

XXVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS

UMIDADE DO SOLO NO CERRADO: UM PANORAMA DOS FATORES DE ESTADO E DOS PADRÕES DE ARMAZENAMENTO E REDISTRIBUIÇÃO VERTICAL DE ÁGUA EM ESCALA DE ZONAS CRÍTICAS

Andréia de Almeida¹; Tiago Borges Kisaka²; Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento³ & Sergio Koide⁴

Abstract: This study presents, through an analysis of the scientific literature, an overview aimed at understanding the state factors, patterns and role of soil moisture in the vertical redistribution of water (evapotranspiration and recharge) in the Critical Zone of the Cerrado biome. This is because, despite representing a small portion of the hydrological cycle, soil moisture plays a crucial role in regulating ecohydrological processes, being a key factor in climate and hydrological studies to identify mechanisms and processes that control the water-vegetation interactions in a scenario of intensification of changes in land use and land cover.

Resumo: O presente estudo apresenta, por meio de análise da literatura científica, um panorama direcionado à compreensão dos fatores de estado, dos padrões e do papel da umidade do solo para a redistribuição vertical de água (evapotranspiração e recarga) na Zona Crítica do bioma Cerrado. Isso porque, apesar de representar uma parcela reduzida do ciclo hidrológico, a umidade do solo apresenta papel crucial na regulação de processos ecohidrológicos, sendo fator-chave em estudos climáticos e hidrológicos identificar mecanismos e processos que controlam a interação água – vegetação em um cenário de intensificação nas mudanças de uso e cobertura do solo.

Palavras-Chave: Cerrado; Evapotranspiração; Recarga.

1. INTRODUÇÃO

Compreender o papel dos fatores ambientais na heterogeneidade espaço-temporal, avaliar os impactos das mudanças na cobertura do solo e incorporar metodologias inovadoras para o monitoramento da água na Zona Crítica (CZ) figuram dentre as principais questões ainda não solucionadas pela hidrologia (Blöschl *et al.*, 2019). A CZ refere-se à porção superficial da Terra, que comprehende desde o dossel da vegetação até a base dos aquíferos livres (NRC, 2001; White, 2012). Ao passo que é considerada a principal camada de suporte à vida, estudá-la tem sido uma necessidade a fim de obter conhecimento para a manutenção dos recursos naturais, especialmente a água (Parsekian *et al.*, 2015).

Sabe-se que a CZ é responsável por armazenar uma parcela da água que infiltra no solo e que poderá atender tanto as demandas evaporativas quanto a recarga de aquíferos (Dandekar *et al.*, 2018). Logo, do conjunto de variáveis que determinam os fluxos de água entre a CZ e a atmosfera e na CZ, a umidade do solo (θ) requer atenção especial. Apesar de constituir uma fração reduzida do ciclo hidrológico global ($\sim 0,05\%$), a água armazenada na zona vadosa regula o particionamento da precipitação entre os demais processos hidrológicos e influencia os balanços hídrico e energético

1) Faculdade UnB Planaltina, Universidade de Brasília, 73345-010 Planaltina, Brasil; andreia.almeida@unb.br

2) Faculdade UnB Planaltina, Universidade de Brasília, 73345-010 Planaltina, Brasil; tiagobk.df@gmail.com

3) Faculdade UnB Planaltina, Universidade de Brasília, 73345-010 Planaltina, Brasil; carlostadeu@unb.br

4) Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, 70910-900 Brasília, Brasil; skoide@unb.br

terrestres (Farrar, Nicholson e Lare, 1994; Fu *et al.*, 2022; Rodriguez-Iturbe *et al.*, 2001; Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006).

A caracterização dos padrões de θ e a identificação dos fatores ambientais – como o clima, a topografia, a pedologia e o uso e cobertura do solo – que os condicionam são conhecimentos basilares não só em estudos ecohidrológicos (Acharya, Halihan, *et al.*, 2017; Boughanmi *et al.*, 2018; Fu *et al.*, 2022) e climatológicos (Jung *et al.*, 2010; Schiermeier, 2008; Seneviratne *et al.*, 2010), mas também para aprimorar o manejo agrícola (Mary *et al.*, 2020; Michot *et al.*, 2003) e a análise dos riscos de deslizamento (Franco e Bonumá, 2017).

Diante do exposto, o presente estudo concentrou-se em analisar os fatores de estado e os padrões de θ , com foco na análise da memória e da persistência das condições de armazenamento de água no solo, e a relação entre esses padrões e a redistribuição vertical (evapotranspiração e recarga) de água na CZ, com ênfase para o bioma Cerrado.

2. FUNDAMENTOS E FATORES DE ESTADO ASSOCIADOS AO ARMAZENAMENTO E À DINÂMICA DE UMIDADE DO SOLO

O termo umidade do solo (θ) refere-se à água presente em diferentes condições de armazenamento na zona vadosa (camada do solo predominantemente não saturada e de interface entre a atmosfera e as formações geológicas subsequentes) (Figura 1). À parcela de θ retida pelo potencial matricial (ψ), para satisfazer o déficit hídrico resultante das demandas do solo e da vegetação, atribui-se a denominação capacidade de retenção ou capacidade de água disponível (AWC, *available water content*) (Veihmeyer e Hendrickson, 1950). Esta pode ser representada pela diferença entre o teor de θ na capacidade de campo (FC, *field capacity*) e no ponto de murcha (WP, *wilting point*) (Figura 1) (Younger, 2007).

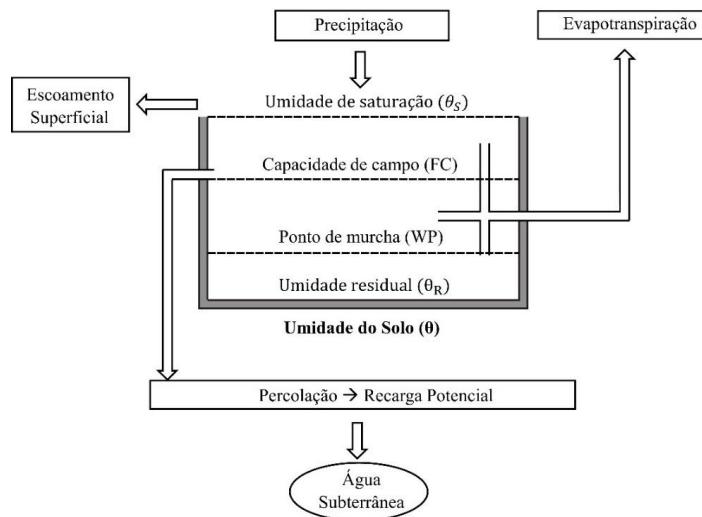


Figura 1 - Diagrama simplificado com os principais estoques e fluxos relacionados à umidade do solo na zona crítica. Adaptado de Younger (2007).

Quando em estado superior à FC, a umidade pode atingir a saturação (θ_S). Abaixo do WP, a umidade é dita residual (θ_R) e encontra-se adsorvida ao solo, limitando a extração de água pelas plantas (Veihmeyer e Hendrickson, 1950). Desse modo, o conteúdo de θ disponível para a vegetação (PAW, *plant available water*) é aproximadamente equivalente ao somatório da AWC com o montante de θ contido entre a FC e a θ_S , isto é, excetuando-se a porção de WP da umidade total do solo (SWC,

soil water content) (Grayson *et al.*, 1997). Em função dos estados de armazenamento da θ (θ_R , WP, FC e θ_S) podem ocorrer três cenários de fluxo de água no solo:

i. *Umedecimento* (até o fim do evento de precipitação, P): em caso de déficit hídrico no solo ($\theta < FC$), o potencial matricial mantém o volume infiltrado no sentido de incrementar o armazenamento de umidade e restaurar FC (Grayson *et al.*, 1997);

ii. *Redistribuição vertical ou lateral* (no curto prazo após a precipitação):

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta \geq FC$), a evapotranspiração (ET) real (*AET, actual evapotranspiration*) será suprida pela θ a uma taxa máxima, igualando-se à evapotranspiração potencial (*PET, potential evapotranspiration*) (Grayson *et al.*, 1997; Jipp *et al.*, 1998);

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta = \theta_S > FC$), a precipitação infiltrada será governada pela ação da gravidade, permitindo a percolação em direção à zona saturada (Freeze e Banner, 1970; Ward, 1984);

- Na ausência de déficit hídrico no solo ($\theta = \theta_S > FC$), a precipitação excedente será convertida em escoamento superficial (Q_s) por excedência da capacidade de infiltração (Horton, 1933) ou em decorrência da saturação do solo (Dunne e Black, 1970; Hewlett, 1961); e

iii. *Secagem* (longo prazo após a precipitação): caracterizada pelo retorno à condição de armazenamento semelhante àquele antecedente ao evento de precipitação (Grayson *et al.*, 1997).

