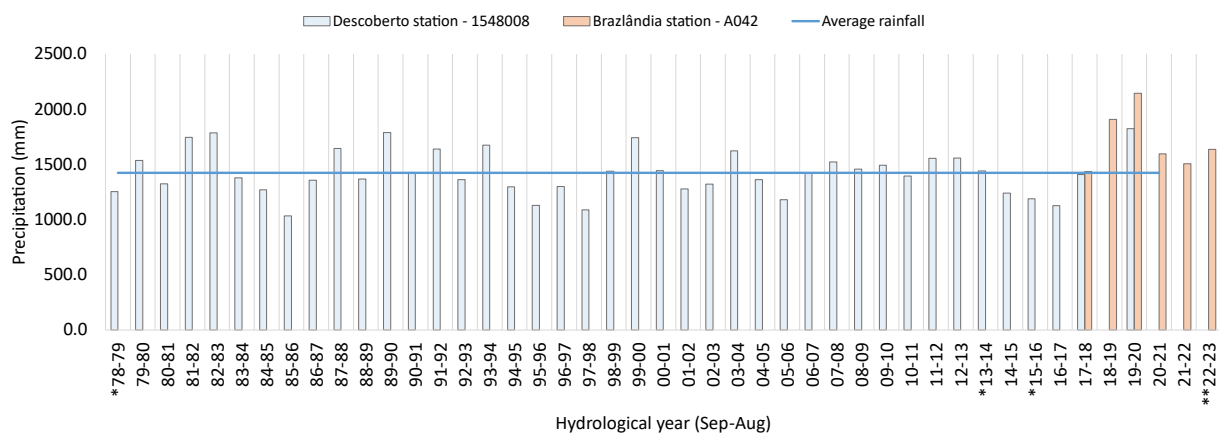


Fig. 2 - Accumulated rainfall throughout hydrological years. Average: 1,423.69 mm (1548008 station). missing data: *September/78; June/14; June and July/15; **February 1st/23 – February 22nd/23.

The last water crisis registered in the Federal District took place during the hydrological years 2016-2017 and early 2017-2018. The scenario was the outcome of a three-year period below the average precipitation regime (Adasa, 2018; Melo and Brito, 2022).

3. Materials and Methods

3.1. Dataset

Groundwater data were collected in five monitoring points (Fig. 3). Each point is composed

by two wells: one dedicated to shallow aquifers (30m) and another to the fractured deep media (>120m). The instruments are part of Adasa network, which is operated in a monthly basis. In some places, the water levels are separated by a 20 meters difference.

In order to evaluate shallow water level (WL) variation, automatic sensors set for 2-hour readings were placed from November 2019 through November 2023. Calibration was made by regular manual WL acquisition and compensation considers barometric data from INMET pluviometric station.

Federal District Sanitation and Environmental Company (Caesb) operates the local fluviometric monitoring system. Gauges with adequate data resolution are the one integrated to ANA telemetric national hydrometeorological panel (*Sistema HIDRO - Telemetria*), which transmits water height and calculated discharge each 15 minutes (Table 1). For the present study, it was considered a 2-hour interval filter, so the dataset matches groundwater results. Four fluviometric stations data were examined (Fig. 3).

The complimentary data necessary to the work, such as satellite images, surface drainage network, altimetry maps, and main urban area distribution, are available in the official institution of the local government (Geoportal IDE/DF - Geospatial Data Infrastructure). These spatial data are released in appropriate scales, to match the punctual water levels, and pluviometric and stream flow information.

3.2. Baseflow x Groundwater Level

River baseflow is assumed as a reasonable proxy for effective aquifer recharge (Risser *et al.*, 2005; Zomlot *et al.*, 2015). However, data correspondence might be limited by watershed characteristics such as soil texture, vegetation cover and precipitation patterns (Zomlot *et al.*, 2015). In addition, recharge studies should avoid hydrograph analyses in case of upstream regulation, significant groundwater extractions, flat terrain, and losing streams (Nimmo *et al.*, 2005). In case of negligible interferences, “saturated-zone” recharge (Nimmo *et al.*, 2005) can be expressed as (Schilling *et al.*, 2021):

$$R = Q_b/A \quad \text{Equation 1}$$

Where R is the effective recharge [LT^{-1}], Q_b is the average estimated baseflow [L^3T^{-1}], and A is the drainage area [L^2] (Szilagyi *et al.*, 2003).

A common hydrogeology method to estimate recharge is the water table fluctuation (WTF) analysis (Healy and Cook, 2002). Based on well data variation, the net volume that effectively reaches the saturated zone can be estimated as:

$$R = \Delta h/\Delta t * S_y \quad \text{Equation 2}$$

Where R is the effective recharge [LT^{-1}], $\Delta h/\Delta t$ is the level variation over a determined

period [LT^{-1}], and S_y is the specific yield of the aquifer media. It is noteworthy to point out that WTF method is best applied within the time span of a single recharge event. Over a broad period, such as a hydrological year, the estimated value represents the change in subsurface storage, also referred as “net” recharge (Healy and Cook, 2002).

This study compares water table series and streamflow data. Based on equations 1 and 2, it is plausible to assume that groundwater head variation is proportional to baseflow discharge. This hypothesis is coherent with the saturated flux through a porous media described by Darcy’s law:

$$Q = K \cdot A \cdot (h_1 - h_2) / L \quad \text{Equation 3}$$

Where Q represents baseflow discharge [L^3T^{-1}], K the hydraulic conductivity [L^3T^{-1}], A drainage area [L^2], $h_1 - h_2$ the difference in hydraulic head [L], and L aquifer saturated thickness [L].

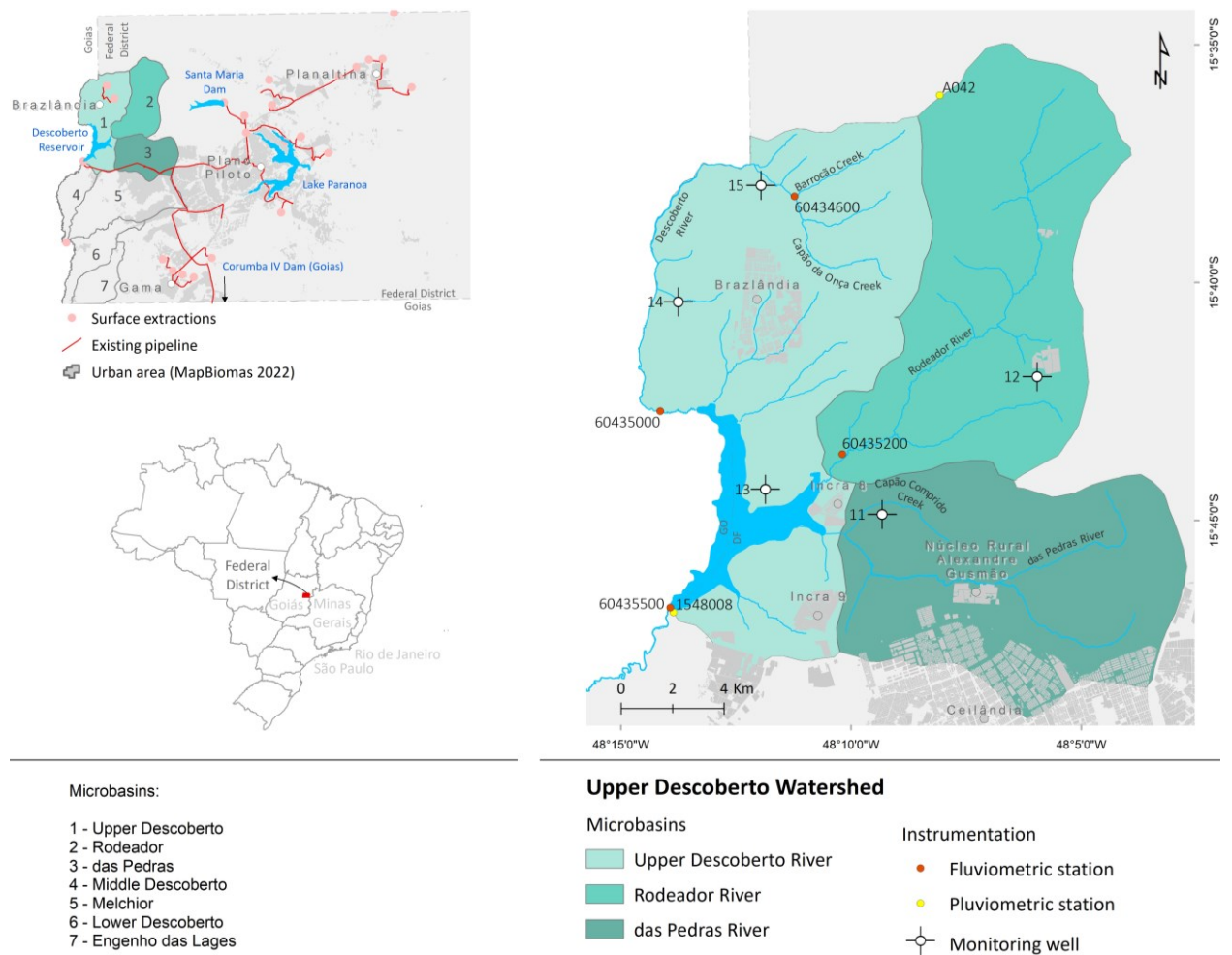


Fig. 3 - Upper Descoberto Watershed, micro basins of interest and points of data collection (wells, fluviometric stations and pluviometric stations).

Name	Code	Alt. (m)	Installation	Telemetry	Drainage area (km ²)	Last update
Descoberto Jusante Captação Barroço	60434600	1,094.0	2014	01/10/2014	32.37	03-2022
Descoberto - Chácara 89	60435000	1,034.0	1977	01/01/2017	113.23	07-2021
Rodeador - DF 435	60435200	1,035.0	1978	01/01/2017	111.96	12-2023
Descoberto - Barragem	60435500	1,032.0	1987	01/11/2014	433.27	12-2023

Table 1 - Fluviometric gauges information (source: Portal Atlas Caesb).

Groundwater readings were consisted in the Diver-Office application and baseflow separation was performed in the BFI+ software. For comparison purposes, two digital filters were considered: Eckhardt and Local Minimum methods (Ferede *et al.*, 2020).

Since the data includes the monitoring of a lake (artificial reservoir), the research also considered gauge heights as an input. Also, based on the respective rating curves, it was evaluated the viability of using fluviometric levels instead of the calculated discharge. This substitution might be an alternative in case of discharge missing values (Yang *et al.*, 2019; Jachens *et al.*, 2020). The workflow is presented in Fig. 4.

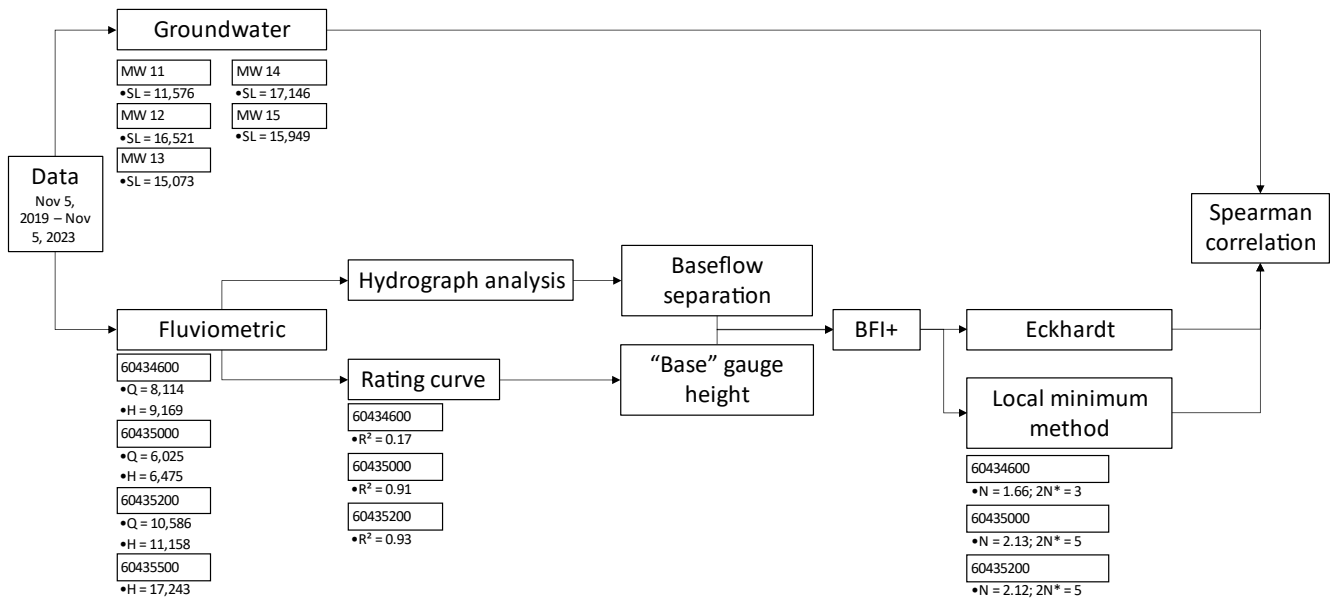


Fig. 4 - Methodology flowchart and number of data registers (SL = static level; Q = discharge; H = gauge height; R² = coefficient of determination between discharge and gauge height; N = Local Minimum interval analysis).

3.2.1. Local Minimum method

The Local Minimum (LM) algorithm estimates baseflow as a straight line connecting the low points of the streamflow hydrograph. A connecting dot is assigned if it is the minimum value along an interval of $(2N^* - 1 \text{ day})/2$, before and after the considered point (Sloto and Crouse, 1996). $2N^*$ is the odd integer between 3 and 11 nearest to $2N$, according to the empirical relation:

$$N = A^{0.2}$$

Equation 4

Where N is the number of days after which runoff ends and A is the drainage area, in square miles.

The interpolation might lead to baseflow overestimation in case of a sequence of high peaks (Jean Olivier *et al.*, 2022).

3.2.2. Two-parameter digital filter or Eckhardt method

According to Eckhardt (2005), river baseflow can be estimated as:

$$b_k = (1 - BFI_{max})ab_{k-1} + (1-a)BFI_{max}y_k / 1 - aBFI_{max} \quad \text{Equation 5}$$

Where b is the baseflow, k the time step number and y is the total streamflow. The equation considers two filter parameters: a , which corresponds to the recession constant and might be estimated by a recession analysis, and BFI_{max} (maximum base flow index), which cannot be estimated but modelled by the algorithm.

Common daily recession constants are 0.200-0.800 for surface runoff, 0.700-0.940 for interflow, and 0.930-0.995 for baseflow (Nathan and McMahon, 1990). BFI_{max} values, in turn, are typically equal to 0.25 for perennial streams with hard rock aquifers, and 0.50 and 0.80 for ephemeral and perennial streams with porous aquifers, respectively (Eckhardt, 2005). The latter represents the hydric regime for the study area.

In the present research, we consider as filter parameters the lower limits for a and BFI_{max} proposed in the literature.

4. Results and discussion

River telemetric hydrological monitoring has been operational since 2017. For the Descoberto Reservoir, automatic registers date back to 2014 (Fig. 5).

Greater river flow variations are observed at station 60434600, the one that captures the smaller drainage area. At gauge 60435200 there is also a relevant amplitude of data, probably due to the dominance of cambisols in the watershed (shallow and low permeable covers, developed from silty-clay rocks). In this context, run-off is favored over infiltration. Over the rest of the watershed high conductive soil covers (ferralsols or oxisols) predominate.

The soil spatial variations show strong correlation with relief pattern, where cambisols occur in wavy surface and the ferralsol in flat plateau areas.

Minimum water level and discharge rates were registered in 2015-2016 and 2016-2017 cycles. Peak readings occurred in 2019-2020. In general, the behavior is adherent to rainfall volumes oscillation.

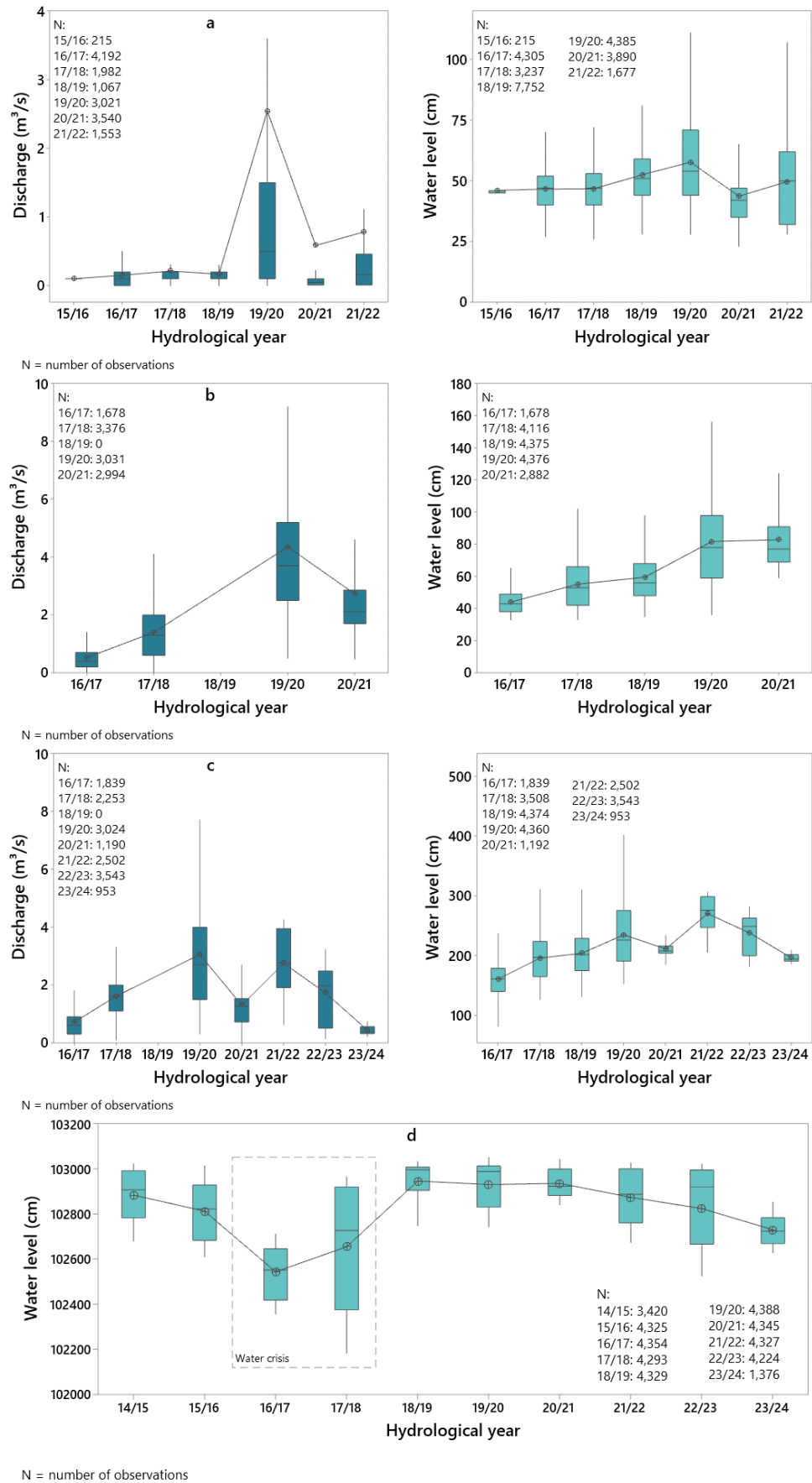


Fig. 5 - Fluviometric monitoring series. **a.** 60434600; **b.** 60435000; **c.** 60435200; **d.** 60435500. Connecting lines represent mean values. The charts disregard outlier values.

In comparison to historical well monitoring data, there is a similar tendency in water table fluctuation. However, the decline of water level persisted until the years 2017-2018 (Fig. 6). Despite the lack of data in the corresponding period ($N = 4$), measurements were made in the beginning of the hydrological year, when the minimum readings are expected.

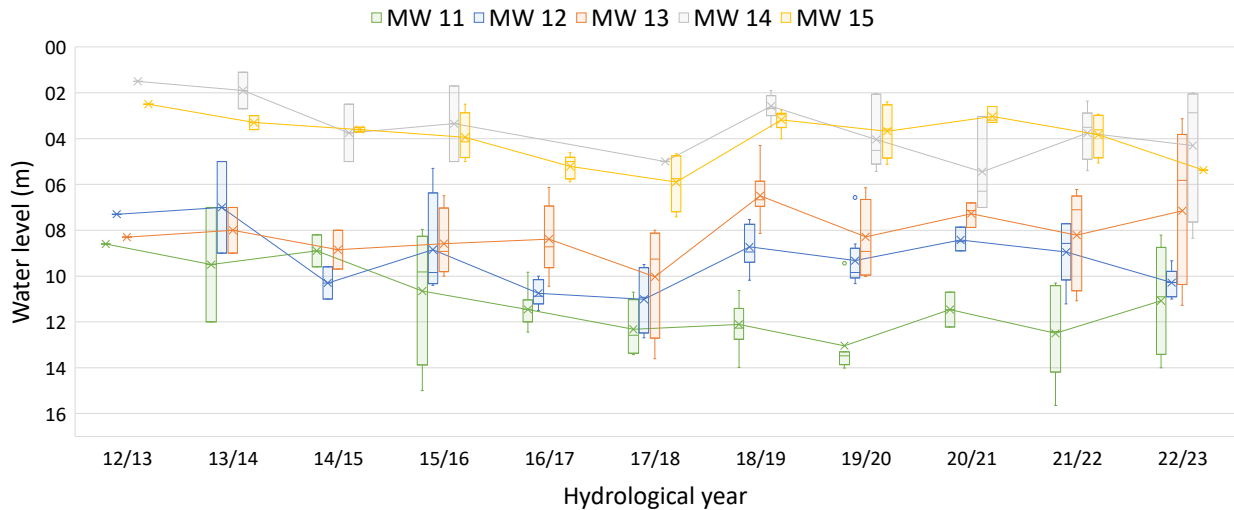


Fig. 6 - Groundwater monitoring series, according to monthly Adasa records. Measurements consider water depth from well head. Connecting lines represent mean values. N = number of observations.

4.1. Integrated water monitoring

Plots presented in Fig. 7 compare rain precipitation, river discharge, and water level of the nearest monitoring well. Regularization of discharge can be observed since November 2021 at fluviometric station 60435200.

As mentioned before, the hydric cycle of the study area is marked by a rainy season between September and May. Precipitation events from June through August are occasional. The effect of pluviometric recession can be observed both in groundwater and fluviometric hydrographs.

The precipitation station located at the north portion of the area (A042) shows an annual distribution as: average precipitation in 2017-2018, high precipitation in the years 2018-2020 and again average rains amounts in the next three years cycles (2020-2023). This pattern is also observed in other climatological stations around the Federal District polygon. Besides the total annual rain, another phenomenon shown in the dataset is the change of the monthly rain distribution, where the maximum precipitation moves from January to February or March.

The changes in the monthly historical pattern of rain must impact the recharge conditions and consequently the water level in the shallow aquifers. This behavior must be verified in a specific crossed analysis, between adequate time-scale pluviometric and well level measurements.

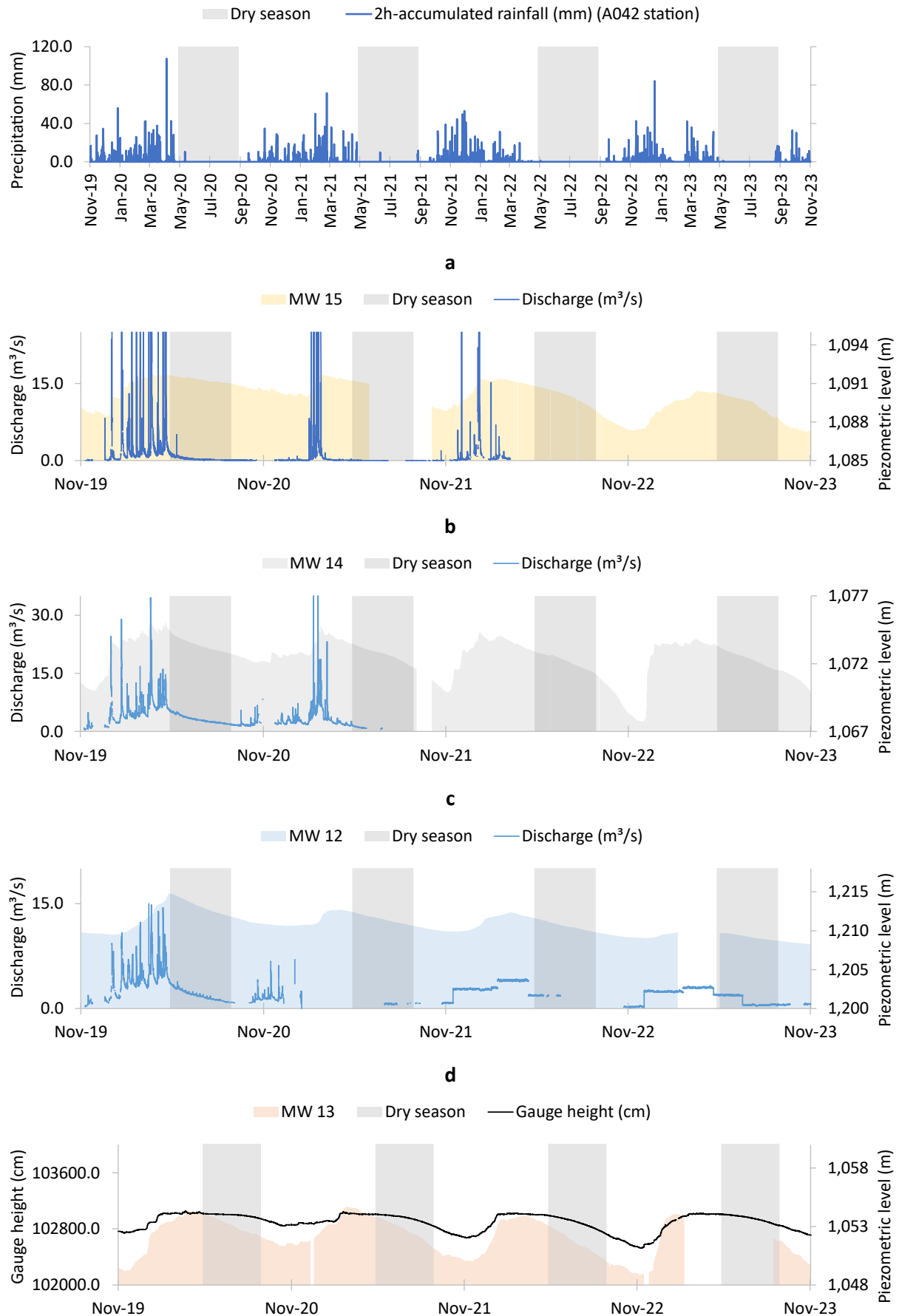


Fig. 7 - Fluviometric and groundwater monitoring series. **a.** 60434600; **b.** 60435000; **c.** 60435200; **d.** 60435500.

Charts displayed in Fig. 8 exemplify baseflow curves obtained by the proposed methodologies. In general, Local Minimum separation results are overestimated in relation to Eckhardt curves, especially in a sequence of river discharge peaks (Fig. 8a). However, both algorithms result in series with similar shape to the original data. When the resolution is reduced from 2h-readings to a daily average result, high frequency data (run-off) is ignored (Fig. 8b).

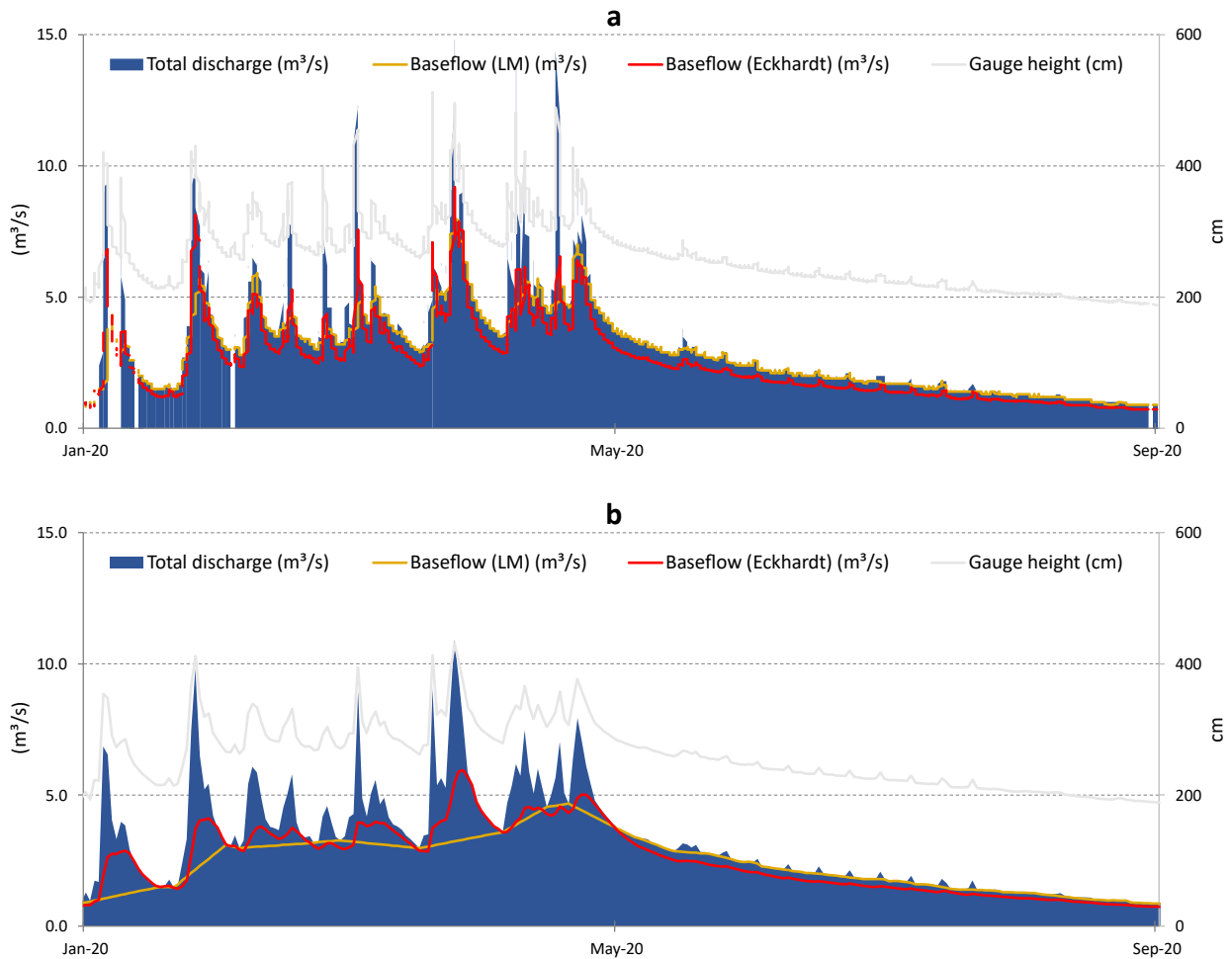


Fig. 8 - Example of river discharge and separated baseflow at gauge 60435200. The grey line presents the corresponding height measurements: **a.** 2-hour readings; **b.** daily average readings.

Yet, it is important to note that groundwater ascent during the rainy periods is not always gentle and continuous. As can be seen at MW 14 and 15, there are multiple events of recharge followed by depletion. Predominance of gleysols near the instruments and the intrinsic local geomorphology play an important role on water table behavior. Therefore, the similarity of baseflow curves and water level are coherent. In the situations of aquifers hosted in ferrasols, simplification of data before filtering might be more adequate.

The analysis of the rating curves suggests that calculated discharge and water height can

be used interchangeably. At gauges 60435000 and 60435200, the relationship between level readings and discharge is greater than 90%. At fluviometric station 60434600, however, a range of ruler measurements means zero flow, which degrades the linear adjustment. Since this research aims to evaluate surface and groundwater interconnection, this application is considered valid. Nonetheless, the estimation of net recharge from fluviometric data must consider baseflow as an input data, as expressed in Equation 1.

Table 2 presents the statistical correlations between groundwater and fluviometric data. The interval analysis considers the whole time series available and only the respective dry season of 2020.

MW / fluviometric gauge	LM	Eckhardt	Gauge height	Gauge height - LM	Gauge height - Eckhardt
15 / 60434600	0.524	0.524	-	0.567	0.539
Dry season 2020	0.942	0.942	-	0.974	0.982
14 / 60435000	0.709	0.688	-	0.920	0.885
Dry season 2020	0.998	0.998	-	0.998	0.998
12 / 60435200	0.522	0.512	-	0.424	0.415
Dry season 2020	0.997	0.994	-	0.994	0.995
Daily data	0.592	0.569	-	0.508	0.484
11 / 60435500	-	-	0.757	0.756	0.760
12	-	-	0.734	0.734	0.735
13	-	-	0.933	0.933	0.933
14	-	-	0.910	0.910	0.908
15	-	-	0.849	0.849	0.849

Table 2 - Spearman correlation coefficients (r) between groundwater levels fluctuation and fluviometric data (CI = 95%).

Spearman coefficients (r) are as high as 0.920 for lotic environments and 0.933 for the Descoberto Reservoir water body. Despite the evident interconnection of surface and underground systems, some consideration should be noted in function of the river segment.

Along Descoberto River, for example, r varies from 0.567 upstream to 0.920 closer to the confluence with the Descoberto lake. The results corroborate the greater discharge amplitudes observed in the head of the drainage area, which might not be satisfactorily filtered. Due to gleysols dominance, however, the high-resolution data is essential to describe downstream river and aquifer coupled behavior.

At Rodeador River, r varies from 0.415 to 0.522. The correlation is improved if average monitoring data is used. Although the graphical analysis demonstrates similar surface and

groundwater fluctuation, there is a delay between the curves. This behavior could be associated to the distance between the monitoring points. In addition, moderate steep slopes and cambisol predominate in the catchment area, while the monitoring well is situated in a plane area with ferrasols hosted aquifers.

In concern to the water dam, it defines a local base level. Gauge readings and groundwater level are better correlated the closer is the monitoring well. It is worth considering that even though there are withdraws to water supply and evapotranspiration losses, the filling and emptying curves of the reservoir are intrinsically related to aquifer variation.

The results show, yet in a preliminary way, that the relations between precipitation, water level fluctuation and stream discharge are strongly controlled by soil covers distribution and relief pattern. Specific recharge studies might contribute for further discussions.

5. Final remarks and conclusions

Graphical and statistical analyses of hydric data demonstrate that in the study area river baseflow is highly dependent on shallow aquifer discharge. Correlation coefficients are as high as 0.920 for the entire monitoring range and 0.998 if only the dry period is considered. Automatic high-resolution data is key to evaluate such interconnection, especially in low land areas. In the absence of discharge values, gauge height can be used as an input data for correlation evaluation.

The maintenance of surface water sources is directly related to aquifer hydraulic head. In fact, the decrease of the phreatic aquifer water level results in nearly simultaneous stream flow reduction. This result is contrasting to the former agreement that considered the connection would take more time to be established, since the delay expected between the process of infiltration, recharge, and discharge. During the last four hydrological years (2019-2023), there is a general tendency of decrease in groundwater levels, which reduces river replenishment as well. However, mean water level heights, both from surface and groundwater, are still higher than the critical levels registered during the 2016-2018 water crisis. The resilience of surface bodies along dry seasons evidences that soils have important reservoir and regulatory functions, as addressed by Campos (2004).

Although phreatic aquifers are not preponderant for high demand uses, the correlation obtained with surface water highlight shallow groundwater over fractured aquifer as a component of the local hydric cycle. In this sense, management practices must consider an integrated approach. Decisions makers and regulatory agencies should account for:

- Guarantee that land use and cover respect the territory planning master plan and that it considers aquifer recharge areas delimitation as a subsidy. It may be kept in mind that 60%

of the total public water supply comes from the Upper Descoberto Watershed;

- Characterization of insignificant uses not only in terms of individual extractions, but based on the sum previously granted in a defined management area or hydrological management unit. In this context, the rules for groundwater permits should not consider any insignificant flow rate or not important shallow well point;
- Promote viability studies that compare the benefits of a single deep tubular well (fractured aquifers) over several shallow extractions (porous aquifers). This action is considered once the shallow and deep aquifers show low grade of hydraulic connection. Furthermore, the grants and permits should be issued as an integrated process, considering shallow groundwater and surface water;
- Regulate the installation of artificial recharge devices in urban areas (Cadamuro *et al.*, 2002, Campos *et al.*, 2021) and limit the total run-off that a single constructed area can input to the public pluvial drainage system. For farming areas, develop sustainable agricultural practices such as direct plantation, use of terraces, infiltrations basins and other devices that promote rainwater infiltration;
- The farming areas should keep reservoirs so that the daily pumping rates from the surface courses in the dry season can be limited. The reservoirs can also be applied to deep well water accumulation. These conditions would result in greater availability of water to the public supply (as the Barroão and Capão da Onça catchment points).
- Keep and enlarge the monitoring hydric system, including automatic climatological stations, fractured and shallow aquifer wells, and fluviometric stations. The possibility to have more fluviometric stations upstream the current points must be considered once this condition should fit to rain-water level studies.

It is possible that another water crisis could take place in the next years. A scenario of subsequent below of average precipitation, associated with the nowadays aquifer depletion, might influence hydric availability in general, i.e., surface and groundwater.

Finally, future studies should evaluate fractured aquifers role for river discharge. Despite the present research is conclusive regarding surface water regime and shallow groundwater interconnexion, this relationship reflects the overall flat relief and thick soil cover found over Descoberto Watershed. Topography variability throughout the Federal District territory, however, might favor deep aquifer exposure. In addition, it is important to understand deep groundwater recharge dependence in relation to the subjacent porous media and general aquifer recharge patterns in respect to rainfall variation.

6. Acknowledgements

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Finance Code 001. The authors are thankful to the Geosciences Institute/University of Brasília for supporting the research. Special acknowledgement to the Regulatory Agency for Water Energy and Sanitation of the Federal District for authorizing the accesses and the use of the groundwater-monitoring infrastructure.

7. References

- Adasa. 2006. Resolução 350, de 23 de junho de 2006. Estabelece os procedimentos gerais para requerimento e obtenção de outorga prévia e de outorga de direitos de uso dos recursos hídricos, em corpos de água de domínio do Distrito Federal e naqueles delegados pela União e estados. Available online: https://www.sinj.df.gov.br/sinj/Norma/53234/Resolu_o_350_23_06_2006.html (accessed on March 7, 2024).
- Adasa. 2018. *Gestão da crise hídrica 2016-2018 : experiências do Distrito Federal*; Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal: Brasília, Brazil.
- Alley, W. M.; Beutler, L.; Campana, M. E.; Megdal, S. B.; Tracy, J. C. 2016. Groundwater visibility: the missing link. *Groundwater*, 54, 758-767. <https://doi.org/10.1111/gwat.12465>
- ANA. 2021. *Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano*; Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico: Brasília, Brazil.
- Araújo, R.S., Alves, G.M., Melo, M.T.C., Chrispim, Z.M., Mendes, M.P., Júnior, G.C.S. 2015. Water resource management: A comparative evaluation of Brazil, Rio de Janeiro, the European Union, and Portugal. *Science of the Total Environment*, 511, 815-828. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.11.098>
- Azevedo, J.H.; Campos, J.E.G. 2021. Flow patterns and aquifer recharge controls under Amazon rainforest influence: The case of the Alter do Chão aquifer system. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103596. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103596>
- Baptista, G.M.M. 1998. Caracterização climatológica do Distrito Federal in *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*, 1, 187-208.
- Bergstrom, J. C.; Boyle, K. J.; Job, C. A.; Jo Kealy, M. 1996. Assessing the economic benefits of ground water for environmental policy decisions. *Journal of the American Water Resources Association*, 32, 279-291. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1996.tb03451.x>
- Bettencourt, P.; Fulgêncio, C.; Grade, M.; Wasserman, J.C. 2021. A comparison between the European and the Brazilian models for management and diagnosis of river basins. *Water Policy*, 23, 58-76. <https://doi.org/10.2166/wp.2021.204>
- Brasil. 1997. Lei 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Available online: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19433.htm (accessed on March 7, 2024).
- Cadamuro, A.L.M.; Campos, J.E.G.; Tröger, U. 2002. Artificial recharge in fractured rocks – an example from the Federal District of Brazil for the sustainability of the system in *Proceedings of 4th International Symposium on Aquifer Recharge*, 1, 523-526.

- Campos, J. E. G.; Rodrigues, D. S.; Rocha, A. B. A.; Gonçalves, T. D. 2021. Diretrizes para implantação de recarga artificial de aquíferos no domínio dos Cerrados do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 44, 35827. https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_35827
- Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 41-48. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20043414148>
- Campos, J.E.G.; Freitas-Silva, F.H.; Moura, C.O. 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, Adasa: Brasília, Brazil.
- Cerezini, M. T.; Hanai, F. Y. 2023. Challenges and guidelines for integrated water management in river basins: an expert view. *Sustainability in Debate*, 14, 10-25. <https://doi.org/10.18472/SustDeb.v14n2.2023.49626>
- Davis, D.; Diadin, D.; Shores, A.; Khandogina, O.; Laituri, M. 2020. Capacity of urban springs to support emergency water needs, a secondary city case study: Kharkiv, Ukraine. *Urban Water Journal*, 17, 368-376. <https://doi.org/10.1080/1573062X.2020.1764064>
- Del Rey, G. O.; Cunha, L. S. 2021. Estimativa de fluxo de base em bacias hidrográficas e sua importância na gestão integrada dos recursos hídricos: estudo de caso da bacia do rio Pipiripau. *Revista Águas Subterrâneas*.
- Eckhardt, K. 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19, 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Empinotti, V. L.; Budds, J.; Aversa, M. 2019. Governance and water security: the role of the water institutional framework in the 2013–15 water crisis in São Paulo, Brazil. *Geoforum*, 98, 46-54. <https://doi.org/10.1016/j.geoforum.2018.09.022>
- Famiglietti, J. S. 2014. The global groundwater crisis. *Nature Climate Change*, 4, 945-948. <https://doi.org/10.1038/nclimate2425>
- Ferede, M.; Haile, A. T.; Walker, D.; Gowing, J.; Parkin, G. 2020. Multi-method groundwater recharge estimation at Eshito micro-watershed, Rift Valley Basin in Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal*, 65, 1596-1605. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1762887>
- Foster, S.; Hirata, R.; Eichholz, M.; Alam, M.-F. 2022. Urban Self-Supply from Groundwater—An Analysis of Management Aspects and Policy Needs. *Water*, 14, 575. <https://doi.org/10.3390/w14040575>
- Gonçalves, T. D.; Roig, H. L.; Campos, J. E. G. 2009. Sistema de informação geográfica como ferramenta de apoio à outorga dos recursos hídricos subterrâneos no Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, 169-180.
- Healy, R. W.; Cook, P. G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal*, 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Hirata, R.; Suhogusoff, A. V. 2019. How much do we know about the groundwater quality and its impact on Brazilian society today? *Acta Limnologica Brasiliensia*, 31, 109. <https://doi.org/10.1590/S2179-975X4419>
- Jachens, E. R.; Roques, C.; Rupp, D. E.; Selker, J. S. 2020. Streamflow recession analysis using water height. *Water Resources Research*, 56, e2020WR027091. <https://doi.org/10.1029/2020WR027091>
- Jasechko, S.; Perrone, D. 2020. California's Central Valley groundwater wells run dry during

- recent drought. *Earth's Future*, 8, e2019EF001339. <https://doi.org/10.1029/2019EF001339>
- Jean Olivier, K.K.; Brou, D.; Jules, M.o.M.; Georges, E.S.; Frédéric, P.; Didier, G. 2022. Estimation of Groundwater Recharge in the Lobo Catchment (Central-Western Region of Côte d'Ivoire). *Hydrology*, 9, 23. <https://doi.org/10.3390/hydrology9020023>
- Lousada, E. O.; Campos, J. E. G. 2011. Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo. *Revista Brasileira de Geociências*, 41, 355-365. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011412355365>
- Matondo, J. I. 2002. A comparison between conventional and integrated water resources planning and management. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27, 831-838. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00072-4)
- Melo, A. C. A.; Brito, G. Q. 2022. Balanço hídrico climatológico e análise de tendência pluviométrica de capitais brasileiras afetadas pela crise hídrica: Brasília-DF e São Paulo-SP. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 15, 804-816. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v15.2.p804-816>
- Momm, H. G.; Bingner, R. L.; Moore, K.; Herring, G. 2022. Integrated surface and groundwater modeling to enhance water resource sustainability in agricultural watersheds. *Agricultural Water Management*, 269, 107692. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2022.107692>
- Nathan, R. J.; McMahon, T. A. 1990. Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analysis. *Water Resources Research*, 26, 1465-1473. <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01465>
- Nimmo, J.R.; Healy, R.W.; Stonestrom, D.A. 2005. Aquifer Recharge. *Encyclopedia of Hydrological Science*, 4, 2229–2246. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa161a>
- Nobre, C.A.; Marengo, J.A. 2016. *Water Crises and Megacities in Brazil: Meteorological Context of the São Paulo Drought of 2014–2015*; Global Water Forum: Brasilia, Brazil.
- Oliveira, P. T. S.; Lucas, M. C.; de Faria Godoi, R.; Wendland, E. 2021. Groundwater recharge and sustainability in Brazil. *Global groundwater*, 393-407. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818172-0.00029-3>
- Quintslr, S.; Peregrina Puga, B.; Octavianti, T. 2021. Mobilization of bias: learning from drought and flood crises in São Paulo, Rio de Janeiro and Jakarta. *Water International*, 46, 861-882. <https://doi.org/10.1080/02508060.2021.1970375>
- Rebouças, A. D. C. 1999. Groundwater resources in South America. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22, 232-237. [10.18814/epiugs/1999/v22i3/011](https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/011)
- Risser, D. W.; Gburek, W. J.; Folmar, G. J. 2005. *Comparison of methods for estimating groundwater recharge and baseflow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States*; Scientific Investigations Report 2005-5038; U.S. Geological Survey: Reston, Virginia.
- Sahoo, P. K.; Pontes, P. R. M.; Salomão, G. N.; Powell, M. A.; Mittal, S.; e Souza Filho, P. W. M.; Guimarães, J. T. F. 2021. Groundwater management in Brazil: current status and challenges for sustainable utilization. *Global Groundwater*, 409-423. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818172-0.00030-X>
- Santos, R.M.; Koide, S.; Távora, B.E.; Araujo, D.L. 2021. Groundwater Recharge in the Cerrado Biome, Brazil—A Multi-Method Study at Experimental Watershed Scale. *Water*, 13, 20. <https://doi.org/10.3390/w13010020>
- Schilling, K. E.; Langel, R. J.; Wolter, C. F.; Arenas-Amado, A. 2021. Using baseflow to quantify

- diffuse groundwater recharge and drought at a regional scale. *Journal of Hydrology*, 602, 126765. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126765>
- Sloto, R. A.; Crouse, M. Y. 1996. *HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis*; Water-resources investigations report 96-4040; U.S. Geological Survey: Lemoyne, Pennsylvania.
- Srinivasan, V.; Lele, S. 2017. From groundwater regulation to integrated water management: the biophysical case. *Economic and Political Weekly*, 52, 107-114.
- Szilagyi, J.; Harvey, F. E.; Ayers, J. F. 2003. Regional estimation of base recharge to ground water using water balance and a base-flow index. *Groundwater*, 41, 504-513. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02384.x>
- UN-Water. 2013. *Water Security and the Global Water Agenda*; United Nations, a UN-Water analytical brief. <http://www.unwater.org/publications/water-security-global-wateragenda/>
- Villar, P.C.; Hirata, R. 2022. Groundwater Governance and the Construction of Legal Indicators for Brazilian States. *Ambiente & Sociedade*, 25, 371. <http://dx.doi.org/10.1590/1809-4422asoc20210037r1vu2022L1AO>
- Vrba, J.; Renaud, F. G. 2016. Overview of groundwater for emergency use and human security. *Hydrogeology Journal*, 24, 273-276. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1355-x>
- Yang, W.; Xiao, C.; Liang, X.; Zhang, Z. 2019. Two baseflow separation methods based on daily average gage height and discharge. *Water Supply*, 19, 1978-1985. <https://doi.org/10.2166/ws.2019.074>
- Zipper, S. C.; Gleeson, T.; Kerr, B.; Howard, J. K.; Rohde, M. M.; Carah, J.; Zimmerman, J. 2019. Rapid and accurate estimates of streamflow depletion caused by groundwater pumping using analytical depletion functions. *Water Resources Research*, 55, 5807-5829. <https://doi.org/10.1029/2018WR024403>
- Zomlot, Z.; Verbeiren, B.; Huysmans, M.; Batelaan, O. 2015. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 349-368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.07.005>
- Zuffo, A.C.; Duarte, S.N.; Jacomazzi, M.A.; Cucio, M.S.; Galbetti, M.V. 2023. The Cantareira System, the Largest South American Water Supply System: Management History, Water Crisis, and Learning. *Hydrology*, 10, 132. <https://doi.org/10.3390/hydrology10060132>

5.2. ARTIGO 2: RECARGA DE AQUÍFEROS NO DF

Journal of South American Earth Sciences 156 (2025) 105426



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames



Potential and effective recharge of the Federal District shallow aquifers, Brazilian savanna region - coupled analysis of GLDAS-2, Water Table Fluctuation (WTF) and rainfall pattern

André Walczuk^{a,*}, José Eloi Guimarães Campos^b, Lucas Santos Batista Teles^b

^a University of Brasília, Institute of Geosciences, Graduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics, Brazil

^b University of Brasília, Institute of Geosciences, Brasília, DF, Brazil

Abstract

Aquifer recharge is a key parameter for water management. Rainfall pattern shifts combined with external factors such as vadose zone properties and evapotranspiration determine groundwater fluctuation. Different combinations of these variables within aquifer time response might cause a disequilibrium in water budget, threatening both surface and groundwater availability. An important approach to understanding groundwater behavior is the evaluation of potential and effective recharge considering multiple methodologies. This study provides an analysis of the porous aquifer of the Federal District, Brazil. The area is relevant for national and international water production, as it hosts the headwaters of three hydrographic regions: Amazonas, Tocantins-Araguaia, and Paraná/Paraguay. Potential recharge estimations and delineation of deficit periods were compiled from the National Institute of Meteorology (INMET) climatic network and have been found to be a suitable database to support rainfall distribution analysis. Effective recharge was estimated based on the water table fluctuation - WTF method applied to GLDAS-2/GRACE groundwater storage model (GWS) and water level time series of five monitoring wells. According to the satellite data, 22-40% of the corresponding hydrological year rainfall is converted into saturated zone recharge. Direct observations estimations are 22-48%. Spearman's correlation coefficients for GWS and WL are up to 0.90, so that modeled time series are reliable for trend analysis. A coupled analysis of climatic and water table data has shown that groundwater position is well described by moving average rainfall. Ideal windows were found to be between 150 and 270 days and dependent on groundwater depth, with the latter being the most representative. The study of Federal District porous aquifer for management purposes could consider a minimum of 2-year rainfall time series. Maintenance of total volume but atypical or unevenly distribution along this window has the potential to alter hydraulic head by the end of the dry season and the subsequent water table ascension period. Future work at the Cerrado Biome can consider the methods herein presented to corroborate research findings and expand the variety of geomorphological and pedological locations evaluated.

Keywords: Porous aquifer; Cerrado Biome; climate water budget; GRACE; water table fluctuation; rainfall; moving average.

1. Introduction

Groundwater plays an important role in Brazil's public water supply. Recent surveys indicate that around 40% of the urban areas rely on wells to meet population basic needs (ANA, 2021). Complementary self-supply from both deep and shallow aquifers is also a relevant water demand but usually occurs by irregular or illegal private wells (Foster *et al.*, 2022).

Aquifer management demands knowledge of groundwater behavior over time and space. From a quality perspective, soil use and effluent disposal are points of concern, while exploitation over renewal rates threatens the hydrologic cycle equilibrium. Recharge area degradation due to land use and cover shifts (de Vries and Simmers, 2002; Nazarieh *et al.*, 2018) and climate change can also disbalance the local water budget (Hirata and Conicelli, 2012; Hu *et al.*, 2019). Potential negative consequences are river baseflow reduction, quality decrease and impacts to aquatic communities (Junk *et al.*, 2013). A far-reaching implication is water availability reduction, both surface and groundwater.

Central Brazil is home to the Brazilian Cerrado Biome. The savanna formation is associated with high-altitude lands, generally flat and covered by thick soils (Santos *et al.*, 2021). Such physiographic characteristics favor shallow aquifer recharge and make the area one of the main sources of river discharge for eight of the twelve Brazilian hydrographic regions (Cambráia Neto and Rodrigues, 2020; Santos *et al.*, 2021). These same characteristics, however, facilitate human development, especially mechanized agriculture, and irrigated croplands (Oliveira *et al.*, 2015).

Regional scale studies describe Cerrado hydrologic cycle trends. Oliveira *et al.* (2014) argue that deforestation in favor of farmland expansion is related to a decrease in evapotranspiration, which means reduction in soil water consumption. Recent research demonstrates an inverse correlation between recharge and vegetation density, both natural (grassland to wooded cerrado) and planted (croplands and eucalyptus forests) (Oliveira *et al.*, 2017). Based on these research, aquifer recharge increase can be expected as the result of native savanna conversion to croplands. However, agriculture practices might lead to soil compaction, which favors surface runoff and erosion (Meister *et al.*, 2017; Oliveira *et al.*, 2017; Anache *et al.*, 2019). Also, authors as Krishnaswamy *et al.* (2013) defend that forests are determinant to the maintenance of river baseflow as they favor a delay in the infiltration processes. Therefore, a potential gain from reduced evapotranspiration is impaired by the disequilibrium in the recharge-discharge process.

Climate change in the Cerrado Biome is addressed by few authors (Pires *et al.*, 2016; Jesus *et al.*, 2017; Oliveira *et al.*, 2019; Chou *et al.*, 2024). Prediction models attest an overall rainfall amount reduction and longer dry seasons. Cambráia Neto *et al.* (2021) estimate a direct impact on groundwater recharge and water availability. Rodrigues *et al.* (2020) argue that meteorological

and hydrological droughts are projected to be more frequent, intense, and last longer.

Even though climate change is of extreme importance to water budget and decision making, change scenarios consider time spans of several years, usually in a decadal scale. Also, predictions outcomes are relatively straightforward. In general, research conclude that the less precipitation, the less groundwater recharge, and, therefore, the less surface water baseflow. Indeed, long-term transient modeling is crucial for management practices. However, short-term actions require knowledge of hydrologic cycle behavior within one or two years.

The aim of this research is to evaluate groundwater recharge with respect to rainfall patterns. Several studies have demonstrated that infiltration dynamics through aquifer vadose zone is dependent on physical properties and precipitation characteristics (Chu and Mariño, 2005; Wang *et al.*, 2022). Hydraulic conductivity of a soil is inversely proportional to its moisture content (Mangangka, 2008) and vertical infiltration will only take place if the field capacity is satisfied (Bernardo *et al.*, 2006). Consequently, recharge may be delayed in relation to the beginning of the wet season. Plant hydric stress is also relevant as evapotranspiration consumes water storage (Healy and Cook, 2002). Throughout the rainy period, hydraulic head elevation increases stream baseflow and the capillary fringe raises moisture closer to the surface. In some situations, it reduces infiltration capacity and favors ponding and run-off (Mangangka, 2008; Smail *et al.*, 2019; Lv *et al.*, 2021).

Climatic and physical conditions might vary due to extreme events as well, such as droughts, concentrated rainfall or above average total precipitation. It is plausible, therefore, that a sequence of days with no rainfall will affect the infiltration process, since it impacts soil moisture balance. When such events occur in the middle of the wet season, hydric excess that could be promptly converted into aquifer recharge might be necessary to fill soil porosity that has been made available by evapotranspiration, thus restarting the soil moistening process until water is free to vertical infiltrate. Similar amounts of precipitation but either concentrated or scattered, in the scale of days or months, alongside the continuity of direct evaporation and evapotranspiration, might therefore impact transient and continuous unsaturated flow and, ultimately, aquifer recharge.

The Descoberto river watershed, Federal District, Central Brazil, has been selected as a case study. The catchment supplies nearly 60% of Federal District total public water demand. Even though the derivations come mostly from the Descoberto dam, rivers baseflow that maintains the reservoir are highly dependent on shallow aquifers (Walczuk *et al.*, 2024). Another particularity of the area is the proximity to the watershed boundary, which tends to make groundwater variation more sensitive to weather changes (Leta *et al.*, 2018; Reshmidevi *et al.*, 2018).

In a broad perspective, the recent water crisis (2016-2018) that took place in the Federal

District reinforces the relevance of integrated water studies. This paper presents a diagnosis of shallow groundwater main controls supported by regional (satellite) and local (dedicated monitoring programs) data. Different resolution products, coupled to rainfall trend analysis, compose a robust database suitable for management practices, both of corrective and preventive character.

2. Materials and methods

Aquifer study considered potential and effective recharge calculations. For the first assessment, the Climate Water Budget (CWB) of the Federal District has been analyzed and used as support information to groundwater storage interpretations. In situ recharge estimations considered daily data collected in five shallow monitoring wells (30 m depth) and satellite data modeled by the GLDAS project (Global Land Data Assimilation System). Further information is presented in the study area topic. Precipitation data were obtained from the public database provided by the National Institute of Meteorology (INMET) and the National Water Agency (ANA). Three pluviometric stations were consulted to data process and interpretation: INMET A042, ANA 1548057, and INMET 83377. A fourth station (ANA 1548008) was consulted to characterize historical average precipitation, but data is restricted due to its deactivation in 2020.

2.1. Climate Water Budget (CWB)

The sequential water budget was estimated by INMET/SISDAGRO (Decision Support System in Agriculture) for pluviometric gauge 83377 (Thorntwaite and Mather, 1955 and 1957). The web app allows different calculations based on soil texture and water capacity (AWC). Based on the pedological diagnosis for the basin, a medium texture was considered representative (AWC = 75 mm).

The method describes the relationship between precipitation and evapotranspiration. The difference between these components represents local aquifers' potential recharge (Hendricks Franssen *et al.*, 2006; de Vries and Simmers, 2002; Orehova *et al.*, 2012). Water excesses identified throughout the hydrological year might be converted into run-off, soil moisture storage, and saturated zone recharge (Healy, 2010).

2.2. GLDAS-2

Regional groundwater data were obtained from the version 2.2 of the GLDAS project (Global Land Data Assimilation System), made available at *Giovanni v 4.40* platform. The model provides high-resolution fields of land surface parameters based on satellite and ground observations (Rodell *et al.*, 2004). Global water fluxes derive from earth's gravity field shifts (GRACE

missions), attributed to terrestrial water storage (TWS) movements. Water budget components include surface and underground continental water masses, oceans and atmosphere (Li *et al.*, 2019).

The groundwater storage (GWS) terrestrial water component consists of daily (average) time series simulated by the Catchment Land Surface Model (CLSM). Values are expressed in mm. Spatial resolution is of 0.25°x0.25° and covers the period from February 1, 2003 to present (May 31, 2024). In the present research, graphical annual storage variations were evaluated. The amplitude observed within a hydrological cycle (maximum and minimum differences) were calculated (ΔGWS) and, considering the RISE Water Table Fluctuation approach (WTF), interpreted as effective recharge (Healy and Cook, 2002; Rodell *et al.*, 2007; Henry *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2019; Campos *et al.*, 2021; Renna Camacho *et al.*, 2023). Spearman's coefficients were calculated to evaluate the adherence of GWS fluctuation curves and monitoring wells observations.

2.3. Water Table Fluctuation (WTF)

Shallow groundwater has been monitored with 2-hour resolution in five monitoring wells from November 2019 through May 2024. Barometric compensation was performed based on atmospheric pressure gauged at pluviometric station A042 (one register/hour) and regular manual water level measurements.

In the time span of this study, five hydrological cycles (Sep-Aug) have been evaluated. For recharge estimations (R), it was considered the Water Table Fluctuation (WTF) equation (Healy and Cook, 2002), which assumes that effective recharge is equivalent to the product of level variation over a period ($\Delta h/\Delta t$) and the corresponding specific yield of the medium (S_y), see Equation 1. Data calculations consider both absolute variance (difference between maximum and minimum water level – RISE approach) and recession curves manually adjusted to the data.

$$R = \Delta h/\Delta t * S_y \quad \text{Equation 1}$$

Aquifer characterization and parameterization is based on previous pedological mapping and hydrogeological studies (Reatto *et al.*, 2003; Campos, 2012; Santos *et al.*, 2021). Specific yield values were imported from Santos *et al.* (2021), who have estimated S_y in 18 tubular wells situated in the Capão Comprido Creek basin, which encompasses Monitoring Well 11. According to soil texture characteristics, S_y was assumed 0.11 for MW 11 and 12 and 0.089 for MW 13, 14, and 15.

Results are discussed in terms of annual groundwater storage variations (Sep-Aug), referred in the literature as “net” recharge (Healy and Cook, 2002). All values are compared in terms of percentage (%) of total rainfall (mm).

GLDAS data interpretation may be analogous to local water level variations. However, GWS is expressed as water thickness equivalent, in mm (Henry *et al.*, 2011), once the aquifer properties are already computed. In this manner, ΔGWS is equivalent to $S_y * \Delta h$ and regional groundwater recharge (R) should be expressed as shown in Equation 2 (Wu *et al.*, 2019).

$$R = \Delta GWS / \Delta t$$

Equation 2

Recharge results were compared to total precipitation data. A linear regression model was adjusted to each annual value and a variance analysis was performed to evaluate statistical significance. Since a delay time is expected due to soil properties, groundwater fluctuation was also compared to different precipitation moving average lengths (MA) (Kim *et al.*, 2016). In the present study, recharge is evaluated in terms of annual variation with respect to monthly rainfall distribution. In this way, a 30-day time step is proposed, resulting in 12 moving average windows. The rainfall interval that best describes water table variation was identified by Spearman's correlation coefficients (r).

3. Study area

The Federal District is part of the Central Brazilian Plateau, a geomorphological domain of altitude between 1,000 and 1,250 m that roughly coincides with the Cerrado Savanna biome. The area covers around 5,800 km² and is home to the headwaters of three hydrographic regions: Amazonas, Tocantins-Araguaia, and Paraná/Paraguay (Fig. 1).

The upper Descoberto watershed was selected as a case study because of its importance to public water supply. The basin is contained within the limits of the homonyms environmental protection area (EPA) and is located in the westernmost portion of the Federal District, about 50 km away from Brasília, the capital city of Brazil. Drainage area is estimated in 360 km² and terrain elevation ranges from 1,030 to 1,340 m. Two pixels of the GLDAS model cover the area, referred as UD (Upper Descoberto) and LD (Lower Descoberto). Governmental hydrometeorological monitoring net covers the territory. Area characterization and groundwater diagnosis consider five monitoring wells and four pluviometric stations.

3.1. Groundwater monitoring network

Local water management agency Adasa (Water, Energy and Basic Sanitation Regulatory Agency of the Federal District) operates a dedicated groundwater monitoring network, designed according to local geological setting and positioned in areas far from groundwater extractions.

Within the Descoberto Environment Protection Area (EPA) there are five monitoring wells stations (MW 11 to MW 15). Each station is represented by a pair of tubular wells, installed at different hydrogeological layers. Shallow instruments reach 30 m depth and intercept regolith

only. The screen section is short (2 m) and always positioned at the bottom of the borehole. Deeper wells are up to 150 m depth and penetrate fresh fractured rock. Casing is restricted to the first meters of soil, saprolite, and altered rock, which are sealed with cement.

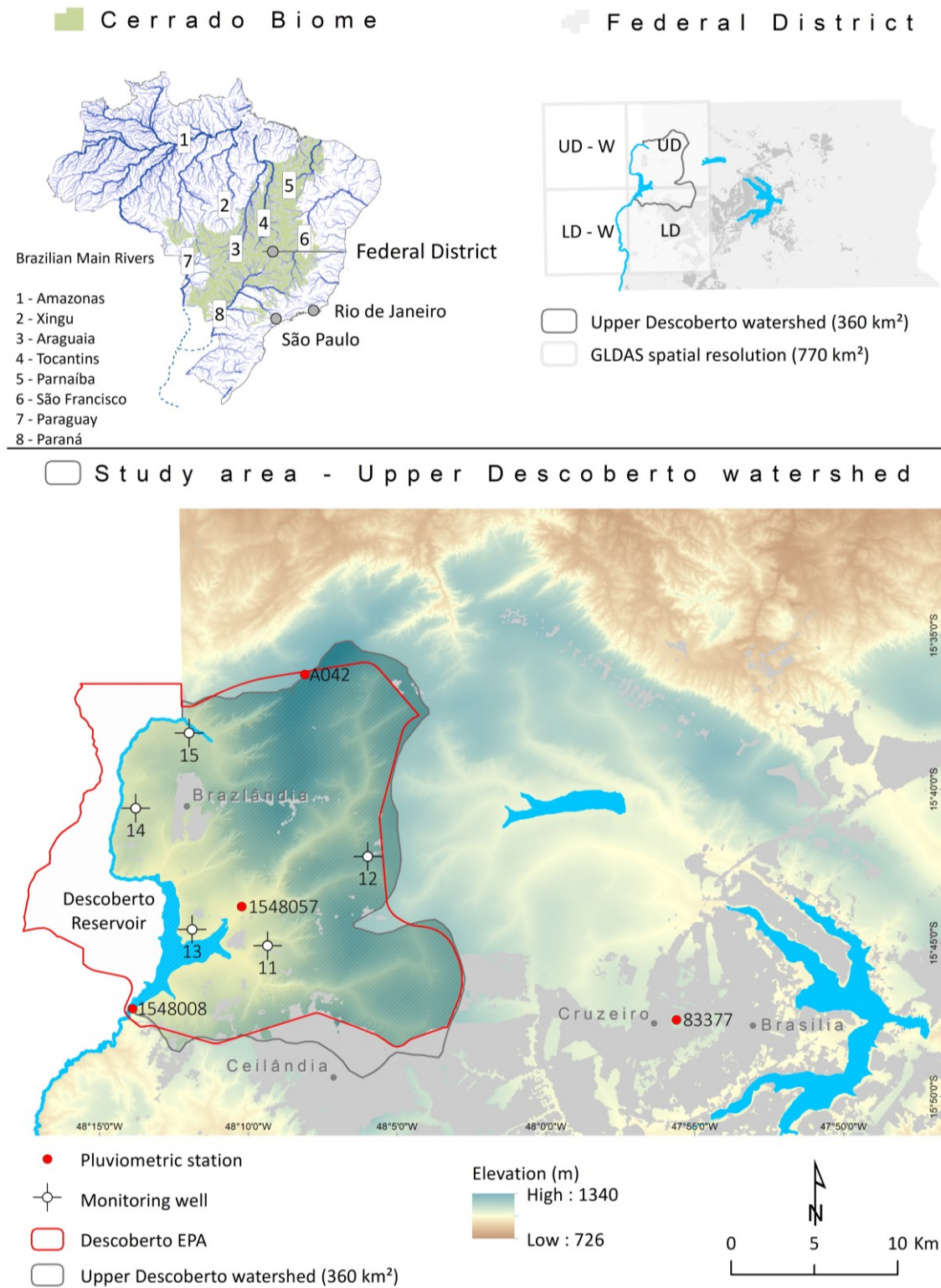


Fig. 1 - Federal District area and monitoring network at Upper Descoberto watershed.

Since 2016, Adasa has coordinated monthly manual level acquisition campaigns. On behalf of aquifer evaluation, the agency has signed a cooperation agreement with the University of Brasilia and has granted access to the monitoring infrastructure. In the present research automatic pressure transducers (@Diver) were installed in each of the five shallow tubular wells from 2019 through 2024.

3.2. Pluviometric regime

The Federal District is characterized by a tropical savanna climate. Humid subtropical zones occur over highlands, which display milder temperatures. In any context, winter is dry, with no significant precipitation between June and August. According to Baptista (1998), greater rainfall rates occur between November and January. The hydrological year is usually set from September to August.

Climate monitoring in the study area date back to 1960. The National Institute of Meteorology (INMET) provides two consecutive climate normals: 1961 to 1990; and 1991 to 2020 (Table 1). A third grouping considers the years 1981 to 2010. In terms of total precipitation, annual accumulated rainfall stays constant around 1,500 mm. In the past three decades, however, there has been a monthly scale shift in rainfall distribution pattern. Records show a sequential reduction in precipitation indices beginning in December, with no rate increase until February. Such decrease is compensated by rainier March and April.

	Wet Season									Dry Season			Total
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	
1961-1990	55.20 100%	166.60 202%	231.10 39%	246.00 6%	247.40 1%	217.50 -12%	180.60 -17%	123.80 -31%	38.60 -69%	8.70 -77%	11.10 28%	13.90 25%	1540.00
1981-2010	46.60 100%	159.80 243%	226.90 42%	241.50 6%	209.40 -13%	183.00 -13%	211.80 16%	133.40 -37%	29.70 -78%	4.90 -84%	6.30 29%	24.10 283%	1477.40 (-4%)
1991-2020	38.10 100%	141.80 272%	253.10 78%	241.10 -5%	206.00 -15%	179.50 -13%	226.00 26%	145.20 -36%	26.90 -81%	3.30 -88%	1.50 -55%	16.30 987%	1478.80 (-4%)

Table 1 - Precipitation normals calculated for the Federal District (source: INMET Brasilia Rain Station, 83377).

Another relevant characteristic of the last climate cycle is the more frequent Indian Summers (known in Brazil as “veranicos”). Periods of 3 to 10 days with no precipitation have become more common, especially during mid-term wet season (December and January). The phenomena suggest rainfall concentration (Fig. 2), which might impose alteration in soil ideal infiltration conditions and, therefore, aquifer recharge.

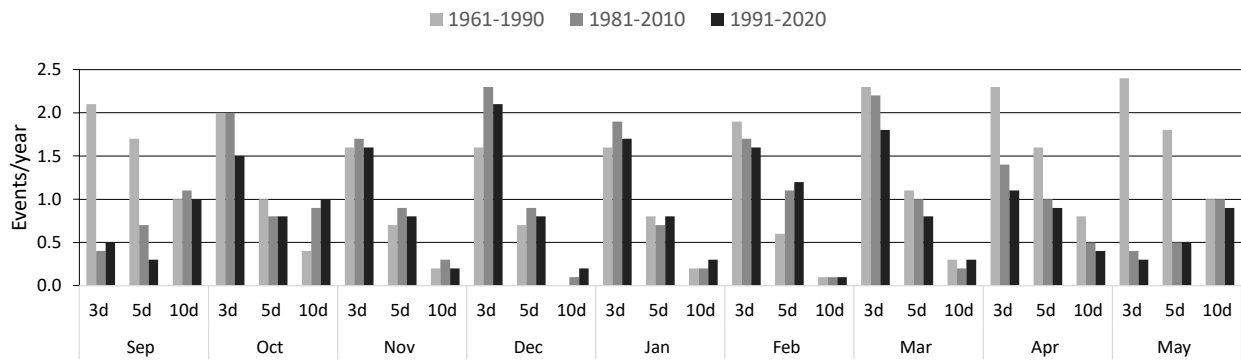
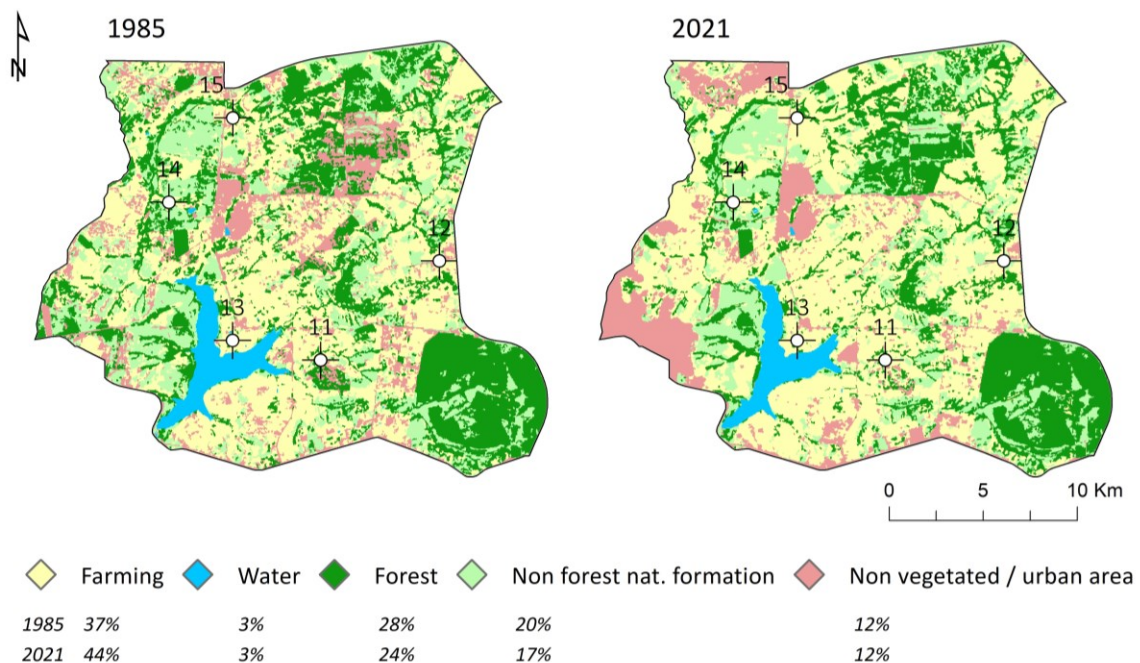


Fig. 2 - Indian Summer events within a year (source: INMET Brasilia Rain Station, 83377). Note: 0.1 means 1 event (3, 5, or 10 days with no rainfall) in 10 years or 10 events in 30 years.

3.3. Land use and cover

The Descoberto EPA belongs to the countryside of the Federal District. Farming on small rural properties has been the main land use since 1985, with a 37% share. In 2021, livestock and agricultural activities have expanded to 44% of the territory. Forests formations are present in 24% of the area, even though disseminated over several fragments. Non-forest natural formations are equally relevant and cover 17% of the area. Over the years, urban expansion has been restricted to pre-existent population agglomerates (12%) (Fig. 3).

Restriction of land use imposed by the protection area (delimited in 1983) and the minor changes observed in the past 36 years allow the interpretation that aquifer recharge pattern must be mainly associated to variations in the rainfall regime.



Projected Coordinate System: SIRGAS 2000 UTM Zone 23S. Data source: MapBiomas - Collection 7.

Fig. 3 - Descoberto Environment Protection Area land use and cover evolution (1985-2021).

3.4. Hydrogeology

Regional geology is represented by a metasedimentary sequence correlated to the Paranoá (Campos *et al.*, 2013), Canastra, Araxá and Bambuí groups (Freitas-Silva and Campos, 1998). Structural arrangement is marked by thrust faults and superimposed folds (Campos, 2004) developed under the Brasília Belt tectonic evolution (Pimentel, 2016).

The Paranoá Group covers nearly 65% of Federal District (Campos, 2004) and the totality of Descoberto EPA. The psamo-pelitic-carbonated succession hosts fractured aquifers with subordinate fissured-karst domains. Regolith covers up to 50 m thick constitute unconfined shallow porous aquifers (Lousada and Campos, 2005). A general profile is upper dry soil, soil/saprolite, weathered bedrock, and fresh bedrock (Hussain *et al.*, 2022). Due to geomorphology and geological setting particularities, shallow aquifers might be directly connected to fractured domains (one phreatic surface) or constitute an independent compartment (two potentiometric surfaces) (Campos and Freitas-Silva, 1998; Campos, 2004; Lousada and Campos, 2005; Campos, 2012).

Based on soil characterization, thickness, and area of occurrence, four shallow systems can be described: P1, P2, P3, and P4 (Campos and Freitas-Silva, 1998; Campos, 2012). P1 is composed by sandy ferralsols (oxisols) and leposols (andisols). General hydraulic conductivity is $> 10^{-6}$ m/s. Clayey ferralsols are grouped into P2 System. Despite the grain size, common crumb structure contributes to their permeability ($K \leq 10^{-6}$ m/s). In any case, regolith (soil + saprolite) is well developed (> 20 m) and laterally continuous. P3 and P4 systems are represented by plinthosols + alfisols and inceptosols + andisols, respectively. Domains are of reduced occurrence and total thickness is limited to 10 m for the former and 1 m to the latter (Campos, 2012). Saturated zones are inexpressive or restricted to the wet season.

In the Descoberto Environment Protection Area, P1 System is the most relevant aquifer and is the one investigated in the present research (Fig. 4). MW 11 (1,082 m elevation) and 12 (1,220 m) are installed in red ferralsol compartments, while MW 13 (1,060 m) is positioned over a red-yellow ferralsol domain. MW 14 (1,076 m) and 15 (1,094 m), in turn, are in lowlands, which are generally dominated by red-yellow ferralsols transitioning to gleysols.

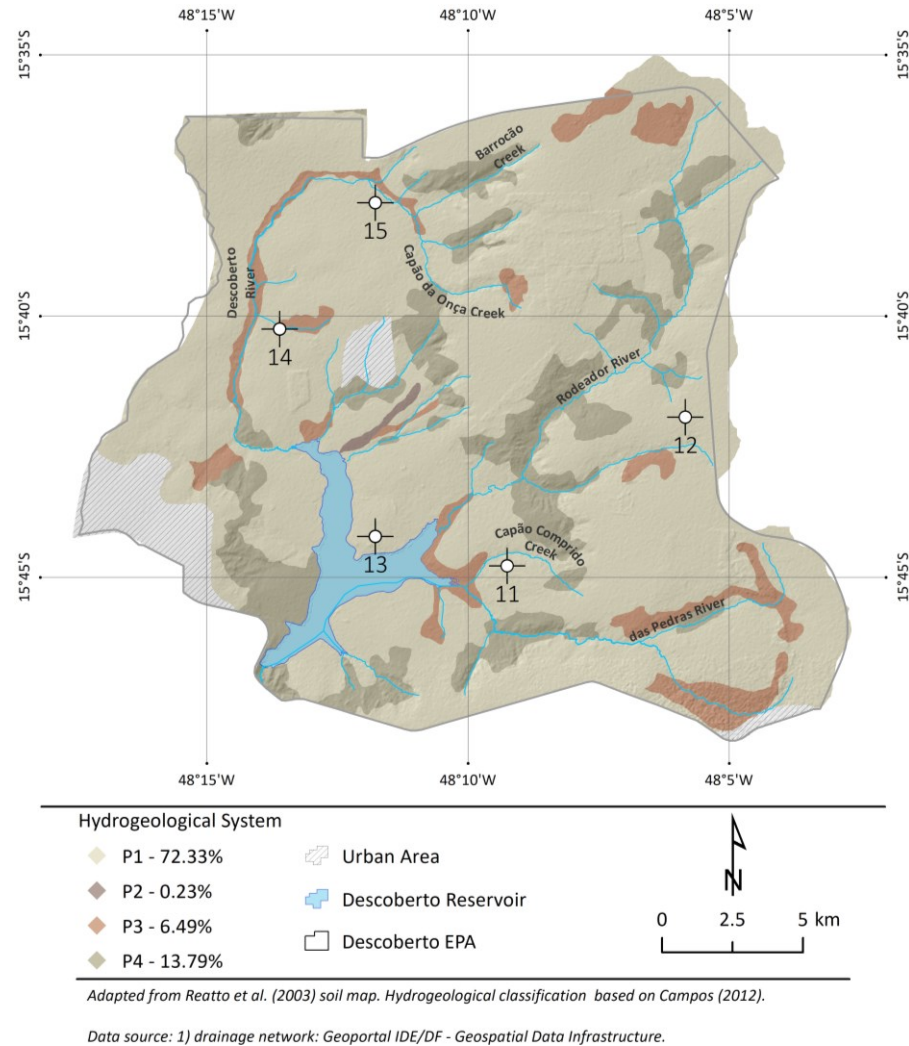


Fig. 4 - Porous hydrogeological systems defined over the Descoberto Environment Protection Area.

Production potential of porous aquifers is limited. Usual extraction rates fluctuate between 300 and 800 l/h. Even though, they are a primary source for human consumption and irrigation in rural areas. From an environmental perspective, soils act as natural contaminant filters and contribute to river baseflow regularization and wetlands maintenance (Campos, 2004; Junk *et al.*, 2013; Walczuk *et al.*, 2024).

Hydraulic head elevation of porous aquifers is also believed to contribute to deep groundwater recharge (Campos, 2004; Lousada and Campos, 2011), which is a relevant source for public supply in several locations of Federal District. Lousada and Campos (2006) have analyzed groundwater behavior within two hydrologic cycles (2003-2005) and over different soils. The average amplitude of water level observed in ferralsols is up to 5 m. Minimum water level records typically occur at mid-December, which means a two-month recharge delay in comparison to the beginning of the wet season. The time span between precipitation and saturated zone renewal is estimated to be a maximum of 6 months (Gastmans *et al.*, 2021).

Evidence of connection between shallow and deep groundwater has been provided by Lousada and Campos (2011) and Souza (2013). Shallow groundwater in the Federal District is typically older than 5 years. This age, however, represents the mixture of recent infiltration water and the permanent storage of the aquifer. Fractured aquifers' groundwater ages, on the other hand, are estimated to be between 20 to 45 years old (Lousada and Campos, 2011). Despite the evident delay in water transfer, isotopic composition of shallow and deep-water samples aligns to the local oxygen and hydrogen meteoric line, corroborating rainfall origin for both aquifers recharge.

4. Results and discussion

4.1. Climatic Water Budget

The Climatic Water Budget (CWB) proposed by Thornthwaite and Mather (1955 and 1957) distinguishes periods of soil moisture removal and replenishment. Throughout the hydrological year, it evidences windows of water deficit or excess, which can be interpreted as aquifer potential recharge.

According to data registered in the pluviometric station 83377, the average water excesses estimated in Federal District from September 2019 through august 2024 was of 875 mm, which corresponds to 60% of the average rainfall (Table 2). Total precipitation amount for all monitoring years was near average, with exception to the 2023-2024 cycle.

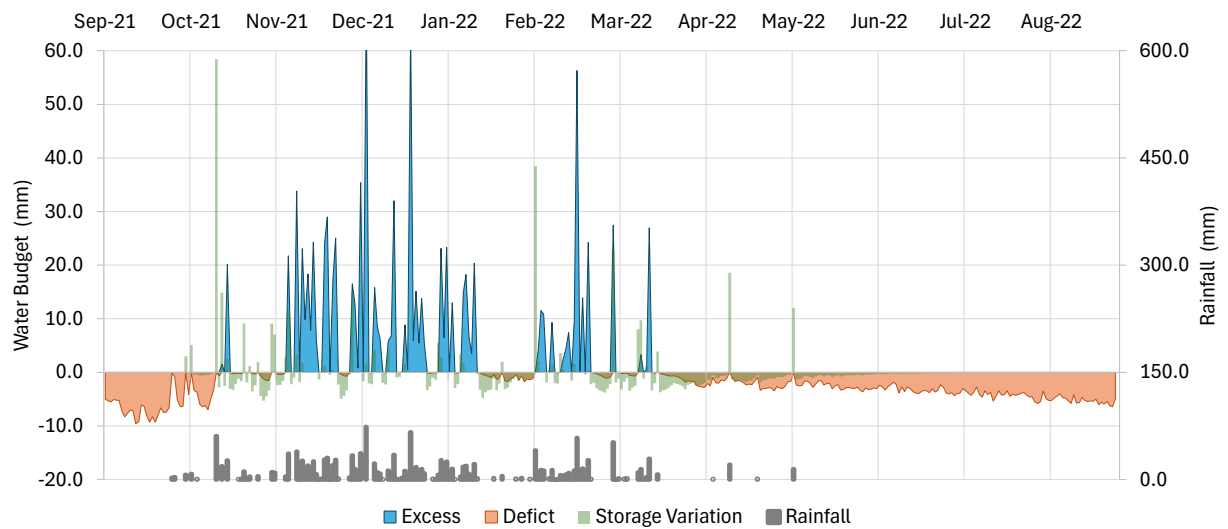
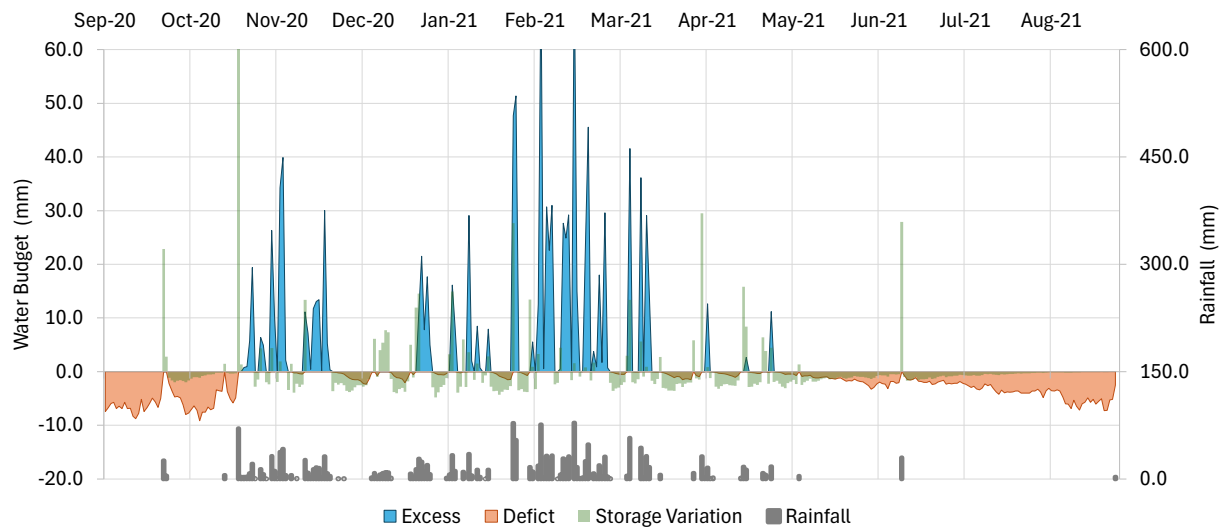
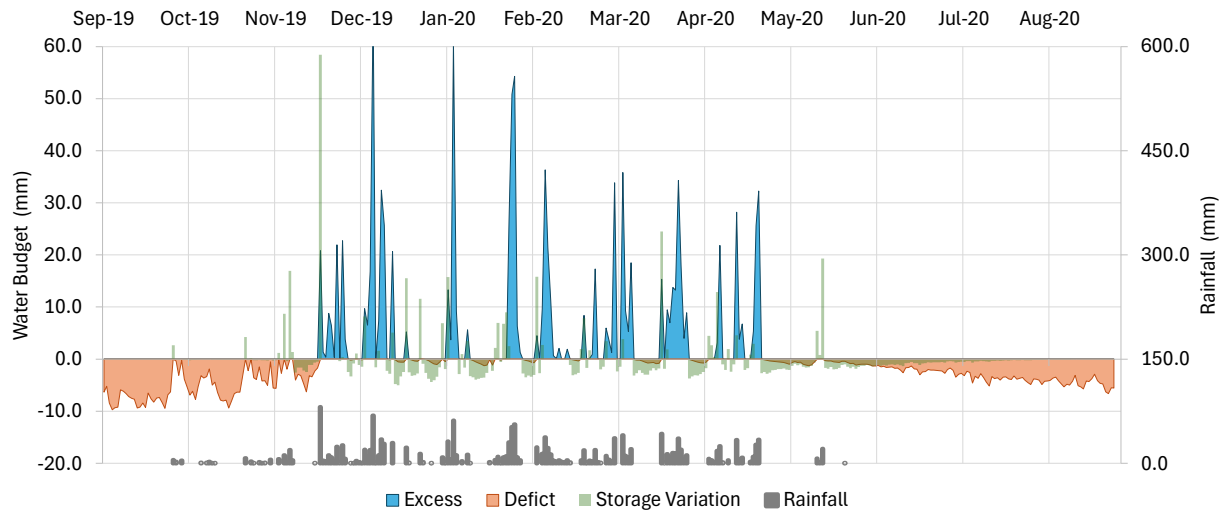
	2019-2020	2020-2021	2021-2022	2022-2023	2023-2024	Average
Pluviometry (mm)	1509.40	1699.60	1432.20	1420.60	1075.80	1427.52
CWB excess (mm)	988.39	1097.57	935.87	857.88	494.56	874.86
%	65.48	64.58	65.34	60.39	45.97	60.35

Table 2 - Water excess estimated by Climatic Water Budget methodology (compiled from INMET station 83377 and the automatic pair A001).