Desse modo, associado ao papel da radiação solar (que disponibiliza energia para a evapotranspiração) e da gravidade (que atua na drenagem do solo), θ consiste em uma variável-chave no controle do particionamento da água no ciclo hidrológico terrestre. Restringindo-se aos processos de redistribuição vertical de água na CZ, é importante detalhar as possíveis interações entre θ , ET e recarga de aquíferos.

Considerando como referência WP e um dado valor de umidade crítica (θ_{crit}), Budyko (1961) definiu três regimes de retenção de água no solo (úmido, seco e de transição), que se relacionam aos padrões de ET (Figura 2). Nos regimes seco ($\theta < WP$) e úmido ($\theta > \theta_{crit}$) a θ não afeta ET, enquanto no regime de transição ($WP \leq \theta \leq \theta_{crit}$) a θ é um fator importante na eficiência de ET, representada pela fração evaporativa (EF, Equação 1, Figura 2). EF pode ser derivada a partir das relações entre LE: fluxo de calor latente; H: fluxo de calor sensível; AET: evapotranspiração real; PET: evapotranspiração potencial; e P: precipitação (Eq. 1).

$$EF = \frac{LE}{LE + H} = \frac{AET}{PET} = \frac{PET}{P}$$

1

Nesse último cenário, a θ exerce um controle central nas trocas de água e de energia entre a superfície e a atmosfera. Por consequência, o modelo de Budyko (1961) estabelece dois regimes principais de ET: i) um controlado pelo clima/energia (energia limitada); e ii) outro controlado pela água disponível no solo (θ limitada) (Figura 2). No primeiro regime, quando θ encontra-se acima de um dado valor crítico ($\theta \geq \theta_{crit}$), ET independe da θ ($AET = PET$). Porém, se θ encontra-se em estado de armazenamento inferior a θ_{crit} , ocorre o segundo regime ($AET < PET$), no qual ET varia linearmente em função da θ , de acordo com a taxa de variação S. Por fim, quando $\theta < WP$, a evapotranspiração tende a cessar.

Diferenças entre os parâmetros de Budyko (EF, S e θ_{crit}) foram identificadas em escala global devido principalmente à textura do solo, ao déficit de pressão de vapor (VPD), à precipitação e à estrutura da vegetação (Fu *et al.* 2022). Dados provenientes da FLUXNET2015, rede que disponibiliza medições globais de fluxo de energia, água e CO₂ (fluxnet.org; Pastorello *et al.* 2020),

possibilitaram a Fu et al. (2022) ajustar relações EF- θ específicas para os biomas analisados, que traduzem uma resposta adaptativa de cada local quanto à capacidade de maximizar ET em função da θ_{crit} predominante.

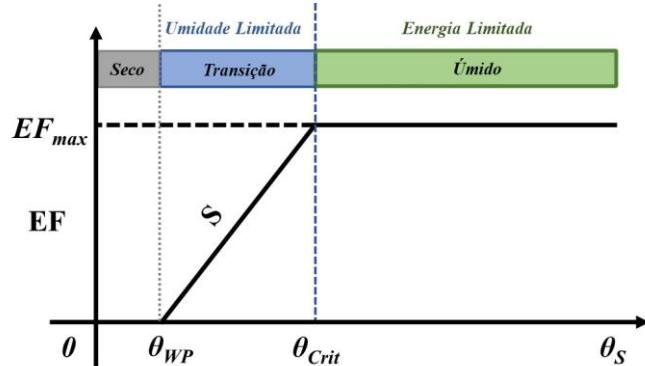


Figura 2 – Definição dos regimes de umidade do solo (θ) e evapotranspiração. EF denota a fração evaporativa, conforme Eq. 1. Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

Supridas as demandas matricial e evaporativa, θ pode ser convertida em percolação, que conecta a precipitação às águas subterrâneas (Hillel e Prettyman, 1998; Ward, 1984). Em comparação às contribuições de recarga localizada (a partir do escoamento superficial retido em depressões) e indireta (no leito dos corpos hídricos), a recarga direta (difusa), proveniente da percolação, predomina (Freeze e Banner, 1970; Vries, de e Simmers, 2002; Ward, 1984). Também denominada drenagem profunda ou recarga potencial, a percolação consiste no fluxo vertical e descendente de água abaixo da região radicular (Freeze e Banner, 1970).

Ambientes com condições climáticas úmidas apresentam taxas de percolação e recarga aproximadas (Sakakibara *et al.*, 2017). Em contraponto, nos ambientes com limitada disponibilidade hídrica (desertos áridos e semiáridos, pradarias e savanas) as “perdas” de θ são acentuadas por ET, especialmente em solos com zonas vadiosas espessas (Eilers, Carter e Rushton, 2007; Oliveira *et al.*, 2017; Schreiner-McGraw e Vivoni, 2017). Nesta situação, observa-se um prolongado período de distribuição da θ entre as zonas vadiosa e saturada (tempo de latência ou de defasagem), com potencial de redução na magnitude de percolação (Rossman *et al.* 2014).

Vale ressaltar que a relação direta entre θ e taxa de percolação, apesar de predominante, pode apresentar exceções. Estudos apontam um comportamento inverso, a exemplo dos resultados descritos por Hester *et al.* (2016) em planícies de inundação na Virgínia (EUA), com aumento da percolação em solos argilosos com $\theta \leq FC$. Bethune *et al.* (2008) demonstraram ainda ausência de correlação entre a percolação e a umidade antecedente em campos irrigados na Austrália.

Adicionalmente, o movimento vertical de água no solo pode apresentar sentido oposto ao da percolação. Isso ocorre quando a umidade profunda migra para a zona de raízes tanto por ascensão capilar, a partir da zona saturada (Xu *et al.*, 2017), quanto em função da redistribuição hidráulica, realizada pelas raízes das plantas, especialmente em savanas neotropicais, como o Cerrado (Caldwell e Richards, 1989; Moreira *et al.*, 2003).

Diante desse contexto, observa-se que o estoque de θ e a redistribuição via ET e recarga dependem não apenas das condições de umidade antecedente (Gaur e Mohanty, 2016; Seneviratne *et al.*, 2010; Silva e Oliveira, 1999; Zhao *et al.*, 2014). Somam-se a isso o efeito individual ou combinado dos atributos climáticos, topográficos, pedológicos e de uso de cobertura do solo (Farrar *et al.* 1994; Rodriguez-Iturbe *et al.* 2001; Tromp-Van Meerveld e McDonnell 2006), aos quais Jenny (1994) atribuiu a denominação fatores de estado.

O clima é considerado o fator determinante para a variabilidade espacial e temporal da θ em grandes bacias hidrográficas ($> 1000 \text{ km}^2$) (Jacobs, Bertassello e Rao, 2020; Luiz *et al.*, 2007; Poltoradnev, Ingwersen e Streck, 2016; Shaman, Stieglitz e Burns, 2004; Vachaud *et al.*, 1984). Bacias intermediárias ($200 - 1000 \text{ km}^2$) apresentam padrões condicionados por atributos topográficos e da vegetação (Poltoradnev, Ingwersen e Streck, 2016). Em pequenas bacias ($< 200 \text{ km}^2$), por sua vez, θ responde à variação temporal das forçantes atmosféricas em função da topografia, sob condições úmidas (Vereecken *et al.*, 2014; Western, Grayson e Green, 1999), e dos controles pedológicos e de uso e cobertura do solo, sob condições secas (Brocca *et al.*, 2017; Farrar, Nicholson e Lare, 1994; Wilson, Western e Grayson, 2004).

Grayson *et al.* (1997) descreveram os estados úmido e seco, predominantes em bacias de clima temperado na Austrália (Wagga Wagga: $0,7 \text{ km}^2$; Tarrawara: $1,5 \text{ km}^2$), como estados preferenciais de controle não local (topografia) e controle local (pedologia e vegetação) da θ , respectivamente. Martini *et al.* (2015) avaliaram a ocorrência dos estados preferenciais estabelecidos por Grayson *et al.* (1997) em uma vertente na bacia de cabeceira Schäfertal ($1,44 \text{ km}^2$), na Alemanha Central, com clima continental frio ($P: 630 \text{ mm/ano}$, temperatura: $-24,0 - 6,9^\circ\text{C}$).