The temporal analysis of hydric budget components allows the identification of rainfall distribution patterns (Fig. 5). In general, water excess occurs between November and January. Recessions periods are common in late January and February followed by surplus periods. Such behavior is consistent with the last climate normal (1991-2020).

Regarding aquifer recharge, it is important to identify water cycles interruptions within the wet season. For example, a relevant recession period between November and December (34 days) can be observed during the 2020-2021 hydrological year. Rainfall amounts registered in the meanwhile (85.6 mm) were consumed by soil moisture storage. On the other hand, generation of water excess throughout the 2023-2024 cycle was concentrated and reasonably continuous during the months of December and January, which means that potential recharge might be effectively converted into

aquifer recharge.



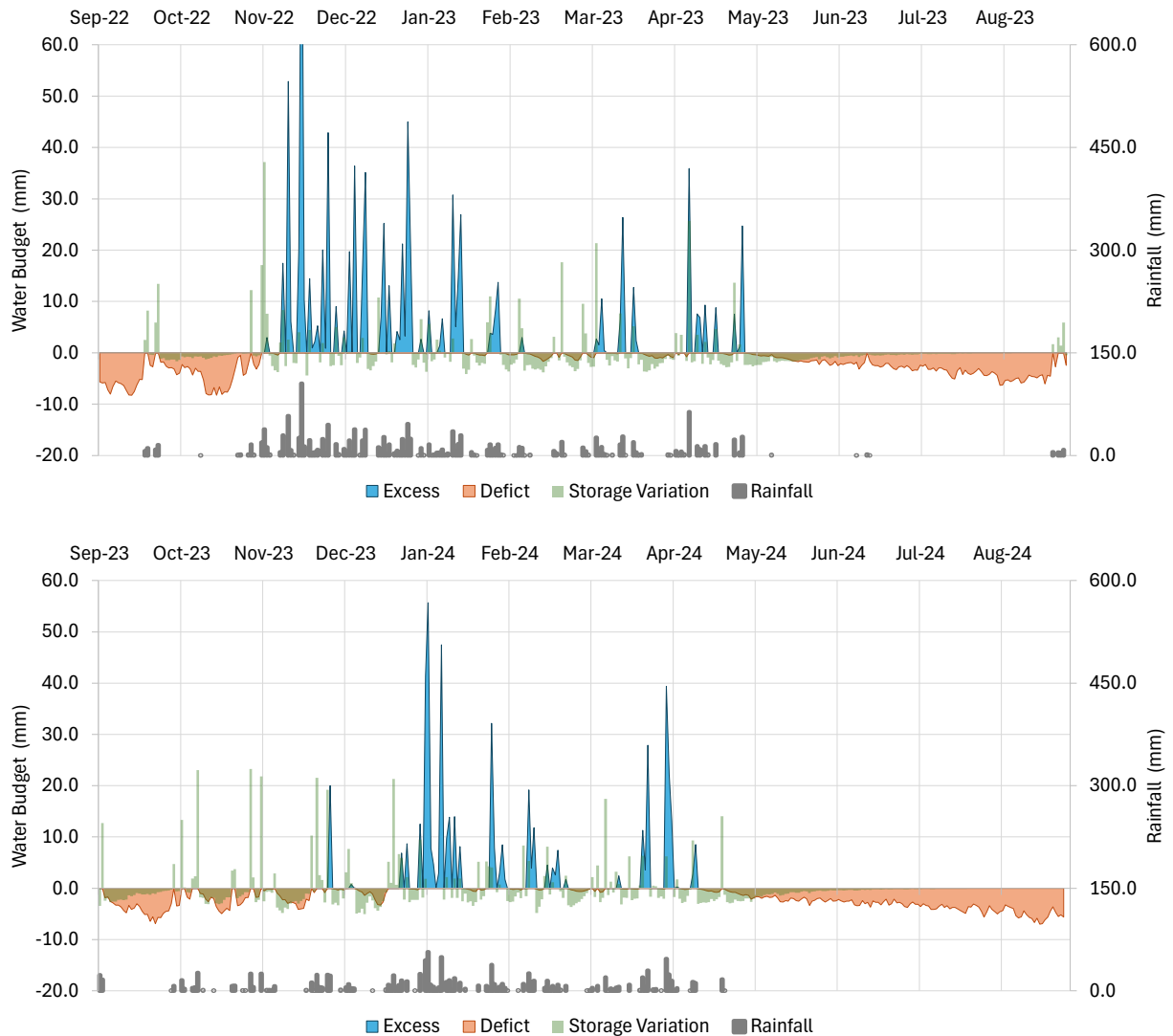


Fig. 5 - Water excess and deficit throughout hydrological years 2019-2024. Storage variation calculation considers a medium texture soil (AWC = 75 mm). Soil moisture consumption within the wet season due to pluviometric recession periods might delay or reduce aquifer recharge process.

4.2. Regional groundwater storage (GWS)

Groundwater storage estimated from remote sensing data is presented in Fig. 6a. A historical minimum was registered in November 2003 (around 800 mm). This record minimum was later exceeded in 2016, a period from which a new baseline appears to have been established. Peak levels throughout the time series, however, tend to stay close to the interval maximum value.

A deviation in the data is well marked in 2017, which is the apex year of the Federal District's most recent water crisis. An inflection point preceding this event can be identified around 2013. This four-year interval (2013-2017) is distinguished by a sequence of decreasing maximum and minimum GWS (Fig. 6a) and below average precipitation (Fig. 6b). Δ GWS, however, stayed about constant, which means similar recharge rates (Fig. 6c).

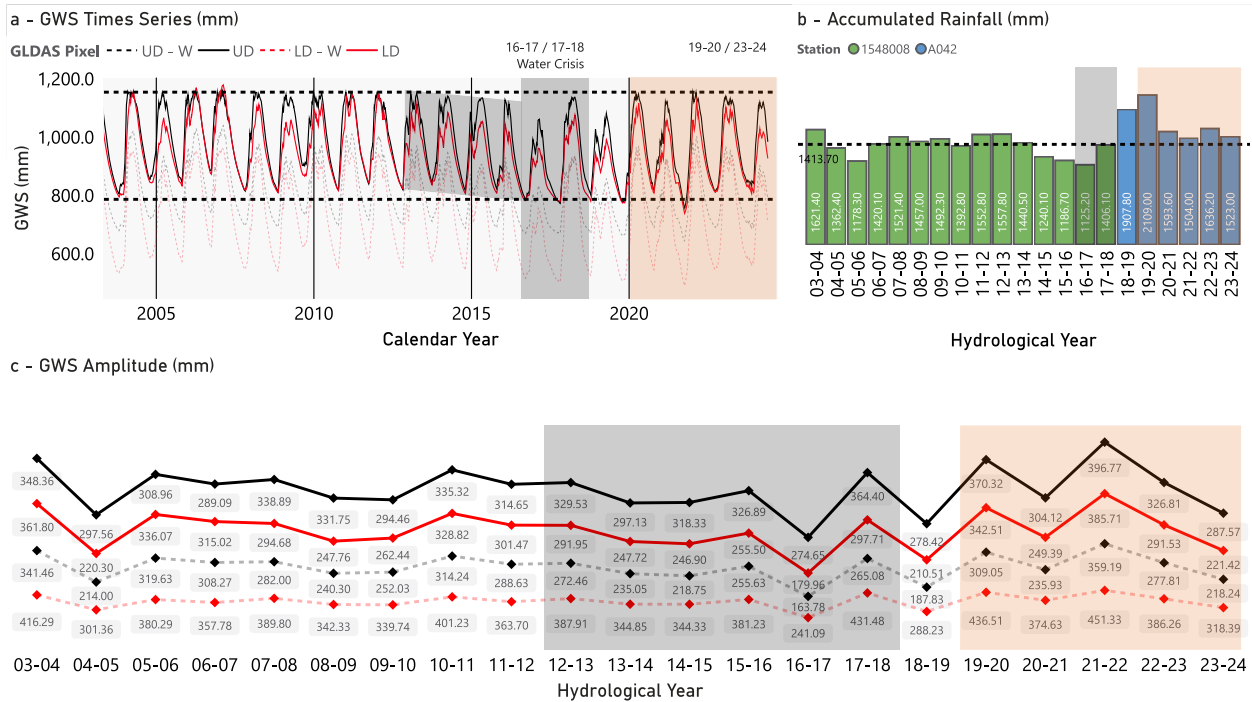


Fig. 6 - a. Regional groundwater storage variation from February 2003 through February 2024; **b.** accumulated rainfall in the study area. Average value of 1,413 mm calculated based on 1978-2018 hydrological years (1548008 station record); **c.** GWS amplitude (Δ GWS), in mm. An average value of 320.67 mm is observed in the time interval.

After 2016, there is a general level recovery. Evaluation of GWS amplitude considering the antecedent recession curve (RC) is presented in Fig. 7 and Table 3. Since this estimation is linked to validation based on in situ measurements, only Upper Descoberto pixel data from 2019-2024 were analyzed in detail.

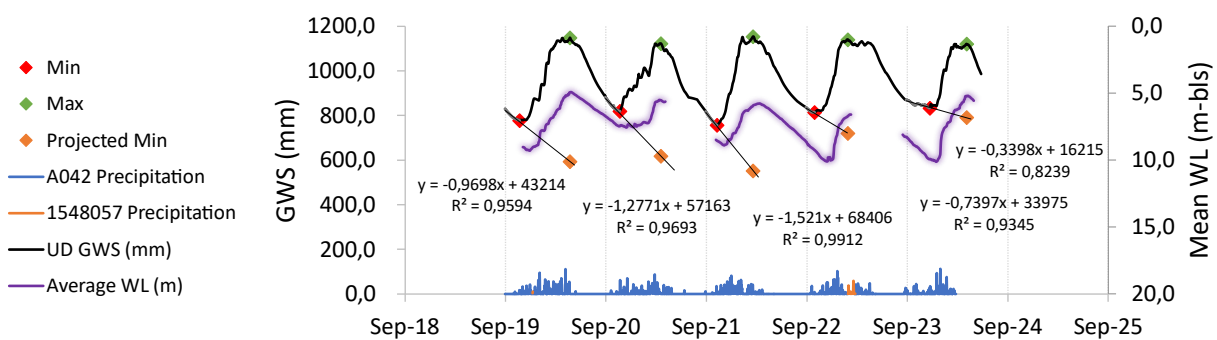


Fig. 7 - Recharge estimation based on GLDAS GWS model. The purple curve represents the average WL registered in the five monitoring wells (daily averaged).

Considering a recession curve fit, the percentage of total precipitation converted into aquifer renewal varies from 22% to 40%. It is pertinent to note that rainier years do not necessarily mean higher recharge rates.

Hydrological Year	A042 Precipitation (mm)	Δ GWS (mm)	Time span	Δ GWS RC (mm)	% Precipitation
2019-2020	2,142.80*	370.32	Oct 24 / Apr 24	553.79	26.26%
2020-2021	1,593.60	304.12	Oct 22 / Mar 21	504.42	31.65%
2021-2022	1,504.00	396.77	Oct 12 / Feb 20	602.56	40.06%
2022-2023	1,636.20**	326.81	Oct 02 / Jan 31	420.54	25.70%
2023-2024	1,523.00	287.57	Nov 26 / Apr 08	328.75	21.59%

*December 09th and 10th missing data replaced by station 1548057 records;

**February/23 records imported from 1548057 station.

Table 3 - Recharge estimations based on recession curves (RC). Absolute variance (Δ GWS) presented for comparison purposes.

A statistical analysis run considering each monitoring well fluctuation pattern (daily averaged) and their resulting average curve (Table 4) demonstrates correlation factors up to 90% (Li *et al.*, 2019; Campos *et al.*, 2021). Use of GRACE data, therefore, is pertinent for basin-scale studies (Rzepecka and Birylo, 2020) and might be applied in basic aquifer management programs.

	MW 11	MW 12	MW 13	MW 14	MW 15	Average WL
UD GWS	0.684	0.378	0.878	0.907	0.678	0.819

Table 4 – Spearman's correlation coefficients (r) between measured water level (WL) and groundwater storage model (GWS) at Upper Descoberto area (CI = 95%).

4.3. In situ groundwater behavior

Groundwater level differences between fractured (F) and porous (P) aquifers varies from 4.5 to 20.0 meters below land surface (m-bls) (Fig. 8a). Despite configuring two independent compartments, water table oscillation observed in deep wells is generally concordant with that registered in the corresponding shallow well. An exception is noted in MW 12, but the constructive profile should be further investigated to attest adequate sealing and no communication between the shallow phreatic surface and the underlain deep confined aquifer.

In specific to the porous media, regions closer to rivers and creeks display levels closer to the surface (3.5 - 4.0 m-bls, on average), with potential to sustain diffuse springs. At higher elevations, groundwater is deeper (from 9.5 - 11.5 m-bls).

Automatic readings (Fig. 8b) demonstrate a general tendency of groundwater depletion during the first four cycles (2019-2023). In the last period (2023-2024), the recovery level was comparable to historical highs (2019-2020). Accumulated rainfall anomalies, however, are only observed in the first hydrological year (Table 5).

In terms of recharge delay, there is a straightforward relationship between vadose zone thickness and level response (Table 5). As expected, water table rise begins earlier where the top of the aquifer is shallower as well as maximum levels are reached. On the other hand, aquifer

discharge curves at deeper sites tend to be delayed in time.

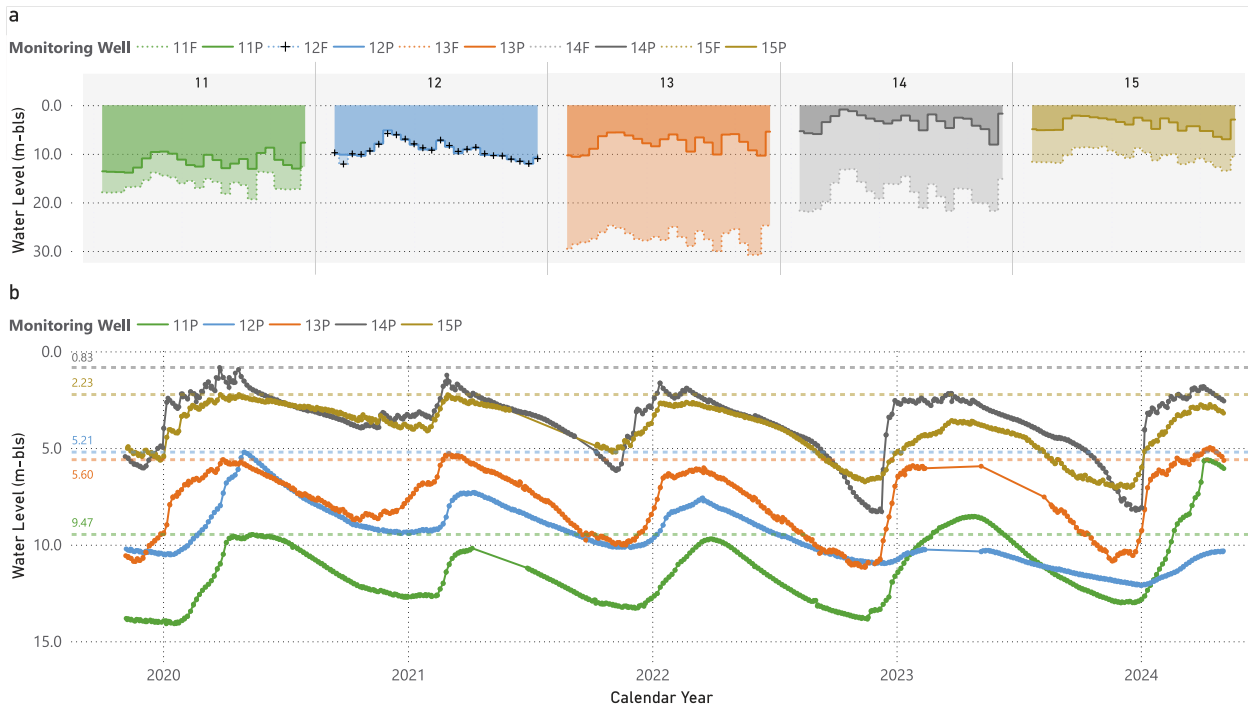


Fig. 8 - Water table fluctuation between November 2019 and May 2024. **a.** 24 manual measurements obtained on porous and fractured domains (ADASA) **b.** 19,705 readings registered by pressure transducers. The dashed lines represent maximum values registered for each monitoring well in the first hydrological cycle (2019-2020), for reference.

At monitoring wells 13, 14, and 15 first infiltration plumes are usually registered in late November. Throughout the rainy season, multiple recharge-discharge events might be individualized, which retards the establishment of maximum levels. Precipitation events until and following the peak levels are potentially incorporated into the aquifer saturated storage, but losses to baseflow discharge becomes optimal at high hydraulic heads. In the other stations, fluctuation generally does not start until mid-December/early January. In such places there are no recharge peaks superimposed to the global ascension curve, which might be related to a steady-state flux over a transient regime (Corona *et al.*, 2018), analogous to observations made by Wang *et al.* (2022) for the unsaturated zone.

The results observed by topographic compartments refine the generalization noted by Lousada and Campos (2006), which marked mid-December as the beginning of effective recharge for aquifers hosted in ferralsols in eastern Federal District.

Alongside water table trend and aquifer time response, a crucial information for management practices concerns to storage variation (ΔS), i.e., the difference between maximum and minimum levels (Table 5 and Fig. 9). As noted above, total rainfall, solely, does not directly correlate to “net” recharge variation. In fact, aquifer renewal-discharge is a continuous process, such that

antecedent water levels and discharge rates play an important role in determining how water levels respond to precipitation events (Boswell and Olyphant, 2007; Smail *et al.*, 2019).

Hydrological Year	A042 Accum. Rainfall (mm)	MW	ΔS (m)	Fluctuation period	Time span (d)
2019-2020	*2,141.8	11	4.62	Jan 5 – May 12	128
		12	5.32	Jan 4 – May 1	118
		13	5.27	Nov 20 – Mar 29	130
		14	5.20	Dec 3 – Mar 25	113
		15	3.39	Dec 27 – Apr 23	118
2020-2021	1,593.6	11	2.54	Dec 28 – Apr 6	99
		12	2.13	Dec 22 – Apr 9	108
		13	3.45	Oct 20 – Mar 2	133
		14	2.74	Oct 22 – Feb 27	128
		15	1.88	Jan 29 – Mar 1	31
2021-2022	1,504.0	11	3.60	Dec 6 – Mar 30	114
		12	2.57	Nov 30 – Mar 17	107
		13	4.00	Nov 22 – Mar 18	116
		14	4.53	Nov 8 – Jan 12	65
		15	2.59	Nov 2 – Feb 20	110
2022-2023	**1,636.2	11	5.32	Nov 18 – Apr 23	156
		12	0.74	Nov 29 – Feb 12	75
		13	5.26	Nov 14 – Jan 24	71
		14	6.13	Dec 1 – Mar 23	112
		15	3.17	Nov 14 – Mar 24	130
2023-2024	1,523.0	11	7.39	Dec 2 – Apr 10	130
		12	1.79	Dec 31 – May 3	124
		13	5.87	Nov 19 – Apr 13	146
		14	6.41	Dec 24 – Apr 3	101
		15	4.30	Nov 25 – Apr 13	140

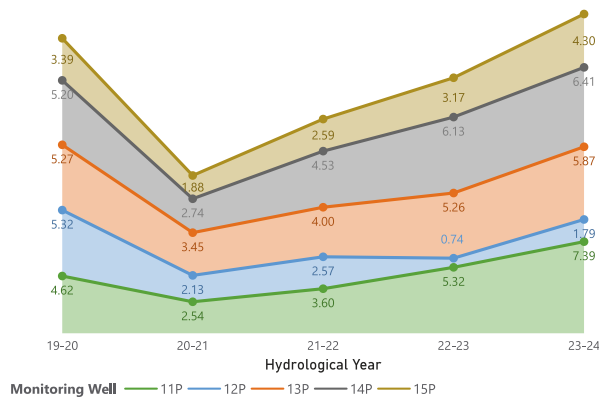
*December 09th and 10th missing data replaced by station 1548057 records;

**February/23 records imported from 1548057 station.

WL: MW11 = 11.41 m; MW12 = 9.50 m; MW13 = 7.83 m; MW14 = 3.60 m; MW15 = 4.08 m.

Table 5 - Water level amplitude (storage variation ΔS) at each monitoring well (MW), separated by hydrological year. Fluctuation period refers to the date of minimum and maximum values (time span), respectively.

Groundwater Storage Variation - ΔS (m)



Consecutive Minimum and Maximum WL Readings (m-bls)

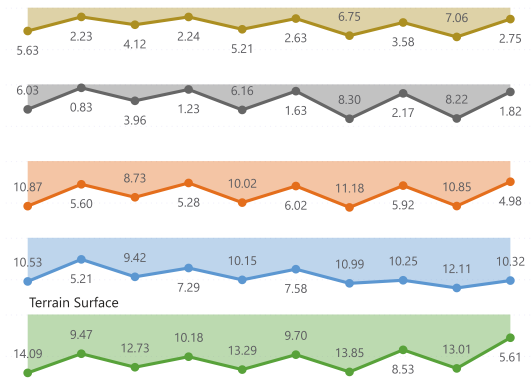


Fig. 9 - Shallow groundwater storage variation (ΔS) in each monitoring point. The chart on the right displays the chronology of minimum and maximum water levels below the surface, from 2019 to 2024.

Data demonstrate that during the 2019-2020 cycle both maximum and minimum levels were the highest registered, which means high hydraulic heads and spring discharge during the dry season (Smail *et al.*, 2019; Walczuk *et al.*, 2024). Even though the following cycle was average in terms of precipitation, total rainfall was significantly inferior (Smail *et al.*, 2019). Such combination made ΔS values for 2020-2021 the minimum in the time series. The same pattern can be observed in GLDAS model data.

Interestingly, subsequent ΔS were consistently higher, even though the respective wet seasons stayed near the average since then. An exception is made for MW 12, which, in turn, resembles satellite estimations. A plausible interpretation is that water level behavior over this geomorphological compartment, characterized by the highest altitudes registered in the study area and by a domain of red ferralsols, significantly weights for GLDAS model. Even though data correlation is higher based on well 14, its physiographical characteristics are restricted in the basin.

High resolution data suggests that a prolonged water table decline seems to have created ideal storage conditions, which culminated in 2023-2024 extreme water levels amplitude. Further details are presented under the recharge estimation based on the precipitation behavior topic.

4.3.1. Precipitation and groundwater recharge

Precipitation amounts and aquifer response in the study area are not directly related. Low- and high-resolution water level monitoring data demonstrate that groundwater recharge process is also influenced by vadose zone thickness and the hydraulic head by the end of the dry season.

Effective recharge was estimated based on the WTF method. The calculation considers a recession curve manually adjusted to each time series (Fig. 10) and the results are expressed in terms of annual precipitation rate (mm) and percentage of total rainfall (%) (Table 6).

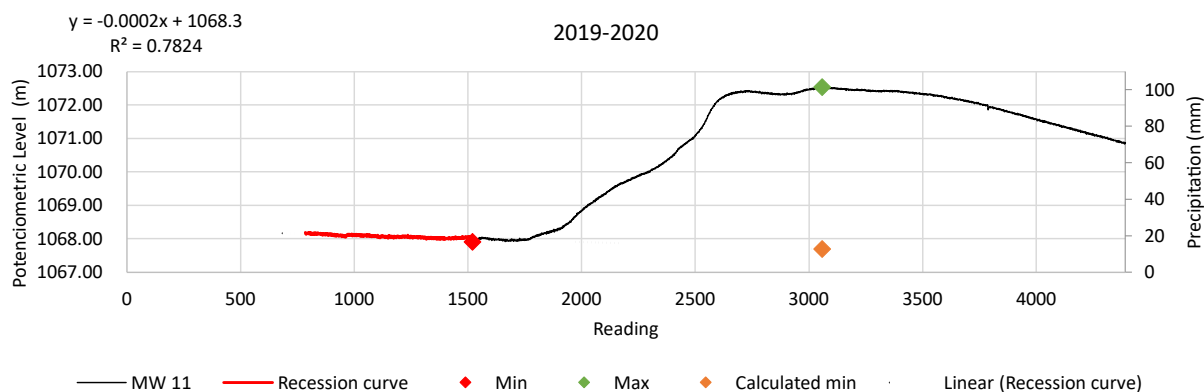


Fig. 10 - Example of recession curve fitted to monitoring well potentiometric level and Δh estimation (max – calculated min).

		2019-2020		2020-2021		2021-2022		2022-2023		2023-2024	
		2,141.8 mm		1,593.6 mm		1,504.0 mm		1,636.2 mm		1,523.0 mm	
MW	Sy	R (mm)	% Preci.	R (mm)	% Preci.	R (mm)	% Preci.	R (mm)	% Preci.	R (mm)	% Preci.
11	0.110	532.71	24.87%	386.06	24.23%	469.61	31.22%	730.14	44.62%	1003.71	65.90%
12	0.110	623.57	29.11%	330.01	20.71%	337.63	22.45%	146.65	8.96%	269.76	17.71%
13	0.089	662.28	30.92%	486.94	30.56%	486.60	32.35%	610.73	37.33%	936.62	61.50%
14	0.089	678.89	31.70%	386.95	24.28%	595.23	39.58%	998.62	61.03%	983.34	64.57%
15	0.089	377.90	17.64%	182.34	11.44%	352.03	23.41%	490.65	29.99%	499.42	32.79%
Avg.		575.07	26.85%	354.46	22.24%	448.22	29.80%	595.36	36.39%	738.57	48.49%

Table 6 - Effective recharge (R) estimated by the WTF method in each monitoring well.

A positive precipitation-recharge correlation is only observed in MW 12 and GLDAS data (Fig. 11). An analysis of variance, however, demonstrates that the regression model is not statistically significant. The exploratory analysis of groundwater levels and total precipitation has demonstrated a general trend of depletion and near average volumes, respectively. Although variations in precipitation do contribute to recharge amount, important exceptions can be observed. For example, the total recharge registered in the 2019-2020 hydrological year can be described as fair. However, if the anomalous rainfall amount is considered, one could have expected greater rates. In the other extreme, the 2023-2024 cycle recharge rates were the highest calculated, even though the wet season was regular.

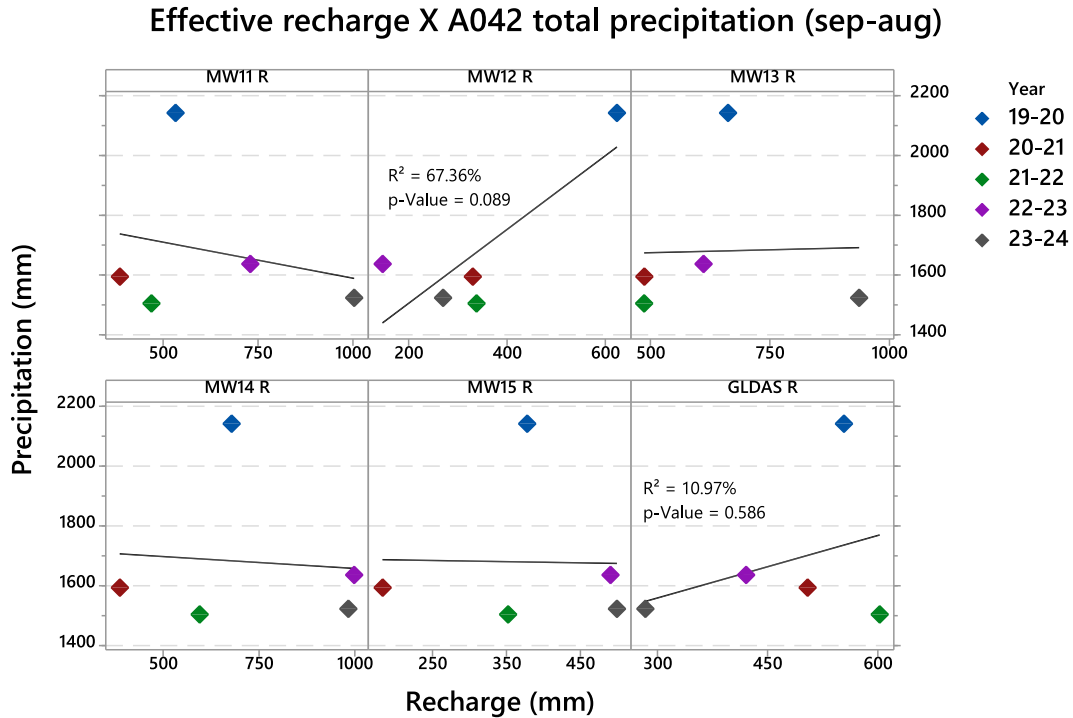


Fig. 11 - Relationship between total precipitation and aquifer recharge estimated by monitoring well and satellite data. In the study area, there is no evident direct correlation.

Rainfall distribution and intensity might play an important role in porous aquifer recharge as it impacts soil moisture balance and run-off generation (Chu and Mariño, 2005; Lopes *et al.*, 2021). In the Upper Descoberto area, precipitation amounts in the last five hydrological cycles stayed above or close to the historical average. A monthly analysis demonstrates a few particularities (Table 7 and Fig. 12):

- 2019-2020: gradual increase in precipitation since the beginning of the wet season, with an atypical maximum registered in March.
- 2020-2021: recession period in the last 15 days of January and 40% of total rainfall concentrated in February.
- 2021-2022: even rainfall distribution throughout October-February. However, the second half of January was significantly dry.
- 2022-2023: 33% of total rainfall concentrated in December.
- 2023-2024: late wet season, with typical distribution in December and January. Atypically rainy March.

Concentration and long periods with no rainfall alter the water budget of an area. Rainfall moving average has been proven to accurately describe groundwater position. Cumulative periods of analysis depend on data resolution (Kim *et al.*, 2016; Smail *et al.*, 2019).

	Wet Season									Dry Season			
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Total
2018-2019	44.6	196.4	529.0	171.4	125.2	134.4	330.6	263.2	112.0	1.0	0.0	0.0	1907.80
2019-2020	2.0	72.6	207.8	*250.2	416.4	391.4	522.4	267.0	12.0	0.0	0.0	0.0	2141.8
2020-2021	23.8	105.6	200.8	184.8	132.6	622.0	112.0	175.6	0.0	16.4	0.0	20.0	1593.6
2021-2022	12.4	158.6	333.2	436.6	265.8	216.6	77.4	2.4	1.0	0.0	0.0	0.0	1504.0
2022-2023	50.6	48.8	265.6	536.0	159.2	**166.0	204.6	126.4	7.2	0.0	0.0	71.8	1636.2
2023-2024	88.8	95.4	135.6	304.0	386.4	166.8	279.6	66.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1523.0

*December 09th and 10th missing data replaced by station 1548057 records;

****February/23 records imported from 1548057 station.**

Table 7 - Monthly rainfall registered in A042 station.

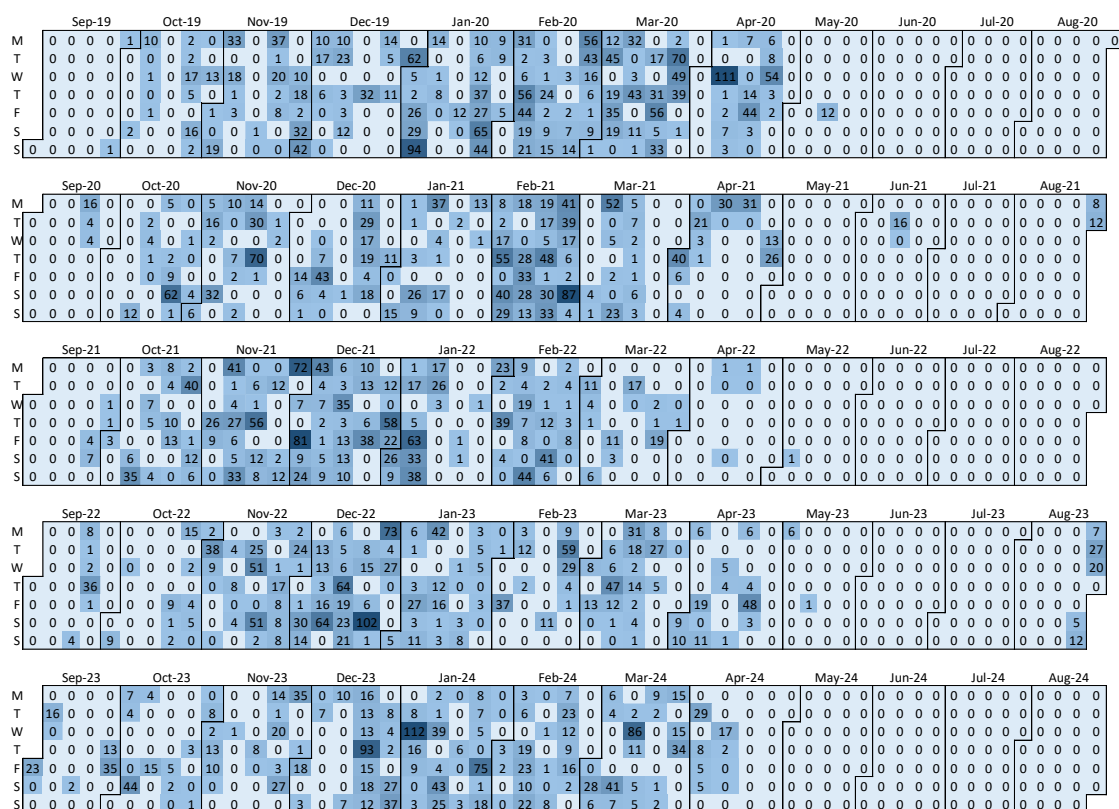


Fig. 12 - Calendar graphs that display daily accumulated rainfall and time distribution at A042 station (complemented with 1548057 records).

In the study area, both rainfall and water levels, including satellite data, are compatible with a daily basis analysis. In this manner and considering that the wet season begins in September and water level increase can extend until May, 12 simple moving average sequences with 30-day time step were calculated, i.e., 30; 60; 90; ...; 360. This time interval covers the usual delay observed for the first aquifer recharge plumes (2 to 3 months) and the inflection point in the groundwater fluctuation curve (9 months). Spearman's coefficients (r) calculated for groundwater curves and each moving average are presented in Table 8. The best fit curves are displayed in Fig. 13.

	MW 11	MW 12	MW 13	MW 14	MW 15	Average WL	UD GWS
MA 30	-0.147	-0.145	0.285	0.381	0.112	0.084	0.448
MA 60	0.073	0.005	0.506	0.591	0.306	0.325	0.658
MA 90	0.275	0.160	0.657	0.740	0.482	0.510	0.801
MA 120	0.467	0.310	0.774	0.842	0.623	0.674	0.889
MA 150	0.634	0.448	0.845	0.887	0.721	0.795	0.918
MA 180	0.761	0.560	0.869	0.877	0.781	0.877	0.882
MA 210	0.837	0.621	0.842	0.817	0.803	0.912	0.781
MA 240	0.847	0.661	0.762	0.721	0.804	0.904	0.629
MA 270	0.788	0.669	0.625	0.573	0.760	0.835	0.444
MA 300	0.626	0.651	0.443	0.400	0.682	0.706	0.244
MA 330	0.330	0.580	0.309	0.355	0.617	0.580	0.171
MA 360	0.159	0.575	0.337	0.383	0.627	0.555	0.168

Table 8 - Spearman's correlation coefficients (r) for measured water level (WL), Upper Descoberto groundwater storage model (UD GWS) and different moving average (MA) lengths (CI = 95%).

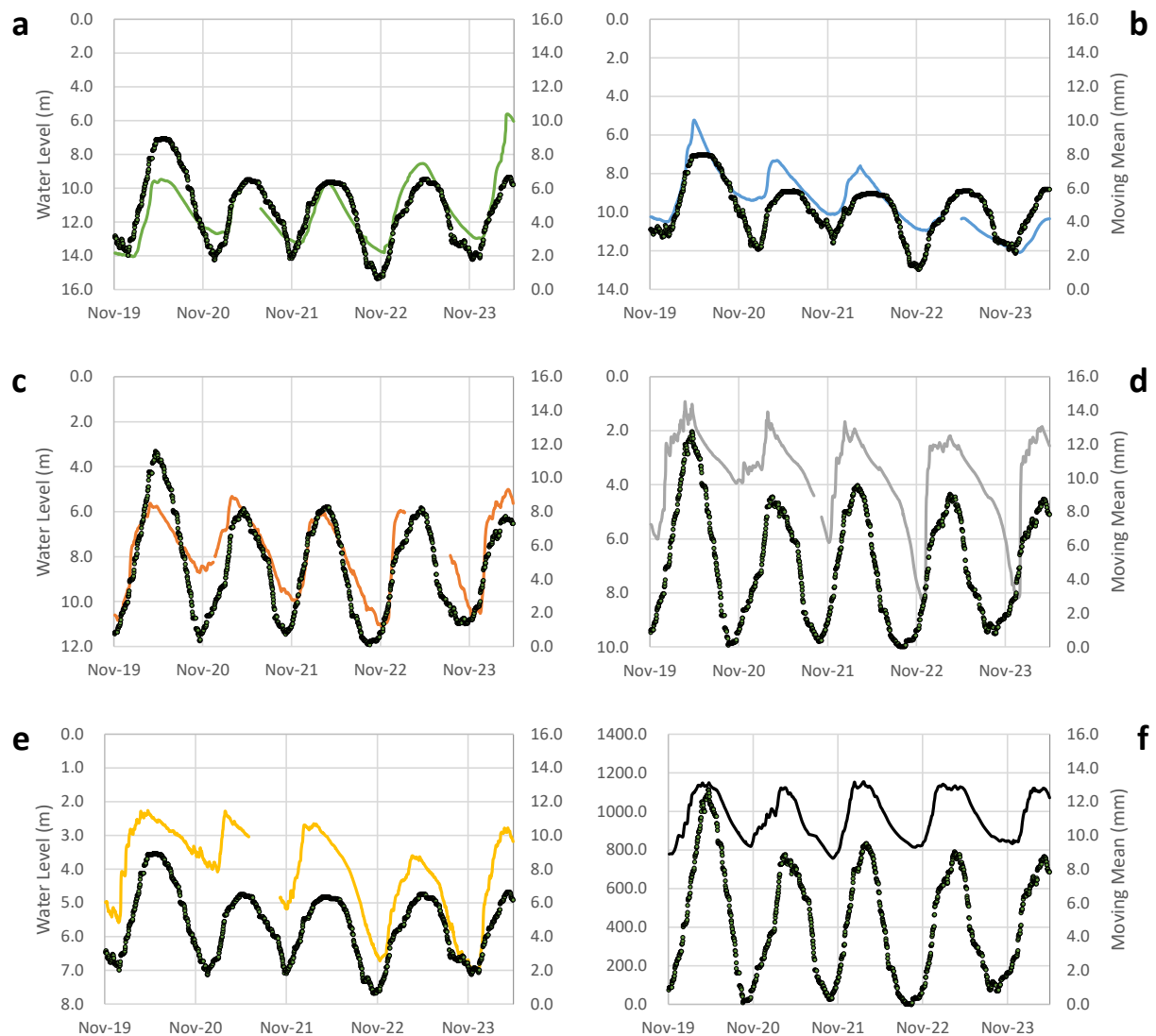


Fig. 13 - Groundwater data compared to different moving average (MA) lengths. **a.** MW 11 and MA 240d; **b.** MW 12 and MA 270d; **c.** MW 13 and MA 180d; **d.** MW 14 and MA 150d; **e.** MW 15 and MA 240d; **f.** GRACE/GLDAS GWS at UD pixel and MA 150d.

An important finding is that the best correlation depends on well groundwater depth. Deeper aquifers respond better to rainfall accumulated in the previous 240 to 270 days. Where water level is closer to the surface, rainfall registered in the previous 150 to 180 days significantly control level fluctuation.

Indeed, an overall high correlation can be observed even if a 270 days moving average for all wells is considered. Considering this optimal window and that recharge commonly starts in December, precipitation from March through November is key for recession water level position. Conversely, peak position around March depends on total precipitation from June through February. Dislocation of precipitation events from the first calendar year months to March and April, which has become more frequent according to the last climate normal, will then result in lower maximum levels and, ultimately, less recharge. However, a later consequence may be the maintenance of high hydraulic heads by the end of the next dry season.

5. Conclusions

Efficient aquifer management requires the ability to understand temporal and spatial variations of water table fluctuation. An important approach in achieving this goal is the evaluation of potential and effective recharge considering multiple methodologies.

In the present study, the water budget of the Federal District was compiled and used as support data to analyze monthly and daily rainfall distribution. Aquifer recharge was estimated considering the WTF method applied to GLDAS satellite groundwater storage model and in situ levels measurements from 2019 to 2024.

Coupled analysis of climatic and water table data has shown that accumulated rainfall within the hydrological year (September to August) poorly describes water table variations. However, rainfall moving averages, which represent the accumulated precipitation for a selected time-step, correlate well with water level variation. Ideal windows were found to be around 150 and 270 days, depending on the water level depth. In wells located close to rivers, water bodies, and wetlands, water level is shallower and responsive to recent precipitation events. Transient recharge is observed and associated to Sy dependence to saturated zone position and the capillary fringe effect (Lv *et al.*, 2021). In turn, wells situated at higher altitude display deeper average water levels. The thicker vadose zone favors permanent flux and longer moving average rainfall controls groundwater behavior.