No estado úmido, com $P > ET$ e predomínio de θ superior à média anual ($0,23 \text{ m}^3/\text{m}^3$), a declividade (2 – 10%) e o aspecto (parte da área orientada para sul e parte orientada para o norte) da vertente desempenharam o papel dominante para a organização espacial da umidade (Martini *et al.* 2015a). Isso porque, enquanto a declividade controla a distribuição lateral da água, o aspecto determina a exposição da superfície à radiação solar, com reflexos na temperatura do solo, nas taxas de ET e, consequentemente, na θ .

Durante o estado seco ($ET > P$), Martini *et al.* (2015) identificaram o predomínio dos fluxos verticais, com infiltração lenta em decorrência da condutividade hidráulica reduzida sob baixo teor de água no solo, favorecendo a ET . Nesse caso, as propriedades locais do solo (cambissolo e solo hidromórfico, com porosidade superior à 45% e predomínio de silte e areia) determinaram os padrões espaciais de θ . Contudo, o estudo não levou em consideração o efeito da profundidade do aquífero e restringiu-se a uma vertente com ocorrência exclusiva de vegetação campestre.

Semelhante a Martini *et al.* (2015a), McMillan e Srinivasan (2015), Rosenbaum *et al.* (2012) e Swarowsky *et al.* (2011) apontaram a importância dos atributos topográficos, no estado úmido, e pedológicos, no estado seco, em bacias de cabeceira na Nova Zelândia ($0,7 \text{ km}^2$), na Alemanha ($0,27 \text{ km}^2$) e na Califórnia (3 km^2), respectivamente. Contudo, esses estudos levaram em consideração o efeito do aquífero raso e da proximidade com corpos hídricos na prevalência de valores elevados de θ nas áreas menos elevadas da bacia, ao favorecer o umedecimento do solo por capilaridade.

No que diz respeito ao papel da vegetação, avaliado nos três estudos por meio do índice de área foliar (LAI), observou-se um impacto significativo, porém não houve concordância quanto ao sentido do impacto (incremento ou redução) desse fator na θ . Segundo Swarowsky *et al.* (2011), a interceptação do dossel arbóreo de carvalhos (23% P) retardou o umedecimento e reduziu a θ em comparação com a vegetação campestre (10% P). Contudo, ao considerar a equivalência entre ET e o percentual de interceptação para a estimativa do balanço hídrico, é possível que uma parcela do fluxo interno ao caule da vegetação arbórea, característico de savanas, tenha sido desprezado (Tonello *et al.*, 2021; Tonello e Bramorski, 2021).

Rosenbaum *et al.* (2012), por sua vez, identificaram que o incremento de LAI, com o crescimento de coníferas, favoreceu o sombreamento e, consequentemente, reduziu as perdas de água via evaporação direta do solo, resultando em valores mais elevados de θ . No estudo de McMillan e Srinivasan (2015), essa hipótese também foi adotada para explicar a prevalência do estado úmido em área de vegetação arbustiva nativa da Nova Zelândia (*Discaria toumatou*) em comparação com áreas de pastagem cultivada para a criação de ovinos e bovinos.

Além de LAI, outros atributos da vegetação influenciam θ em sentidos distintos. O tamanho dos indivíduos (arbóreas: > 5 m; arbustivas: 1 – 5 m; herbáceas: < 1 m) e a profundidade de enraizamento podem relacionar-se negativamente com θ , devido à ampliação da extração de água para atender ET. Essa relação foi avaliada por Acharya et al. (2017a) na zona radicular do solo (< 3 m) em Oklahoma (EUA), por meio da técnica geofísica de imageamento da resistividade elétrica (ERT), que possibilita avaliar de modo indireto características da subsuperfície, como a θ . O consumo de θ em áreas com vegetação arbórea (cedro), em contraponto com a vegetação herbácea típica em pradarias, foi indicado por valores de resistividade elétrica (ρ) até 70% maiores no primeiro caso (Acharya, Halihan, *et al.*, 2017). O resultado foi condizente com a redução na percolação a 3 metros de profundidade (cedro: 171 mm/ano; pradaria: 275 mm/ano), estimada por Acharya et al. (2017c) na mesma área de estudo, por meio de modelagem numérica.

Uma zona resistiva entre 0 e 20 m de profundidade ($\rho > 10000 \Omega \cdot m$) sob eucalipto, não observada em seções ERT sob cana-de-açúcar ($\rho < 4000 \Omega \cdot m$), ressaltaram o possível aumento na demanda de θ para ET naquela classe de cobertura do solo na bacia do córrego Onça, em São Paulo (Coutinho *et al.*, 2020). Mattos et al. (2019) relataram uma redução de até 40% da recarga de água subterrânea pelo método de flutuação do nível da água como consequência da substituição de pastagem (ET = 731 mm/ano) por eucalipto (ET = 1014 mm/ano) em uma bacia no interior de São Paulo.

Krishnaswamy et al. (2013) ressaltam que a relação entre uso e cobertura do solo e θ deve ser avaliada pela hipótese do equilíbrio entre infiltração – ET, tanto em áreas nativas quanto alteradas. Formações florestais nativas garantem a infiltração para suprir as perdas decorrentes de ET, que tende a superar o montante de formações com predomínio de arbustivas e herbáceas (Bonell *et al.*, 2010; Krishnaswamy *et al.*, 2012). A hipótese é válida desde que a condutividade hidráulica do solo seja mantida, tornando-se um fator relevante para as funções hidrológicas do solo, tais como armazenamento de θ , recarga e regularização do escoamento de base (Falcão *et al.*, 2020; Salemi *et al.*, 2012, 2013; Silva-Júnior *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2012).

Nesse caso, o acúmulo de serrapilheira pode favorecer a infiltração e reduzir a temperatura do solo, refletindo em valores elevados de θ (Acharya, Stebler e Zou, 2017; Bucci, Scholz, Goldstein, Hoffmann, *et al.*, 2008; Butler *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2015; Villalobos-Vega *et al.*, 2011). Silva-Júnior et al. (2021), por exemplo, reportaram redução no armazenamento anual de θ (cerca de 8,1%) em resposta à substituição da vegetação nativa por pastagem, na Floresta Amazônica, possivelmente em função de alterações na condutividade hidráulica do solo. Sistemas agroflorestais (SAFs) de produção de cacau, analisados por Niether et al. (2017) na Bolívia, indicaram que os efeitos positivos (manutenção do recobrimento do solo) e negativos (elevação de ET) podem ser equilibrados sem comprometer θ , em comparação com monoculturas de cacau com predomínio de raízes mais rasas. Resultado semelhante foi observado em uma silvicultura de eucalipto em São Paulo (Bosi, Pezzopane e Sentelhas, 2020). Yang et al. (2014) ressaltam ainda que a densidade do plantio deve ser controlada, com potencial de mitigar o déficit hídrico do solo.

Apesar dos esforços em compreender o impacto dos fatores de estado na θ , alguns dos quais brevemente apresentados nesta revisão, há incertezas quanto ao predomínio, o sentido e o potencial de impacto deles na θ , especialmente no que diz respeito às condições de uso e cobertura do solo. Portanto, uma série de hipóteses tem sido formuladas para entender como esses fatores atuam no controle dos valores médios (no espaço e no tempo), na dinâmica temporal e na distribuição espacial da θ . De modo geral, as principais características abordadas para avaliar a resposta hidrológica da paisagem à θ são a memória e a persistência.

Eventos sucessivos de umedecimento e secagem modulam o comportamento da θ . Com isso, o solo “registra” esses eventos e estabelece condições seguras de armazenamento de água a partir do

histórico de circunstâncias anômalas semelhantes (Bonell *et al.*, 2010; Ghannam *et al.*, 2016). A memória refere-se ao intervalo de tempo durante o qual a θ permanece próxima à essa condição de armazenamento, denominada atrator temporal, até que o efeito da anomalia dissipe. WP e FC são atratores comumente utilizados como indicativo de condições de armazenamento seco e aproximadamente úmido, respectivamente.

Por meio da análise de frequência em séries temporais de θ obtidas em Idaho (EUA), Chandler *et al.* (2017) identificaram os atratores temporais FC, limite de extração pelas plantas (PEL, *plant extraction limit*) e saturação de campo (FS, *field saturation*). FC refere-se ao valor de θ que prevalece entre os estados saturado e seco, como visto anteriormente. PEL é um atrator seco, abaixo do qual a vegetação não extrai água para transpiração. Apesar de conceitualmente semelhante ao WP, PEL reconhece que a vegetação não necessariamente murcha quando a transpiração cessa (ou fica lenta). Valores máximos de θ , definidos como FS, podem representar a saturação real, uma vez que θ_S é pouco frequente em solos bem drenados, como na região analisada (Chandler *et al.*, 2017).

Adaptações na estrutura conceitual proposta por Budyko (1961) tem demonstrado relevância na identificação da θ_{crit} , um importante atrator temporal na relação θ -ET (Figura 2). Originalmente, Budyko aplicava-se ao balanço hídrico de longo prazo em escala de bacia, considerando o armazenamento de água no solo em regime estacionário (Budyko, 1961; Chen e Sivapalan, 2020; Greve *et al.*, 2015). Contudo, estudos recentes têm demonstrado que relações empíricas lineares com platô possibilitam a avaliação instantânea da θ devido à influência dos fatores de primeira (P e ET) e de segunda ordem (fatores de estado) (Chen e Sivapalan, 2020; Fu *et al.*, 2022; Nijzink e Schymanski, 2022; Vargas Zeppetello, Battisti e Baker, 2019).

Alguns estudos identificam a memória da θ pelo termo histerese (Chandler *et al.*, 2017; Mascaro e Vivoni, 2016). Oriundo do grego *hystérēsis*, o termo designa atraso ou tendência de manutenção das propriedades de um sistema mesmo após a alteração dos estímulos que condicionam tal propriedade (Cambridge, 2022). Na hidrologia é comum a observação de fenômenos histeréticos, como na relação entre o potencial matricial e θ (Genuchten, van, 1980). Relações que apresentam histerese podem indicar a existência de fatores limitantes que condicionam a variável resposta não apenas à variável preditora, mas também ao histórico da variável resposta.

Chandler *et al.* (2017) verificaram a histerese nos períodos de umedecimento e secagem do solo por meio da análise de regressão entre θ de profundidades consecutivas em um perfil vertical. Outros estudos têm conduzido análise equivalente com gráficos de dispersão da variabilidade (desvio padrão, σ_θ , ou o coeficiente de variação, $CV = \sigma_\theta/\bar{\theta}$) em função da média ($\bar{\theta}$), espaciais ou temporais, da umidade do solo. Rosenbaum *et al.* (2012) demonstraram a presença de ciclos histeréticos nessa relação, proposta com um ano de dados de θ coletados em uma pequena bacia na Alemanha. Antes disso, a análise da memória por meio de padrões histeréticos só havia sido identificada e discutida com experimentos sintéticos, a exemplo de Ivanov *et al.* (2010).

A persistência, por sua vez, equivale ao período em que a θ permanece acima ou abaixo de um determinado limiar de referência (WP, FC, PAW, θ_{crit} , média, mediana) espacial ou temporal (Ghannam *et al.*, 2016; Grayson *et al.*, 1997). Na literatura, persistência tem sido descrita como sinônimo de estabilidade temporal (Martini *et al.*, 2015; Mor *et al.*, 2012; Vachaud *et al.*, 1984) e homogeneização (Ivanov *et al.*, 2010) ou em sentido oposto à sua variabilidade temporal e/ou espacial (McMillan e Srinivasan, 2015; Poltoradnev, Ingwersen e Streck, 2016; Srivastava *et al.*, 2021).

Detalhes acerca dos métodos de determinação da persistência constam em Vanderlinden *et al.* (2012), com destaque para a análise das diferenças médias relativas de θ e do coeficiente de correlação ranqueado de Spearman (Vachaud *et al.*, 1984), amplamente aplicados na avaliação da permanência de padrões espaciais de θ ao longo do tempo (Greve *et al.*, 2017; Martini *et al.*, 2015; McMillan *et al.*, 2011; Mor *et al.*, 2012). A regressão entre medidas de θ de dias consecutivos com condições

semelhantes de θ (Dong *et al.*, 2022) ou entre a variabilidade e $\bar{\theta}$ também se demonstram úteis para análise de persistência (Elmaloglou *et al.*, 2016; Fatichi *et al.*, 2015; Wei *et al.*, 2017).

Nesse último caso, ao invés da histerese, avalia-se a forma geral da relação variabilidade *versus* $\bar{\theta}$, explicada pelos fatores de estado (clima, vegetação, solo e topografia) que podem determinar uma gama de valores para a mesma $\bar{\theta}$ (Vanderlinden *et al.*, 2012). Além disso, o ramo ascendente (umedecimento) dos gráficos de histerese depende predominantemente de P, principal fator para condicionar a persistência acima ou abaixo de determinado limiar (Mascaro e Vivoni, 2016; Rosenbaum *et al.*, 2012). Em contrapartida, drenagem e evapotranspiração, que definem a memória da θ , são essenciais para estabelecer o ramo de descida (secagem) na relação histerética (Ivanov *et al.*, 2010; Mascaro e Vivoni, 2016).

3. PADRÕES DE ARMAZENAMENTO E REDISTRIBUIÇÃO DE UMIDADE DO SOLO NO CERRADO

Ecossistemas com limitada disponibilidade hídrica, a exemplo das Savanas Neotropicais, são caracterizados pelo papel da θ no controle dos processos hidrológicos e das respostas fisiológicas e de crescimento vegetal, que, por sua vez, retroalimentam os padrões de θ (Ignace *et al.*, 2007; Jackson *et al.*, 1999; Potts *et al.*, 2010; Rocha *et al.*, 2009). O Cerrado, segundo maior bioma brasileiro (área aproximada de 200 Mha), enquadra-se como uma Savana Neotropical, com temperatura e precipitação anual médias de 23°C e 1500 mm, respectivamente, inverno seco e cerca de 80% da precipitação concentrada na estação chuvosa (outubro a abril).

Do montante de precipitação, uma parcela significativa é convertida em evapotranspiração, com valores entre 823 e 1200 mm/ano (1,75 – 3,2 mm/dia), que resultam em recarga média (P-ET) de aproximadamente 422 mm/ano (Anache *et al.*, 2019; Cabral *et al.*, 2015; Giambelluca *et al.*, 2009; Hutley, O’Grady e Eamus, 2000; Oliveira *et al.*, 2015, 2017; Rocha *et al.*, 2009; Valle Júnior *et al.*, 2020). Dados de ET extraídos de estudos realizados no Cerrado equiparam-se aos valores médios observados em torres de fluxo turbulento localizadas em savanas da Austrália e da África do Sul, diferindo apenas no período predominante da sazonalidade sul-africana (seca: novembro-abril, chuva: maio-outubro).

Em comparação a outros biomas brasileiros, o Cerrado apresenta ET semelhante à Caatinga (ET MODIS = 0,5 – 4,5 mm/dia, P = 800 mm/ano) e à porção sul da Amazônia, limítrofe ao Cerrado (ET MODIS = 1,0 – 4,5 mm, P = 1694 mm/ano); e inferior ao observado no norte da Amazônia (ET MODIS = 3,0 – 5,0 mm/dia, P = 2286 mm/ano) e na Floresta Atlântica (ET MODIS = 1,58 – 5,09, 1208 mm/ano; P = 2756 mm/ano) (Jiang *et al.*, 2022; Mello *et al.*, 2019; Silva-Júnior *et al.*, 2021). Valores reduzidos de ET no Cerrado em comparação com as florestas tropicais úmidas, especialmente durante a estação seca, devem-se principalmente à limitação de θ (Cerrado: 0,08 – 0,30 m³/m³; norte da Amazônia: 0,30 – 0,50 m³/m³, comparativo entre 0 e 20 cm) (Ferreira *et al.*, 2007; Garcia-Montiel *et al.*, 2008; Giambelluca *et al.*, 2009; Jiang *et al.*, 2022; Silva-Júnior *et al.*, 2021).

Fu *et al.* (2022) pontuam que os valores de referência para os parâmetros de Budyko EF_{max} (0,0 – 0,8), S (0,025 – 0,125) e θ_{crit} (0,0 – 0,15) em savanas refletem uma estratégia de resistência ao estresse hídrico. Valores reduzidos de θ_{crit} e elevados de S implicam maior controle e, consequentemente, menores taxas de ET em comparação com as florestas úmidas, onde ET depende principalmente da energia disponível (Gao *et al.*, 2022; Silva-Júnior *et al.*, 2021). Por isso, conhecer θ_{crit} predominante em determinada região é essencial na análise da relação entre o uso e cobertura do solo e do papel da θ no controle dos processos hidrológicos (Fu *et al.*, 2022).