Even though water table may vary due to geomorphological aspects, a 270 days moving average satisfactorily describes the average water level monitored in all wells included in this study. As minimum levels generally occur in December, their position is dependent on

accumulated rainfall beginning in March. According to this reasoning, March maximum levels will depend on antecedent June-February rainfall. It should be kept in mind that external factors that affect recharge are also dependent on the position of water level. For example, higher hydraulic heads during the dry season means greater baseflow discharge. A lower amount of precipitation in relation to the previous cycle might result in smaller recharge rates (Smail *et al.*, 2019). Conversely, lower water level can induce additional recharge as evapotranspiration is less active (de Vries and Simmers, 2002).

In summary, the dynamics of Federal District porous aquifer should consider a minimum of 2-year rainfall time series. Regional scale data provided by the GLDAS model can be used for groundwater trend analysis, but recharge is generally underestimated. Variations in topography observed within the spatial resolution of the model are not well represented by the monitoring well network, which appears to be significant to predicted groundwater storage pattern.

The analysis and the results of the present study can be applied to future water availability modeling in the region. A relevant complementation would be the installation of pressure transducers in fractured wells, so that shallow and deep aquifer interconnexion could be assessed. As demonstrated by level fluctuation description and statistical analysis, total rainfall data and temporal precipitation pattern observed in the past and current years are the minimum information to be considered in the understanding of groundwater level and the consequent baseflow amounts and, probably, deep percolation in the next hydrologic cycle. This type of approach is very important to water management in a watershed responsible for 60% of the water supply of the Federal District population.

6. Acknowledgements

This study was partly financed by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. The authors are thankful to the Institute of Geosciences, University of Brasília. Special acknowledgements to the Regulatory Agency for Water, Energy, and Sanitation of the Federal District (Adasa) for allowing unrestricted access to the groundwater-monitoring network.

7. References

- ANA. 2021. *Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano*; Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico: Brasília, Brazil.
- Anache, J.A.; Wendland, E.; Rosalem, L.M.; Youlton, C.; Oliveira, P.T. 2019. Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 1263-1279. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1263-2019>
- Baptista, G.M.M. 1998. Caracterização climatológica do Distrito Federal. In: *Inventário*

- Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*. SEMARH - GDF. Volume IV, 187-208.
- Bernardo, S.; Soares, A.A.; Mantovani, E.C. 2006. *Manual de Irrigação*. Viçosa, Editora UFRV. 625 p.
- Boswell, J.S.; Olyphant, G.A. 2007. Modeling the hydrologic response of groundwater dominated wetlands to transient boundary conditions: implications for wetland restoration. *Journal of Hydrogeology*, 332, 467–476. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.004>.
- Cambráia Neto, A. J.; Rodrigues, L. N. 2020. Evaluation of groundwater recharge estimation methods in a watershed in the Brazilian Savannah. *Environmental Earth Sciences*, 79, 140. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-8884-x>
- Cambráia Neto, A.J.; Rodrigues, L.N.; Silva, D.D.; Althoff, D. 2021. Impact of climate change on groundwater recharge in a Brazilian Savannah watershed. *Theoretical and Applied Climatology*, 143, 1425-1436. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03477-w>
- Campos J.E.G.; Freitas-Silva F.H. 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. In: *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*. SEMARH - GDF. Volume IV, 1-65.
- Campos, J.C.V.; Gastmans, D.; Santarosa, L.V.; Lopes, I.O.; Alves, M.C.P.; Martins, L.F.; Fabian, A.J. 2021. Estimativas da Recarga do Sistema Aquífero Bauru em uma Microbacia no Entorno da Cidade de Uberaba – MG. *Anuário do Instituto de Geociências*, 44, 40585. https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_40585
- Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 41-48. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20043414148>
- Campos, J.E.G. 2012. Relatório do Meio Físico e Biótico. In: *Zoneamento Ecológico-Econômico do Distrito Federal*. Subproduto 3.1, 1-172.
- Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Freitas-Silva, F.H.; Martins-Ferreira, M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, 43, 461-476. [10.5327/Z2317-48892013000300004](https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300004)
- Chou S.C.; Lyra, A.A.; Rodrigues, D.C.; Pilotto, O.; Gomes, J.L.; Regoto, P.; Tavares, P.S. 2024. [Mudanças Climáticas no Cerrado. In: Rodrigues, L.N. Agricultura irrigada no Cerrado: subsídios para o desenvolvimento sustentável. 2ª Edição. Embrapa, 361-397.](#)
- Chu, X.; Mariño, M.A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *Journal of Hydrology*, 313(3-4), 195-207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.002>
- Corona, C. R.; Gurdak, J. J.; Dickinson, J. E.; Ferré, T. P. A.; Maurer, E. P. 2018. Climate variability and vadose zone controls on damping of transient recharge. *Journal of Hydrology*, 561, 1094-1104. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.028>
- de Vries, J.J.; Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Foster, S.; Hirata, R.; Eichholz, M.; Alam, M.F. 2022. Urban Self-Supply from Groundwater—An Analysis of Management Aspects and Policy Needs. *Water*, 14, 575. <https://doi.org/10.3390/w14040575>
- Freitas-Silva F.H.; Campos J.E.G. 1998. Geologia do Distrito Federal. In: *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*, SEMARH - GDF. Volume I, 1-84.

- Gastmans, D.; Garpelli, L. N.; Santos, V.; Lima, C.; Quaggio, C. S.; Santarosa, L. V.; Kirchheim, R. E. 2021. Contribuição dos isótopos estáveis da água (H e O) no conhecimento dos aquíferos brasileiros: estado da arte e perspectivas futuras. *Derbyana*, 42. <https://doi.org/10.14295/derb.v42.734>
- Healy, R.W.; Cook, P. G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- 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: From Uncertainty to Decision Making*, 304: 31-37.
- Henry, C.M.; Allen, D.M.; Huang, J. 2011. Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data. *Hydrogeology Journal*, 19, 741–755. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0724-3>
- Hirata, R.; Conicelli, B.P. 2012. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84, 297-312. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012005000037>
- Hu, K.X., Awange, J.L., Kuhn, M., Saleem, A. 2019. Spatio-temporal groundwater variations associated with climatic and anthropogenic impacts in South-West Western Australia. *Science of the Total Environment* 696, 133599. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.133599>
- Hussain, Y.; Campos, J.E.G.; Borges, W.R.; Uagoda, R.E.S.; Hamza, O.; Havenith, H.B. 2022. Hydrogeophysical characterization of fractured aquifers for groundwater exploration in the Federal District of Brazil. *Applied Sciences*, 12, 2509. <https://doi.org/10.3390/app12052509>
- Jesus, T. C. L.; Senna, M. C. A.; Cataldi, M.; Paiva, C. M.; Franz, B. 2017. Impacto do aumento da concentração atmosférica de CO₂ no balanço hídrico climatológico do Cerrado. *Revista Brasileira de Climatologia*, 21, 313-326. <https://doi.org/10.5380/abclima.v21i0.46432>
- Junk, W.J.; Piedade, M.T.F.; Lourival, R.; Wittmann, F.; Kandus, P.; Lacerda, L.D.; Bozelli, R.L.; Esteves, F.A.; Nunes da Cunha, C.; Maltchick, L.; Schöngart, J.; Schaeffer-Novelli, Y.; Agostinho, A.A. 2013. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. *Aquatic Conservation: marine and freshwater ecosystems*, 24(1), 5-22. <https://doi.org/10.1002/aqc.2386>
- Kim, I.; Park, D.; Kyung, D.; Kim, G.; Kim, S.; Lee, J. 2016. Comparative influences of precipitation and river stage on groundwater levels in near-river areas. *Sustainability*, 8(1), 1. <https://doi.org/10.3390/su8010001>
- Krishnaswamy, J.; Bonell, M.; Venkatesh, B.; Purandara, B.K.; Rakesh, K.N.; Lele, S.; Kiran, M. C.; Reddy, V.; Badiger, S. 2013. The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: Support for the “infiltration-evapotranspiration trade-off hypothesis”. *Journal of Hydrology*, 498, 191-209. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.034>
- Leta, O. T.; El-Kadi, A. I.; Dulai, H. 2018. Impact of climate change on daily streamflow and its extreme values in pacific island watersheds. *Sustainability*, 10(6), 2057. <https://doi.org/10.3390/su10062057>
- Li, B.; Rodell, M.; Kumar, S.; Beaudoin, H. K.; Getirana, A.; Zaitchik, B. F.; Gonçalves, L. G.; Cossetin, C.; Bhanja, S.; Mukherjee, A.; Tian, S.; Tangdamrongsub, N.; Long, D.; Nanteza, J.; Lee, J.; Policelli, F.; Gonil, I. B.; Daira, D.; Bila, M.; Lannoy, G.; Mocko, D.; Steele-

- Dunne, S. C.; Save, H.; Bettadpur, S. 2019. Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. *Water Resources Research*, 55(9), 7564-7586. <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>
- Lopes, D., Estumano, D., Macêdo, E.; Quaresma, J. 2021. Uma solução para a equação de Richards em perfis de solos em camadas com a abordagem de domínio único. *Águas Subterrâneas*, 35(2), e30022. <https://doi.org/10.14295/ras.v35i2.30022>
- Lousada, E.O.; Campos, J. E.G. 2011. Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo. *Brazilian Journal of Geology*, 41, 355-365. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011412355365>
- Lousada, E.O.; Campos, J.E.G. 2005. Proposta de modelos hidrogeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 407-414.
- 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, 37-46. [10.21168/rbrh.v11n4.p37-46](https://doi.org/10.21168/rbrh.v11n4.p37-46)
- Lv, M.; Xu, Z.; Yang, Z. L.; Lu, H.; Lv, M. 2021. A comprehensive review of specific yield in land surface and groundwater studies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(2), e2020MS002270. <https://doi.org/10.1029/2020MS002270>
- Mangangka, I. R. 2008. The decline of soil infiltration capacity due to high elevation groundwater. *Civil Engineering Dimension*, 10(1), 35-39. <https://doi.org/10.9744/ced.10.1.pp.%2035-39>
- Meister, S.; Nobrega, R.L.; Rieger, W.; Wolf, R.; Gerold, G. 2017. Process-based modelling of the impacts of land use change on the water balance in the Cerrado Biome (Rio das Mortes, Brazil). *Erdkunde*, 241-266. <http://www.jstor.org/stable/26380276>
- Nazarieh, F., Ansari, H., Ziaei, A.N., Izady, A., Davari, K., Brunner, P. 2018. Spatial and temporal dynamics of deep percolation lag time and recharge in an irrigated semi-arid region. *Hydrogeology journal* 26(7), 2507-2520. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1789-z>
- Oliveira, P.T.S.; Leite, M.B.; Mattos, T.S.; Nearing, M.A.; Scott, R.L.; Xavier, R. D.O.; Matos, D.M.S.; Wendland, E.C. 2017. Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian Cerrado. *Ecohydrology*, 10, 1-8. <https://doi.org/10.1002/eco.1759>
- Oliveira, P.T.S.; Nearing, M.A.; Moran, M.S.; Goodrich, D.C.; Wendland, E.; Gupta, H.V. 2014. Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. *Water Resources Research*, 50, 7100-7114. <https://doi.org/10.1002/2013WR015202>
- Oliveira, P.T.S.; Wendland, E.; Nearing, M.A.; Scott, R.L.; Rosolem, R.; Rocha, H.R. 2015. The water balance components of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian Cerrado. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2899-2910. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2899-2015>
- Oliveira, V.A.; Mello, C.R.; Beskow, S.; Viola, M.R.; Srinivasan, R. 2019. Modeling the effects of climate change on hydrology and sediment load in a headwater basin in the Brazilian Cerrado biome. *Ecological Engineering*, 133, 20-31. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.04.021>
- Orehova, T.; Zektser, I.; Benderev, A.; Karimova, O. 2012. Evaluation of the potential groundwater recharge. Example of the Ogosta River Basin, NW Bulgaria. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*, 65(10), 1387-1394.
- Pimentel, M. M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 67-82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>

- Pires, G.F.; Abrahão, G.M.; Brumatti, L.M.; Oliveira, L.J.; Costa, M.H.; Liddicoat, S.; Kato, E.; Ladle, R. J. 2016. Increased climate risk in Brazilian double cropping agriculture systems: Implications for land use in Northern Brazil. *Agricultural and forest meteorology*, 228, 286-298. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.07.005>
- Reatto, A.; Martins, E.D.S.; Cardoso, E.A.; Spera, S.T.; Júnior, O.A.C.; Guimarães, R.; Silva, A.V.; Farias, M.F.R. 2003. *Levantamento de reconhecimento de solos de alta intensidade do alto curso do Rio Descoberto, DF/GO, escala 1: 100.000*; Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária: Brasília, Brazil.
- Renna Camacho, C., Getirana, A., Rotunno Filho, O.C., Mourão, M.A.A. 2023. Large-Scale Groundwater Monitoring in Brazil Assisted With Satellite-Based Artificial Intelligence Techniques. *Water Resources Research*, 59(9), e2022WR033588. <https://doi.org/10.1029/2022WR033588>
- Reshmidevi, T.V.; Kumar, D.N.; Mehrotra, R.; Sharma, A. 2018. Estimation of the climate change impact on a catchment water balance using an ensemble of GCMs. *Journal of Hydrology*, 556, 1192-1204. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.016>
- Rodell, M.; Chen, J.; Kato, H.; Famiglietti, J.; Nigro, J.; Wilson, C. 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15, 159-166. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0103-7>
- Rodell, M.; Houser, P.R.; Jambor, U.; Gottschalk, J.; Mitchell, K.; Meng, C.J.; Arsenault, K.; Cosgrove, B.; Radakovich, J.; Bosilovich, M.; Entin, J. K.; Walker, J. P.; Lohmann, D.; Toll, D. 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological society*, 85, 381-394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Rodrigues, J.A.M.; Viola, M.R.; Alvarenga, L.A.; Mello, C.R.; Chou, S.C.; de Oliveira, V.A.; Uddameri, V.; Morais, M.A.V. 2020. Climate change impacts under representative concentration pathway scenarios on streamflow and droughts of basins in the Brazilian Cerrado biome. *International Journal of Climatology*, 40, 2511-2526. <https://doi.org/10.1002/joc.6347>
- Rzepecka, Z.; Birylo, M. 2020. Groundwater storage changes derived from GRACE and GLDAS on smaller river basins: A case study in Poland. *Geosciences*, 10, 124. <https://doi.org/10.3390/geosciences10040124>
- Santos, R.M.; Koide, S.; Távora, B.E.; Araujo, D.L. 2021. Groundwater Recharge in the Cerrado Biome, Brazil: A Multi-Method Study at Experimental Watershed Scale. *Water*, 13, 20. <https://doi.org/10.3390/w13010020>
- Smail, R. A.; Pruitt, A. H.; Mitchell, P. D.; Colquhoun, J. B. 2019. Cumulative deviation from moving mean precipitation as a proxy for groundwater level variation in Wisconsin. *Journal of Hydrology X*, 5, 100045. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100045>
- Souza, M.M. 2013. Determinação das áreas de recarga para a gestão do Sistema Aquífero Fissuro-Cárstico da região de São Sebastião, DF. Masters Thesis, University of Brasilia, 73p.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1955. *The Water Balance*; Laboratory in Climatology, Johns Hopkins University: Baltimore, MD, USA. Volume 8, pp. 1-104.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1957. *Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance*; Laboratory in Climatology, Johns Hopkins University: Baltimore, MD, USA. Volume 10, pp. 181-311.
- Walczuk, A.; Campos, J.E.G.; Teles, L.S.B. 2024. Shallow groundwater and river baseflow: Interconnection evidences and integrated water management strategies. Case study in the upper Descoberto watershed, Federal District, Brazil. *Journal of South American Earth*

Sciences, 145, 105043. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105043>

Wang, Y.; Li, T.; Hou, X.; Zhang, Y.; Li, P. 2022. Hydraulic modeling of water flow in the thick vadose zone under precipitation. *Geoenvironmental Disasters*, 9(1), 7. <https://doi.org/10.1186/s40677-022-00207-4>

Wu, Q.; Si, B.; He, H.; Wu, P. 2019. Determining regional-scale groundwater recharge with GRACE and GLDAS. *Remote Sensing*, 11, 154. <https://doi.org/10.3390/rs11020154>.

5.3. ARTIGO 3: RECARGA DE AQUÍFEROS EM CAETITÉ

Fractured and porous aquifer recharge in semiarid regions and the relevance of soil covers: a review for Caetité area, Bahia, Brazil

André Walczuk ^{a*}, walczuk.andre@gmail.com, José Eloi Guimarães Campos ^b, eloi@unb.br, Júlio Henrichs de Azevedo ^c, julio.henrichs@gmail.com

^a University of Brasília, Institute of Geosciences, Graduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics

^b University of Brasília, Institute of Geosciences, Brasília-DF, Brazil

^c Brazilian Institute of Environment and Natural Renewable Resources (IBAMA)

*Corresponding author

Abstract

Groundwater is a valuable natural resource in areas susceptible to arid and semiarid climates. In this research, the phreatic surface dynamics of shallow fractured and porous aquifers of Caetité, state of Bahia, Central Brazil, was investigated. Water level position was assessed by GRACE satellite data and 28 monitoring wells for the period from 2003 to 2024. Phreatic surface trends for all datasets are coherent to rainfall patterns described by precipitation moving averages and the Standardized Precipitation Index (SPI), respectively. The use of GRACE, however, is best applicable to soil hosted aquifers rather than to fractured systems. Recharge estimations considered the Water Table Fluctuation RISE methodology and vary depending on aquifer type. The annual storage variations obtained based on satellite and instruments installed in porous media (weathered rock and soil) suggests that 19-27% of the year rainfall (130-177 mm/year) are annually converted into effective recharge. In systems composed solely of fresh fractured rocks rates drop to 3% (24 mm/year). A relevant finding is the two-way effects of soil thickness in the recharge process. While *pedon* favors recharge on wetter conditions, it may diminish or equate annual storage variations to settings where no or thin soil covers are present. Data corroborates that aquifer recharge under semiarid conditions are sensitive to minor precipitation variations. Finally, it is proposed that geological setting must be considered when evaluating climate change impacts on groundwater, as infiltration is impacted by precipitation, evapotranspiration, and physiographical properties (relief pattern, geology, soil type and climate).

Keywords: Semiarid climate; fractured aquifer; soil; GRACE.

1. Introduction

Surface water scarcity is a reality in arid and semiarid regions, making groundwater essential for economic and human development. Aquifer recharge under such climates has been proven to be sensitive to minor precipitation and evapotranspiration changes (Fatichi *et al.*, 2021; Turkeltaub and Bel, 2024). Subsurface heterogeneity is also a key parameter, as episodic flow through geological structures may prevail over diffuse processes (Nimmo *et al.*, 2015; Hartmann *et al.*, 2017).

Water table fluctuation in the Caetité region, Brazilian semiarid, has been previously evaluated (Walczuk *et al.*, 2019). In the present research we have updated the groundwater monitoring time series until the 2023-2024 hydrological cycle. The main goal is to disclose shallow water table position controls and annual aquifer recharge rates. Complementary, we have

tested the applicability of groundwater storage variations assessed by GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite data (Rodell *et al.*, 2004).

Despite aquifer recharge is one of the most important issues to groundwater management, there are significant blanks in the knowledge of the mechanisms responsible to transfer water from the atmospheric and surface environments to the aquifers, especially to crystalline fractured reservoirs. Rainfall amounts, temporal distribution, and succession of rainier or drier years play an important role in determining the saturated zone depth and recharge (Smail *et al.* 2019). In the case of Brazilian semiarid, precipitation patterns are intimately related to the El Niño phenomenon and to the tropical North Atlantic sea surface variations, which might lead to long-term drought cycles and pose a risk to water resources resilience (Alvalá *et al.*, 2017; Marengo *et al.*, 2017). In the present study, there is another complicating factor represented by different soil cover types and thickness overlying the fractured aquifer, which make up intergranular compartments and potentially favors diffuse infiltration rather than localized and intermittent flow via rock fractures or other discontinuities formed by tectonics events or vegetation.

The quantification of recharge rates in the semiarid is not easy as some traditional methods are not applicable. The use of water budget does not return good results since such areas exhibit hydric deficit in every month of the year, what can be understood as no recharge potential (Dubois *et al.*, 2021). As the groundwaters are in touch with granite and gneiss rocks and demonstrate a high mineralized pattern (high total dissolved solids values), the chlorine mass balance is also not indicated (Wood and Sanford, 1995; Alcalá and Custodio, 2015).

In this sense, the water table fluctuation method is considered the most intuitive and robust technique. In this paper, in situ time series obtained for 17 years were compiled and interpreted (2008-2024). Additionally, we compare the results to groundwater time series estimated by NASA's GLDAS/GRACE project. It is worth to note that the use of satellite data is not a typical approach in fractured systems, but it is more usually applied to regional sedimentary basins and porous aquifers (Strassberg *et al.* 2009; Barbosa *et al.*, 2022; Ramjeawon *et al.*, 2022). Either way, the comparison might be pertinent as many semiarid areas lack robust well monitoring networks, mostly due to logistic factors. Therefore, the applicability should be tested and discussed. Furthermore, the use of GRACE seems pertinent as the area is covered by thick soils, in which saturated zone is commonly present.

Understanding of aquifer long-term tendency is essential for water management, especially in semiarid regions where groundwater is usually the only source available. Such knowledge is necessary in simple actions such as well drilling planning and implementation of artificial recharge devices. For example, the study run out by Silva (2016) proved the hydraulic feasibility of induced

recharge in fractured aquifer in the Petrolina region (semiarid climatic conditions) and this type of research is considered necessary to improve the quality and availability of groundwater to the Brazilian Northeast region.

The aim of the present paper is to increase the understanding of the groundwater recharge of fractured aquifers in semiarid areas with total rainfall less than 1,000 mm/year. The selected case study is prone to a intrinsic wide variation in precipitation distribution, mostly due to its position in relation to the Equator and the effects of regional oceanic and atmospheric phenomena. Most importantly, the aquifer system investigated is represented by hard and weathered rock that are not commonly exposed to the surface but covered by a wide variation of soil types. Such characteristics, although considered particularities, must be investigated in other semiarid regions. Also, we believe that the role of the aquifer media arrangement must be considered in areas where rainfall reduction has been a tendency, as recharge dynamics is a factor of both precipitation amount and physical infiltration controls.

2. Materials and methods

The first subject of the research was the detailed characterization of the study area in terms of geology, soil, relief, and climate. The broad geological setting was evaluated through outcrops descriptions and literature correlations. The soil covers were described in the field, and a general classification was proposed based on horizons definitions. Additionally, regional data and drill logs were compiled from IBGE (Brazilian Institute of Geography and Statistics) and INB (Nuclear Industries of Brazil, a Brazilian state-owned company responsible for uranium mining) dataset, respectively. Geomorphological compartmentation was performed in a Geographic Information System (GIS) based on satellite images and topographical maps and endorsed by field observations. Climate information was summarized from long-term monitoring data, with special interest in precipitation and evapotranspiration parameters.

Groundwater and rainfall time series were obtained from INB environmental monitoring database. Both water levels and rainfall records are noted by the company in a monthly routine. We have selected 28 monitoring wells with records from 2008 to 2024 and rainfall readings gauged at the mine site pluviometer LR013 from January 2003 to September 2024. Station INMET 83339, which has been inactive since August 2019, was consulted for daily information and complementation of missing data (11 months in total).

Aquifer recharge was calculated based on the Water table fluctuation (WTF) method (Eq. 1). This technique assumes that effective saturated recharge corresponds to the product of hydraulic head variation ($\Delta h/\Delta t$) and the media specific yield (S_y) (Eq. 1). In this paper, we have

opted for the RISE methodology (Healy & Cook, 2002; Nimmo *et al.*, 2015), since the data resolution is not adequate to propose a graphical recession curve fit. The time scale (Δt) considered is the hydrological year.

$$R = \Delta h / \Delta t * S_y \quad \text{Eq. 1}$$

Three main aquifers can be distinguished in the study area: fractured fresh rock; saprolite/weathered rock; and soil (horizons A and B) (Fig. 1). The specific yield (S_y) for each material was inferred from field descriptions and literature comparison (Gibb *et al.*, 1984). For the fractured rock, we considered the Interconnected Fracturing Index (Ifi) parameter (Campos and Almeida, 2012). The Ifi is assumed as the equivalent of the effective porosity applied to intergranular media. It means empty space of the open fractures that is free to the water flow. This research adopted the following values: Ifi to fresh rock of 1.5%; S_y to weathered rock of 5.0%; and average S_y to the soil cover of 12.0%. For the systems where the water table fluctuates in mixture media as weathered/fresh rock; weathered rock/soil; and fresh rock/weathered rock/soil, intermediate S_y values of 3.25%; 8.5%; and 6.2% were considered, respectively.

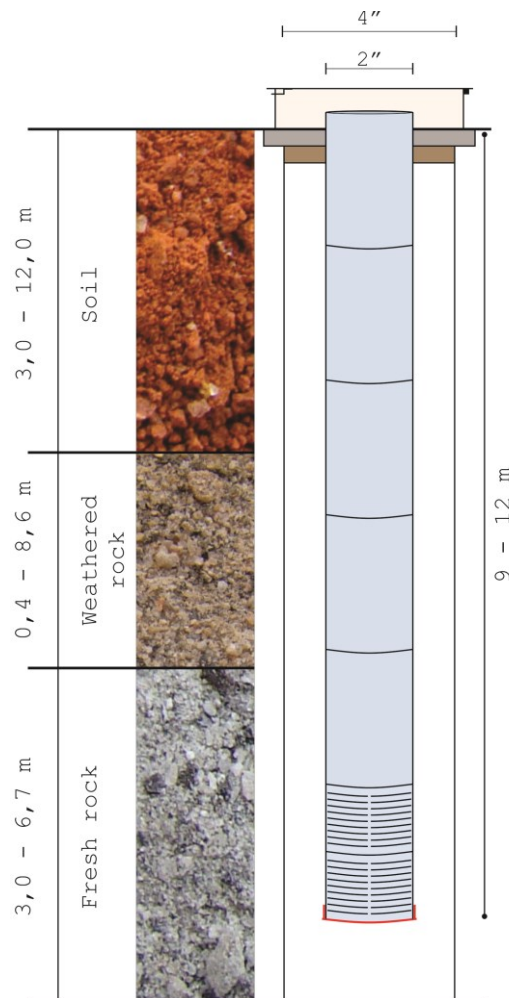


Fig. 1 - Example of monitoring well design and borehole lithological profile. Well depth ranges from 9 to 12 meters and soil thickness vary between 3 to 12 meters.

Aquifer behavior was also assessed based on GRACE/GLDAS satellite data. The GLDAS system (Global Land Data Assimilation System) uses orbital information to estimate terrestrial water storage (TWS) fluxes, including the groundwater component (GWS) (Rodell *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2019). The algorithm assumes that groundwater belongs to the soil profile (Li *et al.*, 2021) and corresponds to water volume below the root zone and above bedrock. The aquifer simulated is stratified, which allows the input of capillarity forces and evaluation of precipitation and evapotranspiration effects (Xia *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2021). The model output employed refers to the GLDAS-2.2 time series (2003-2024), which corresponds to daily GWS estimations for each pixel of the grid (625 km²) and can be downloaded at *Giovanni 4.40* platform. In this research, we consider that GWS variations estimated by the RISE method correspond to aquifer recharge. Since the data assimilation techniques already consider the land surface and subsurface, there is no need to correct the values based on media effective porosity (Henry *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2019).

The last step was to compare groundwater time series, both in situ and orbital, to rainfall time series curves. It is presumed that precipitation amount directly controls not only recharge rates magnitude, but that rainfall temporal distribution and groundwater oscillation are linked. Considering the lag time of aquifer recharge, different precipitation moving average steps (1, 5, 10, ..., 200 days to daily GWS registers or 1, 2, 3, ... 12 months when considering monitoring wells data) were calculated (Kim *et al.*, 2016) and statistically correlated to the water table depth.

3. Study area description

The Brazilian semiarid extends for approximately 1,000 km² in northeastern Brazil. The area is covered by seasonally dry tropical forest of the Caatinga Biome. Landscape is usually dominated by crystalline rocks exposures and thin soil covers (Araújo *et al.*, 2019). The boundaries of this geographic region are periodically revisited based on three climatic criteria: 1) precipitation below 800 mm; 2) Aridity Index of Thornthwaite (up to 0.50); and 3) Drought Index (above 60%) (SUDENE, 2024). Rainfall in the central portion may be as low as 200 mm/year and potential evapotranspiration exceeds 2,000 mm/year. The water budget is negative in most or in the totality of the hydric cycle. The wet season starts in October and can last three or five months, but precipitation events are unevenly distributed (Gomes and Zanella, 2023). 64% of the local municipalities have a high or medium surface hydric unavailability index (Brasil, 2020).

Caetité is a municipality of Bahia state, Brazil, situated in the south portion of the semiarid area (Fig. 2). The location is characterized by average rainfall of 700-800 mm/year. Precipitation occurs from October to April, with a marked reduction in January and February (Fig. 3).

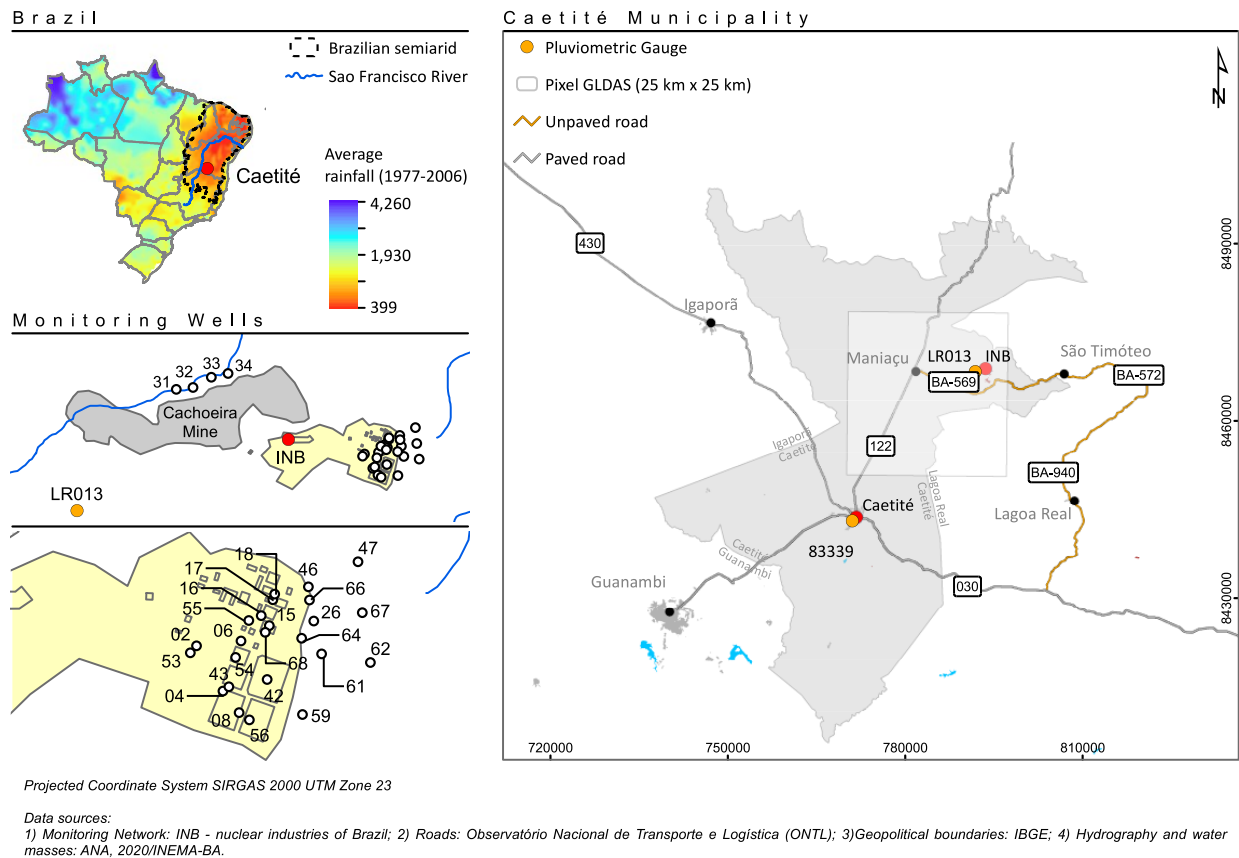


Fig. 2 - Study area location. The Caetité municipality is situated in the south portion of the Brazilian semi-arid, under the isohyet of 800 mm. Groundwater time series obtained in 28 monitoring wells installed around INB mine site (white circles) and from GRACE/GLDAS project GWS output, which reflects the groundwater component estimated to an area of 625 km² (translucent white polygon).

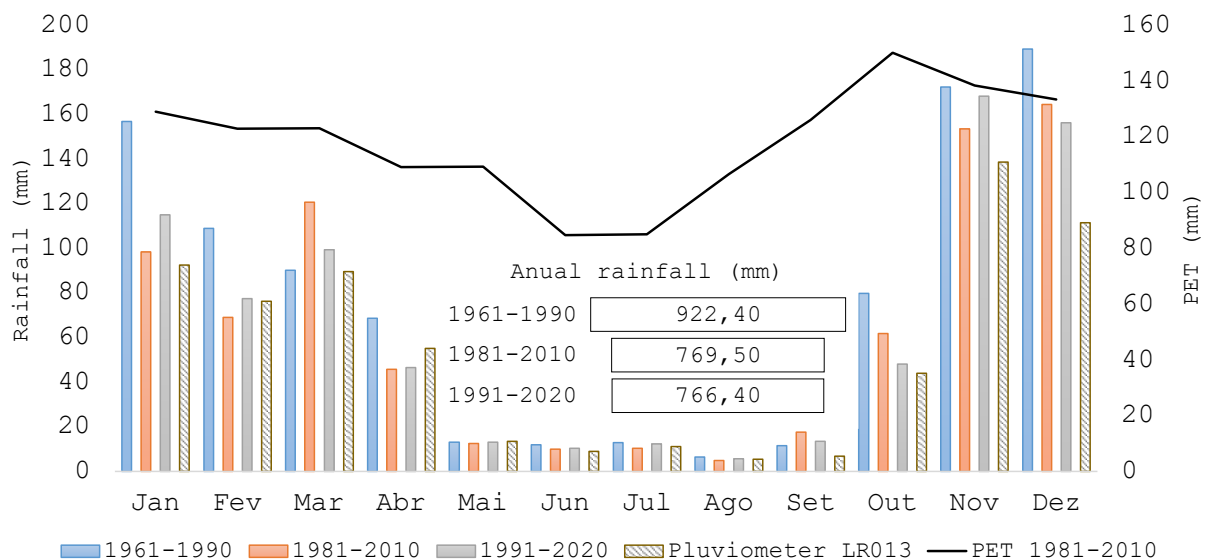


Fig. 3 - Monthly rainfall according to INMET climate precipitation normal (Station 83339) and Pluviometer LR013 (2003-2023, complemented with Station 83339). The hydrological year starts in October and the rainy season lasts 7 months. PET – Potential Evapotranspiration. For comparison purposes, average rainfall recorded in Pluviometer LR013 from 2003 to 2023 is 645.1 mm (or 612.1 mm if missing data is not replaced).

The local geology is related to the Lagoa Real Complex (Cruz *et al.*, 2007), with different

granite types and gneisses associated to hydrothermal rocks (epidosite, albitite and quartz veins) and regional shear zones. Rock outcrops can be found around INB industrial area, where the relief displays a flat wavy pattern, with open valleys and low density of water courses channels (Fig. 4). The streams are structurally controlled and preferentially oriented to NE and NW (family of conjugate shear fractures). Wells installed in the NE and NW lineaments show the higher discharge rates. Caetité and Maniaçu cities are part of a local plateau at 940 m elevation. Relief is flat and covered by soils, with no relevant basement rock exposures. It is important to note that the GLDAS pixel selected for this study mainly represents this geomorphological compartment.

Although geology is relatively monotonous, pedogenesis processes have led to the formation of different soil covers (Fig. 5). According to IBGE (2023), the study area is dominated by Ferralsols and Acrisols. Field registers indicate the occurrence of Leptosols and Cambisols (Walczuk *et al.*, 2019). Well drilling logs provided by INB suggest soil profiles up to 12 m thick. Such advanced pedogenesis differs from the common scenario observed throughout other regions of the Brazilian and global semiarids.

Regional relief (A) and pedology (B)

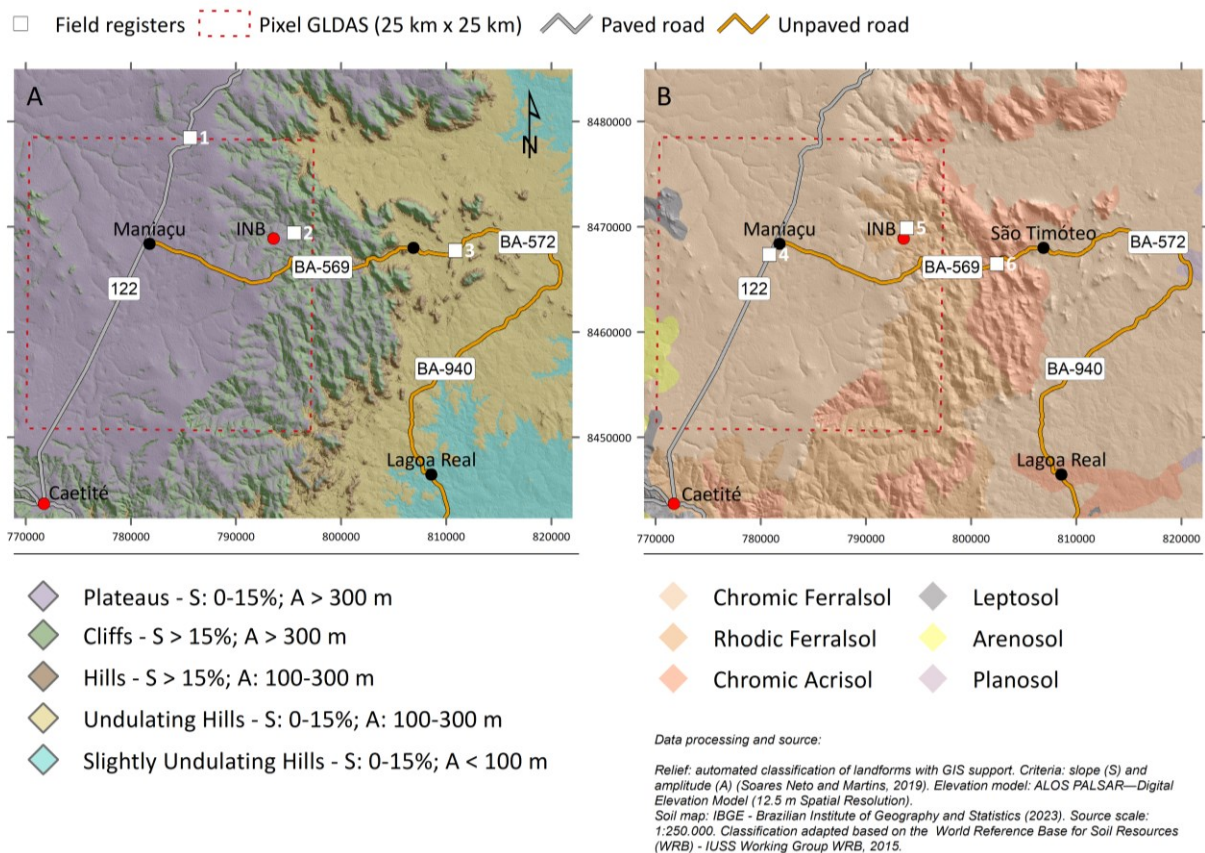


Fig. 4 - a. Geomorphological compartments defined at the study area based on slope (S) and amplitude (A). Automated classification performed using the ArcMap software according to Soares Neto and Martins (2019). **b.** Regional soil map at the scale of 1:250.000 (source: IBGE, 2023).

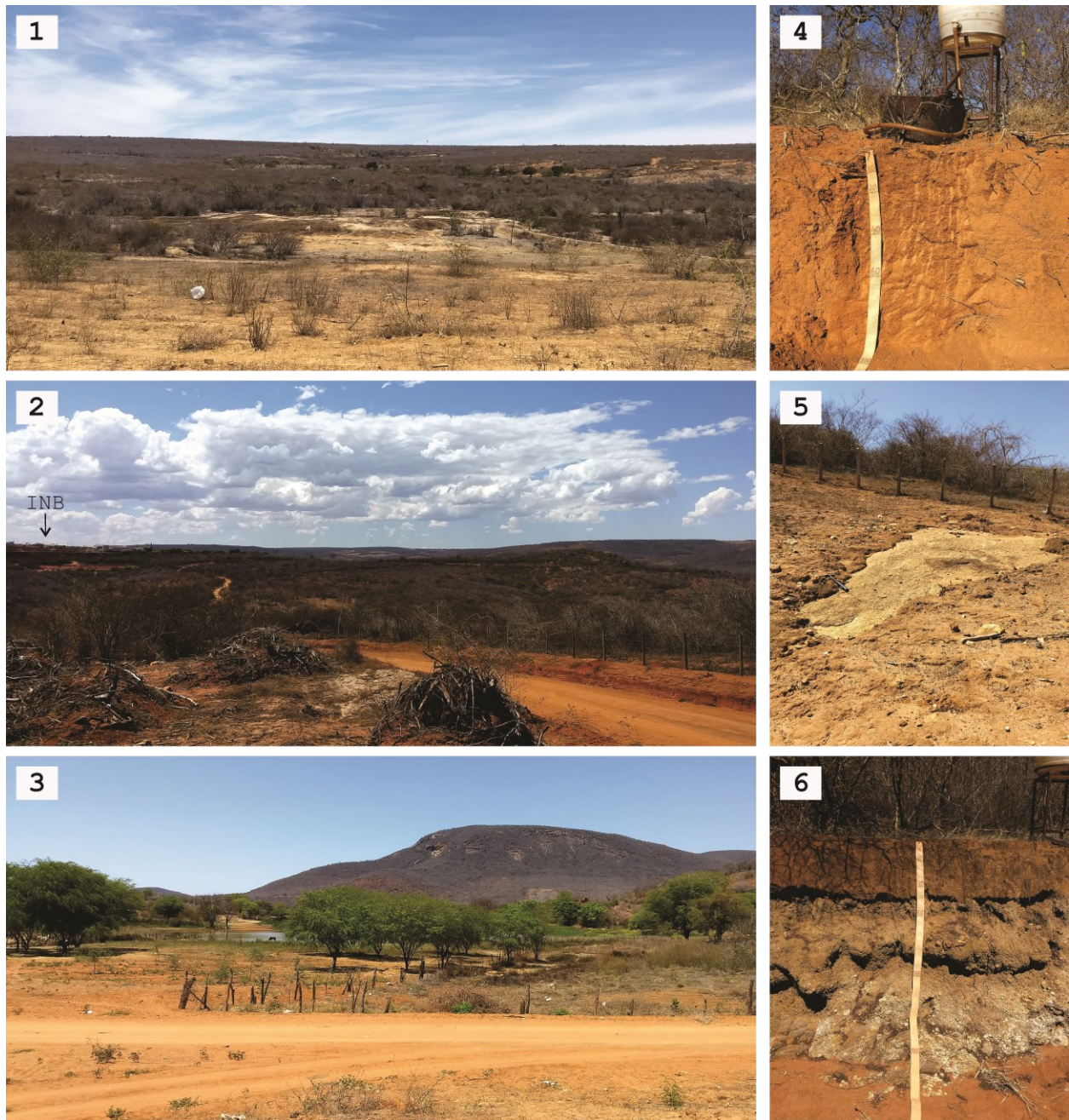


Fig. 5 - Regional relief and pedology field registers. **1.** Plateau domain around Maniaçu district. Elevation at the urban area is 940 m **2.** Gently wavy relief observed nearby INB industrial plant, which marks the transition from the local plateau to cliffs. **3.** Domain of hills and undulating hills at São Timóteo district. Elevation loss in relation to Maniaçu is of 340 m. **4.** Chromic Ferrasol described near Maniaçu. Profile exposures are limited (usually to the pedological upper layers A and B at 100 cm) and rock outcrops are restricted to rivers and creeks channels. **5.** Leptosol occurrence close to INB area. Laterally, Cambisols can be described. **6.** Cambisol profile commonly observed at cliffs and hills.