Contudo, dados de θ e ET referentes ao Cerrado não integram o FLUXNET2015 e ainda apresentam análises limitadas da relação θ -ET. Semelhante aos atributos climáticos, θ e cobertura do

solo mantém uma interação dinâmica e bem definida nas Savanas, uma vez que o sistema clima - solo - vegetação é condicionado pela disponibilidade de água no solo (Bucci, Scholz, Goldstein, Meinzer, et al., 2008; Taylor, Scanlon e Rodriguez-Iturbe, 2009; Peña-Peña e Irmler, 2016). Esse cenário define o Cerrado como um mosaico de formações campestre (cerrado sujo, campo limpo e campo rupestre, com LAI: 0,23 m²/m², densidade: 945 ind/ha, altura: < 2,5 m); savânicas (cerrado sentido restrito, com LAI: 1,45 m²/m², densidade > 1000 ind/ha, altura: < 8-10 m, com estrato herbáceo); e florestal (mata ciliar, mata de galeria, mata seca e cerradão, com LAI: 4,30 m²/m², densidade > 3000 ind/ha, altura: < 10 m), cuja vegetação nativa difere especialmente em resposta às condições de déficit hídrico do solo (Bucci, Scholz, Goldstein, Hoffmann, et al., 2008; Eiten, 1972; Ferreira et al., 2009; Miranda et al., 1997).

Em geral, a vegetação que se desenvolve em áreas com zona vadosa espessa apresenta variabilidade de estratégias na absorção de água do solo (Rossatto et al., 2012). Bucci et al. (2008) afirmam que o potencial hídrico do solo no Cerrado é substancialmente alterado até 1 m de profundidade. Contudo, Oliveira et al. (2015), ao compararem formações campestres e savânicas, consideraram que 1,5 m de profundidade não é representativo para avaliar o uso da água pela vegetação, mas permite demonstrar a influência dos eventos de precipitação e evapotranspiração na dinâmica de θ .

Rossatto et al. (2012) verificaram que a umidade profunda (1-4 m) fornece aproximadamente 75% da água total utilizada pelas formações savânicas. Em regiões menos elevadas, por sua vez, a diversidade vegetal é limitada às espécies adaptadas ao acúmulo prolongado de água durante a estação úmida. Em profundidade, as raízes das plantas lenhosas podem reduzir o volume de água disponível para percolação e recarga, conforme observado nos levantamentos realizados em fitofisionomias savânicas e campestres, com recarga estatisticamente superior ($p < 0,05$) para a formação campestre (aproximadamente 30% da precipitação).

A redistribuição hidráulica (transferência de umidade profunda para camadas superiores do solo pelas raízes), fenômeno comum no Cerrado, equivale a cerca de 5% do fluxo total de água realizado pelas plantas, sendo suficiente para manutenção da θ acima da θ_{crit} , porém sem impactos significativos no potencial de água no solo durante a estação seca (Moreira et al., 2003). Além do papel das raízes na captação e redistribuição de água em subsuperfície, a vegetação do Cerrado pode influenciar os padrões de θ por meio dos processos de interceptação, infiltração e evapotranspiração.

Esse cenário torna-se ainda mais complexo diante de mudanças na cobertura do solo. De acordo com Klink e Machado (2005) e MapBiomass (2020), cerca de 46% (91,6 Mha) da vegetação nativa do Cerrado foi transformada por atividades antrópicas. Esse percentual inclui áreas de pastagem (31%), monoculturas de soja (9%), florestas comerciais plantadas (silviculturas, 2%), cultivo de cana-de-açúcar (2%), dentre outras culturas (2%), assemelhando-se aos padrões observados nas savanas australianas e sul-africanas (Hoffmann e Jackson, 2000; MapBiomass, 2020; Rodrigues et al., 2022; Smith et al., 2014).

Da vegetação remanescente no Cerrado, 80% encontram-se em locais de interesse para o cultivo de soja (MapBiomass, 2020), cuja demanda deverá ser acentuada nas próximas décadas (FAO, 2018). Outro setor com previsão de ampliação relevante é a silvicultura, direcionada a atender as crescentes demandas por produtos derivados de madeira (carvão e celulose) (Espírito-Santo et al., 2016; Payn et al., 2015). Os plantios de eucalipto representam um montante superior a 70% da silvicultura brasileira (IBA, 2019; IBGE, 2017), devido à sua ampla capacidade de adaptação em diversas regiões, propagação clonal e rápido crescimento (Castro et al., 2016).

A introdução de culturas que produzem serapilheira com elevada taxa de decomposição, tais como soja e pastagem exótica, tem resultado em aumento na temperatura do solo e alteração no armazenamento de θ (Peña-Peña e Irmler, 2016; Rodrigues et al., 2022). Dados mensais obtidos entre

2009 e 2011 evidenciaram valores elevados de θ em pontos de monitoramento sob cobertura vegetal nativa em comparação com áreas de pastagem no Cerrado mineiro (Mor *et al.*, 2012). Em alguns casos, o solo exposto apresenta maiores valores de θ ao final do evento chuvoso (Villalobos-Vega *et al.*, 2014) como consequência da redução na interceptação tanto a partir da vegetação quanto por meio da serrapilheira (Acharya, Stebler e Zou, 2017). Contudo, após os processos de redistribuição, a umidade no solo exposto tende a ser alterada, com redução significativa em comparação ao solo coberto (Villalobos-Vega *et al.*, 2011).

A substituição do Cerrado não perturbado ($ET = 1201$ mm/ano) por pastagem ($ET = 645$ mm/ano) e cana-de-açúcar ($ET = 801$ mm/ano) no interior de São Paulo, apesar de reduzir ET, ampliaram a parcela de escoamento superficial que poderia ser convertida em recarga, devido ao impacto nas propriedades hidráulicas do solo (Anache *et al.*, 2019). Falcão *et al.* (2020) verificaram um aumento significativo no escoamento superficial entre áreas de cerrado *sensu stricto* (0,00 mm), cerrado regenerado (5,33 mm), eucalipto (8,65 mm) e pastagem (42,23 mm) com simulação hidrológica considerando P com intensidade de 60,00 mm/hora.

Hoffmann e Jackson (2000) e Rodrigues *et al* (2022) demonstraram ainda que a conversão do Cerrado em áreas de pastagem pode reduzir em aproximadamente 10% a precipitação, devido à redução nas taxas regionais de ET (Jung *et al.*, 2010; Meirelles, Farias e Franco, 2003), resultando num incremento da ocorrência de períodos secos. Vale ressaltar que as savanas são responsáveis por cerca de 21% das taxas globais de ET, que representa um importante serviço ecossistêmico para a regulação do ciclo hidrológico terrestre (Jung *et al.*, 2010; Miralles *et al.*, 2011).

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

No contexto da ecohidrologia, a θ é investigada considerando principalmente sua relação com a vegetação e as consequências dessa relação no tempo de deslocamento e no particionamento da água na CZ, bem como na θ remanescente após a secagem do solo (Martini *et al.*, 2015; Mathias, Sorensen e Butler, 2017; Sprenger *et al.*, 2016). Argumenta-se que a estrutura da vegetação nativa favorece a "homogeneização" nas condições de umidade antecedente aos eventos de precipitação (Ivanov *et al.*, 2010). Esse efeito tem sido associado ao papel da vegetação na regulação dos fluxos de água, produzindo memória ao armazenamento de umidade do solo e persistência, espacial e temporal, de estados úmidos em comparação às condições de solo exposto (Bonell *et al.*, 2010; Ghannam *et al.*, 2016; Laio *et al.*, 2009; Potts *et al.*, 2010).

Considerando o caso do Cerrado, a vegetação nativa difere especialmente em resposta às condições de déficit hídrico do solo (Eiten, 1972). Segundo o estudo de Oliveira *et al.* (2017), os incrementos de tamanho, densidade e índice de cobertura foliar entre as formações campestre e savântica aumentam a demanda por água no solo à medida que diminuem a recarga de água subterrânea no Cerrado. Além disso, logo que a θ é reduzida abaixo do limite crítico nos períodos sazonais de menor disponibilidade hídrica no Cerrado, essa variável passa a limitar a evapotranspiração – uma das principais vias de perda de água dos ecossistemas terrestres –, ao passo que na Floresta Tropical Úmida é a radiação que cumpre esse papel (Koster *et al.*, 2003; Rocha *et al.*, 2009). Assim, dado que a evapotranspiração e a recarga de aquíferos tanto controlam quanto dependem da θ , ambos se demonstram sensíveis aos processos ecohidrológicos no Cerrado (Cabral *et al.*, 2015; Miller *et al.*, 2012).