4. Results and discussion

4.1. Regional groundwater storage (GWS)

Regional groundwater storage is marked by a prominent depletion from 2003 to 2020. According to satellite data, minimum levels have decreased from 400 mm above bedrock to 340

mm (Fig. 6). In the last four hydrological years storage has recovered to its former levels.

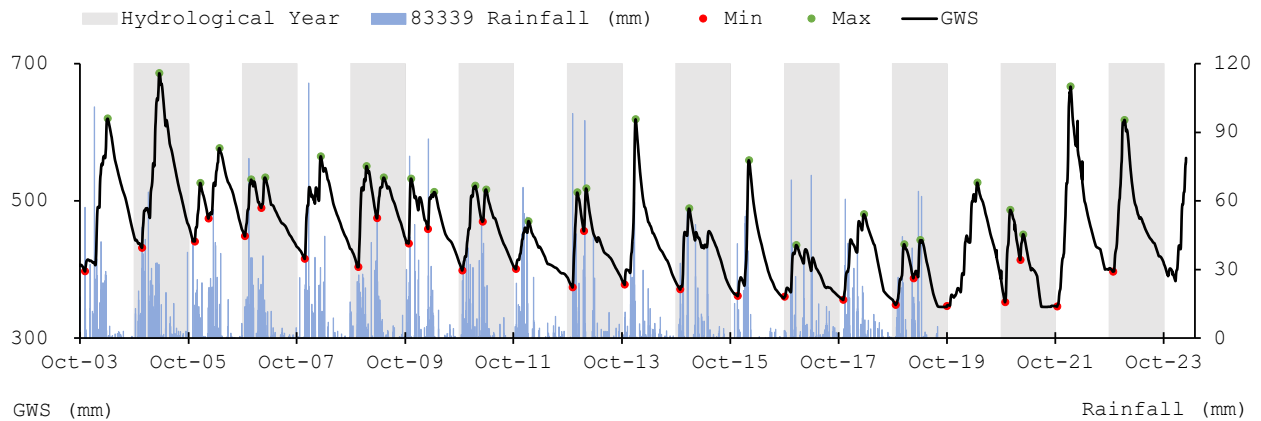


Fig. 6 - GLDAS-2 GWS time series and daily rainfall registered in the city of Caetité (Station 83339 records – inactive since August 2019).

Recharge events usually occur twice within a single hydrological year. The first coincides with the beginning of the rainy season in October and ceases as precipitation in January and February reduces. Another peak occurs around April, in response to March rainfall. Average recharge (ΔGWS) for the study area is 177 mm/year (27% of precipitation) and there is a positive relationship with total rainfall (Fig. 7a).

A useful tool in analyzing groundwater oscillation is precipitation moving average (Kim et al., 2016). A satisfactory Spearman's correlation factor ($r > 0.6$) between both variables is observed starting from a 80 days (d) length and maximum correlation occurs at 160 d (Table 1 and Fig. 7b). The time span observed is coherent with the local wet season duration.

In fact, moving average lengths as short as 30 d fairly describes GWS oscillation. However, in such situations there is a clear lag time between the beginning of the rainy period and water level rising. This suggests that the aquifer modelled, although responsive to seasonal precipitation events (changes in hydraulic head can be noted in only one month after the beginning of the rainy season), is mainly recharged by diffusive infiltration, which reflects the expressive soil covers found overlain basement rocks. As presumed by the mechanics of fluid percolation through unsaturated porous media, waters of the first rains are necessary to increase the volumetric water content of the soil until its field capacity (Bernardo *et al.*, 2006; Nazarieh *et al.*, 2018; Lopes *et al.*, 2021). After reaching the ideal moisture conditions, additional water is free to flow, and vertical plumes driven by gravity replenish the saturated zone. In cases where soil thickness is limited or absent, the recharge conditions are fast reached, and a rapid water level raising may be observed due to direct recharge at rock discontinuities. Such phenomenon is not observed based on the presented indirect observation and are further investigated in each monitoring well time series.

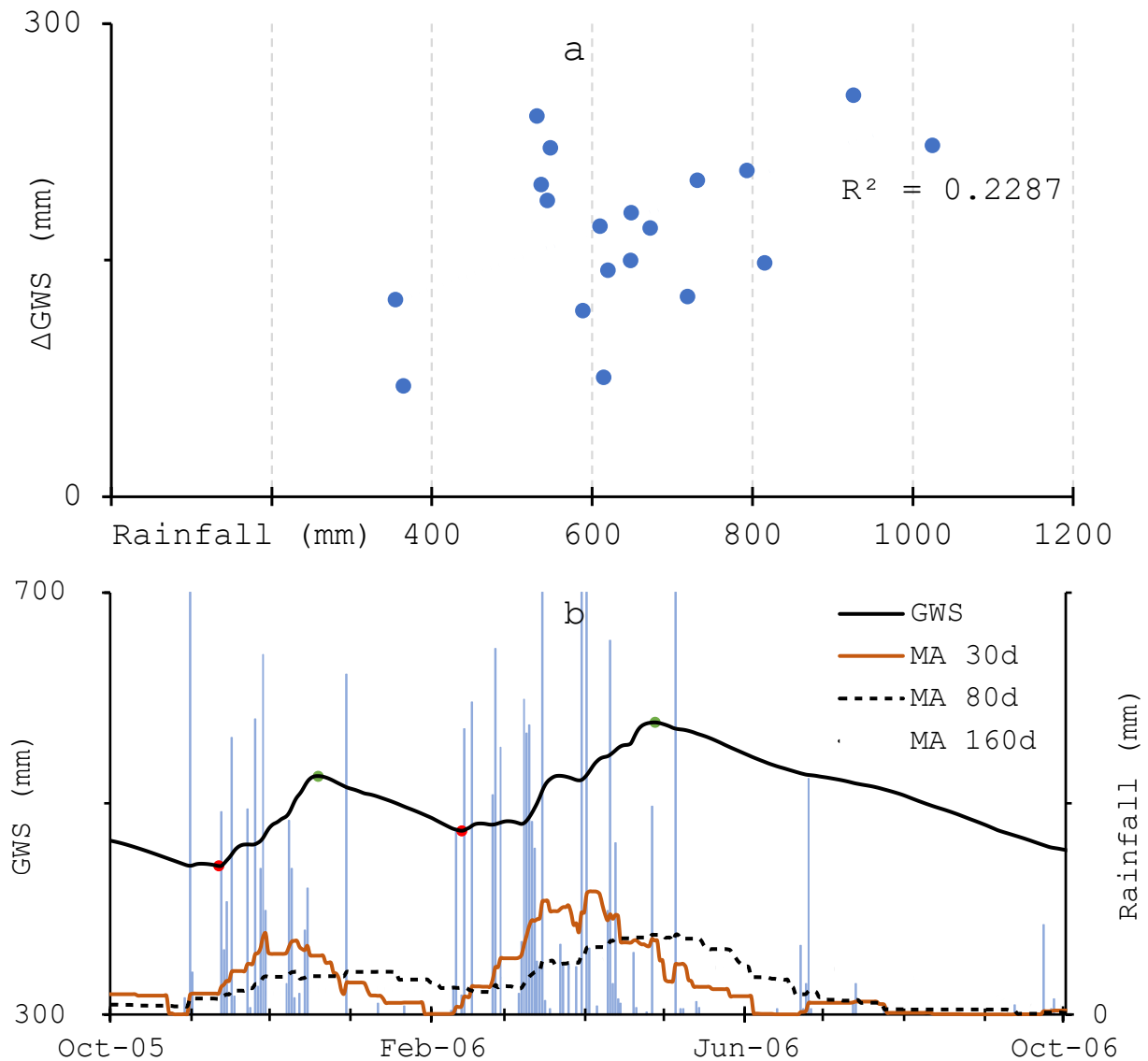


Fig. 7 - a. Relationship between hydrological year total rainfall (Pluviometer LR013, complemented with Station 83339 records) and GRACE estimated recharge. **b.** Examples of GWS variation with respect to daily rainfall (Station 83339) and a set of precipitation moving averages.

1 d	5 d	10 d	30 d	40 d	50 d	80 d	110 d	140 d	150 d	160 d	170 d	180 d	190 d	200 d
0.031	0.096	0.175	0.394	0.465	0.520	0.620	0.676	0.702	0.706	0.708	0.708	0.705	0.700	0.692

Table 1 - Spearman's correlation coefficients (CI = 95%) for GWS and rainfall Moving Average, in days (d) (Station 83339).

4.2. Local groundwater recharge

The aquifer system investigated is represented by three distinct unconfined and interconnected layers: fresh fractured rock; saprolite or weathered rock; and soil. The average water table depth throughout the site is 10.0 m and fluctuation occurs over one or two compartments. In only one well (MW 67) there is oscillation over all three layers. In this manner, six aquifer systems are proposed, with different specific yields (Sy). The geological profiles that illustrate each system are presented in Fig. 8.

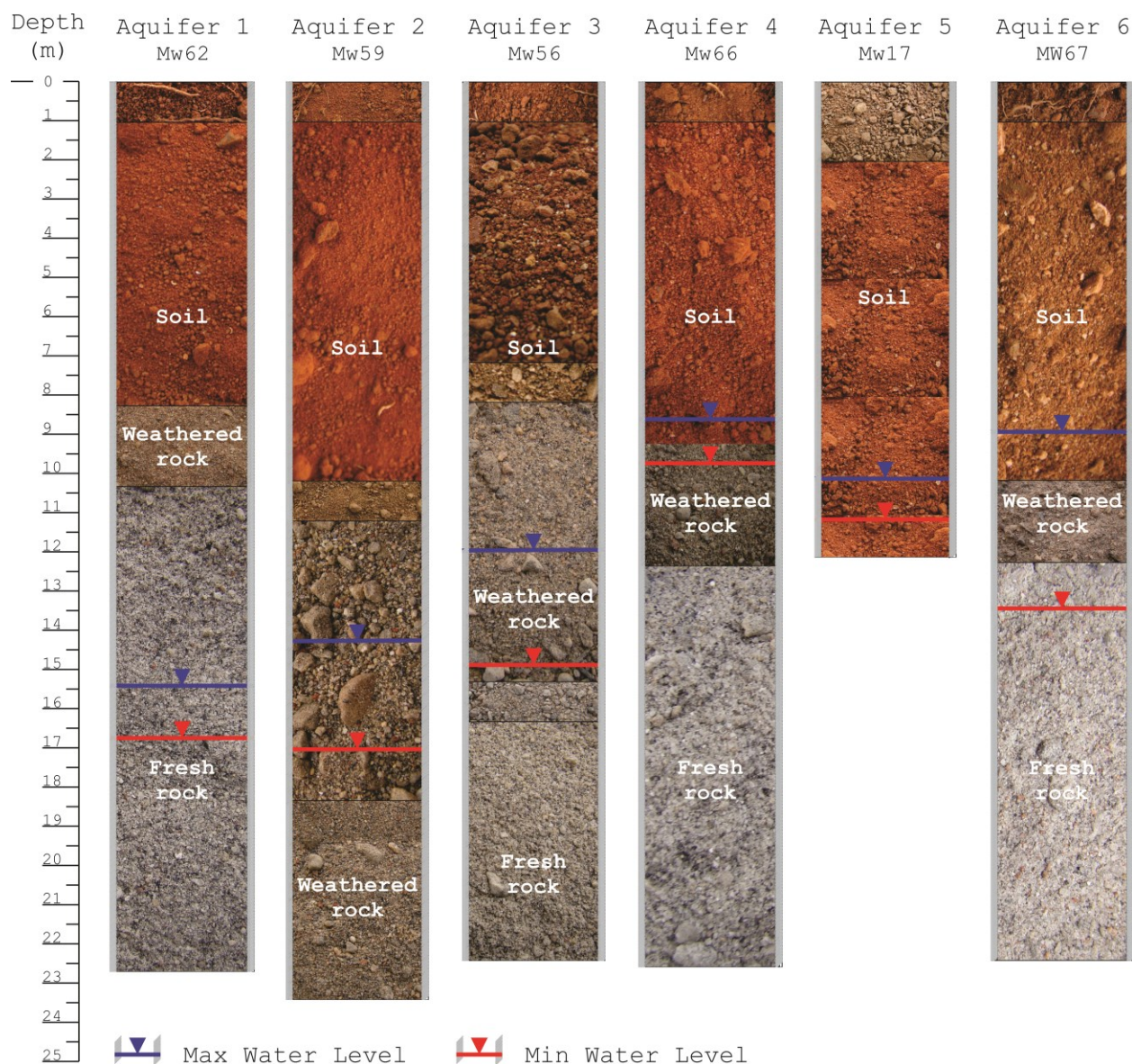


Fig. 8 - Representative geological profiles elaborated based on monitoring well (MW) drill logs. The variability of geological materials observed led to the proposal of 6 distinct aquifer systems and so Sy (%). 1: Fresh rock (1.5%); 2: Weathered rock (5.0%); 3: Fresh/weathered rock (3.25%); 4: Weathered rock/soil (8.5%); 5: Soil (12.0%); 6: Fresh/weathered rock/soil (6.2%). The blue and red lines represent the maximum and minimum water level measured between 2008 and 2024 in each well, respectively. Illustration elaborated based on data made available by INB.

A representative groundwater time series for the main compartments is presented in Fig. 9. Similarly to orbital data, a general decrease is noted until 2020. From then on, the water table has been rising. As presumed to aquifer behavior under semiarid conditions, the trends observed are directly attached to precipitation deviations, which can be described by the Standardized Precipitation Index (Bloomfield and Marchant, 2013). Graphical analysis of the Standardized Precipitation Index - 7 (SPI-7), which corresponds to the local wet season time interval, reveals a critical drought period (negative) from 2011-2020 (Fig. 10), which has been previously discussed by some author as Alvalá *et al.* (2017) and Marengo *et al.* (2017).

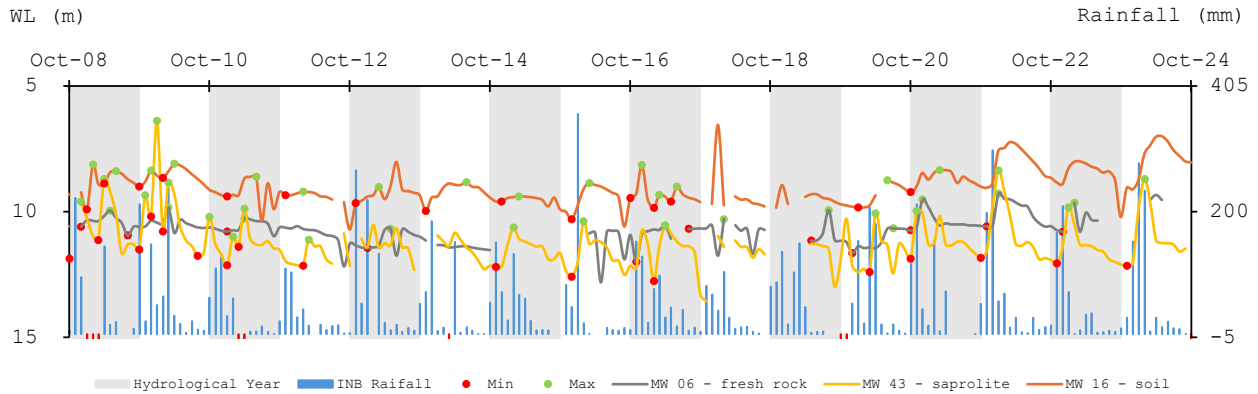


Fig. 9 – Groundwater fluctuation over different aquifer layers. Rainfall data from Pluviometer LR013. In this plot, red bars were placed to distinguish 0 and no data (11 months in total).

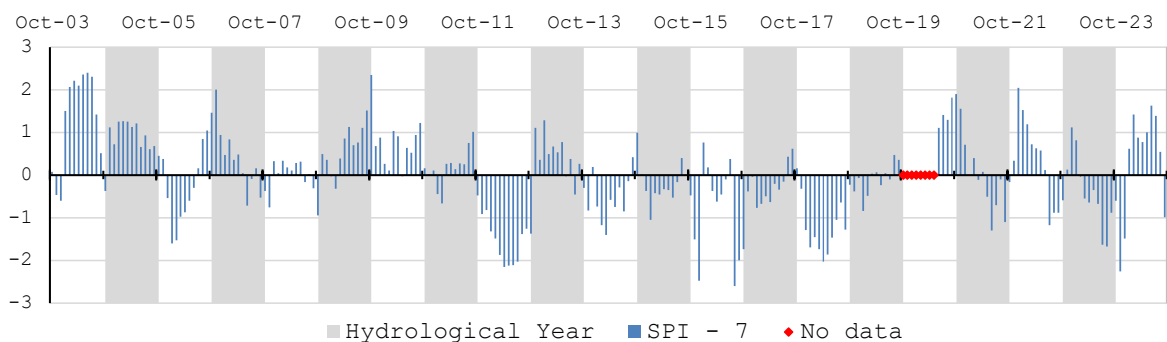


Fig. 10 - Standardized Precipitation Index (SPI) calculated over 7 months based on Pluviometer LR013 (complemented with Station 83339 records).

Following the behavior presumed by satellite groundwater model, more than one recharge peak is registered within a single hydrological year. Multiple events, however, are more frequent in wells installed in weathered rock/soil or soil. As a consequence, these systems displays the greater recharge rates, from 19% to 26% of year rainfall, respectively (Table 2 and Fig. 11).

In fresh rock, recharge is reduced, but constant. As noted in boxplots, the interquartile ranges for these aquifers are the smallest observed, and the average recharge is only 3% of the correspondent rainfall. The similarity of recharge rates estimated based on direct observations and those assessed based on GRACE corroborate previous discussions that, for the study area, the GLDAS model is best applied to describe aquifers hosted in soil layers.

Direct recharge over rock outcrops or thin soil is reduced due to the overland flow that is higher in comparison to places with thicker soil cover. In this case, which seems subordinate in the area due to the stage of petrogenesis, infiltration is possible only when open fractures intercept the surface or reach the base of the soil cover. Part of the pluvial runoff is canalized by the perennial drainage system or may infiltrate in the thicker soil cover in the surroundings, improving the recharge.

Aquifer (<i>Ifi/Sy</i>)	Well	Soil Cover (m)	Average Δh (m)	Average Recharge (mm)
1 - Fresh Rock (1.5%)	2	4.90	1.58	23.72
	6	7.00	0.83	12.38
	62	8.00	0.56	9.05
2 - Weathered Rock (5.0%)	8	7.00	2.05	102.50
	42	11.00	0.82	40.88
	43	5.00	3.10	155.13
	55	11.00	0.85	42.50
	59	11.00	0.95	47.50
	68	6.00	1.30	64.75
3 - Fresh/Weathered Rock (3.25%)	4	7.00	0.88	28.69
	47	3.00	1.65	53.67
	53	6.00	1.32	42.93
	54	7.00	1.10	33.04
	56	8.00	2.60	84.34
4 - Weathered Rock/Soil (8.5%)	26	5.50	2.21	187.77
	31	6.00	2.59	220.38
	32	7.30	1.89	160.54
	33	5.00	3.49	296.95
	34	3.40	0.81	64.76
	46	7.50	1.14	103.01
	61	11.00	1.85	157.29
	64	11.00	1.87	159.29
	66	9.00	1.02	86.87
5 - Soil (12.0%)	15	12.00	1.10	131.40
	16	12.00	1.22	146.26
	17	12.00	0.91	109.78
	18	12.00	1.11	133.07
6 - Fresh/Weathered Rock/Soil (6.2%)	67	10.00	2.99	185.07

Table 2 - Average water table fluctuation (Δh) estimated for each monitoring well (m) and the respective recharge rate (mm).

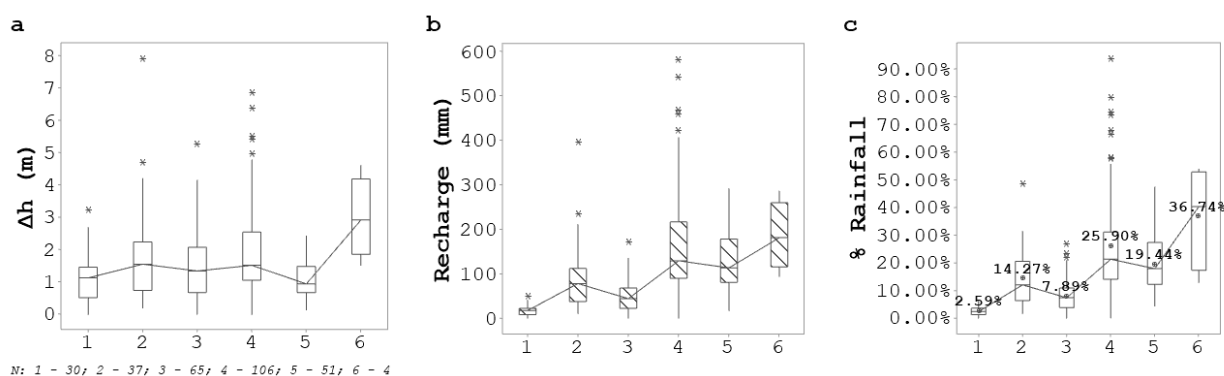


Fig. 11 - Boxplots for the entire time series (28 wells and 16 hydrological years - October to September). N represents the size of each sample **a.** Groundwater amplitude – Δh (m), **b.** Groundwater recharge (mm), and **c.** Groundwater recharge in terms of annual rainfall (%) (calculated in terms of the correspondent hydrological year total precipitation, gauged in Pluviometer LR013 and complemented with Station 83339 records). **1:** Fresh rock; **2:** Weathered rock; **3:** Fresh/weathered rock; **4:** Weathered rock/soil; **5:** Soil; **6:** Fresh/weathered rock/soil.

Effective recharge is generally well correlated to antecedent rainfall (Fig. 12). A regression fit, however, does not explain water table fluctuation in the fractured aquifers (fresh and weathered rock). Unlikely the results obtained for GWS, WL and precipitation MA correlation is low ($r < 0.6$) (Fig. 13a). On average, the best fit is observed at time step 9 (months) (270 days) and no dependence on aquifer type is evident. This could be associated with the inability of monthly records to describe aquifer responsiveness. Also, soil thickness appears to influence groundwater.

Fig. 13b plot demonstrates that the greater the soil cover, the smaller the maximum r value obtained. On the other hand, the longer is the moving average length needed to obtain a better adjustment (Fig. 13c).

Two feasible interpretations of these outcomes are presented. First, thick soil favors recharge rates as rainfall increases. However, aquifers overlain by greater *pedons* might be less responsive to minor but intense precipitation events (de Vries and Simmers, 2002). As the rainwater available to recharge is limited, losses to increase soil moisture (especially after periods of hydric deficit in the longer dry season) and subsequent vegetation evapotranspiration degrade the correlation between recharge and rainfall. Similar soil influence on aquifer recharge under semiarid climate has been observed around the world, such as in Spain (Raposo *et al.*, 2012) and Israel (Letz *et al.*, 2021).

Second, aquifer recharge over porous media is delayed and groundwater position in such portions of the aquifer is best explained by long term precipitation. A closer look at individual recharge events helps to understand local groundwater behavior and is presented in the following topics.

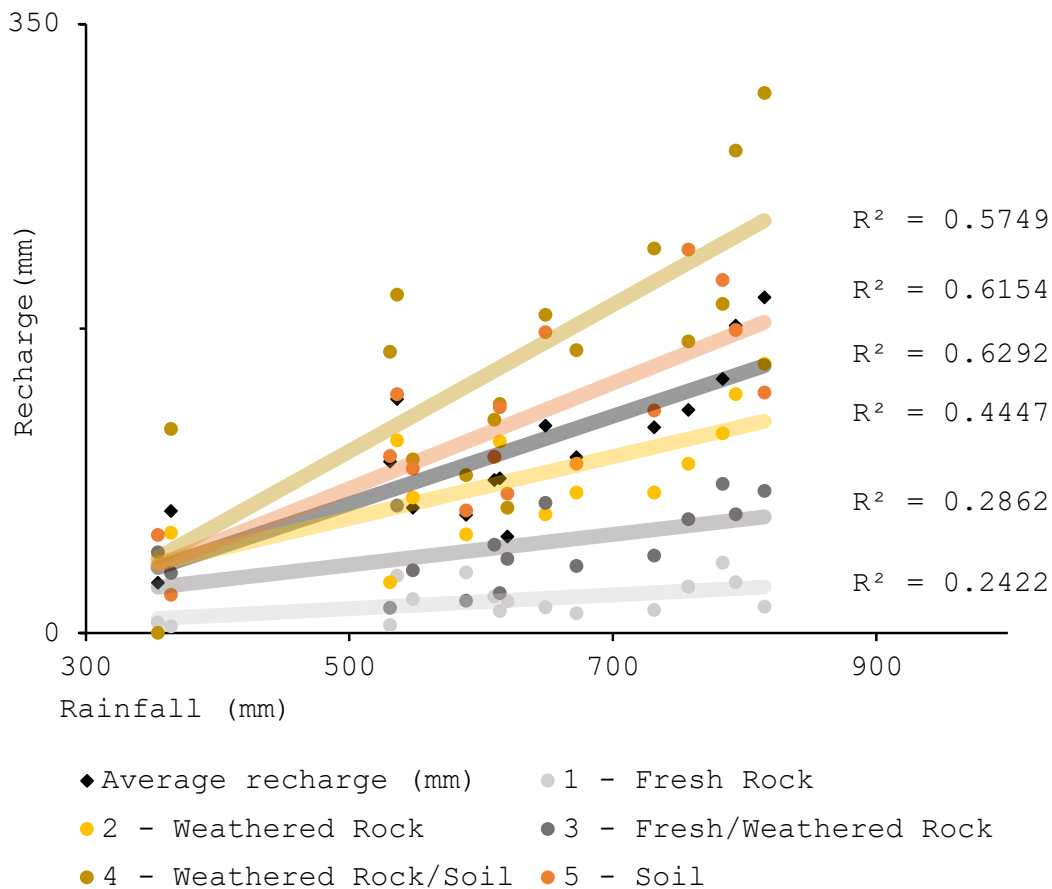


Fig. 12 - Relationship between hydrological year total rainfall (Pluviometer LR013, complemented with Station 83339 records) and effective recharge. Sample size (N) refers to the number of wells considered for each aquifer: 1 = 3; 2 = 6; 3 = 5; 4 = 9; 5 = 4. Please note that aquifer 6 is represented by only one well.

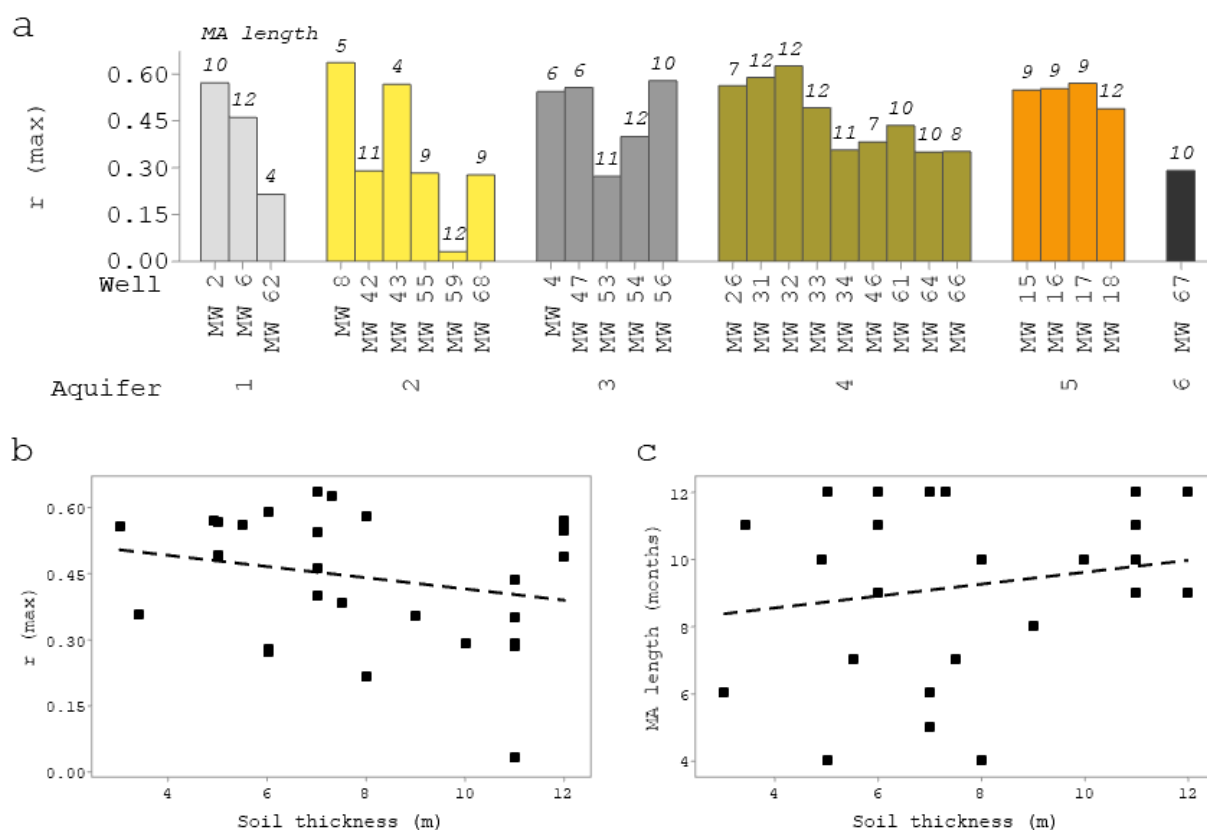


Fig. 13 - a. Maximum Spearman's coefficients (r) obtained for water level versus rainfall moving average length (in months) comparison **b.** Effect of soil thickness on correlation magnitude **c.** soil thickness influence on moving average time step best fit.

4.3. Recharge and soil cover thickness

The individual plot of annual recharge (mm) estimated in each monitoring well is presented in Fig. 14. The increase in recharge rates over time displayed is coherent to the Standardized Precipitation Index - 7 (SPI-7) pattern and GLDAS GWS and MW trend analysis previously discussed.

Rates estimated from 2008 to 2012 systematically dropped from 250 mm to 150 mm. In this scenario, the thicker the soil, the less was each event magnitude. A shift begins around 2013, a year that follows a period of water scarcity. Until 2016, however, a flat relationship between soil and recharge dominated, which means similar recharge, no matter the aquifer type. It should be noted that, unfortunately, groundwater monitoring during 2017 and 2018 is incomplete and may bias the results displayed. Anyway, a consistent increase in recharge can be noted from 2019 onwards. During the last four hydrological cycles, rates varied from a 150 mm baseline to > 200 mm. In this period, the greater recharge rates were calculated in aquifers overlain by thicker soils.

The increase of rain amount after the year 2019 may explain the inversion of the water level decline for the seven previous years, as noted by the correspondence of Standardized Precipitation Index plot and water level curves.

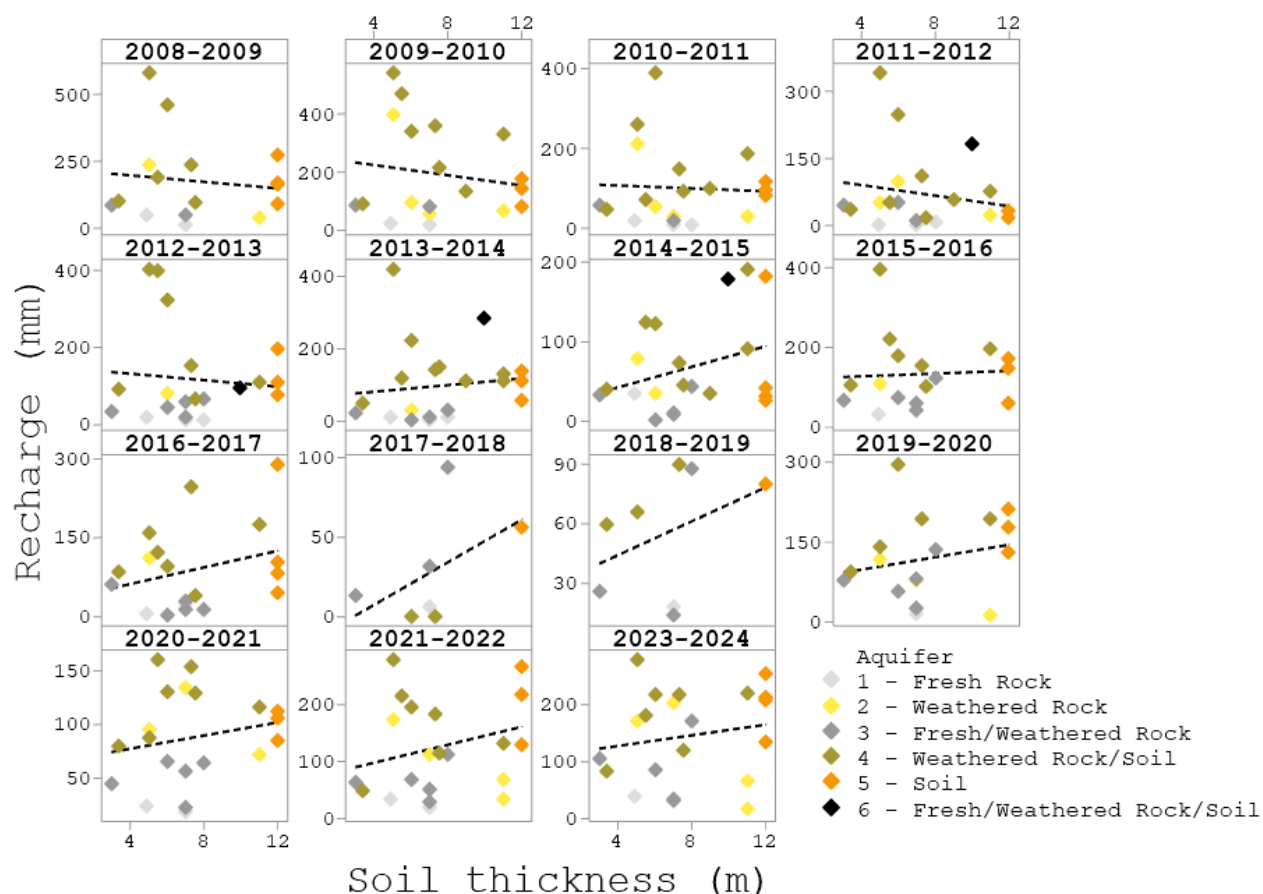


Fig. 14 – Annual effective recharge plot versus soil thickness. A positive relationship between both variables is consistent after 2019, a year that marks the end of a drought cycle.

A frequency plot by each recharge peak corroborates soil covers duality in terms of aquifer recharge. Low magnitudes events are common in areas where soil thickness is inferior to the median (7.4 m) and frequency of greater events is restricted (< 5). The distribution plot is left skewed and approximates to a log-normal distribution (Fig. 15), as previously discussed by Cook *et al.* (1989). In the other hand, a broader range of recharge magnitudes in areas where soil is greater than 7.4 m is more likely to happen, and its frequency plot approximates to a normal distribution. This is justified, as previously noted, because infiltration is better converted into recharge during wetter periods, while in drier years recharge rates are inferior or at least similar in comparison to other pedological settings.

5. Conclusions

In the Caetité region occur shallow fractured aquifers usually overlain by Ferralsols and Acrisols. Cambisols covers are common at relief breaks and rock exposures are rare.

Groundwater is directly associated with accumulated rainfall in terms of level position and aquifer recharge dynamics. Regional phreatic surface trends assessed by GLDAS model are consistent with precipitation daily moving average (MA). The best previsions for aquifer depth were obtained at the MA time step of 160 days, i.e., the interval of local wet season. In the 28

monitoring well consulted, correlation between the available monthly rainfall and water level registers was not satisfactory. However, the Standardized Precipitation Index (SPI-7) is adherent to aquifer depletion and ascension periods.

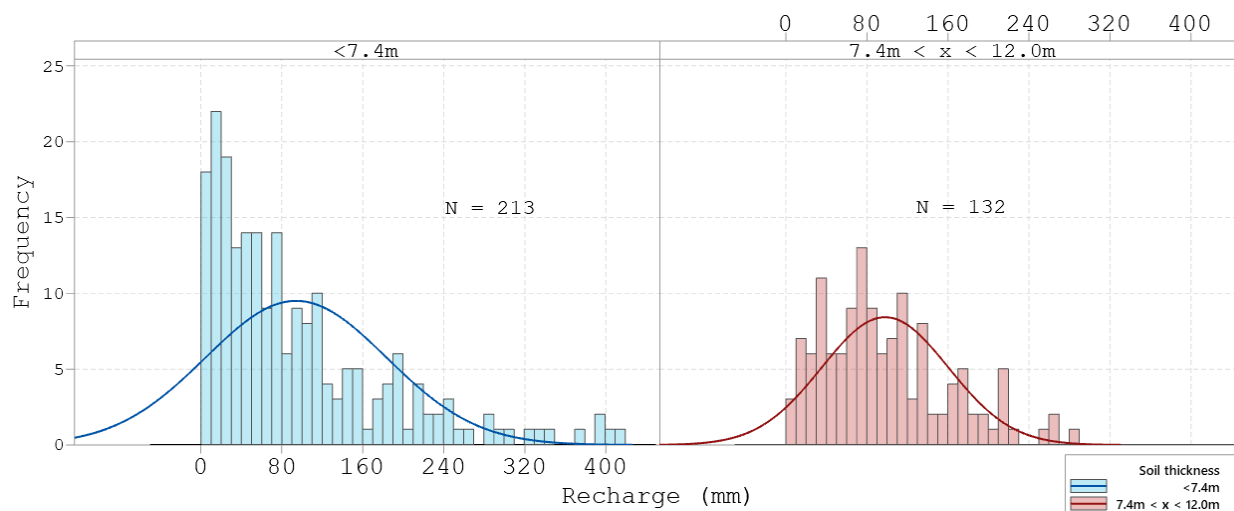


Fig. 15 - Soil thickness and effective recharge frequency distribution.

The comparison of GLDAS and MW time series demonstrated that satellite data best describe water table behavior over porous media. The use of GRACE/GLDAS did not return a robust interpretation of the fractured portions of the aquifer but instead was coherent to soil water table fluctuation. The result is adherent to the usual applicability of the method (regional sedimentary basins) and is coherent with the geomorphological and pedological characteristics of the Caetité-Maniaçu plateau. In this manner, crystalline aquifer evaluation and management still relies on the development and operation of robust monitoring wells network. That said, an increase in monitoring frequency in the study area is recommended, so that aquifer behavior due to precipitation cycles or even individual anomalous rain events could be accurately described.

With respect to recharge, single events are usually well correlated to the sum of antecedent rainfall. It should be noted that annual rates are typically greater in porous media (weathered rock/soils and soils), as a second peak following the January-February pluviometric recession is common and media storage is greater.

A careful analysis based on soil thickness revealed that the presence of pedological covers might significantly affect local recharge dynamics. A two-way behavior could be identified. First, under drought periods recharge of aquifers hosted or overlain by expressive *pedons* is equal or less in comparison to adjacent areas where Leptosols and Cambisols are dominant. Causes include losses due to moist retention and distribution through thick and dry soil profile and evapotranspiration demands (de Vries and Simmers, 2002). During wetter periods, on the other hand, recharge rates stand out. In summary, during periods of water surplus, the thicker the soils,

the greater the recharge. Also, porous media have higher specific yields and so storage capacity (Raposo *et al.*, 2012), which contributes to long-term maintenance of the associated ecosystems.

The research findings are relevant for the understanding of aquifer recharge under semiarid climate and its links to rainfall patterns. In the case study, this understanding is crucial in water resource management since the area is prone to long drought cycles due to the influence of the El Niño and other regional oceanic and atmospheric phenomena (Alvalá *et al.*, 2017; Marengo *et al.*, 2017). Moreover, an interesting reflection concerns soil-forming processes and their role for groundwater. The pedogenesis stage described in the study area presumes that the paleoclimate in this portion of Brazil was probably wetter (Scanlon *et al.* 2006; Gomes and Zanella, 2023). Nowadays, not only rainfall patterns control groundwater position but soil thickness is relevant for the phreatic surface behavior. Therefore, we believe that aquifer characterization should be considered for evaluation of climate changes impacts on groundwater, for any actual condition and climate.

6. Acknowledgements

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001 and supported by the state-owned company Indústrias Nucleares do Brasil (INB).