Por mais que os padrões de θ no Cerrado tenham sido descritos, há lacunas de pesquisa que precisam ser preenchidas tanto sobre o comportamento dessa variável nas diferentes formações de vegetação nativa que o compõe quanto em função dos impactos das mudanças na cobertura do solo. Há evidências de que a progressiva substituição da vegetação nativa por culturas, pastagens e silvicultura tem repercutido em impactos negativos nos processos hidrológicos, com redução anual

média de 10% do volume de água reciclada para a atmosfera (Rodrigues *et al.*, 2022). O estudo das consequências desses distúrbios antrópicos, tanto nos estoques quanto nos fluxos de água no Cerrado, é um desafio de pesquisa adicional.

A variável θ possui um papel determinante para que essas questões sejam compreendidas a partir dos padrões de campo, avaliadas com subsídio do sensoriamento remoto e representadas em modelos hidrológicos. No entanto, a verificação dessas hipóteses tem como empecilho a carência de observações de alta resolução de θ , tais como as fornecidas por redes automáticas densas, capazes de capturar a heterogeneidade espacial do solo e da vegetação (Ochsner *et al.*, 2013). A manutenção das redes de monitoramento e a disponibilidade dos dados de campo demandam recursos financeiro e humano elevados, principalmente no caso de medições da umidade do solo (Fekete *et al.*, 2012; McMillan *et al.*, 2011; Mor *et al.*, 2012). Em um estudo recente de revisão sistemática, Melo *et al.* (2020) evidenciaram que apenas 26 das 60 bacias de monitoramento hidrológico existentes no Brasil apresentam medições de θ , caracterizadas ainda pela reduzida frequência na aquisição de dados.

Conhecer o comportamento da θ e os fatores que condicionam sua memória e persistência, bem como identificar padrões que possibilitam a parametrização e, consequentemente, a modelagem de processos hidrológicos vinculados à θ são objetivos centrais no estudo das zonas críticas (Nimmo *et al.*, 2021). Em especial, observa-se uma tendência em entender os efeitos da incorporação da relação empírica de Budyko, derivada de dados de campo e/ou do sensoriamento remoto, como subsídio à avaliação dos mecanismos e processos que controlam a interação água – vegetação e os impactos diretos das atividades antrópicas no armazenamento e na redistribuição de umidade do solo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACHARYA, B. S.; HALIHAN, T.; *et al.* Vegetation Controls on the Spatio-Temporal Heterogeneity of Deep Moisture in the Unsaturated Zone: A Hydrogeophysical Evaluation. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1–10, 2017.
- ACHARYA, B. S.; HAO, Y.; *et al.* Woody plant encroachment alters soil hydrological properties and reduces downward flux of water in tallgrass prairie. **Plant and Soil**, v. 414, n. 1–2, p. 379–391, 2017.
- ACHARYA, B. S.; STEBLER, E.; ZOU, C. B. Monitoring litter interception of rainfall using leaf wetness sensor under controlled and field conditions. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 1, p. 240–249, 2017.
- ANACHE, J. A. A. *et al.* Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 23, n. 3, p. 1263–1279, 2019.
- BETHUNE, M. G.; SELLE, B.; WANG, Q. J. Understanding and predicting deep percolation under surface irrigation. **Water Resources Research**, v. 44, n. 12, p. 1–16, 2008.
- BLÖSCHL, G. *et al.* Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—a community perspective. **Hydrological Sciences Journal**, v. 64, n. 10, p. 1141–1158, 2019.
- BONELL, M. *et al.* The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: Implications for surface and sub-surface hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 391, n. 1–2, p. 47–62, 2010.
- BOSI, C.; PEZZOPANE, J. R. M.; SENTELHAS, P. C. Soil water availability in a full sun pasture and in a silvopastoral system with eucalyptus. **Agroforestry Systems**, v. 94, n. 2, p. 429–440, 2020.
- BOUGHANMI, M. *et al.* Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zone of an alluvial aquifer in a semi-arid region. **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 1, p. 136–153, 2018.
- BROCCA, L. *et al.* Soil Moisture for Hydrological Applications: Open Questions and New Opportunities. **Water**, v. 9, n. 2, p. 140, 2017.
- BUCCI, S. J.; SCHOLZ, F. G.; GOLDSTEIN, G.; HOFFMANN, W. A.; *et al.* Controls on stand transpiration and soil water utilization along a tree density gradient in a Neotropical savanna. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6–7, p. 839–849, 2008.
- BUCCI, S. J.; SCHOLZ, F. G.; GOLDSTEIN, G.; MEINZER, F. C.; *et al.* Water relations and hydraulic architecture in Cerrado trees: Adjustments to seasonal changes in water availability and evaporative demand. **Brazilian Journal of Plant Physiology**, v. 20, n. 3, p. 233–245, 2008.
- BUDYKO, M. I. The Heat Balance of the Earth's Surface. **Soviet Geography**, v. 2, n. 4, p. 3–13, 1961.
- BUTLER, A. *et al.* Annual variation in soil respiration and its component parts in two structurally contrasting woody savannas in Central Brazil. **Plant and Soil**, v. 352, n. 1–2, p. 129–142, 2012.
- CABRAL, O. M. R. *et al.* Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, n. PB, p. 22–40, 2015.
- CALDWELL, M. M.; RICHARDS, J. H. Oecologia Original papers Hydraulic lift: water efflux from upper roots improves effectiveness of water uptake by deep roots. 1989.