7. References

- Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2015. Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. *Journal of Hydrology*, 524, 642-661. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.018>
- Alvalá, R. C.; Cunha, A. P. M.; Brito, S. S.; Seluchi, M. E.; Marengo, J. A.; Moraes, O. L.; Carvalho, M. A. 2017. Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 91(suppl 1), e20170209. <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201720170209>
- Araújo, E.D.S.; Machado, C.C.C.; Otaviano, J.; Souza, P. 2019. Considerações sobre as paisagens semiáridas e os enclaves subúmidos do Nordeste seco—uma abordagem sistêmica. *Revista de Geografia (Recife)*, 36(3), 128-146. <https://doi.org/10.51359/2238-6211.2019.240727>
- Barbosa, S.A.; Pulla, S.T.; Williams, G.P.; Jones, N.L.; Mamane, B.; Sanchez, J.L. 2022. Evaluating groundwater storage change and recharge using GRACE data: A case study of aquifers in Niger, West Africa. *Remote Sensing*, 14(7), 1532. <https://doi.org/10.3390/rs14071532>
- Bernardo, S.; Soares, A.A.; Mantovani, E.C. 2006. Manual de Irrigação. Viçosa, Editora UFV. 625 p.
- Bloomfield, J.P.; Marchant, B.P. 2013. Analysis of groundwater drought building on the standardized precipitation index approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12), 4769-4787. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4769-2013>

- Brasil. 2020. Portaria nº 3.896, de 16 de outubro de 2020. Institui a estrutura de governança do Adapta Brasil MCTI - Contribuição da Ciência para Medidas de Adaptação. Available online: <https://sistema.adaptabrasil.mcti.gov.br/> (accessed on November 15, 2024).
- Campos, J.E.G.; Almeida, L. 2012. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 196-207.
- Cook, P.G.; Walker, G.R.; Jolly, I.D. 1989. Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *Journal of hydrology*, 111(1-4), 195-212. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90260-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90260-6)
- Cruz, S.C.P.; Alkmim, F.F.; Leite, C.M.M.; Jordt-Evangelista, H.; 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), 128-146.
- de Vries, J.J.; Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Dubois, E.; Larocque, M.; Gagné, S.; Meyzonnat, G. 2021. Simulation of long-term spatiotemporal variations in regional-scale groundwater recharge: contributions of a water budget approach in cold and humid climates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(12), 6567-6589. <https://doi.org/10.5194/hess-25-6567-2021>.
- Fatichi, S.; Peleg, N.; Mastrotheodoros, T.; Pappas, C.; Manoli, G. 2021. An ecohydrological journey of 4500 years reveals a stable but threatened precipitation–groundwater recharge relation around Jerusalem. *Science Advances*, 7(37), eabe6303. DOI: 10.1126/sciadv.abe6303
- Gibb, J.P.; Barcelona, M.J.; Ritchey, J.D.; LeFaivre, M.H. 1984. *Effective porosity of geologic materials: First annual report*. ISWS Contract Report CR 351.
- Gomes, F.I.B.P.; Zanella, M.E. 2023. Histórico, causas e características da semiaridez do Nordeste do Brasil. *Geografares*, (37). <https://doi.org/10.47456/geo.v3i37.41515>
- Hartmann, A.; Gleeson, T.; Wada, Y.; Wagener, T. 2017. Enhanced groundwater recharge rates and altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(11), 2842-2847. <https://doi.org/10.1073/pnas.1614941114>
- Healy, R.W.; Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Henry, C.M.; Allen, D.M.; Huang, J. 2011. Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data. *Hydrogeology Journal*, 19, 741–755. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0724-3>
- IBGE - Brazilian Institute of Geography and Statistics. 2023. Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA) - pedologia. Mapeamento de Recursos Naturais (MRN). Escala 1:250.000. Nota metodológica. Rio de Janeiro, Ministério do Planejamento e Orçamento. 64p. https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/vetores/escala_250_mil/versao_2023/ (accessed on November 15, 2024).
- Kim, I.; Park, D.; Kyung, D.; Kim, G.; Kim, S.; Lee, J. 2016. Comparative influences of precipitation and river stage on groundwater levels in near-river areas. *Sustainability*, 8(1), 1. <https://doi.org/10.3390/su8010001>
- Letz, O.; Siebner, H.; Avrahamov, N.; Egozi, R.; Eshel, G.; Dahan, O. 2021. The impact of geomorphology on groundwater recharge in a semi-arid mountainous area. *Journal of Hydrology*, 603, 127029. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127029>

- Li, B.; Rodell, M.; Kumar, S.; Beaudoin, H.K.; Getirana, A.; Zaitchik, B.F.; Gonçalves, L.G.; Cossetin, C.; Bhanja, S.; Mukherjee, A.; Tian, S.; Tangdamrongsub, N.; Long, D.; Nanteza, J.; Lee, J.; Policelli, F.; Gonil, I.B.; Daira, D.; Bila, M.; Lannoy, G.; Mocko, D.; Steele-Dunne, S. C.; Save, H.; Bettadpur, S. 2019. Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. *Water Resources Research*, 55(9), 7564-7586. <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>
- Li, B.; Rodell, M.; Peters-Lidard, C.; Erlingis, J.; Kumar, S., Mocko, D. 2021. Groundwater recharge estimated by land surface models: An evaluation in the conterminous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 22(2), 499-522. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0130.1>
- Lopes, D.; Estumano, D.; Macêdo, E.; Quaresma, J. 2021. Uma solução para a equação de Richards em perfis de solos em camadas com a abordagem de domínio único. *Águas Subterrâneas*, 35(2), e30022. <https://doi.org/10.14295/ras.v35i2.30022>
- Marengo, J. A.; Alves, L. M.; Alvalá, R. C.; Cunha, A. P.; Brito, S.; Moraes, O. L. 2017. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 90(2 suppl 1), 1973-1985. <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201720170206>
- Nazarieh, F.; Ansari, H.; Ziaei, A.N.; Izady, A.; Davari, K.; Brunner, P. 2018. Spatial and temporal dynamics of deep percolation lag time and recharge in an irrigated semi-arid region. *Hydrogeology journal* 26(7), 2507-2520. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1789-z>
- Nimmo, J.R.; Horowitz, C.; Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2), 282-292. <https://doi.org/10.1111/gwat.12177>
- Ramjeawon, M.; Demlie, M.; Toucher, M. 2022. Analyses of groundwater storage change using GRACE satellite data in the Usutu-Mhlathuze drainage region, north-eastern South Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 42, 101118. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101118>
- Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J. (2012). Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6), 1667-1683. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1667-2012>
- Rodell, M.; Houser, P.R.; Jambor, U.; Gottschalck, J.; Mitchell, K.; Meng, C.-J.; Arsenault, K.; Cosgrove, B.; Radakovich, J.; Bosilovich, M.; Entin, J. K.; Walker, J. P.; Lohmann, D.; Toll, D. 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological society*, 85(3), 381-394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- 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. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Smail, R. A.; Pruitt, A. H.; Mitchell, P. D.; Colquhoun, J. B. 2019. Cumulative deviation from moving mean precipitation as a proxy for groundwater level variation in Wisconsin. *Journal of Hydrology X*, 5, 100045. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100045>
- Soares Neto, G. B.; Martins, E. S. 2019. Método Semiautomático de Delimitação das Unidades Básicas de Relevô. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20(2). <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1403>
- Strassberg, G.; Scanlon, B.R.; Chambers, D. 2009. Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite: Case study of the High Plains aquifer, central United States. *Water Resources Research*, 45(5). <https://doi.org/10.1029/2008WR006892>

- SUDENE - Superintendency for the Development of the Northeast. 2024. Resolução CONDEL/SUDENE nº 176, de 3 de janeiro de 2024. Aprova Relatório Conclusivo elaborado pela Equipe Técnica do Comitê Provisório do Conselho Deliberativo da SUDENE (CONDEL/SUDENE), instituído pela Resolução CONDEL/SUDENE nº 155, de 29 de abril de 2022, sobre as irrisignações apresentadas por Entes federativos subnacionais contra a exclusão de municípios do Semiárido brasileiro e dá outras providências.
- Turkeltaub, T.; Bel, G. 2024. Changes in mean evapotranspiration dominate groundwater recharge in semiarid regions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 28(18), 4263-4274. <https://doi.org/10.5194/hess-28-4263-2024>
- Silva, P.S. 2016. Avaliação de viabilidade de aplicação de técnicas de recarga artificial em aquíferos salinizados, fraturados, Petrolina - PE. Master's Thesis, University of Brasilia, 121p.
- Walczuk, A.; Campos, J. E. G.; Azevedo, J. H. 2019. Recarga de Aquíferos em Região de Clima Semiárido: uma Análise Acoplada entre Variabilidade Pluviométrica e Características Pedológicas. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42(3). https://doi.org/10.11137/2019_3_536_557
- Wood, W.W.; Sanford, W.E. 1995. Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Ground Water*, 33(3), 458-468. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00302.x>
- Wu, Q.; Si, B.; He, H.; Wu, P. 2019. Determining regional-scale groundwater recharge with GRACE and GLDAS. *Remote Sensing*, 11, 154. <https://doi.org/10.3390/rs11020154>.
- Xia, Y.; Mocko, D.; Huang, M.; Li, B.; Rodell, M.; Mitchell, K. E.; Cai, X.; Ek, M. B. 2017. Comparison and assessment of three advanced land surface models in simulating terrestrial water storage components over the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 625-649. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0112.1>

5.4. ARTIGO 4: RECARGA DE AQUÍFEROS EM ALTAMIRA

Aquifer recharge under Amazonian rainforest weather: analysis based on GLDAS-2 model and groundwater monitoring data

André Walczuk ^{a *}, walczuk.andre@gmail.com, José Eloi Guimarães Campos ^b, eloi@unb.br, Joyce Pinheiro de Oliveira Fiori ^c, fiori juicy@gmail.com

^a University of Brasília, Institute of Geosciences, Graduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics

^b University of Brasília, Institute of Geosciences, Brasília-DF, Brazil

^c Ambiental Tecnologia Consultoria e Monitoramentos

*Corresponding author

Abstract

The Amazon Biome accounts for around 80% of the daily river discharge measured across the entire Brazilian territory. Despite the magnitude of the surface hydric systems, many studies have addressed the relevance of aquifers for the water cycle as they serve as sources for vegetation evapotranspiration and, thus, atmospheric circulation and rainfall pattern maintenance. In the present research we investigate shallow aquifer behavior at Altamira region, Pará State, north Brazil. The database compiled consists of Groundwater Storage - GWS time series estimated by NASA's GLDAS/GRACE model and water level measurements collected every three months in 19 monitoring wells. The results obtained demonstrate a fair correlation of water table fluctuation and a 5-month time step precipitation moving average ($r = 0.83$ for both dataset). The ideal correlation length coincides with local dry season and suggests that aquifers are sensible to negative precipitation deviations. The water level fluctuation pattern and the absence of higher recharge rates as a consequence of rainier years suggests that local aquifers operate at a maximum capacity. This could be related to aquifer geometry and to the establishment of a recharge-discharge equilibrium. The hypothesis is coherent to the low recharge rates estimated by the Water Table Fluctuation - WTF method. For satellite data, 352 mm/year recharge was found, and for monitoring wells 165 mm/year. These numbers correspond to only 17% and 8% of correspondent rainfall. The former might be overestimated due to root zone simplification assumed by GLDAS model and the latter might be refined based on higher resolution data.

Keywords: Tropical rainforest, Altamira, GLDAS-2, monitoring well, recharge, humid climate.

1. Introduction

Brazil stands out for its abundant surface water. According to ANA (2023), an average of 255 thousand cubic meters flows across the territory every second. Nearly 80% of this volume can be found within the Amazon River Basin, north Brazil.

The Amazon rainforest itself has a great impact on water budget and climate. Fassoni-Andrade *et al.* (2021) estimate that 50% of local precipitation is annually recycled by evapotranspiration, which means rates around 700–1,500 mm (Sousa *et al.*, 2009; Cavalcante *et al.*, 2020). An important phenomenon observed is the maintenance of high evapotranspiration

throughout the whole year. The continuity of land-surface fluxes even during the dry season is determinant for the maintenance of tropical rainforest precipitation pattern (Marengo, 2006; Fassoni-Andrade *et al.*, 2021; Uuh-Sonda *et al.*, 2022). No vegetation stress is noted, which presumes adequate water supply that may be addressed to groundwater.

Aquifers in the region can be classified as shallow unconfined and deep confined, however, at the surface there is always a layer of sandstone or more commonly, clay soil (Belterra Clays), related to unconfined intergranular reservoir (Azevedo and Campos, 2021). These phreatic aquifers are most important to the forest water support.

Fan and Miguez-Macho (2010) have discussed the potential contribution of groundwater to Amazon evapotranspiration. An important finding indicated by the authors is the occurrence of shallow (0-2 m) water level across 20-40% of the Biome (Miguez-Macho and Fan, 2012b). Deeper groundwater up to 15 to 18 m might also be reached by the root system of large trees, as pointed out by Nepstad *et al.* (1994) and Azevedo and Campos (2021).

Although aquifer supply is a crucial component for tropical forests' water cycle, its recharge-discharge dynamics is still poorly understood. Biomass accumulation is addressed as a cause for aquifer recharge reduction. Dense canopy intercept rainfall and high evapotranspiration consumes soil water storage, which potentially delays vertical infiltration (Krishnaswamy *et al.*, 2013; Ouyang *et al.*, 2019). A side effect would be stream baseflow decrease, although forests might guarantee discharge continuity during the dry season and the maintenance of ecosystem services (Krishnaswamy *et al.*, 2013). On the other hand, deep root zones increase soil macroporosity by bioturbation activity, which favors aquifer recharge (Azevedo and Campos, 2021). On behalf of water level position, near-surface saturated levels and high capillarity fringe rise result in small specific yield (Sy) values (Lv. *et al.*, 2021), which means small storage coefficients for unconfined aquifers and amplifies water level response to small amount of precipitation.

In this research we evaluate groundwater fluctuation in the city of Altamira, Pará, northern Amazon. Consistent in situ monitoring data is usually restricted in this portion of Brazil, as population occupancy is low. In the area, however, exploitation of hydroelectric power potential stimulated the implementation of environmental monitoring programs and extensive geological and pedological mapping. The primary tools used for aquifer assessment were public cartographic products, groundwater monitoring time series, and total rainfall and fluvimetric level records. Local groundwater fluctuation was confronted against regional patterns based on GLDAS-2/GRACE satellite data.

2. Site description

The city of Altamira has grown on the margin of the Xingu River, the fourth largest basin of Brazil's Amazon tropical rainforest (Fig.). Its expansion is associated with the construction of Belo Monte Hydroelectric Power Plant, from 2010 to 2019.

Local geomorphology and river channel flow is controlled by a complex fracture system imposed to Archean granitoids. Downstream the study area prevail sedimentary substrates associated to the Amazon River floodplain. Elevation at this transition goes from around 90 m to 5-20 m (Sawakuchi *et al*, 2015).

Soil covers developed over basement rocks constitute shallow phreatic aquifers. In the urban perimeter of Altamira occur Cambisols and Fluvisols. The former are little exploited due to the difficulty of manual excavation. In the other hand, the latter display a moderate hydrological potential, but the intrinsic heterogeneity and susceptibility to floods might unviable their use as a water source.

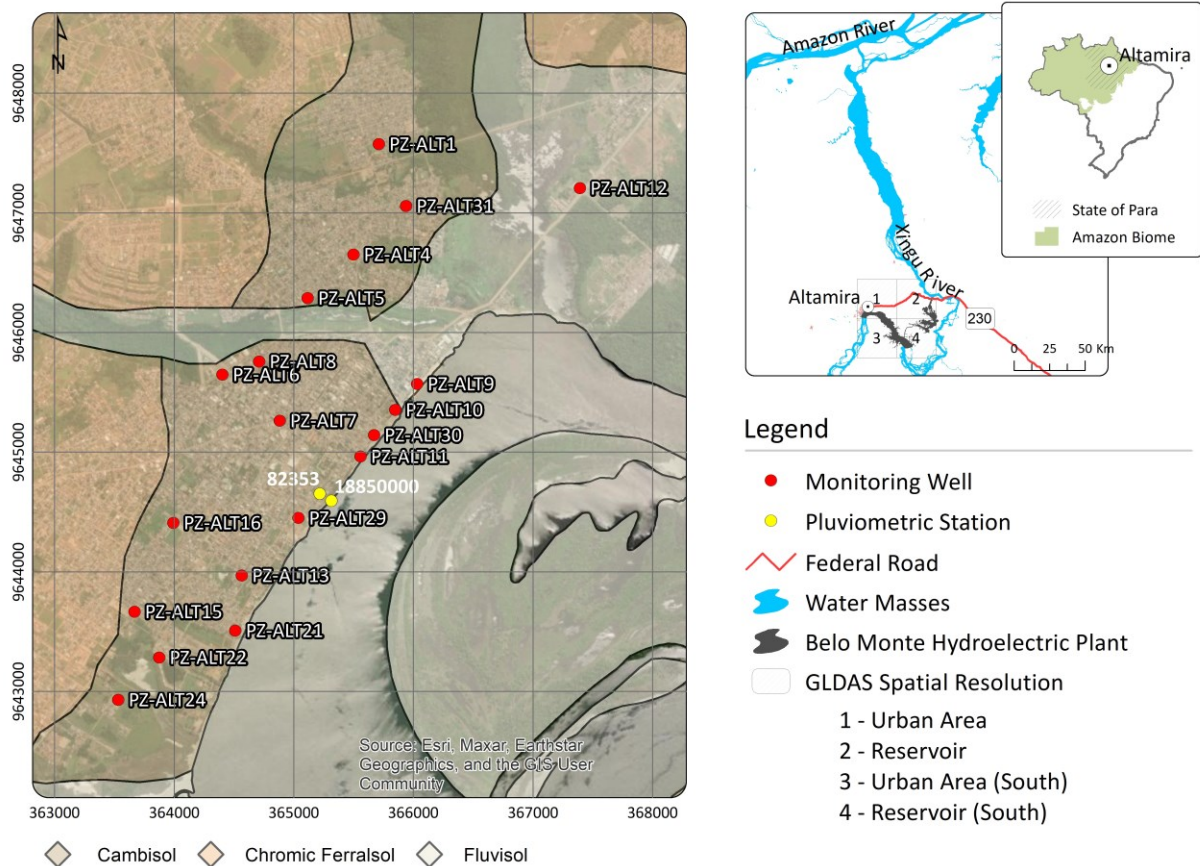


Fig. 1 - Site location and existing groundwater monitoring network.

2.1. Database

The monitoring time series considered in the present research were derived from GLDAS-2 Gravity Recovery and Climate Experiment - GRACE Groundwater Storage product and systematic in situ water level measurements. Precipitation refers to hourly records gauged at INMET 82353 station.

Groundwater storage (GWS) consists of daily gridded estimations of water column below the root zone and above the bedrock, computed by the Catchment Land Surface Model and expressed in mm (Xia *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2021). According to the model documentation, the estimated values already disregard root zone (RZ) soil moisture (Eq. 1), which is assumed to be distributed over a uniform 100 cm thick layer.

$$\text{Eq. 1} \quad GWS = \text{Terrestrial Water Storage} - \text{Root Zone Soil Moisture} - \text{Snow Water Equivalent} - \text{Canopy Interception}$$

Spatial resolution is approximately 770 km² and data assimilation considers geophysical parameters acquired from February 1, 2003, onwards. The tabulated information is available at NASA's Giovanni 4.40 application. For the Altamira region, 4 pixels that cover the urban areas (UA) and the main reservoir (RV) were selected.

Water level values are part of Norte Energia consortium monitoring program, operated as a requirement for environmental licensing. The selected dataset consists of manual readings collected every three months and made available upon request by the Brazilian Institute of Environment and Renewable Natural Resources IBAMA to the Norte Energia Consortium. The network is composed of 19 monitoring wells and the reading period extends from October 2012 through July 2024.

2.2. Rainfall regime

Annual precipitation over the Amazon Biome ranges from 1,400 mm to 3,000 mm. Rainfall is distributed throughout the whole year, but a wetter season can be defined between December and May (Sousa *et al.*, 2009; Cavalcante *et al.*, 2020) (Fig. 2). As a characteristic of humid climates, evapotranspiration ratios are high throughout the year, with a significant increase during the winter season (June-September). In Altamira, mean annual rainfall is 2,100 mm (1991-2020) and potential evapotranspiration varies from 145 mm to 200 mm/month. Temperatures are high in all months of the year with an average between 24° and 26°C (Williams and Satori, 2004). The average relative humidity of the air in the region is 88% during the rainy season and 77% during the dry season.

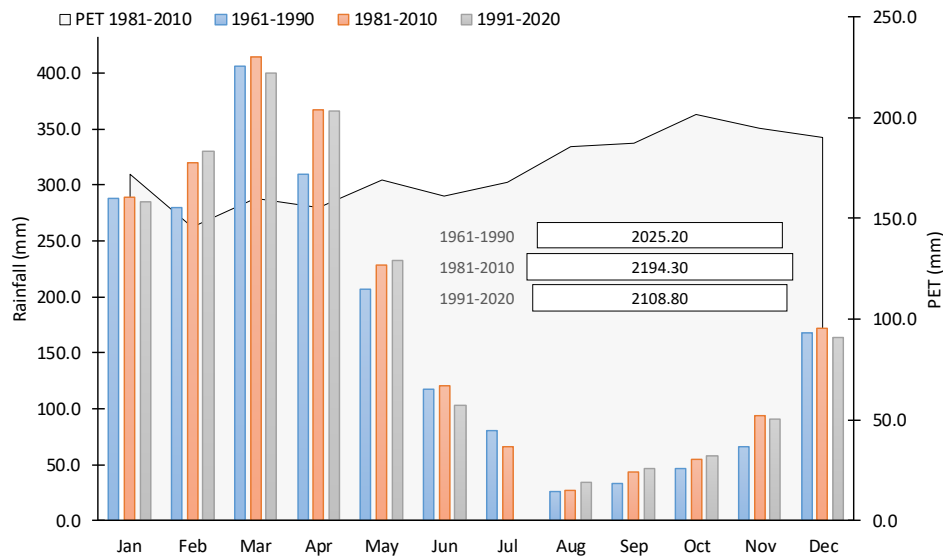


Fig. 2 - Brazilian Meteorological Institute Station Number 82353 precipitation and potential evapotranspiration normals. Hydrological year: December-November.

3. Methods

Aquifer Recharge amounts estimations consider the Water Table Fluctuation (WTF) approach proposed by Healy and Cook (2002) (Eq. 2)

$$\text{Eq. 2} \quad R = \Delta h / \Delta t \times S_y$$

The formula was applied for both satellite and in situ groundwater time series. Hydraulic head changes (Δh) were calculated for each hydrological cycle (December – November) (Δt). Calculations do not consider a recession curve fit and might be considered conservative. Values of specific yield (S_y) were inferred according to pedological characteristics of each well site: 5% for cambisols; and 20% for sandy loam fluvisols. Once the GLDAS data already take into account the aquifer properties, the $\Delta h / \Delta t$ values are considered equals to R .

Annual recharge was evaluated in terms of total antecedent precipitation. Complementary, water level position was compared to different rainfall moving averages (Kim *et al.*, 2016). For GLDAS model, daily (d) registers were considered and so were the time steps adopted (10 d, 20 d, 30 d, ..., 360 d). Monitoring well data, in turn, is compatible with monthly (m) accumulated rainfall. The selected lengths to average rainfall were 1 m, 2 m, 3 m, ..., 12 m.

4. Results and discussion

4.1 GLDAS-2 Groundwater Storage

Groundwater storage variation at the four pixels analyzed is similar over time (Fig. 3a). From 2003 to 2024 only minimum values oscillated, whereas interannual maximums stayed nearly constant. An exception is noted at the 2015-2016 transition. This hydrological year marks a

historical low point for groundwater storage and the end of two consecutive periods of rainfall below the average (2,175 mm). Storage recovery and regular wet seasons are observed in subsequent years. Statically, groundwater storage mean position is well predicted by 160 days precipitation moving average ($r = 0.836$) (Fig. 4). The time step coincides with dry season duration and evidences that land and surface systems are intimately connected.

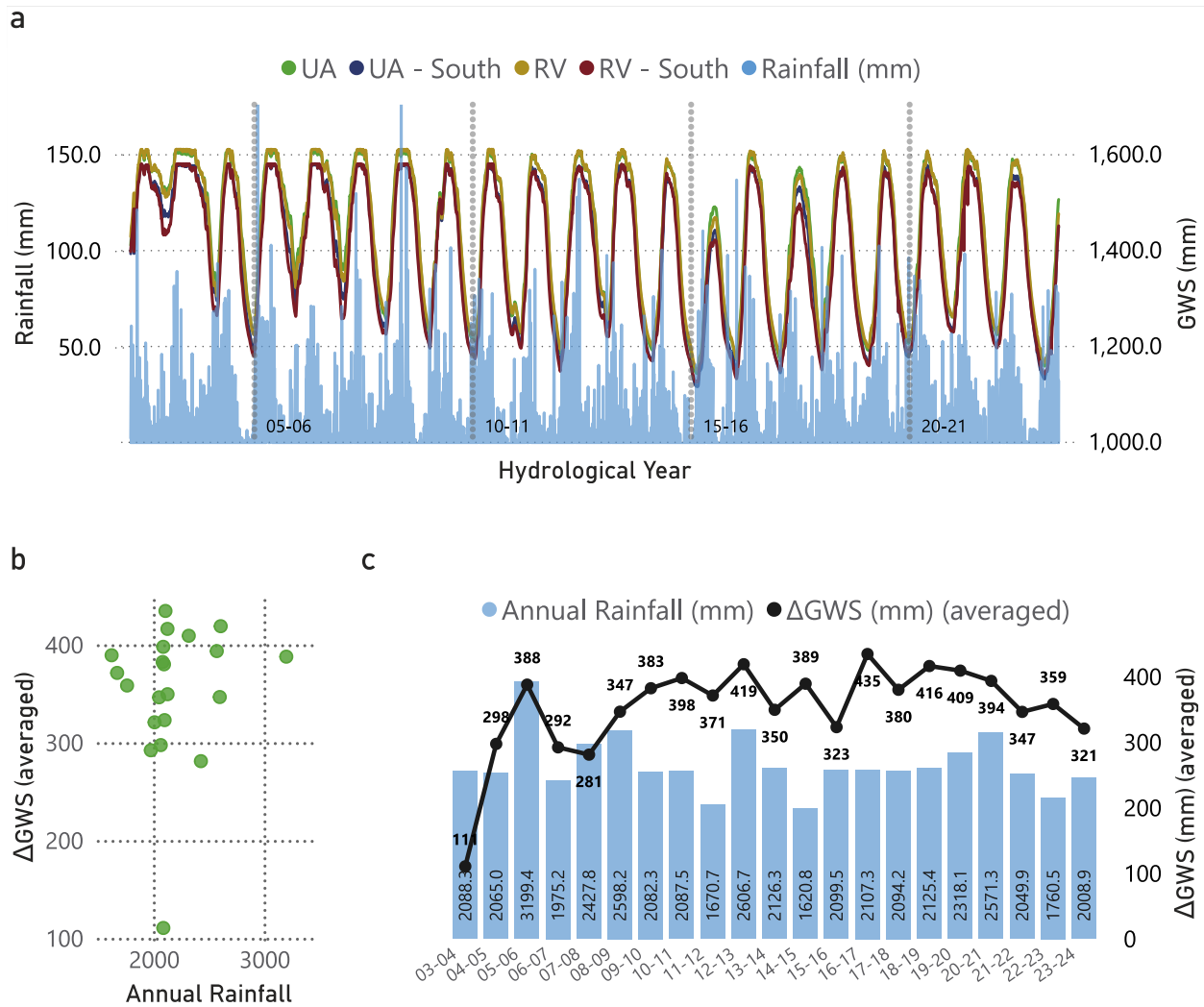


Fig. 3 - a. Groundwater storage - GWS time series estimated at Altamira urban area (UA) and Belo Monte reservoir (RV) **b.** Average ΔGWS compared to respective year rainfall **c.** Average ΔGWS variation over time.

Average aquifer recharge estimated based on the RISE methodology (Healy and Cook, 2002; Nimmo *et al.*, 2015) is 352 mm/year, which corresponds to 17% of total precipitation. The limitation of the top of the aquifer by the end of wet season (April - May) suggests that groundwater fluctuation is physically constrained to aquifer geometry and its storage capacity (Loáiciga, 2008). Since rainfall is somewhat constant, the magnitude of recharge rates does not directly correlate to accumulated precipitation (Fig. 3b and Fig. 3c), but relies on antecedent hydraulic head (Smail *et al.*, 2019). When dry season water level are high, recharge rates will be

low, and vice-versa. Negative anomalous values may occur only if a significant deviation in rainfall occurs.

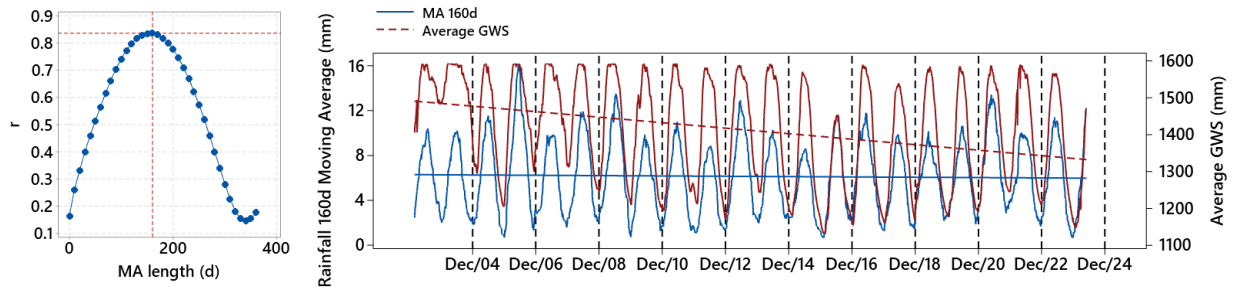


Fig. 4 - Spearman's correlation coefficient r obtained for mean GWS (4 pixels time series average) and different rainfall moving averages lengths.

Another feasible explanation for this behavior could be a model misinterpretation of soil moisture as groundwater. As previously described, the Catchment Land Surface Model assumes the soil root zone is uniform and only 1 m thick. Since tropical rainforests trees usually reach soil layers at 8 to 18 m deep (Nepstad *et al.*, 1994), groundwater storage estimations might be influenced by moisture presented below this ideal layer and, therefore, overestimate the position of the saturated zone.

4.2 *In situ* Water Level Measurements

The Altamira phreatic aquifers investigated in the present study are represented by cambisols and fluvisols. Water level is shallow and unconfined. Vadose zone is typically 5 m thick but locally can reach up to 15 m.

Groundwater monitoring series reveals a relatively steady water level. As predicted by satellite data, the recession period coincides with the end of the dry season (November) and hydraulic head is maximum around April or May, when pluviometric indices reduce. Groundwater oscillation is well correlated to precipitation moving average. The best fit occurs at time step 4 and 5 (months) (Table 1). *In situ* water level position and correlation to precipitation time series corroborate the pattern described by GLDAS GWS.

Well	1	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Max r	0.831	0.862	0.900	0.825	0.877	0.834	0.752	0.833	0.824	0.853
Time Step (m)	4	5	4	4	5	4	4	4	4	5
Well	13	15	16	21	22	24	29	30	31	
Max r	0.773	0.795	0.855	0.788	0.808	0.828	0.825	0.843	0.856	
Time Step (m)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	

Table 1 - Maximum Spearman's correlation coefficient (r) between WL and monthly precipitation MA.

A shift in local baseline can be observed from 2016-2017 (Fig. 5a and Fig. 5b). This change might be correlated to Belo Monte reservoir fill up, which took place from December 2015 to February 2016 and is corroborated by fluviometric level elevation at 18850000 gauge (Fig. 5c). Both maximum and minimum usual groundwater stages were impacted, but a greater influence is observed in the latter and on instruments drilled near the Xingu River shore.

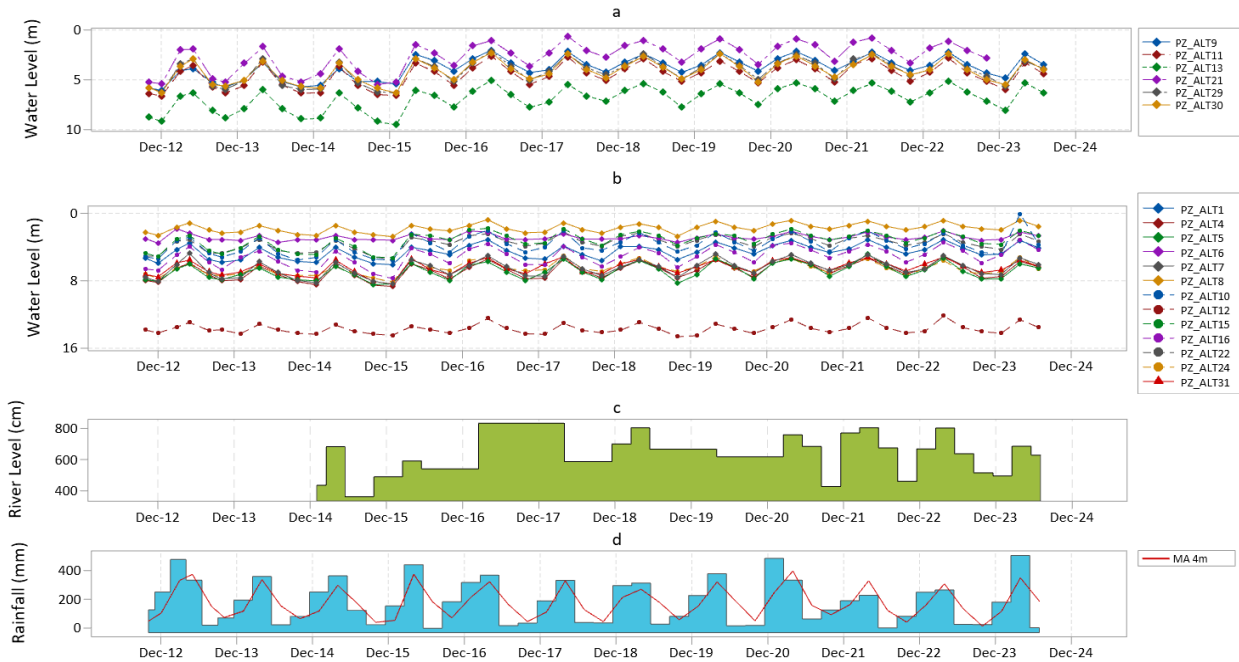


Fig. 5 - *In situ* monitoring water levels at **a.** wells near Xingu River shore and **b.** inland instruments. **c.** historical Xingu River level at 18850000 fluviometric gauge **d.** monthly rainfall at 82353 conventional station and 4 month moving average.

A side effect of river and phreatic surface elevation is interannual water table amplitude reduction. While maximum levels display a slightly pattern change, the increment of the local baseline resulted on a significant change in observed recession levels and so on the calculated water level amplitude (Fig. 6).

The maintenance of maximum hydraulic heads is compatible with GLDAS model, which suggested a storage capacity maximum for the local aquifers. A plausible explanation is that aquifer geometry remained unchanged. The slight increment in maximum levels, however, might have led to the expansion of the capillarity fringe zone. Soil moisture increment at the unsaturated zone reduces S_y , which means less storage available and increases groundwater responsiveness to rainfall (Lv. *et al.*, 2021).

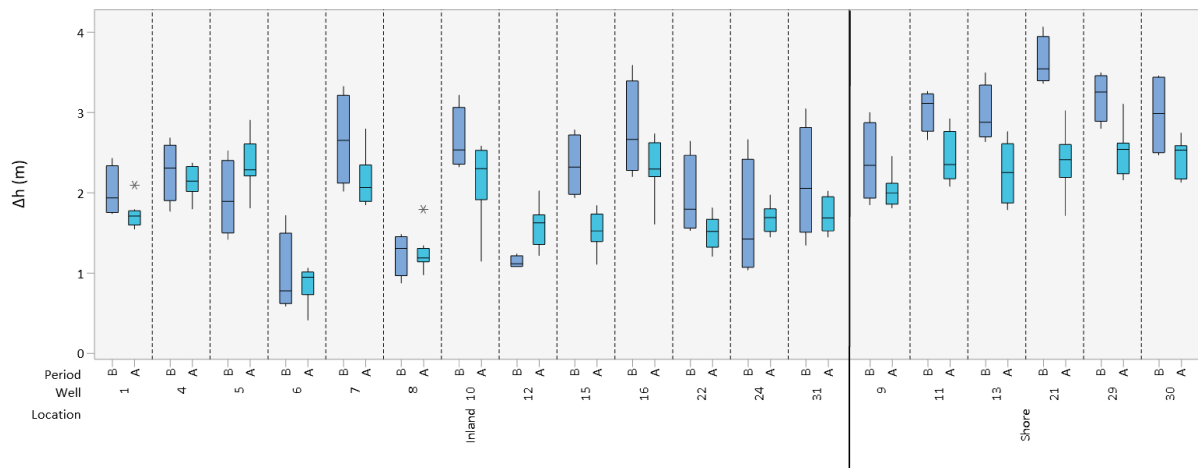


Fig. 6 - Water level amplitude (Δ) observed before (B) and after (A) Belo Monte reservoir fill up.

On average, the difference between minimum and maximum levels is 2 m. The calculated recharge is 165 mm/year or 8% of precipitation (Table 2). A plot of annual recharge by monitoring point demonstrates that recharge amount is poorly correlated to the increase of accumulated rainfall (Fig. 7). As indicated by regional orbital data and inferred from in situ hydraulic head, local precipitation regime is sufficient for aquifer renewal on an interannual scale. The hydric excess that is usually observed might either constitute surface runoff or infiltrate but continuously discharge as baseflow. In this situation, the water table fluctuation method computes no recharge (Healy and Cook, 2002).

Location	Aquifer (Sy)	Well	Average Δh (m)	Average Recharge (mm)	Average Recharge (%)
Inland	Fluvisol (20%)	5	2.22	177.30	8.35
		12	1.44	115.30	5.43
	Cambisol (8%)	1	1.82	145.70	6.86
		4	2.19	174.83	8.23
		6	0.91	72.43	3.41
		7	2.32	185.87	8.75
		8	1.25	99.83	4.70
		10	2.32	185.97	8.76
		15	1.80	143.90	6.77
		16	2.46	197.00	9.27
		22	1.65	131.93	6.21
		24	1.67	133.80	6.30
		31	1.85	148.13	6.97
Shore	Fluvisol (20%)	9	2.14	171.57	8.08
	Cambisol (8%)	11	2.65	211.73	9.97
		13	2.49	199.03	9.37
		21	2.61	208.93	9.84
		29	2.75	219.60	10.34
		30	2.61	209.07	9.84
Average			2.06	164.84	7.76

Table 2 - Average annual water table fluctuation (Δh) and correspondent recharge rate as a proportion of the rain

amount (average 2012-2024 rainfall: 2,124.08 mm).

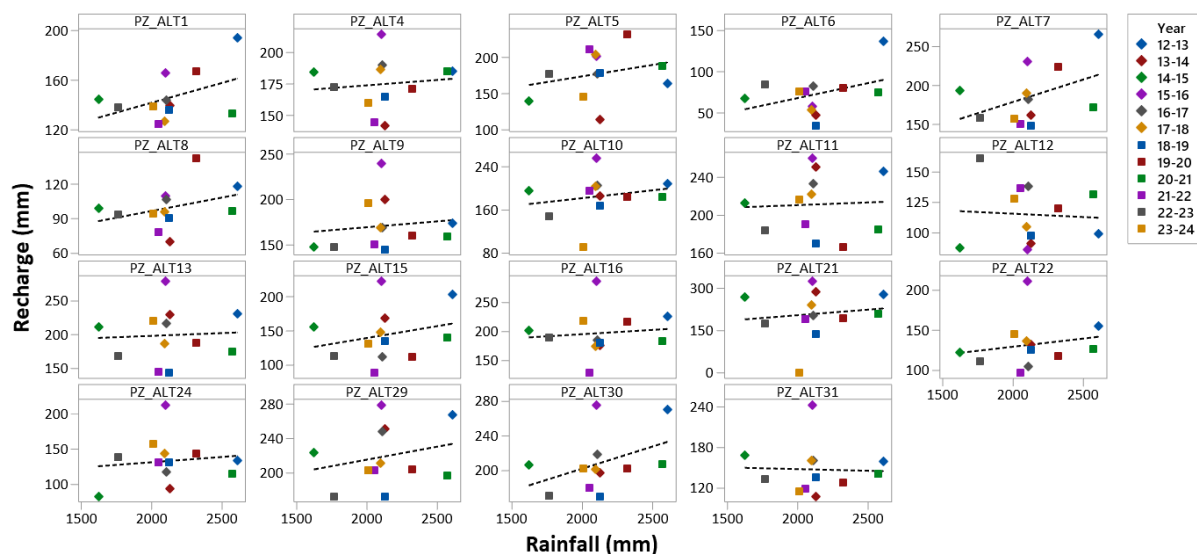


Fig. 7 - Annual aquifer recharge versus rainfall amount calculated at each monitoring well.

5. Conclusions

Groundwater is indicated as a key component for the amazonian hydric cycle. Forest evapotranspiration during the dry season is driven by aquifer storage supply and sustain atmospheric circulation and rainfall generation.

In the present research we have evaluated shallow porous aquifers of Altamira, state of Pará, Brazil. Water table behavior is determined by precipitation moving average (MA). Level position shows high correlation to a 5-month MA time step, which corresponds to the local dry season period length. This result suggests that groundwater in humid areas is highly affected by the absence of rainfall rather than to hydric surplus. The argument is corroborated by the lack of correlation between rainfall amount and recharge rates, as local aquifers appear to be subject to a capacity limit. This phenomenon could be associated with geometry, size, and the establishment of a continuous recharge-discharge process.

The interannual behavior described in the present research is the opposite expected for semiarid areas, where both aquifer position and recharge magnitude are determined by the wet season (Walczuk *et al.*, 2025).

Recharge rates obtained based on GRACE satellite parameters and direct measurements are 352 mm/year (17% of rainwater amount) and 165 mm/year (8%), respectively. Regional groundwater storage variation seems to be overestimated. We address the discrepancy to the inadequate root zone model considered by the Catchment Land Surface Model, which assumes a uniform root zone layer of only 100 cm thick. Therefore, although GLDAS curves are in line with

monitoring well water table, hydraulic head values and its changes should be used with caution.

We encourage that the same type of analysis should be carried out in another tropical forest sites. Higher in situ temporal resolution is not mandatory, but desirable for statistical correlation of groundwater storage and monitoring well water level data.

6. Acknowledgements

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. The authors are thankful to the Norte Energia consortium for providing complementary information on groundwater network design and supplementary information.

7. References

- Azevedo, J.H.; Campos, J.E.G. 2021. Flow patterns and aquifer recharge controls under Amazon rainforest influence: The case of the Alter do Chão aquifer system. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103596. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103596>
- Cavalcante, R.B.L.; Silva Ferreira, D.B.; Pontes, P.R.M.; Tedeschi, R.G.; da Costa, C.P.W.; Souza, E.B. 2020. Evaluation of extreme rainfall indices from CHIRPS precipitation estimates over the Brazilian Amazonia. *Atmospheric Research*, 238, 104879. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104879>
- Fassoni-Andrade, A.C.; Fleischmann, A.S.; Papa, F.; Paiva, R.C.D.D.; Wongchuig, S., Melack, J.M.; Moreira, A.A.; Paris, A.; Ruhoff, A.; Barbosa, C.; Maciel, D.A.; Novo, E.; Durand, F.; Frappart, F.; Aires, F.; Abrahão, G.M.; Ferreira-Ferreira, J.; Espinoza, J.C.; Laipelt, L.; Costa, M.H.; Espinoza-Villar, R.; Calmant, S.; Pellet, V. 2021. Amazon hydrology from space: scientific advances and future challenges. *Reviews of Geophysics*, 59(4), e2020RG000728. <https://doi.org/10.1029/2020RG000728>
- Healy, R.W.; Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal*, 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Kim, I.; Park, D.; Kyung, D.; Kim, G.; Kim, S.; Lee, J. 2016. Comparative influences of precipitation and river stage on groundwater levels in near-river areas. *Sustainability*, 8(1), 1. <https://doi.org/10.3390/su8010001>
- Krishnaswamy, J.; Bonell, M.; Venkatesh, B.; Purandara, B.K.; Rakesh, K.N.; Lele, S.; Kiran, M.C.; Reddy, V.; Badiger, S. 2013. The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: Support for the “infiltration-evapotranspiration trade-off hypothesis”. *Journal of Hydrology*, 498, 191-209. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.034>
- Li, B.; Rodell, M.; Kumar, S.; Beaudoin, H. K.; Getirana, A.; Zaitchik, B.F.; Gonçalves, L.G.; Cossetin, C.; Bhanja, S.; Mukherjee, A.; Tian, S.; Tangdamrongsub, N.; Long, D.; Nanteza, J.; Lee, J.; Policelli, F.; Gonil, I.B.; Daira, D.; Bila, M.; Lannoy, G.; Mocko, D.; Steele-Dunne, S. C.; Save, H.; Bettadpur, S. 2019. Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. *Water Resources Research*, 55(9), 7564-7586. <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>
- Li, B.; Rodell, M.; Peters-Lidard, C.; Erlingis, J.; Kumar, S.; Mocko, D. 2021. Groundwater recharge estimated by land surface models: An evaluation in the conterminous United States.