- CASTRO, C. A. DE O. *et al.* Breve histórico do melhoramento genético do eucalipto no Brasil sob a ótica dos avanços biométricos. **Ciencia Rural**, v. 46, n. 9, p. 1585–1593, 2016.
- CAYLOR, K. K.; SCANLON, T. M.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrological optimization of pattern and processes in water-limited ecosystems: A trade-off-based hypothesis. **Water Resources Research**, v. 45, n. 8, p. 1–15, 2009.
- CHANDLER, D. G. *et al.* Inference of soil hydrologic parameters from electronic soil moisture records. **Frontiers in Earth Science**, v. 5, n. April, p. 1–17, 2017.
- CHEN, X.; SIVAPALAN, M. Hydrological Basis of the Budyko Curve: Data-Guided Exploration of the Mediating Role of Soil Moisture. **Water Resources Research**, v. 56, n. 10, p. 0–3, 2020.
- COUTINHO, J. V. *et al.* Applications of geophysical techniques to improve a groundwater conceptual model in an outcrop area of the Guarani Aquifer System, in Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 79, n. 18, 2020.
- DANDEKAR, A. T. *et al.* Modelling vadose zone processes for assessing groundwater recharge in semi-arid region. **Current Science**, v. 114, n. 3, p. 608–618, 2018.
- DONG, J. *et al.* Can Surface Soil Moisture Information Identify Evapotranspiration Regime Transitions? **Geophysical Research Letters**, v. 49, n. 7, 2022.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. **Water Resources Research**, v. 6, n. 5, p. 1296–1311, 1970.
- EILERS, V. H. M.; CARTER, R. C.; RUSHTON, K. R. A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria. **Geoderma**, v. 140, n. 1–2, p. 119–131, 2007.
- EITEN, G. The cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, v. 38, n. 2, p. 201–341, 1972.
- ELMALOGLOU, S. *et al.* Implications of hysteresis on the horizontal soil water redistribution after infiltration. **Water Resources Research**, v. 96, n. 19, p. 533–538, 2016.
- ESPÍRITO-SANTO, M. M. *et al.* Understanding patterns of land-cover change in the Brazilian Cerrado from 2000 to 2015. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 371, n. 1703, 2016.
- FALCÃO, K. DOS S. *et al.* Surface runoff and soil erosion in a natural regeneration area of the Brazilian Cerrado. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 8, n. 2, p. 124–130, 2020.
- FAO. **World food and agriculture – statistical pocketbook**. Roma: [s.n.].
- FARRAR, T. J.; NICHOLSON, S. E.; LARE, A. R. The Influence of Soil Type on the Relationship between NDVI, Rainfall, and Soil Moisture in Semiarid Botswana. II. NDVI Response to Soil Moisture. **Remote Sensing of the Environment**, v. 50, n. 2, p. 121–133, 1994.
- FATICHI, S. *et al.* Abiotic and biotic controls of soil moisture spatiotemporal variability and the occurrence of hysteresis. **Water Resources Research**, v. 51, n. 5, p. 3505–3524, 12 maio 2015.
- FEKETE, B. M. *et al.* Rationale for monitoring discharge on the ground. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 6, p. 1977–1986, 2012.
- FERREIRA, J. N. *et al.* Spatial variation in vegetation structure coupled to plant available water determined by two-dimensional soil resistivity profiling in a Brazilian savanna. **Oecologia**, v. 153, n. 2, p. 417–430, 2007.
- FERREIRA, J. N. *et al.* Linking woody species diversity with plant available water at a landscape scale in a Brazilian savanna. **Journal of Vegetation Science**, v. 20, n. 5, p. 826–835, 2009.
- FRANCO, A. C. L.; BONUMÁ, N. B. Multi-variable SWAT model calibration with remotely sensed evapotranspiration and observed flow. **RBRH**, v. 22, n. 0, 2017.
- FREEZE, R. A.; BANNER, J. The mechanism of natural ground-water recharge and discharge 2: Laboratory Column Experiments and Field Measurements. **U.S. Geol. Survey Water Resources Research**, v. 6, n. 1., p. 138–155, 1970.
- FU, Z. *et al.* Critical soil moisture thresholds of plant water stress in terrestrial ecosystems. **Science Advances**, v. 8, n. 44, p. 1–13, 2022.
- GAO, G. *et al.* A global synthesis of transpiration rate and evapotranspiration partitioning in the shrub ecosystems. **Journal of Hydrology**, v. 606, n. 4, p. 127417, 2022.
- GARCIA-MONTIEL, D. C. *et al.* Estimating seasonal changes in volumetric soil water content at landscape scales in a savanna ecosystem using two-dimensional resistivity profiling. **Earth Interactions**, v. 12, n. 2, p. 1–25, 2008.
- GAUR, N.; MOHANTY, B. P. Land-surface controls on near-surface soil moisture dynamics: Traversing remote sensing footprints. **Water Resources Research**, v. 52, p. 5727–5754, 2016.
- GENUCHTEN, M. TH. VAN. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.
- GHANNAM, K. *et al.* Persistence and memory timescales in root-zone soil moisture dynamics. **Water Resources Association**, v. 52, n. 3, p. 1425–1445, set. 2016.
- GIAMBELLUCA, T. W. *et al.* Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365–1376, 2009.
- GRAYSON, R. B. *et al.* Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. **Water Resources Research**, v. 33, n. 12, p. 2897–2908, 1997.
- GREVE, P. *et al.* The Budyko framework beyond stationarity. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 12, n. 7, p. 6799–6830, 2015.
- . Beyond Classical Observations in Hydrogeology: The Advantages of Including Exchange Flux, Temperature, Tracer Concentration, Residence Time, and Soil Moisture Observations in Groundwater Model Calibration. **Journal of Hydrology**, v. 9, n. 1, p. 1–13, 2017.
- HESTER, E. T. *et al.* Vertical surface water–groundwater exchange processes within a headwater floodplain induced by experimental floods. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 21, p. 3770–3787, 2016.

- HEWLETT, J. D. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. **U.S. Department of Agriculture - Forest Service**, n. 132, p. 1–12, 1961.
- HILLEL, D.; PRETTYMAN, G. **Environmental Soil Physics**. [s.l: s.n.].
- HOFFMANN, W. A.; JACKSON, R. B. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to Grassland. **Journal of Climate**, v. 13, n. 9, p. 1593–1602, 2000.
- HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic circle. **Hydrology**, v. 14, n. 1, p. 446–460, 1933.
- HUTLEY, L. B.; O'GRADY, A. P.; EAMUS, D. Evapotranspiration from eucalypt open-forest savanna of northern australia. **Functional Ecology**, v. 14, n. 2, p. 183–194, 2000.
- IBA. **Relatório anual 2019: base 2018**. Brasília: IBA, 2019.
- IBGE. **Censo Agropecuário**. Rio de Janeiro: IBGE, 2017.
- IGNACE, D. D. *et al.* Leaf gas exchange and water status responses of a native and non-native grass to precipitation across contrasting soil surfaces in the Sonoran Desert. **Oecologia**, v. 152, n. 3, p. 401–413, 2007.
- IVANOV, V. Y. *et al.* Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the “homogenizing” effect of vegetation. **Water Resources Research**, v. 46, n. 9, p. 1–15, 2010.
- JACKSON, P. C. *et al.* Partitioning of soil water among tree species in a Brazilian Cerrado ecosystem. **Partitioning of soil water among tree species in a Brazilian Cerrado ecosystem**. n. May 2014, 1999.
- JACOBS, E. M.; BERTASSELLO, L. E.; RAO, P. S. C. Drivers of regional soil water storage memory and persistence. **Vadose Zone Journal**, v. 19, n. 1, p. 1–18, 2020.
- JENNY, H. **Factors of soil formation**. New York: Dover Publication, INC, 1994.
- JIANG, Y. *et al.* Eco-hydrological responses to recent droughts in tropical South America. **Environmental Research Letters**, v. 17, n. 2, p. 24037, 2022.
- JIPP, P. H. *et al.* Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry amazonia. **Climatic Change**, v. 39, p. 395–412, 1998.
- JUNG, M. *et al.* Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v. 467, n. 7318, p. 951–954, 2010.
- KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 707–713, 2005.
- KOSTER, R. D. *et al.* Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 5, p. n/a-n/a, 2003.
- KRISHNASWAMY, J. *et al.* The rain-runoff response of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation in the western ghats of India. **Journal of Hydrology**, v. 472–473, p. 216–237, 2012.
- . 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**, v. 498, p. 191–209, 2013.
- LAIO, F. *et al.* Ecohydrology of groundwater-dependent ecosystems: 1. Stochastic water table dynamics. **Water Resources Research**, v. 45, n. 5, p. 1–13, 2009.
- LUIZ, V. *et al.* O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. **Revista Uniara**, n. 7, p. 137–156, 2007.
- MAPBIOMAS. **Collection 5.0 of the annual series of land use and land cover maps of Brazil. Brazilian annual land use and land cover mapping project**. [s.l: s.n.].
- MARTINI, E. *et al.* Spatial and Temporal Dynamics of Hillslope-Scale Soil Moisture Patterns: Characteristic States and Transition Mechanisms. **Vadose Zone Journal**, v. 14, n. 4, p. v14i0150, 2015.
- MARY, B. *et al.* Time-lapse monitoring of root water uptake using electrical resistivity tomography and mise-à-la-masse: A vineyard infiltration experiment. **Soil**, v. 6, n. 1, p. 95–114, 2020.
- MASCARO, G.; VIVONI, E. R. On the observed hysteresis in field-scale soil moisture variability and its physical controls. **Environmental Research Letters**, v. 11, n. 8, 2016.
- MATHIAS, S. A.; SORENSEN, J. P. R.; BUTLER, A. P. Soil moisture data as a constraint for groundwater recharge estimation. **Journal of Hydrology**, v. 552, p. 258–266, 2017.
- MATTOS, T. S. *et al.* Groundwater recharge decrease replacing pasture by Eucalyptus plantation. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 6, p. 1–13, 2019.
- MCMILLAN, H. K. *et al.* Hydrological field data from a modeller’s perspective: Part 1. Diagnostic tests for model structure. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 4, p. 511–522, 2011.
- MCMILLAN, H. K.; SRINIVASAN, M. S. Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 4, p. 1767–1786, 2015.
- MEIRELLES, M. L.; FARIA, S. E. M. DE; FRANCO, A. C. Balanço de Energia de uma Pastagem Cultivada no Cerrado. **Embrapa**, 2003.
- MELLO, C. R. *et al.* Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**, v. 173, n. July 2018, p. 9–21, 2019.
- MELO, D. C. D. *et al.* The big picture of field hydrology studies in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 8, p. 1262–1280, 2020.
- MICHOT, D. *et al.* Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. **Water Resources Research**, v. 39, n. 5, p. 1–20, 2003.
- MILLER, G. R. *et al.* Understanding ecohydrological connectivity in savannas: a system dynamics modelling approach. **Gretchen. Ecohydrology**, v. 5, n. July, p. 200–220, 2012.
- MIRALLES, D. G. *et al.* Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 3, p. 967–981, 2011.