- Journal of Hydrometeorology*, 22(2), 499-522. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0130.1>
- Loáiciga, H.A. 2008. Aquifer storage capacity and maximum annual yield from long-term aquifer fluxes. *Hydrogeology Journal*, 16, 399-403. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0270-1>
- Lv, M.; Xu, Z.; Yang, Z.L.; Lu, H.; Lv, M. 2021. A comprehensive review of specific yield in land surface and groundwater studies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13, e2020MS002270. <https://doi.org/10.1029/2020MS002270>
- Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, P.A.; Negreiros, G.H.; da Silva, E.D.; Stone, T.A.; Trumbore, S.E.; Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372(6507), 666-669. <https://doi.org/10.1038/372666a0>
- Nimmo, J.R.; Horowitz, C.; Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2), 282-292. <https://doi.org/10.1111/gwat.12177>
- Ouyang, Y.; Jin, W.; Grace, J.M.; Obalum, S.E.; Zipperer, W.C.; Huang, X. 2019. Estimating impact of forest land on groundwater recharge in a humid subtropical watershed of the Lower Mississippi River Alluvial Valley *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 26, 100631. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100631>
- Sawakuchi, A.O.; Hartmann, G.A.; Sawakuchi, H.O.; Pupim, F.N.; Bertassoli, D.J.; Parra, M. 2015. The Volta Grande do Xingu: reconstruction of past environments and forecasting of future scenarios of a unique Amazonian fluvial landscape. *Scientific Drilling*, 20, 21-32. <https://doi.org/10.5194/sd-20-21-2015>
- Smail, R.A.; Pruitt, A.H.; Mitchell, P.D.; Colquhoun, J.B. 2019. Cumulative deviation from moving mean precipitation as a proxy for groundwater level variation in Wisconsin. *Journal of Hydrology X*, 5, 100045. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100045>
- Souza, E.B.D.; Lopes, M.N.; da Rocha, E.J.; Souza, J.R.S.; Cunha, A.C.D.; Silva, R.R.D.; Ferreira, D.B.S.; Santo, D.M.; do Carmo, A.M.C.; de Sousa, J.R.A.; Guimarães, P.L.; da Mota, M.A.S.; Makino, M.; Senna, R.C.; Sousa, A.M.L.; Mota, G.V.; Kuhn, P.A.F.; Souza, P.F.S.; Vitorino, M.I. 2009. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24, 111-124. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000200001>
- Uuh-Sonda, J.M.; Figueroa-Espinoza, B.; Gutiérrez-Jurado, H.A.; Méndez-Barroso, L.A. 2022. Ecosystem productivity and evapotranspiration dynamics of a seasonally dry tropical forest of the Yucatan Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 127(1), e2019JG005629. <https://doi.org/10.1029/2019JG005629>
- Walczuk, A.; Campos, J.E.G.; Azevedo, J.H. 2025. Fractured and porous aquifer recharge in semiarid regions and the relevance of soil covers: a review for Caetité area, Bahia, Brazil. [Manuscript submitted for publication].
- Williams, E. R., & Satori, G. 2004. Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(13-14), 1213-1231. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.05.015>
- Xia, Y.; Mocko, D.; Huang, M.; Li, B.; Rodell, M.; Mitchell, K.E.; Cai, X.; Ek, M.B. 2017. Comparison and assessment of three advanced land surface models in simulating terrestrial water storage components over the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 625-649. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0112.1>

CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO INTEGRADA E CONCLUSÃO

A taxa de recarga de um aquífero é parâmetro básico para a sua gestão. Uma vez que a água subterrânea não é um sistema isolado, conhecer a sua dinâmica é essencial não apenas para o seu próprio manejo, mas para a compreensão ampla do ciclo hidrológico.

O objetivo principal desta pesquisa foi descrever e quantificar a variação sazonal do nível d'água subterrânea em regiões sujeitas a diferentes regimes de chuvas: Distrito Federal-DF (clima semiúmido de cerrado), Caetité-BA (clima semiárido de caatinga) e Altamira-PA (clima úmido de condições equatoriais). A escolha do tema parte da premissa básica de que o parâmetro recarga é governado, essencialmente, pelo volume de precipitação. Contudo, por regime de chuva entende-se não apenas quantidade, mas o padrão de distribuição intrínseco a cada contexto climático. Por se entender que ambas as variáveis (quantidade e distribuição) alteram o padrão de recarga e apresentam impacto potencial a curto e longo prazos, a avaliação destas variáveis se faz necessária e justifica a escolha do tema de pesquisa.

De modo a equalizar a análise, priorizou-se pela seleção de aquíferos similares. Em todas as áreas de estudo os sistemas monitorados são rasos e livres e preferencialmente do tipo intergranular. Esta premissa foi necessária para aplicação de uma metodologia comum de avaliação de recarga. No caso, optou-se pelo uso do princípio da variação do nível d'água (VNA ou, em inglês, WTF – *water table fluctuation*), no qual se interpreta que a diferença de carga hidráulica observada em um intervalo de tempo qualquer significa a taxa de recarga efetiva aferida na zona saturada. Outro aspecto importante desta estratégia é a avaliação do impacto de propriedades físicas básicas no processo de recarga, como tipo de solo e espessura da zona vadosa.

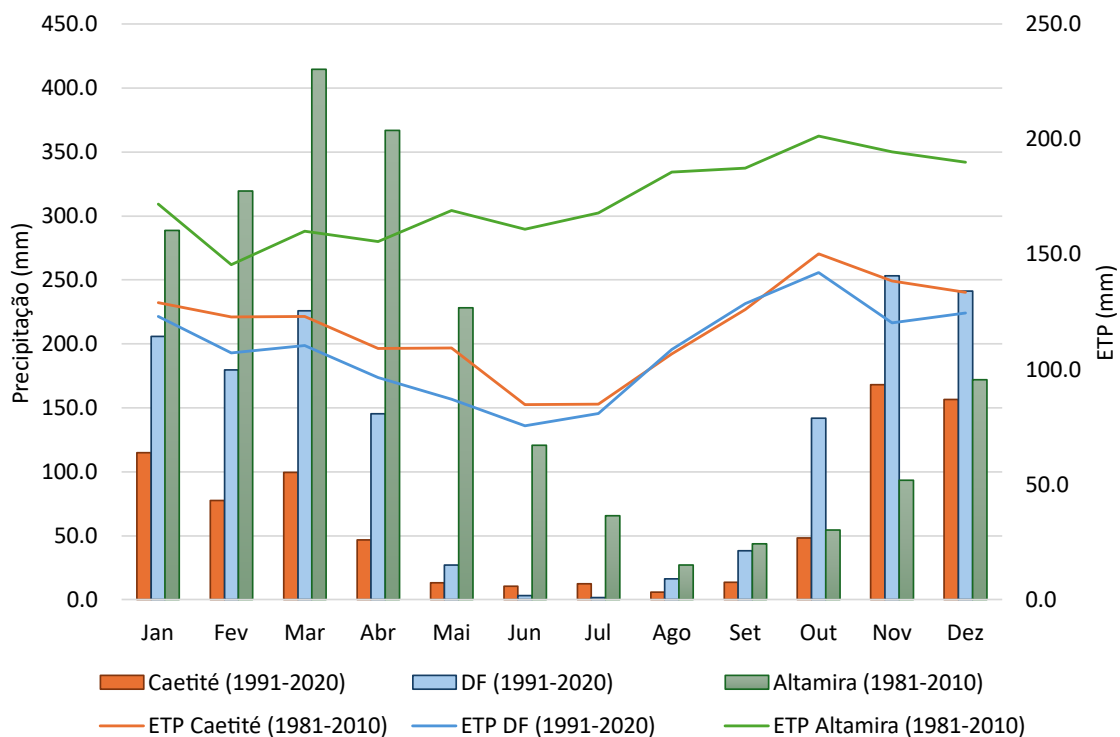
6.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO

A avaliação exploratória de dados históricos de precipitação permitiu a identificação de características que potencialmente influem na posição e no padrão de flutuação da superfície freática. A discussão que segue é ordenada conforme o índice pluviométrico médio de cada estudo de caso (Figura 6.1).

Representante do expoente semiárido, a região de Caetité experimentou, ao longo dos últimos 30 anos, cerca de 800 mm/ano. A estação chuvosa inicia-se em outubro e tem duração aproximada de 7 meses. Um ponto característico é a redução relativa dos acumulados de chuva em janeiro e fevereiro, com retomada de eventos significativos em março. Em um contexto intermediário, a região do Distrito Federal é caracterizada por taxas de precipitação média de 1.500 mm/ano. O ciclo de chuvas se inicia um pouco mais cedo, em setembro, e se estende por até 9

meses. Dados pretéritos demonstram que era usual a manutenção de índices de chuva gradualmente maiores entre outubro e janeiro. Entretanto, veranicos no início do ano tem sido uma realidade, com a contrapartida de meses de março mais chuvosos. Esta alteração da distribuição de chuvas, apesar de não afetar o acumulado anual, potencialmente afeta a dinâmica dos sistemas aquíferos locais, como será discutido adiante. Finalmente, no contexto de clima úmido de Altamira, o ciclo médio de chuvas é de 2.100 mm/ano, com início em dezembro e duração mínima de 6 meses. No restante do ano não, há de fato, uma estação seca, mas os índices de chuva são de cerca de 70 mm/mês, frente a uma média de 300 mm/mês durante a estação chuvosa.

Figura 6.1 - Precipitação e evapotranspiração mensais médias em cada área de estudo, conforme normal climatológica mais recente (fonte: INMET)



6.2. RECARGA E HIDRODINÂMICA LOCAL

Os aquíferos investigados foram descritos com base nas respectivas séries temporais de monitoramento *in situ*. Nas três áreas de estudo os mananciais subterrâneos são do tipo poroso, sendo que excepcionalmente no estado da Bahia há aquíferos em rocha fraturada sotopostos a solos, o que configura um sistema de sobreposição de reservatórios.

A partir de dados mensais (2008-2024), médios diários (2019-2024) e trimestrais (2012-2024), obteve-se uma profundidade média para o topo da zona saturada de 10,0 m; 7,0 m e 5,0 m, referentes a Caetité, Brasília e Altamira, respectivamente. Em todas as situações, independentemente da resolução temporal disponível, foi possível observar a sazonalidade do

nível freático. Em média, a taxa de recarga estimada pelo método WTF no semiárido da Bahia é de 103,0 mm (17%). Na Bacia do Alto rio Descoberto, estes valores são maiores: 542 mm (32%). Em Altamira, a taxa é de 165,0 mm/ano, o que em relação à pluviometria local corresponde a apenas 8%. Na Tabela 6.1 são apresentadas as taxas de recarga por poço de monitoramento e valores médios calculados para grupos similares de instrumentos.

Tabela 6.1 - Recarga anual (R) estimada em cada área de estudo, por poço de monitoramento. A tabela apresenta valores gerais e específicos para compartimentos de interesse. Valores estimados com base no método WTF.

Área de estudo	Poço	R média (mm)	R média (%)	R média global (mm)	R média por compartimento (mm)	Obs.
Caetitê (2008-2024) Precipitação média (pluviômetro INB): 622,90 mm	2	23,72	3,81	102,98 (16,53%)	15,05 (2,42%)	Rocha sã
	6	12,38	1,99			
	62	9,05	1,45			
	8	102,50	16,46		75,54 (12,13%)	Rocha alterada
	42	40,88	6,56			
	43	155,13	24,90			
	55	42,50	6,82			
	59	47,50	7,63			
	68	64,75	10,39			
	4	28,69	4,61		48,53 (7,79%)	Rocha sã/alterada
	47	53,67	8,62			
	53	42,93	6,89			
	54	33,04	5,30			
	56	84,34	13,54		159,65 (25,63%)	Rocha alterada/solo
	26	187,77	30,14			
	31	220,38	35,38			
	32	160,54	25,77			
	33	296,95	47,67			
	34	64,76	10,40			
	46	103,01	16,54			
	61	157,29	25,25			
	64	159,29	25,57			
	66	86,87	13,95			
	15	131,40	21,09		130,13 (20,89%)	Solo
	16	146,26	23,48			
	17	109,78	17,62			
	18	133,07	21,36			
	67	185,07	29,71		185,07 (29,71%)	Rocha sã/alterada/solo
DF (2019-2024) Precipitação média (A042): 1679,72 mm	11	624,45	37,18	542,34 (32,29%)	482,99 (28,75%)	Nível médio profundo (Latossolo Vermelho)
	12	341,52	20,33			
	13	636,63	37,90		554,54 (33,01%)	Nível médio raso (Latossolo Vermelho-Amarelo/Gleissolo)
	14	728,61	43,38			
	15	380,47	22,65			
Altamira (2012-2024) Precipitação Média (82353): 2124,08 mm	5	177,30	8,35	164,84 (7,76%)	147,08 (6,92%)	Continente
	12	115,30	5,43			
	1	145,70	6,86			
	4	174,83	8,23			
	6	72,43	3,41			
	7	185,87	8,75			
	8	99,83	4,70			
	10	185,97	8,76			
	15	143,90	6,77			
	16	197,00	9,27			
	22	131,93	6,21			
	24	133,80	6,30			
	31	148,13	6,97			
	9	171,57	8,08		203,32 (9,57%)	Orla
	11	211,73	9,97			
	13	199,03	9,37			
	21	208,93	9,84			
	29	219,60	10,34			
	30	209,07	9,84			

Os níveis freáticos mínimos históricos no semiárido usualmente ocorrem em outubro ou novembro, enquanto no Distrito Federal o ápice do rebaixamento ocorre entre novembro e dezembro. Em Altamira, o mês de menor carga hidráulica é outubro.

Em relação a estação chuvosa, o início da recarga efetiva no semiárido varia entre 1 ou 3 meses após os primeiros eventos de precipitação. A diferença no tempo de resposta pode se justificar pela atuação conjunta de processos de recarga localizada e difusa. Enquanto a primeira ocorre ao longo de descontinuidades geológicas, a segunda implica formação de plumas de umidade descendente que migram através de um meio poroso. Como consequência, as curvas de elevação são extremamente variáveis e comumente descritas por pulsos de elevação, isto é, não são contínuas. Em média, a amplitude de flutuação calculada (Δh) é de 1,5 m. Em Caetité, a ocorrência de solos sobrepostos a rochas não apenas condiciona o mecanismo de infiltração como também afeta as taxas de recarga. Em regra, há uma correlação direta entre acumulado anual de precipitação e taxa de recarga, mas essa relação é deteriorada em porções onde o aquífero é majoritariamente representado por rocha sã fraturada e a cobertura pedológica é delgada. Além disso, solos espessos foram determinantes para a elevação global do nível d'água durante os 4 últimos anos de monitoramento, quando se registrou um aumento sistemático nos acumulados anuais de precipitação.

Em síntese, pode-se concluir que solos espessos em região de clima semiárido favorecem a recarga em situações de altos índices pluviométricos. Nestas condições, múltiplos eventos de recarga em um mesmo ano hidrológico são comuns. Por exemplo, é possível identificar picos de elevação do nível d'água formados em resposta a retomada das chuvas após a recessão de janeiro e fevereiro. Como resultado, as taxas anuais nestes meios são as maiores registradas (em torno de 26% da precipitação). Estes resultados são coerentes com as discussões de Cao *et al.* (2016), que demonstram que o espessamento da zona vadosa aumenta o armazenamento disponível e suaviza a variabilidade temporal da recarga (o que se reflete na frequência de distribuição normal de taxas de recarga obtida). Como consequência, há também um aumento no tempo de retardo entre infiltração e recarga e, em situações de eventos isolados, estes sistemas se mostram pouco responsivos e há pouca efetividade no processo de recarga (de Vries & Simmers, 2002; Raposo *et al.*, 2012; Letz *et al.*, 2021).

No Distrito Federal, o retardo existente entre início das chuvas e recuperação dos níveis dos aquíferos é de 3 a 4 meses, o mais longo verificado entre as três áreas de estudo. A elevação das cargas hidráulicas inicia-se em novembro ou dezembro e perdura até meados de março ou abril. A amplitude de flutuação média é de 4 m, não sendo raros ocasiões em que o Δh atinge mais do que 5 m. Em função da resolução dos dados, é possível identificar que o tempo de resposta em

regiões de menor espessura não saturada, geralmente associadas a baixos topográficos e solos hidromórficos, é mais curto, e vice-versa. Além disso, a curva de ascensão do nível freático nestas regiões é marcada por múltiplos eventos de recarga e descarga, o que sugere o estabelecimento de um regime de fluxo transiente como reflexo de variações da porosidade eficaz (S_y) do meio, conforme atuação da franja capilar (Lv *et al.*, 2021). Cabe comentar que na pesquisa optou-se por não computar estes eventos isolados de recarga, mas apenas a curva global de ascensão. Desta forma, os valores obtidos podem ser considerados conservadores e fazem alusão aos conceitos de recarga efetiva e recarga líquida discutidos por Healy & Cook (2002). Em áreas de zona vadosa espessa, predomina um regime de fluxo permanente e as curvas de flutuação são menos “ruidosas”. Este comportamento da zona saturada se assemelha aos resultados obtidos por Wang *et al.* (2022) para a zona vadosa, os quais demonstraram que há uma transição nas condições de fluxo (transiente ou constante) em função do aumento de umidade do solo em profundidade.

O papel do relevo da região do Distrito Federal contribui também para a inter-relação entre aquíferos rasos e profundos. Em todos os locais investigados, à exceção do poço 12, ocorrem duas superfícies potenciométricas separadas por até 20 m, mas com padrão de oscilação comum. O modelo conceitual de dupla superfície potenciométrica foi discutido por Lousada & Campos (2005). Segundo os autores, o modelo seria aplicável ao interior de chapadas elevadas, onde ocorrem latossolos sobrepostos a rochas intensamente fraturadas. O monitoramento sistemático em pares de poços fornecido por ADASA demonstra a aplicabilidade do modelo, também, aos planos intermediários, nos quais podem ocorrer latossolos vermelho-amarelo associados a gleissolos. É importante destacar que o único instrumento situado em um plano elevado é justamente o poço 12. A não aderência ao modelo conceitual pode estar relacionada a 1) avanço excessivo da perfuração e problemas construtivos no poço raso, o que comprometeu o isolamento em relação ao sistema profundo ou 2) proximidade a uma área de rebordo, o que configura uma zona de descarga a jusante e que, possivelmente, condiciona a convergência da superfície potenciométrica de ambos os meios a uma cota altimétrica comum.

Finalmente, a recuperação dos níveis freáticos em Altamira é perceptível ainda em dezembro, isto é, o mês que marca o início da estação chuvosa. A flutuação média é de 2,0 m, com pico da carga hidráulica em abril. Para este caso, contudo, cabe a atenção de que, em função da resolução temporal, não há medidas em fevereiro e março. Portanto, não há certeza do momento em que se atinge a máxima carga hidráulica e a amplitude de flutuação pode estar subestimada. De toda forma, as cargas hidráulicas aferidas em abril são sistematicamente similares, independentemente da ocorrência de anos atipicamente chuvosos. Essa falta de correlação entre precipitação x recarga difere das duas áreas anteriores e permite concluir que em regimes de clima

úmido as chuvas, apesar de evidentemente contribuírem para a recarga dos aquíferos, apresentam controle limitado posta a capacidade de armazenamento do aquífero (Loáiciga, 2008). Uma alteração neste equilíbrio é observada apenas em anos de reduzida chuva, que geram deplecionamento pronunciado e, desta forma, “liberam” espaço para recarga.

Com base nesta análise exploratória, percebe-se que o regime de chuvas exerce controle pronunciado na dinâmica da superfície freática no semiárido. Eventos erráticos de chuva, combinados a altas taxas de evapotranspiração e pronunciadas coberturas de solo, podem não contribuir para a renovação das águas subterrâneas. No Distrito Federal, o papel é igualmente relevante, mas a sazonalidade bem demarcada torna o processo mais contínuo e previsível. É plausível dizer que anos chuvosos no semiárido podem se assemelhar ao que tipicamente ocorre no cerrado, mas com atenção de que as taxas são evidentemente menores (menos chuva) e a efetividade da recarga, nestes casos, é diretamente dependente da existência de solos. Esta superposição de comportamentos leva a crer que o contexto de Caetité provavelmente se assemelhou ao que se observa hoje no Distrito Federal, visto que a pedogênese avançada no sudoeste do estado da Bahia implica paleoclimas mais úmidos. Esta correspondência serve de alerta para estudos que visam compreender o impacto de mudanças climáticas em disponibilidades hídricas subterrâneas. Isto é, não só o regime de chuvas é relevante, mas também as características do meio aquífero. Por fim, na região de Altamira, o regime de chuvas se mostra menos importante, visto que as condições usuais superam aquelas necessárias para manutenção de um equilíbrio entre atmosfera, litosfera e hidrosfera. A seguir, discute-se o uso de ferramentas estatísticas aplicadas a dados de chuva para previsão da posição de níveis d'água subterrânea.

6.3. MÉDIA MÓVEL PARA AVALIAÇÃO DE TENDÊNCIAS DE PRECIPITAÇÃO

Conforme demonstrado anteriormente, uma característica fundamental de sistemas aquíferos é o tempo de retardo existente entre início da estação chuvosa e recarga subterrânea. O cálculo de médias móveis para série de precipitações permitiu identificar tendências de variação e, uma vez que chuvas e recarga são variáveis presumidamente correlacionáveis, avaliar impactos no padrão de flutuação da superfície freática.

Em Caetité, a correlação de Spearman entre nível d'água em poços e diferentes médias móveis para a precipitação (1 a 12 meses) foi baixa. Os melhores ajustes foram registrados em poços instalados exclusivamente em solos, cujos coeficientes de correlação atingiram 0,6. Em média, o melhor ajuste ocorre ao se considerar a média móvel de 9 meses de precipitação.

Esse resultado não satisfatório é atribuído a resolução temporal do banco de dados, a qual, aparentemente, é insuficiente para descrever a atuação conjunta de processos de recarga localizada

e difusa (Figura 6.2 e Figura 6.3). Além disso, eventos episódicos de chuva podem não contribuir para a recarga, o que deteriora a correlação do método.

Um dado importante obtido no estudo é a percepção de que a tendência de desvios de precipitação, descritos pelo índice SPI (*Standardized Precipitation Index*), coincidem com tendência de posição da superfície freática (Figura 6.3). Ao longo da série histórica disponível, períodos prolongados de desvios negativos resultaram no deplecionamento gradual do nível freático, enquanto desvios positivos observados nos últimos ciclos propiciaram a ascensão global das reservas subterrâneas. É importante observar que durante ciclos de rebaixamento da superfície potenciométrica não necessariamente houve redução nas taxas de recarga, mas o que se observa é o prolongamento das curvas de recessão hidrogeológica (com mínimas em dezembro e janeiro, por exemplo), o que culmina em uma sucessão de níveis mínimos em resposta a períodos atípicos de recessão pluviométrica. Durante ciclos positivos, mesmo que haja alguma interrupção, a carga hidráulica antecedente mais elevada garante a continuidade da elevação global (Smail *et al.*, 2019).

Figura 6.2 - Comparativo da flutuação do nível estático em três aquíferos distintos e média móvel da precipitação (comprimento = 9 meses). Barras vermelhas inseridas para distinguir valores nulos e ausentes.

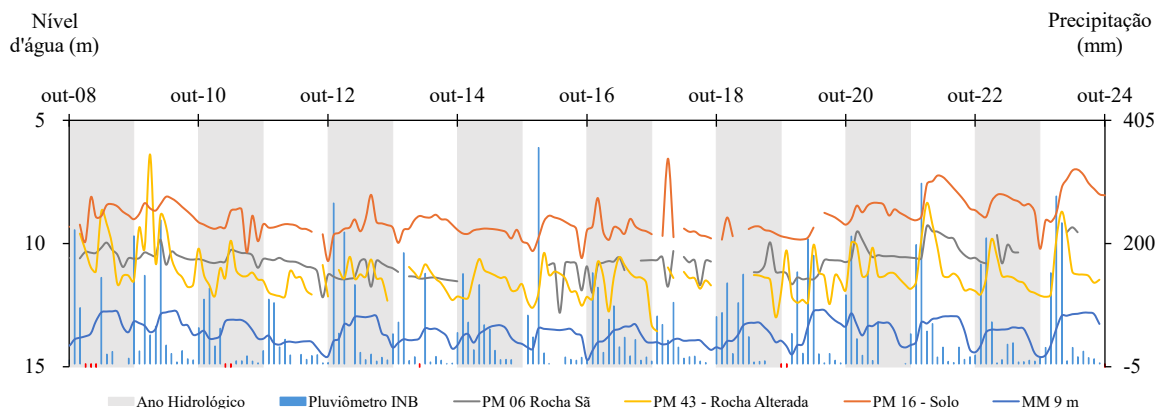
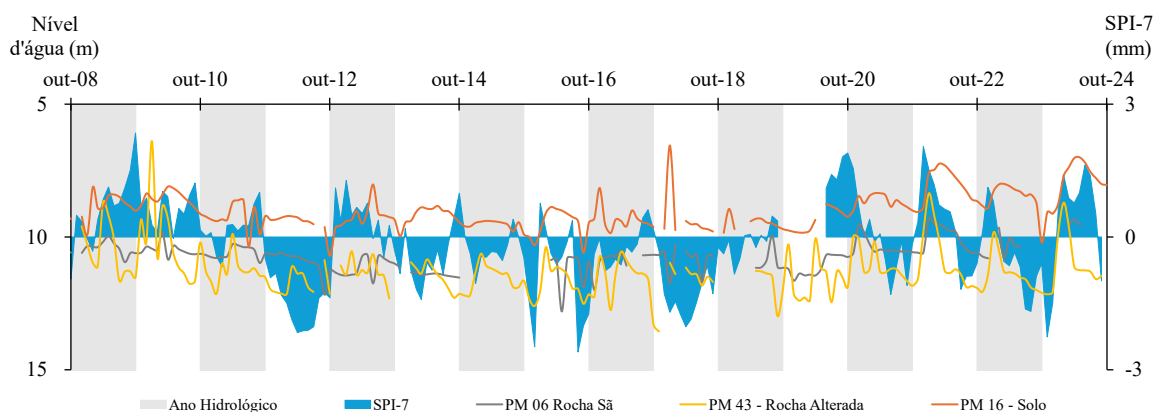


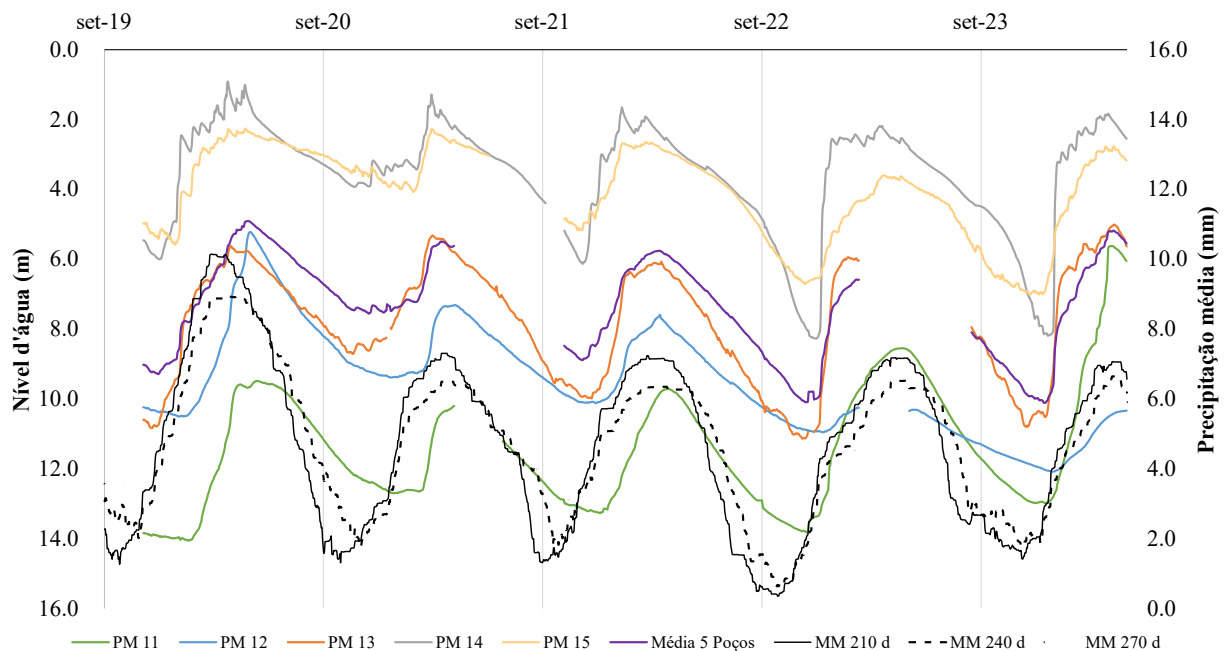
Figura 6.3 - Comparativo da flutuação do nível estático em três aquíferos distintos e o índice padrão de precipitação SPI (intervalo = 7 meses, referente à duração da estação chuvosa).



O estudo de caso no Distrito Federal dispõe da menor série de dados. Em contrapartida, a resolução temporal é a maior. Desta forma, o cálculo da média móvel de chuvas pode considerar dados diários de precipitação.

O primeiro ponto a se destacar é que o acumulado anual nos cinco anos hidrológicos de monitoramento superou ou igualou a média histórica da região. Portanto, anos atipicamente secos não foram registrados. Outra questão é que, como era de se esperar, a melhor correlação verificada depende da profundidade do nível d'água. Em regiões em que o topo do aquífero é profundo, as melhores respostas referem-se às chuvas registradas entre 240 e 270 dias ($r \leq 0,85$). Próximo a áreas de descarga o comprimento ideal da média móvel pode cair para 150 dias, mas correlações com os dados de até 240 dias ainda são relevantes ($0,80 < r < 0,88$) (Figura 6.4).

Figura 6.4 - Série histórica de monitoramento na Bacia do Alto rio Descoberto e indicação de algumas médias móveis de precipitação para o período.



De forma geral, chuvas registradas em até 270 dias anteriormente a uma determinada data são relevantes na flutuação da superfície freática. Este intervalo corresponde aos 9 meses de duração do período chuvoso, sendo que o primeiro e último meses podem ser considerados períodos de transição (setembro e maio, respectivamente). Considerando que o início da recarga ocorre em dezembro, as chuvas de março a novembro controlam a posição do nível d'água no auge da recessão, de modo que um atraso no início das chuvas prolonga o rebaixamento das reservas subterrâneas. Seguindo o mesmo raciocínio, os picos de carga hidráulica que geralmente ocorrem em março dependem das chuvas de junho a fevereiro. Chuvas precoces (novembro e dezembro,

por exemplo) podem antecipar o atingimento das máximas cargas hidráulicas.

Com base no observado estatisticamente, pode-se inferir que em um determinado ano em que haja deslocamento das chuvas para março (como em 2020 no DF), há chances de que a recessão hídrica imediatamente na sequência seja menos intensa. Caso o ano seguinte seja regular (acumulado de chuvas próximo a média), a taxa de recarga provavelmente será reduzida, pois ocorrerão, simultaneamente, grandes taxas de descarga (alta carga hidráulica) (Smail *et al.*, 2019). Desta forma, o pico máximo de elevação do aquífero deve ficar próximo do usual. Cabe mencionar que esta interconexão entre aquíferos rasos e cursos hídricos foi avaliada e atestada nesta pesquisa. A correlação de séries de vazão de base e o monitoramento de níveis retornou valores de até 0,92, o que evidencia que a posição da superfície freática impacta diretamente na descarga de nascentes e da rede de drenagem da bacia estudada. Na hipótese de anos comuns do ponto de vista de índice pluviométrico persistirem, haverá o desencadeamento de uma sequência de deplecionamento global no nível freático. É válido destacar que as taxas de recarga nessa situação não necessariamente são menores, mas apenas ordinárias ou mesmo relativamente maiores, pois há mais espaço para armazenamento, de modo que não se é possível interromper a tendência de queda. Uma possibilidade de mudança é um ano de chuva acima da média, tal qual foi o fenômeno observado em Caetité. Outra chance é que haja, novamente, um mês de março chuvoso. Este cenário foi o que aconteceu no Distrito Federal, no ano de 2023.

Uma análise da sequência de chuvas e posição do nível freático no poço 14 (no âmbito do Distrito federal) é apresentada na Figura 6.5, Figura 6.6 e na Tabela 6.2. Este instrumento foi escolhido por possuir a série de dados mais completa. Em linhas gerais, observa-se que a antecipação das chuvas causa a antecipação do pico de carga hidráulica, e vice-versa. A profundidade da zona saturada está relacionada à combinação entre chuvas aferidas um ano antes e reinício da estação chuvosa e, não menos importante, à carga hidráulica antecedente (que controla as taxas de descarga do aquífero e armazenamento disponível).

Em Altamira, a correlação entre nível d'água e média móvel da precipitação foi tão satisfatória quanto à obtida no DF. A depender do poço analisado, o coeficiente de Spearman variou entre 0,75 e 0,90 e o tempo de incremento entre 4 e 5 meses. Cabe comentar que estes resultados foram obtidos a despeito de a resolução temporal dos dados ser a menor disponível.

Figura 6.5 - Gráfico calendário para visualização da distribuição de chuvas na estação INMET A042 (Distrito Federal). Escala de cor graduada para identificação qualitativa do acumulado diário de precipitação: baixo, médio e alto (vermelho, amarelo e verde, respectivamente).

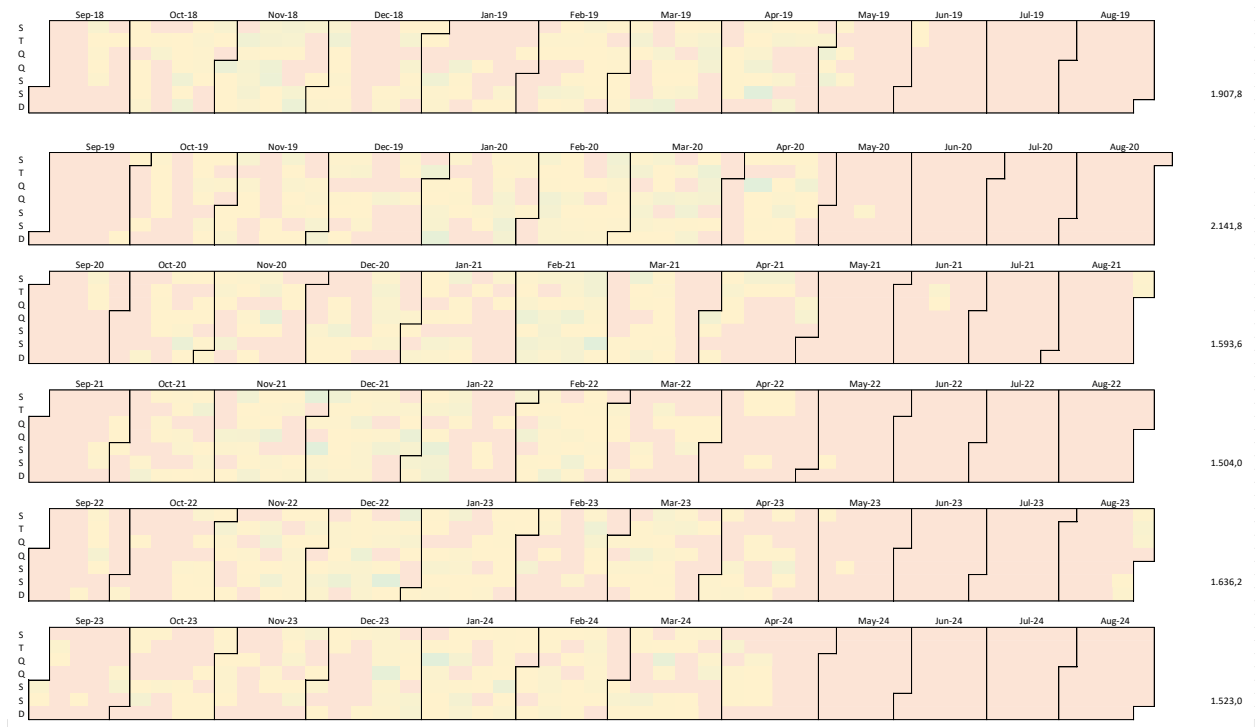


Figura 6.6 - Gráfico calendário com histórico de flutuação do nível d'água no poço PM 14 (Distrito Federal). Escala de cor graduada para identificação qualitativa do nível freático: profundo, médio e raso (vermelho, amarelo e verde, respectivamente).

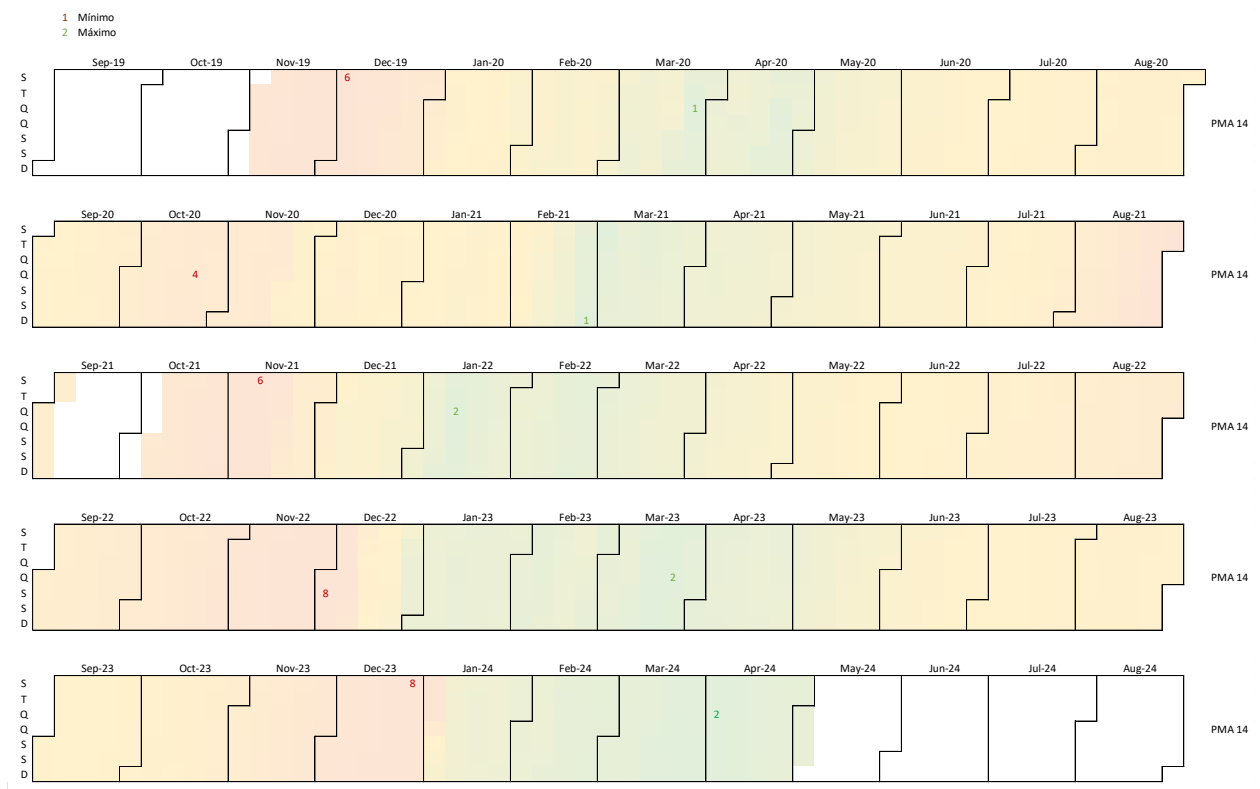


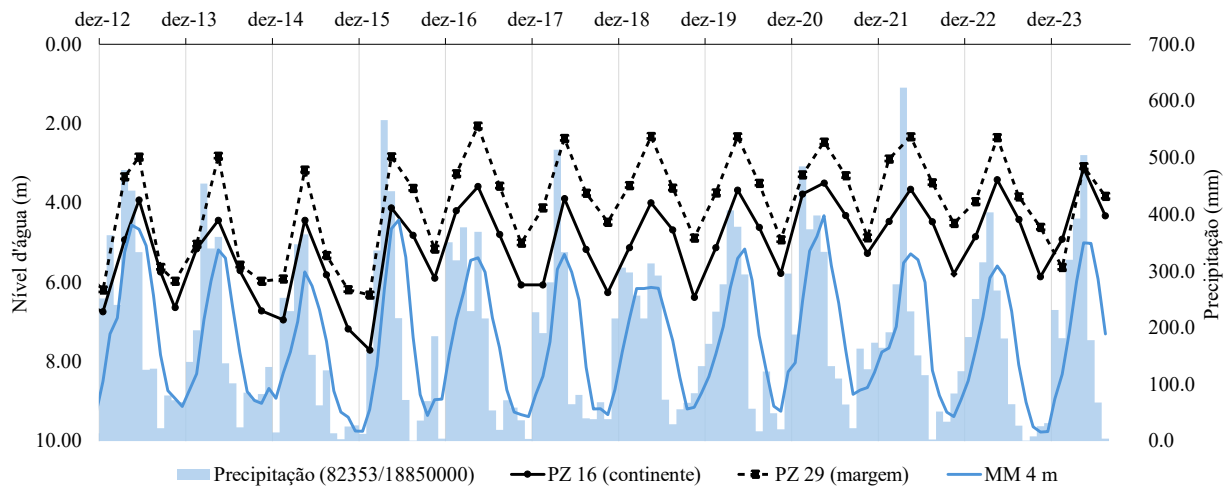
Tabela 6.2 - Avaliação sequencial de chuvas, em mm (estação A042), e previsão/justificativa do NA (PM 14 para exemplo).

Mês	Chuva (mm)	Observações ciclo chuvoso	Expectativa seca	Expectativa cheia	Observado
set-18	44,6				
out-18	196,4				
nov-18	529,0				
dez-18	171,4				
jan-19	125,2				
fev-19	134,4				
mar-19	330,6	Março chuvoso			
abr-19	263,2				
mai-19	112,0				
jun-19	1,0		1. Período de recessão regular e alta carga hidráulica	2. Alta carga hidráulica ao final do período chuvoso (tardio)	Valor máximo de 6,00 m e 02-dez-2019
jul-19	0,0				
ago-19	0,0				
set-19	2,0				
out-19	72,6				
nov-19	207,8	Período chuvoso marcado por boa distribuição pluviométrica (ano atipicamente chuvoso)			
dez-19	250,2				
jan-20	416,4				Valor mínimo de 0,91 m em 25-mar-2020
fev-20	391,4				
mar-20	522,4	Março chuvoso			
abr-20	267,0		1. Período de recessão curto e alta carga hidráulica (potencializada pelo nível antecedente alto)	2. Alta carga hidráulica ao final do período chuvoso, possivelmente precoce. O excedente de precipitação pode não significar elevada recarga, visto a posição antecedente do NA	Valor máximo de 3,93 m em 22-out-2020 (2 m mais alto em relação ao ciclo anterior)
mai-20	12,0				
jun-20	0,0				
jul-20	0,0				
ago-20	0,0				
set-20	23,8				
out-20	105,6				
nov-20	200,8	Chuvas razoáveis, com distinta concentração em fevereiro			
dez-20	184,8				
jan-21	132,6				Valor mínimo de 1,29 m em 28-fev-2021
fev-21	622,0				
mar-21	112,0	Março seco			
abr-21	175,6		1. Período de recessão regular e baixa carga hidráulica	2. Alta carga hidráulica ao final do período chuvoso, possivelmente antecipada e persistente por alguns meses. O fato de o acumulado se assemelhar ao ciclo anterior não permite esperar taxas de recarga anômalas (ciclo de rebaixamento do NA)	Valor máximo de 6,13 m em 8-nov-2021 (2 m mais baixo em relação ao ciclo anterior)
mai-21	0,0				
jun-21	16,4				
jul-21	0,0				
ago-21	20,0				
set-21	12,4				
out-21	158,6				
nov-21	333,2	Chuvas abundantes e bem distribuídas			
dez-21	436,6				
jan-22	265,8				
fev-22	216,6				Valor mínimo de 1,66 m em 12-jan-2022
mar-22	77,4	Março seco			
abr-22	2,4		1. Período de recessão regular e baixa carga hidráulica	2. Baixa carga hidráulica ao final do período chuvoso. Pico	Valor máximo de 8,27 m em 2-dez-2022 (2 m mais baixo em relação ao ciclo anterior)
mai-22	1,0				
jun-22	0,0				
jul-22	0,0				
ago-22	0,0				

Mês	Chuva (mm)	Observações ciclo chuvoso	Expectativa seca	Expectativa cheia	Observado
set-22	50,6	Chuvas concentradas em novembro e dezembro, com razoável distribuição nos meses seguintes		de cheia regular , com chances de persistir ao longo dos meses. Apesar do “espaço disponível” no aquífero, trata-se de um ano ordinário	Valor mínimo de 2,19 m em 23-mar-2023
out-22	48,8				
nov-22	265,6				
dez-22	536,0				
jan-23	159,2				
fev-23	166,0	Março chuvoso	1. Período de recessão regular e perda de carga reduzida (entretanto, a carga hidráulica do ciclo chuvoso antecedente foi baixa, o que faz com que os níveis mínimos esperados sejam similares ao do ano anterior)	2. Potencial de recarga elevado, visto que o ciclo anterior favoreceu a interrupção de uma sequência de recordes de níveis mínimos. Pico mais tardio e prolongado	Valor máximo de 8,19m em 25-dez-2023 (similar ao anterior)
mar-23	204,6				
abr-23	126,4				
mai-23	7,2				
jun-23	0,0				
jul-23	0,0	Período chuvoso marcado por boa distribuição pluviométrica (vide ano 2019-2020)			Valor mínimo de 1,84 m em 03-abr-2024
ago-23	71,8				
set-23	88,8				
out-23	95,4				
nov-23	135,6				
dez-23	304,0				
jan-24	386,4				
fev-24	166,8				
mar-24	279,6				
abr-24	66,4				
mai-24	0,0				

Diferentemente de Caetité, cujo regime climático é o oposto em relação ao norte do Brasil, a flutuação do nível d’água em Altamira é governada pelos períodos de recessão pluviométrica. Observa-se na Figura 6.7 que valores reduzidos de precipitação causam uma variabilidade significativa nos níveis mínimos do aquífero. Valores máximos, por sua vez, tendem a ser mais constantes. Destes resultados depreende-se que na seca há elevadas taxas de descarga subterrânea e, conforme indicado por uma série de autores, consumo de reservas para manutenção das taxas de evapotranspiração e do regime de chuvas. Com estas variáveis mantidas, garantem-se excedentes hídricos que, anualmente, extrapolam a capacidade de armazenamento dos aquíferos locais. É importante notar, entretanto, que desvios negativos neste ciclo tão curtos quanto 2 anos tem potencial para causar um desequilíbrio nesta dinâmica, o que evidencia uma sensibilidade deste ecossistema e deve ser considerado para discussões de resiliência hídrica.

Figura 6.7 - Flutuação do nível d'água em dois poços de monitoramento situados em uma mesma seção de análise. A linha azul representa a média móvel dos 4 meses anteriores de precipitação.



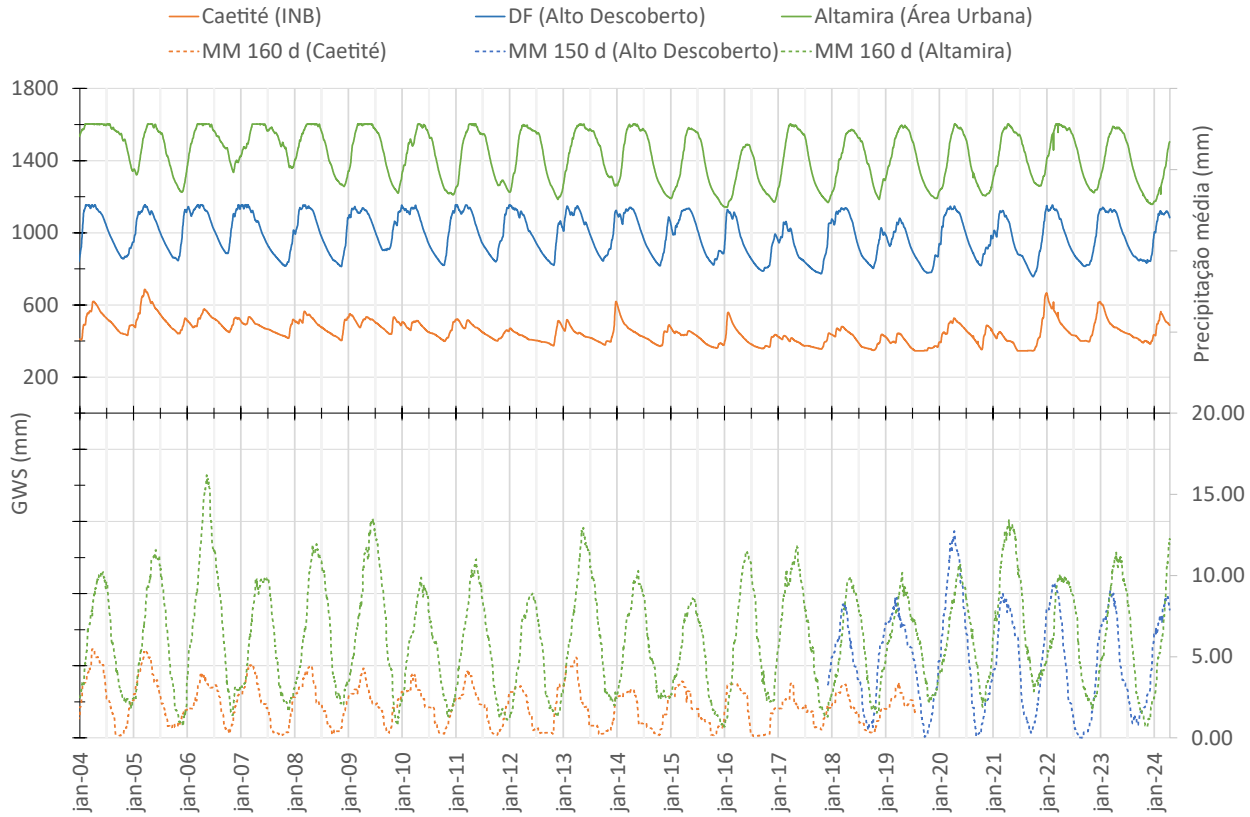
Os resultados desta pesquisa indicam que, na ausência de dados de monitoramento de nível d'água, dados de chuva podem ser utilizados para uma interpretação qualitativa do comportamento do aquífero. De posse destes é possível estimar pelo método da média móvel a posição relativa do nível d'água ao longo de uma sucessão de anos hidrológicos. Estes dados são essenciais e comprovam que uma avaliação conjunta de regime de chuvas e sequência histórica da carga hidráulica antecedente é fundamental para a compreensão da dinâmica de um sistema aquífero e de ecossistemas correlatos e, por conseguinte, para a gestão dos recursos hídricos.

6.4. APLICABILIDADE DO MODELO GLDAS/GRACE

O uso de dados de satélite objetivou 1) validar ou complementar as séries temporais *in situ* e 2) discutir o uso destas informações para parametrização em estudos hidrogeológicos e orientação de práticas de gestão. Para fins de exemplificação, um recorte de cada série temporal é apresentado na Figura 6.8.

O período de recarga estimado pelo modelo GLDAS na região de Caetité se inicia entre outubro e novembro. Interrupções na ascensão do nível d'água são comuns no início do ano e picos secundários podem ocorrer na sequência. De forma geral, o padrão de flutuação é coerente com o regime de distribuição de chuvas. A taxa de recarga estimada é de 177 mm/ano (27% da precipitação) (Tabela 6.3) e a curva de flutuação pode ser determinada ($r \geq 0,7$) pela média móvel da chuva registrada entre 140 e 200 dias, isto é, entre 5 e 7 meses, o que é condizente com a duração da estação chuvosa.

Figura 6.8 - Análise comparativa da flutuação do armazenamento de água subterrânea (GWS) entre janeiro de 2012 e 2024 nas áreas das Indústrias Nucleares do Brasil, bacia do Alto Rio Descoberto e área urbana de Altamira.



Observa-se que tanto o padrão de flutuação quanto as taxas de recarga estimadas se assemelham ao observado para os sistemas aquíferos locais hospedados em solo. Em função desses resultados, conclui-se que, para Caetité, o modelo GLDAS pode ser aplicado para situações de aquíferos intergranulares. A heterogeneidade de sistemas fraturados não é adequadamente representada, o que pode ser reflexo da predominância de solos espessos na área de cobertura do método (25 x 25 km).

Tabela 6.3 - Taxa de recarga anual média estimada pelo método WTF em cada área de estudo, com base em dados orbitais (modelo GRACE/GLDAS). *valor médio obtido dos eventos 2019-2024, os quais consideram o ajuste a uma curva de recessão.

Área de estudo	Período	Recarga GLDAS (mm)	Recarga GLDAS (%)
Caetité (INB)	2003-2024	177	27
DF (Alto Descoberto)	2003-2024	321	23
		*482	*29
Altamira (Área Urbana)	2003-2024	352	17

No Distrito Federal, o período de recarga registrado por dados orbitais tipicamente se inicia

em outubro, o que é ligeiramente mais cedo do que o observado em poços, e se estende até abril. Esta sensibilidade do modelo às primeiras chuvas, sendo que o nível freático *in situ* eleva-se, de fato, mais tarde, pode significar que a elevação de umidade da zona vadosa é interpretada como saturação. Este fenômeno será descrito ao se abordar o estudo de caso de Altamira. É interessante observar que ao longo do histórico de modelagem foram registradas ocasiões de perda de carga hidráulica por volta da segunda quinzena de janeiro. Apesar de este comportamento constar em dados anteriores a 2019 e, portanto, não necessariamente refletir nos dados de monitoramento *in situ* de alta resolução, a oscilação lembra os registros da região de Caetité, na qual veranicos em meados da estação chuvosa são a regra e interrompem a ascensão da superfície freática. A correlação entre superfície potenciométrica modelada e precipitação é satisfatoriamente prevista pela média móvel dos 150 dias anteriores de chuva, o mesmo período encontrado em regiões em que o topo do aquífero é mais raso. Apesar desta semelhança, a taxa de recarga estimada entre 2019-2024 com base no ΔGWS é de cerca de 482 mm/ano (29%), equiparáveis aos valores encontrados para poços 11 e 12, de NA mais profundo – em média 9,5 a 11,5 m abaixo da superfície do terreno (483 mm/ano ou 29% da precipitação correspondente). A causa atribuída assemelha-se ao discutido em Caetité. Observa-se que na área de cobertura do pixel Alto Descoberto predominam áreas de plano elevado, enquanto que os planos intermediários (onde estão 4 dos 5 poços) são restritos. Portanto, os compartimentos de relevo monitorados por ambas as bases de dado são distintas.

A partir desta análise, conclui-se que para o caso do cerrado dados orbitais são ferramentas relevantes para análises de tendência do nível d'água subterrânea. A estimativa de valores de recarga, entretanto, pode ser influenciada pela elevação de umidade da zona vadosa e pela geomorfologia. Desta forma, o seu uso requer o diagnóstico da relevância da topografia e da espessura da zona vadosa no controle da hidrogeologia investigada.

Dados modelados para Altamira se distinguem das demais áreas pela oscilação praticamente ininterrupta e manutenção de uma sequência de patamares máximos ano após ano. Segundo o modelo, a recarga sazonal ocorre de dezembro a abril. Estes resultados são interessantes pois se assemelham ao previsto em poços de monitoramento. Conforme discutido acima, o período de flutuação poderia não ser bem caracterizado, pois a resolução dos dados é trimestral. Entretanto, a avaliação com base em dados orbitais confirma que o programa de monitoramento foi adequadamente pensado. Pertinente à previsibilidade da posição da superfície freática, a variável GWS correlaciona-se em 80% com a média móvel de 160 dias de precipitação ($r = 0,84$). Este intervalo corresponde à duração da estação seca e corrobora que em uma região de clima úmido, sob o ponto de vista de reservas hídricas subterrâneas, desvios negativos de precipitação possuem

impacto mais relevante do que desvios positivos.

Por fim, as taxas de recarga estimadas pelo método WTF aplicado aos ciclos de GWS são de 352 mm/ano, o que representa 17% da precipitação. Os valores destoam dos 8% estimados com base em poços de monitoramento. Essa superestimação pode estar relacionada à simplificação da zona de raízes, presumida pelo modelo de assimilação de dados CLSM como uma camada de apenas 1 m. Por premissa, lembra-se que a componente GWS refere-se à umidade acima do embasamento rochoso e abaixo dessa zona. Uma vez que níveis d'água rasos implicam franjas capilares próximas da superfície e que o processo de evapotranspiração na Amazônia é uma componente crucial para o balanço hídrico, a modelagem inadequada dessa variável pode incorrer em erros na interpretação do que é umidade do solo e do que é, de fato, zona saturada. Esta limitação parece ocorrer também nos dados do Distrito Federal.

Desta forma, conclui-se que a aplicabilidade de dados GRACE na região úmida de Altamira foi fundamental para se avaliar o comportamento do aquífero e validar os dados de monitoramento *in situ*. Quanto ao seu uso para estimativas de recarga, deve-se ter cautela, pois a delimitação inadequada da umidade na zona de raízes pode causar uma superestimação da componente GWS.

6.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente pesquisa demonstrou o comportamento de sistemas aquíferos rasos e porosos sujeitos a diferentes contextos climáticos. Por meio de séries temporais de monitoramento de nível d'água em poços, estimativas de dados de satélite, testes estatísticos de correlação e aplicação do método WTF, foi possível descrever e determinar o comportamento da superfície potenciométrica em função do regime usual e atípico de distribuição de chuvas, calcular taxas de recarga e identificar especificidades do meio físico que controlam a hidrodinâmica de cada sistema aquífero. Em linhas gerais, as contribuições do trabalho são:

- O regime de chuvas controla a recarga interanual em cada área de estudo com diferentes graus. Em função da dinâmica da superfície freática pode-se dizer que há maior controle no semiárido, papel relevante no cerrado e menor importância na Amazônia;
- Solos apresentam boa capacidade de armazenamento e, em função do regime de chuvas, são essenciais principalmente no semiárido (padrão de chuvas variável) e no cerrado (equilíbrio tênue entre variação de carga hidráulica e o tempo de início e término da estação chuvosa). Em regiões de clima úmido, o excedente hídrico satisfaz as condições para equilíbrio entre atmosfera, biosfera e hidrosfera;
- Dados de alta resolução e monitoramento sistemático em pares de poços permitiram

identificar o controle do relevo na posição do nível d'água e na dinâmica da recarga em regiões de cerrado;

- O uso de dados orbitais (GLDAS/GRACE) é um subsídio relevante para estudos hidrogeológicos e dirimiu dúvidas quanto a representatividade de dados *in situ* de menor resolução temporal. Contudo, sua aplicação depende de validação prévia em função do tipo de aquífero monitorado *versus* o modelo de superfície adotado (CLSM). Em Caetité observou-se um viés das informações no sentido de que apenas aquíferos intergranulares tenham sido satisfatoriamente representados. No Distrito Federal, há dúvidas quanto à sua aplicabilidade uma vez que os poços selecionados não estão uniformemente distribuídos em todas as unidades geomorfológicas que a resolução do método contempla (25 x 25 km). Por fim, o padrão observado em Altamira é condizente com o observado em campo, mas há restrições no uso destes dados para fins de quantificação de recarga em função de limitações na representação da espessura da zona de raízes;
- A resolução dos dados é considerada adequada para os propósitos do estudo. Entretanto, entende-se que é fundamental o uso de dados com maior resolução onde o clima tem influência maior na recarga. Desta forma, é aconselhável a ampliação da frequência de monitoramento em Caetité, o que possibilitaria delimitar de forma mais adequada as semelhanças e diferenças entre regiões dominadas por clima semiárido e de Cerrado e auxiliar no desenvolvimento de estudos que objetivem avaliar o impacto de mudanças climáticas em recursos hídricos;
- Dados diários de monitoramento de nível e de vazão em cursos hídricos foram cruciais para comprovar que sistemas aquíferos intergranulares são diretamente ligados à sistemas superficiais. A correlação das séries temporais obtidas no DF supera 90% e não há um tempo de retardo tão significativo, isto é, a elevação de cargas hidráulicas prontamente se converte em aumento da descarga superficial;
- Um aspecto importante a ser explorado na região de Caetité é a avaliação da descarga dos aquíferos investigados, uma vez que não ocorrem na região córregos perenes. Uma hipótese é a predominância de fluxo para o interior de aluviões, os quais tem grande relevância em regiões semiáridas. Esta dinâmica pode ser utilizada como premissa para a complementação da rede amostral local.
- O uso do índice padrão de precipitação (SPI - *Standardized Precipitation Index*) pode ser uma excelente ferramenta para desenvolver modelos previsionais de disponibilidade hídrica. Desde que o melhor ajuste seja conhecido para cada região, pode-se conhecer de forma prévia a elevação dos níveis, que em última análise determinam os recursos

disponíveis do aquíferos e dos corpos superficiais;

- Por fim, entende-se que a pesquisa contribui ao demonstrar que diferentes bases de dados, com diferentes resoluções temporais, podem ser suficientes para a caracterização, monitoramento e gestão de recursos hídricos. Os resultados aqui compilados podem ser utilizados como guias para o planejamento e aperfeiçoamento de planos de monitoramento, de modo a se garantir a representatividade dos dados gerados e acurácia de tomadas de decisão.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADASA – Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal. 2006. *Resolução nº 350, de 23 de junho de 2006. Estabelece os procedimentos gerais para requerimento e obtenção de outorga prévia e de outorga de direitos de uso dos recursos hídricos, em corpos de água de domínio do Distrito Federal e naqueles delegados pela União e estados*. Diário Oficial do Distrito Federal nº 133: seção 1, p. 18, col. 1, 13 de jul. de 2006.
- ADASA – Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal. 2017. *Plano Distrital de Saneamento Básico*. Brasília, ADASA. 495 p.: il.
- ADASA – Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal. 2018a. *Resolução nº 16, de 18 de julho de 2018. Define as disponibilidades hídricas dos aquíferos das diferentes unidades hidrográficas (UHs) do Distrito Federal e dá outras providências*. Diário Oficial do Distrito Federal nº 139: seção 1, 2 e 3, p. 22, col. 1, 24 de jul. de 2018.
- ADASA – Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal. 2018b. *Gestão da crise hídrica 2016-2018: experiências do Distrito Federal*. Brasília, ADASA: CAESB : SEAGRI : EMATER. 328 p.: il. ISBN: 978-85-53093-03-8
- Ahuja, L. R.; Naney, J. W.; Green, R. E.; Nielsen, D. R. 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Science Society of America Journal*, 48(4), 699-702. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800040001x>
- Ahuja, L. R.; Cassel, D. K.; Bruce, R. R.; Barnes, B. B. 1989. Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Science*, 148(6), 404-411. [10.1097/00010694-198912000-00002](https://doi.org/10.1097/00010694-198912000-00002)
- Aimrun, W.; Amin, M. S. M.; Eltaib, S. M. 2004. Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, 121(3-4), 197-203. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.11.010>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1323-5>
- Alley, W. M. 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149. <https://doi.org/10.1029/WR020i008p01137>
- Allison, G. B. 1988. *A review of some of the physical, chemical, and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge*. In: Simmers, I., Ed., *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, 49-72. https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_4
- Altamira (Município). 2022. *Plano Municipal Integrado de Saneamento Básico de Altamira/PA – PMISB*. 321 p.
- ANA – Agência Nacional de Águas. 2019. *Plano Nacional de Segurança Hídrica*. Brasília, ANA.

- 112 p.: il. ISBN: 978-85-8210-059-2.
- ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. 2021. *Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano*. Brasília, ANA. 332 p.: il. ISBN: 978-65-88101-19-3.
- Bakker, M.; Nieber, J. L. 2009. Damping of sinusoidal surface flux fluctuations with soil depth. *Vadose Zone Journal*, 8(1), 119-126. <https://doi.org/10.2136/vzj2008.0084>
- Baptista, G.M.M. 1998. *Caracterização climatológica do Distrito Federal*. In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal, 1, 187-208. IEMA/SEMATEC/UnB.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. New York, American Elsevier. 764 p.
- Bear, J. 2012. *Hydraulics of groundwater*. New York, Dover Publications, INC. 574 p.
- Beretta, G. P.; Stevenazzi, S. 2018. Specific yield of aquifer evaluation by means of a new experimental algorithm and its applications. *Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater*, 7(1). <https://doi.org/10.7343/as-2018-325>
- Bernardo, S.; Soares, A. A.; Mantovani, E. C. 2006. *Manual de Irrigação*. Viçosa, Editora UFV. 625 p.
- Boutwell, S. H.; Brown, S. M.; Roberts, B. R.; Atwood, D. F. 1986. *Modeling remedial actions at uncontrolled hazardous waste sites*. New Jersey, Noyes Publications.
- Brasil. 1997. Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. D.O.U de 09/01/1997, pág. nº 470.
- Brutsaert, W. 1967. Some methods of calculating unsaturated permeability. *Transactions of the ASAE*, 10(3), 400-0404. [10.13031/2013.39683](https://doi.org/10.13031/2013.39683)
- Brutsaert, W. 2005. *Hydrology: an introduction*. New York, Cambridge University Press. 618 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511808470>
- Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1), 41-48.
- Campos, J. E. G. 2012. *Relatório do Meio Físico e Biótico*. In: Zoneamento Ecológico-Econômico do Distrito Federal. Subproduto 3.1. 172 p. Governo do Distrito Federal. Secretaria do Meio Ambiente.
- Campos, J. E. G.; Almeida, L. 2012. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 196-207.
- Campos, J. E. G.; Santos, L. M.; Fiori, J. P. O.; Becker, T. 2012. *2º Relatório Consolidado de Andamento do PBA e do Atendimento de Condicionantes. Capítulo 2.D – Andamento do Projeto Básico Ambiental (Programas e Projetos do Meio Físico)*. Brasília, Empresa Norte Energia S.A. – Usina Hidrelétrica de Belo Monte. 43 p.
- Cao, G.; Scanlon, B. R.; Han, D.; Zheng, C. 2016. Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the North China Plain. *Journal of hydrology*, 537, 260-270.

- <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.049>
- Caputo, H. P. 1988. *Mecânica dos solos e suas aplicações*. Rio de Janeiro, LTC Editora S.A. 234 p.
- Chen, X.; Song, J.; Wang, W. 2010. Spatial variability of specific yield and vertical hydraulic conductivity in a highly permeable alluvial aquifer. *Journal of Hydrology*, 388(3-4), 379-388. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.017>
- Cheng, D.; Wang, W.; Zhan, H.; Zhang, Z.; Chen, L. 2020. Quantification of transient specific yield considering unsaturated-saturated flow. *Journal of Hydrology*, 580, 124043. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124043>
- Chu, X., Mariño, M. A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *Journal of Hydrology*, 313(3-4), 195-207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.002>
- Corey, A. T. 1977. *Mechanics of Heterogenous Fluids in Porous Media*. Colorado, Water Resources Publications. 259 p.
- Corona, C.R.; Gurdak, J.J.; Dickinson, J.E.; Ferré, T.P.A.; Maurer, E.P. 2018. Climate variability and vadose zone controls on damping of transient recharge. *Journal of Hydrology*, 561, 1094-1104. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.028>
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2011. Levantamento da geodiversidade: projeto atlas pluviométrico do Brasil. Arquivos digitais disponíveis em <https://portal1.snirh.gov.br/ana/home/item.html?id=108056f3de114f848adc006201ca74cf> e <https://www.sgb.gov.br/isoietas>
- Crosbie, R. S.; Binning, P.; Kalma, J. D. 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41, W01008. <https://doi.org/10.1029/2004WR003077>
- 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. 4 p. <https://doi.org/10.3133/fs20073007>
- Delin, G. N.; Healy, R. W.; Lorenz, D. L.; Nimmo, J. R. 2007. Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 231-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010>
- de Vries, J.J.; Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Dias, C. O. 2012. *Determinação da Condutividade Hidráulica de Solos Não Saturados*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná. 240 p.
- Dickinson, J. E.; Ferré, T. P. A.; Bakker, M.; Crompton, B. 2014. A screening tool for delineating subregions of steady recharge within groundwater models. *Vadose Zone Journal*, 13(6), vzj2013-10. <https://doi.org/10.2136/vzj2013.10.0184>
- Domenico, P. A.; Schwartz, F. W. 1997. *Physical and chemical hydrogeology*. New York, John Wiley & Sons, Inc. 528 p.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 1978. *Boletim técnico n° 53* –

- Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal*. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS. 455 p.
- Feitosa, F. A.C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A. 2008. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil. 812 p. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/14818>
- Fetter, C.W; Kreamer, D. 2022. *Applied Hydrogeology*. Long Grove, Waveland Press, Inc. 625 p.
- Freeze, R. A.; Cherry, J. A. 1979. *Groundwater*. New Jersey, Prentice-Hall, Inc. 604 p. <https://fc79.gw-project.org/english/>
- 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. *Brazilian Journal of Geology*, 37(3), 542-550.
- Gibb, J. P.; Barcelona, M. J.; Ritchey, J. D.; LeFaivre, M. H. 1984. *Effective porosity of geologic materials: First annual report*. ISWS Contract Report CR 351.
- Gillham, R. 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, 67(1-4), 307-324. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90248-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90248-8)
- Gonçalves, T.D. 2007. *Geoprocessamento como ferramenta para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos na região do Distrito Federal*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 225 p.
- Gosling, S. N.; Arnell, N. W. 2016. A global assessment of the impact of climate change on water scarcity. *Climatic Change*, 134, 371-385. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0853-x>
- Gurdak, J. 2017. *Vadose zone controls on damping of climate-induced transient recharge fluxes in US agroecosystems*. In: EGU General Assembly Conference Abstracts, Vol. 19, p. 4177.
- Hall, F. R. 1968. Base-flow recessions—A review. *Water resources research*, 4(5), 973-983. <https://doi.org/10.1029/WR004i005p00973>
- Healy, R.W. 2010. *Estimating groundwater recharge*. New York, Cambridge University Press. 245 p.
- Healy, R. W.; Cook, P. G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal*, 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- 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, J.M; Walker, G. 2017. *Recharge from precipitation*. In: Simmers, I., Ed., *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas*, 19-111. <https://doi.org/10.1201/9780203741191>
- Hu, K.; Awange, J. L.; Forootan, E.; Goncalves, R. M.; Fleming, K. 2017. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. *Science of the Total Environment*, 599, 372-386. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.188>
- Hu, K.X.; Awange, J.L.; Kuhn, M.; Saleem, A. 2019. Spatio-temporal groundwater variations associated with climatic and anthropogenic impacts in South-West Western Australia. *Science of the Total Environment* 696, 133599. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.133599>

- Humphrey, V.; Rodell, M.; Eicker, A. 2023. Using satellite-based terrestrial water storage data: a review. *Surveys in Geophysics*, 44(5), 1489-1517. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09754-9>
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2011. *Sinopse do Censo Demográfico 2010*. Rio de Janeiro, IBGE. 261 p.: il. ISBN - 978-85-240-4187-7.
- IBGE. 2023a. *Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA) - pedologia*. Mapeamento de Recursos Naturais (MRN). Escala 1:250.000. Versão 2023. Nota metodológica. Rio de Janeiro, Ministério do Planejamento e Orçamento. 64p. Disponível online em: https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/vetores/escala_250_mil/versao_2023/ (acessado em 15 de novembro de 2024).
- IBGE. 2023b. *Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA) - geomorfologia*. Mapeamento de Recursos Naturais (MRN). Escala 1:250.000. Versão 2023. Nota metodológica. Rio de Janeiro, Ministério do Planejamento e Orçamento. 64p. Disponível online em: https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geomorfologia/vetores/escala_250_mil/versao_2023/ (acessado em 15 de novembro de 2024).
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. 2022. *Normais Climatológicas do Brasil. 1991 a 2020*. Brasília, Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento – MAPA. 27 p.
- Iori, P., Silva, R. B. D.; Junior, M. D. S. D.; Nakamura, R.; Ferreira De Almeida, L. C. 2020. Soil quality analysis in riparian areas for soil and water resource management. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 66(5), 572-585. <https://doi.org/10.1080/03650340.2019.1630822>
- Junk, W.J.; Piedade, M.T.F.; Lourival, R.; Wittmann, F.; Kandus, P.; Lacerda, L.D.; Bozelli, R.L.; Esteves, F.A.; Nunes da Cunha, C.; Maltchick, L.; Schöngart, J.; Schaeffer-Novelli, Y.; Agostinho, A.A. 2013. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. *Aquatic Conservation: marine and freshwater ecosystems*, 24(1), 5-22. <https://doi.org/10.1002/aqc.2386>
- Koster, R. D.; Suarez, M. J.; Ducharne, A.; Stieglitz, M.; Kumar, P. 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D20), 24809-24822. <https://doi.org/10.1029/2000JD900327>
- Kresic, N. 2006. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Florida, CRC Press. 828 p.
- Kuang, X.; Jiao, J. J.; Zheng, C.; Cherry, J. A.; Li, H. 2020. A review of specific storage in aquifers. *Journal of Hydrology*, 581, 124383. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124383>
- Lerner, D.N.; Issar, A.S.; Simmers, I. 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Hanover, Heise. 345 p. <https://doi.org/10.2134/jeq1992.00472425002100030036x>
- Letz, O.; Siebner, H.; Avrahamov, N.; Egozi, R.; Eshel, G.; Dahan, O. 2021. The impact of geomorphology on groundwater recharge in a semi-arid mountainous area. *Journal of Hydrology*, 603, 127029. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127029>
- Li, B.; Rodell, M.; Kumar, S.; Beaudoin, H. K.; Getirana, A.; Zaitchik, B. F.; Gonçalves, L. G.; Cossetin, C.; Bhanja, S.; Mukherjee, A.; Tian, S.; Tangdamrongsub, N.; Long, D.; Nanteza, J.; Lee, J.; Policelli, F.; Gonil, I. B.; Daira, D.; Bila, M.; Lannoy, G.; Mocko, D.; Steele-

- Dunne, S. C.; Save, H.; Bettadpur, S. 2019. Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. *Water Resources Research*, 55(9), 7564-7586. <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>
- Li, B.; Rodell, M.; Peters-Lidard, C.; Erlingis, J.; Kumar, S.; Mocko, D. 2021. Groundwater recharge estimated by land surface models: An evaluation in the conterminous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 22(2), 499-522. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0130.1>
- Lima, I. F.; de Souza Oliveira; F., Junior; W. D. R. N.; de Oliveira Serrão; E. A.; Furtado, L. G. 2023. Alterações Antrópicas no Uso da terra e seu Impacto na Temperatura do Ar na Porção Setentrional do Pará. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 16(3), 1565-1585. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v16.3.p1565-1585>
- Loáiciga, H. A. 2008. Aquifer storage capacity and maximum annual yield from long-term aquifer fluxes. *Hydrogeology Journal*, 16, 399-403. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0270-1>
- Loheide, S. P., II; Butler, J. J., Jr; Gorelick, S. M. 2005. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, 41, W07030. <https://doi.org/10.1029/2005WR003942>
- Lopes, D.; Estumano, D.; Macêdo, E.; Quaresma, J. 2021. Uma solução para a equação de Richards em perfis de solos em camadas com a abordagem de domínio único. *Águas Subterrâneas*, 35(2), e30022. <https://doi.org/10.14295/ras.v35i2.30022>
- Lousada, E.O.; Campos, J.E.G. 2005. Proposta de modelos hidrogeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 407-414.
- Lowrance, R.; Todd, R.; Fail Jr., J.; Hendrickson Jr., O.; Leonard, R.; Asmussen, L. 1984. Riparian forests as nutrient filters in agricultural watersheds. *BioScience*, 34(6), 374-377. <https://doi.org/10.2307/1309729>
- Lv, M.; Xu, Z.; Yang, Z. L.; Lu, H.; Lv, M. 2021. A comprehensive review of specific yield in land surface and groundwater studies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(2), e2020MS002270. <https://doi.org/10.1029/2020MS002270>
- Matiatos, I.; Paraskevopoulou, V.; Lazogiannis, K.; Botsou, F.; Dassenakis, M.; Ghionis, G.; Alexopoulos, J.D.; Poulos, S.E. 2018. Surface-ground water interactions and hydrogeochemical evolution in a fluvio-deltaic setting: The case study of the Pinios River delta. *Journal of hydrology*, 561, 236-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.067>
- Mattiuzzi, C. D. P.; Kirchheim, R.; Collischonn, W.; Fan, F. M. 2015. Estimativa de recarga a partir da separação de escoamento de base em duas sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Ibicuí/RS. *Águas Subterrâneas*. Recuperado de <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28334>
- Meinzer, O.E. 1923. The occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles. *Geological Survey Water-Supply Paper*, 489. <https://doi.org/10.3133/wsp489>
- Nachabe, M. H. 2002. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water Resources Research*, 38(10), 111-117. <https://doi.org/10.1029/2001WR001071>

- Nachabe, M. H.; Ahuja, L. R.; Rokicki, R. 2003. *Field capacity of soil-water, concept, measurement, and approximation*. In: B.A.Stewart; T.Howell, Eds., Encyclopedia of water science, 915-918.
- Nazarieh, F.; Ansari, H.; Ziaei, A.N.; Izady, A.; Davari, K.; Brunner, P. 2018. Spatial and temporal dynamics of deep percolation lag time and recharge in an irrigated semi-arid region. *Hydrogeology journal* 26(7), 2507-2520. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1789-z>
- Nimmo, J. R.; Horowitz, C.; Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2), 282-292. <https://doi.org/10.1111/gwat.12177>
- Orehova, T.; Zektser, I.; Benderev, A.; Karimova, O. 2012. Evaluation of the potential groundwater recharge. Example of the Ogosta River Basin, NW Bulgaria. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*, 65(10).
- Otto, S. R. L. 1988. *Estimativa da porosidade drenável em função das propriedades de solo orgânico*. [Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa](#). 89 p.
- Poulsen, T. G.; Moldrup, P.; Yamaguchi, T.; Jacobsen, O. H. 1999a. Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil water characteristics. *Soil science*, 164(12), 877-887. [10.1097/00010694-199912000-00001](https://doi.org/10.1097/00010694-199912000-00001)
- Poulsen, T. G.; Moldrup, P.; Yamaguchi, T.; Schjønning, P.; Hansen, J. A. 1999b. Predicting soil-water and soil-air transport properties and their effects on soil-vapor extraction efficiency. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 19(3), 61-70. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.1999.tb00225.x>
- Raposo, J.R., Molinero, J., Dafonte, J. (2012). Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6), 1667-1683. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1667-2012>
- Rawls, W. J.; Brakensiek, D. L.; Miller, N. 1983. Green-Ampt Infiltration Parameters from Soil Data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(1), 62-70. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1983\)109:1\(62\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:1(62))
- Reatto, A.; Martins, E. S.; Cardoso, E.A.; Spera, S.T.; de Carvalho Jr., O.A.; Guimarães, R.; da Silva, A. V.; Farias, M. F. R. 2003. *Levantamento de Reconhecimento de Solos de Alta Intensidade do Alto Curso do rio Descoberto*. Planaltina, Embrapa Cerrados. 55 p.
- Renna Camacho, C.; Getirana, A.; Rotunno Filho, O. C.; Mourão, M. A. A. 2023. Large-Scale Groundwater Monitoring in Brazil Assisted With Satellite-Based Artificial Intelligence Techniques. *Water Resources Research*, 59(9), e2022WR033588. <https://doi.org/10.1029/2022WR033588>
- Ribeiro, K. D.; Nascimento, J.; Gomes, N. M.; Lima, L. A.; Menezes, S. M. 2007. Relações matemáticas entre porosidade drenável e condutividade hidráulica do solo saturado. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 11, 600-606. <https://doi.org/10.1590/S1415-43662007000600008>
- Richards, L. A. 1931 Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Risser, D. W.; Gburek, W. J.; Folmar, G. J. 2005. *Comparison of methods for estimating*

- groundwater recharge and baseflow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States*; Scientific Investigations Report 2005-5038; U.S. Geological Survey: Reston, Virginia.
- Rodell, M.; Houser, P. R.; Jambor, U.; Gottschalck, J.; Mitchell, K.; Meng, C.-J.; Arsenault, K.; Cosgrove, B.; Radakovich, J.; Bosilovich, M.; Entin, J. K.; Walker, J. P.; Lohmann, D.; Toll, D. 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological society*, 85(3), 381-394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Rodell, M.; Chen, J.; Kato, H.; Famiglietti, J. S.; Nigro, J.; Wilson, C. R. 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15, 159-166. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0103-7>
- Saha, G.C., Li, J., Thring, R.W., Hirshfield, F., Paul, S.S. 2017. Temporal dynamics of groundwater-surface water interaction under the effects of climate change: A case study in the Kiskatinaw River Watershed, Canada. *Journal of hydrology*, 551, 440-452. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.008>
- Santos, R.M.; Koide, S.; Távora, B.E.; Araujo, D.L. 2021. Groundwater Recharge in the Cerrado Biome, Brazil: A Multi-Method Study at Experimental Watershed Scale. *Water*, 13, 20. <https://doi.org/10.3390/w13010020>
- Simmers, 2017. *Groundwater recharge principles, problems and developments*. In: Simmers, I., Ed., *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas*, 1-18. <https://doi.org/10.1201/9780203741191>
- Smail, R. A.; Pruitt, A. H.; Mitchell, P. D.; Colquhoun, J. B. 2019. Cumulative deviation from moving mean precipitation as a proxy for groundwater level variation in Wisconsin. *Journal of Hydrology X*, 5, 100045. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100045>
- Soares Neto, G. B. 2015. *Método de classificação semiautomático das unidades básicas de relevo em regiões tropicais*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. 103 p.
- Souza, E. B. D.; Lopes, M. N.; da Rocha, E. J.; Souza, J. R. S.; Cunha, A. C. D.; Silva, R. R. D.; Ferreira, D.B.S.; Santo, D. M.; do Carmo, A. M. C.; de Sousa, J. R. A.; Guimarães, P. L.; da Mota, M. A. S.; Makino, M.; Senna, R. C.; Sousa, A. M. L.; Mota, G. V.; Kuhn, P. A. F.; Souza, P. F. S.; Vitorino, M. I. 2009. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24, 111-124. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000200001>
- Steenhuis, T. S.; Van der Molen, W. H. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *Journal of hydrology*, 84(3-4), 221-229. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90124-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90124-1)
- Stephens, D. B.; Hsu, K. C.; Prieksat, M. A.; Ankeny, M. D.; Blandford, N.; Roth, T. L.; Kelsey, J. A.; Whitworth, J. R. 1998. A comparison of estimated and calculated effective porosity. *Hydrogeology Journal*, 6, 156-165. <https://doi.org/10.1007/s100400050141>
- SUDENE - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. 2024. *Resolução CONDEL/SUDENE nº 176, de 3 de janeiro de 2024. Aprova Relatório Conclusivo elaborado pela Equipe Técnica do Comitê Provisório do Conselho Deliberativo da SUDENE (CONDEL/SUDENE), instituído pela Resolução CONDEL/SUDENE nº 155, de 29 de abril de 2022, sobre as irresignações apresentadas por Entes federativos subnacionais contra a*

- exclusão de municípios do Semiárido brasileiro e dá outras providências.*
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0243-3>
- Tallaksen, L.M. 1995. A review of baseflow recession analysis. *Journal of hydrology*, 165(1-4), 349-370. [10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R)
- Tanaka, M.O.; de Souza, A.L.T.; Moschini, L.E.; de Oliveira, A.K. 2016. Influence of watershed land use and riparian characteristics on biological indicators of stream water quality in southeastern Brazil. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 216, 333-339. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2015.10.016>
- Tapley, B. D.; Bettadpur, S.; Watkins, M.; Reigber, C. 2004. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical research letters*, 31(9). <https://doi.org/10.1029/2004GL019920>
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1955. *The Water Balance*; Laboratory in Climatology, Johns Hopkins University: Baltimore, MD, USA. Volume 8, pp. 1-104.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. 1957. *Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance*; Laboratory in Climatology, Johns Hopkins University: Baltimore, MD, USA. Volume 10, pp. 181-311.
- Todd, D. 1959. *Groundwater hydrology*. New York, John Wiley and Sons.
- Tolentino Jr., J. B. 2022. *Irrigação Pressurizada*. Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Rurais. irrigacao.tolentino.pro.br
- van Beers, W. F. J. 1965. *Some nomographs for the calculation of drain spacings*. Wageningen, International Institute for Land Reclamation and Improvement. 48p.
- van Essen Instruments. 2022. Product Manual. Diver®. 27p. Disponível em: <https://www.vanessen.com/products/data-loggers/micro-diver/>
- Vieira, T.B.; Tejerina-Garro, F.L. 2020. Relationships between Environmental Conditions And Fish Assemblages In Tropical Savanna Headwater Streams. *Scientific Reports*, 10(1), 1-12. [10.1038/s41598-020-59207-9](https://doi.org/10.1038/s41598-020-59207-9)
- Walczuk, A.; Campos, J. E.G; Henrichs de Azevedo, J. 2019. Recarga de Aquíferos em Região de Clima Semiárido: uma Análise Acoplada entre Variabilidade Pluviométrica e Características Pedológicas. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42(3). https://doi.org/10.11137/2019_3_536_557
- Wang, Y.; Li, T.; Hou, X.; Zhang, Y.; Li, P. 2022. Hydraulic modeling of water flow in the thick vadose zone under precipitation. *Geoenvironmental Disasters*, 9(1), 7. <https://doi.org/10.1186/s40677-022-00207-4>
- Winter, T. C. 2007. The role of ground water in generating streamflow in headwater areas and in maintaining base flow. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(1), 15-25. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00003.x>
- Worthington, S. R.; Foley, A. E.; Soley, R. W. 2019. Transient characteristics of effective porosity and specific yield in bedrock aquifers. *Journal of Hydrology*, 578, 124129.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124129>

- Xia, Y.; Mocko, D.; Huang, M.; Li, B.; Rodell, M.; Mitchell, K. E.; Cai, X.; Ek, M. B. 2017. Comparison and assessment of three advanced land surface models in simulating terrestrial water storage components over the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 625-649. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0112.1>
- Zimmermann, E. 2006. Bayesian approach to daily rainfall modelling to estimate monthly net infiltration using the Thornthwaite water budget and Curve Number methods. *Hydrogeology Journal*, 14, 648-656. [10.1007/s10040-005-0458-1](https://doi.org/10.1007/s10040-005-0458-1)
- Zomlot, Z.; Verbeiren, B.; Huysmans, M.; Batelaan, O. 2015. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 349-368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.07.005>