- MIRANDA, A. C. *et al.* Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes. **Plant, Cell and Environment**, v. 20, p. 315–328, 1997.
- MOR, R. *et al.* Estabilidade Temporal da Distribuição Espacial da Umidade do Solo em uma Bacia Intermittente no Semiárido de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 3, p. 101–113, 2012.
- MOREIRA, M. Z. *et al.* Hydraulic lift in a neotropical savanna. **Functional Ecology**, v. 17, n. 5, p. 573–581, 2003.
- NIETHER, W. *et al.* Spatial-temporal soil moisture dynamics under different cocoa production systems. **Catena**, v. 158, n. July, p. 340–349, 2017.
- NIJZINK, R. C.; SCHYMANSKI, S. J. Vegetation optimality explains the convergence of catchments on the Budyko curve. n. March, p. 1–29, 2022.
- NIMMO, J. R. *et al.* Rapid-Response Unsaturated Zone Hydrology: Small-Scale Data, Small-Scale Theory, Big Problems. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, n. April, 2021.
- NRC. **Basic Research Opportunities in the Earth Sciences**. Washington, DC: [s.n.].
- OCHSNER, T. E. *et al.* State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 6, p. 1888, 2013.
- OLIVEIRA, P. T. S. *et al.* The water balance components of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian Cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 6, p. 2899–2910, 2015.
- OLIVEIRA, P. T. S. *et al.* Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian cerrado. **Ecohydrology**, v. 10, n. 1, p. 1–8, 2017.
- PARSEKIAN, A. D. *et al.* Multiscale geophysical imaging of the critical zone. **Reviews of Geophysics**, v. 53, n. 1, p. 1–26, mar. 2015.
- PAYN, T. *et al.* Changes in planted forests and future global implications. **Forest Ecology and Management**, v. 352, p. 57–67, 2015.
- PEÑA-PEÑA, K.; IRMLER, U. Moisture seasonality, soil fauna, litter quality and land use as drivers of decomposition in Cerrado soils in SE-Mato Grosso, Brazil. **Applied Soil Ecology**, v. 107, p. 124–133, 2016.
- POLTORADNEV, M.; INGWERSEN, J.; STRECK, T. Spatial and Temporal Variability of Soil Water Content in Two Regions of Southwest Germany during a Three-Year Observation Period. **Vadose Zone Journal**, v. 15, n. 6, p. vzzj2015.11.0143, 2016.
- POTTS, D. L. *et al.* Woody plants modulate the temporal dynamics of soil moisture in a semi-arid mesquite savanna. **Ecohydrology**, v. 3, n. February, p. 20–27, 2010.
- ROCHA, H. R. *et al.* Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. 1, p. 1–8, 2009.
- RODRIGUES, A. A. *et al.* Cerrado deforestation threatens regional climate and water availability for agriculture and ecosystems. **Global Change Biology**, v. 28, n. 22, p. 6807–6822, 2022.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. *et al.* Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. **Advances in Water Resources**, v. 24, n. 7, p. 695–705, 2001.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. *et al.* Intensive or extensive use of soil moisture: plant strategies to cope with stochastic water availability. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 23, p. 4495–4497, 2001.
- ROSENBAUM, U. *et al.* Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. **Water Resources Research**, v. 48, n. 10, p. 1–22, 2012.
- ROSSATTO, D. R. *et al.* Depth of water uptake in woody plants relates to groundwater level and vegetation structure along a topographic gradient in a neotropical savanna. **Environmental and Experimental Botany**, v. 77, p. 259–266, 2012.
- ROSSMAN, N. R. *et al.* Vadose zone lag time and potential 21st century climate change effects on spatially distributed groundwater recharge in the semi-arid Nebraska Sand Hills. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PA, p. 656–669, 2014.
- SAKAKIBARA, K. *et al.* Spatiotemporal variation of the surface water effect on the groundwater recharge in a low-precipitation region: Application of the multi-tracer approach to the Taihang Mountains, North China. **Journal of Hydrology**, v. 545, p. 132–144, 2017.
- SALEMI, L. F. *et al.* Consequências hidrológicas da mudança de uso da terra de floresta para pastagem na região da floresta tropical pluvial Atlântica. **Revista Ambiente e Água**, v. 7, n. 3, p. 127–140, 2012.
- . Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. **Journal of Hydrology**, v. 499, p. 100–109, 2013.
- SCHIERMEIER, Q. Water: A long dry summer. **Nature**, v. 452, n. 7185, p. 270–273, 2008.
- SCHREINER-MCGRAW, A. P.; VIVONI, E. R. Percolation observations in an arid piedmont watershed and linkages to historical conditions in the Chihuahuan Desert. **Ecosphere**, v. 8, n. 11, p. e02000, 2017.
- SENEVIRATNE, S. I. *et al.* Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3–4, p. 125–161, 2010.
- SHAMAN, J.; STIEGLITZ, M.; BURNS, D. Are big basins just the sum of small catchments? **Hydrological Processes**, v. 18, n. 16, p. 3195–3206, 2004.
- SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S. Runoff measurement and prediction for a watershed under natural vegetation in central Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 695–701, 1999.
- SILVA-JÚNIOR, R. O. DA *et al.* Response of Water Balance Components to Changes in Soil Use and Vegetation Cover Over Three Decades in the Eastern Amazon. **Frontiers in Water**, v. 3, n. October, p. 1–15, 2021.
- SMITH, P. *et al.* Agriculture, Forestry and Other Land Use (AFOLU). **Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, p. 811–922, 2014.
- SPRENGER, M. *et al.* Travel times in the vadose zone: Variability in space and time. **Water Resources Research**, v. 52, n. 8, p. 5727–5754, 2016.

- SRIVASTAVA, A. *et al.* The role of landscape morphology on soil moisture variability in semi-arid ecosystems. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 1, 2021.
- SWAROWSKY, A. *et al.* Catchment-Scale Soil Water Dynamics in a Mediterranean-Type Oak Woodland. **Vadose Zone Journal**, v. 10, n. 3, p. 800–815, 2011.
- TONELLO, K. C. *et al.* Stemflow variability across tree stem and canopy traits in the Brazilian Cerrado. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 308–309, n. July, p. 108551, 2021.
- TONELLO, K. C.; BRAMORSKI, J. Can Trees Help Put Water Back Into the Soil? **Frontiers for Young Minds**, v. 9, 2021.
- TREVISAN, R. *et al.* Dinâmica da Água em uma Microbacia com Cobertura Florestal de Eucalipto Localizada na Serra do Mar no Vale do Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 4, p. 207–216, 2012.
- TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; MCDONNELL, J. J. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. **Advances in Water Resources**, v. 29, n. 2, p. 293–310, 2006.
- TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; MCDONNELL, J. J. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. **Water Resources Research**, v. 42, n. 2, p. 1–11, 2006.
- VACHAUD, G. *et al.* Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function 1. p. 822–828, 1984.
- VALLE JÚNIOR, L. C. G. *et al.* Comparative assessment of modelled and empirical reference evapotranspiration methods for a brazilian savanna. **Agricultural Water Management**, v. 232, n. December 2019, p. 106040, 2020.
- VANDERLINDEN, K. *et al.* Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 4, p. 0, 2012.
- VARGAS ZEPPETELLO, L. R.; BATTISTI, D. S.; BAKER, M. B. The origin of soil moisture evaporation “regimes”. **Journal of Climate**, v. 32, n. 20, p. 6939–6960, 2019.
- VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Soil Moisture in Relation to Plant Growth. **Annual Review of Plant Physiology**, v. 1, n. 1, p. 285–304, 1950.
- VEREECKEN, H. *et al.* On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 76–96, 2014.
- VILLALOBOS-VEGA, R. *et al.* Leaf litter manipulations alter soil physicochemical properties and tree growth in a Neotropical savanna. **Plant and Soil**, v. 346, n. 1, p. 385–397, 2011.
- . Do groundwater dynamics drive spatial patterns of tree density and diversity in Neotropical savannas? **Journal of Vegetation Science**, v. 25, n. 6, p. 1465–1473, 2014.
- VRIES, J. J. DE; SIMMERS, I. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.
- WARD, R. C. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. **Journal of Hydrology**, v. 74, n. 1–2, p. 171–189, 1984.
- WEI, L. *et al.* Factors Controlling Temporal Stability of Surface Soil Moisture: A Watershed-Scale Modeling Study. **Vadose Zone Journal**, v. 16, n. 10, p. 0, 2017.
- WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B.; GREEN, T. R. The Tarrawarra project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. **Hydrological Processes**, v. 13, n. 5, p. 633–652, 1999.
- WHITE, T. **Special focus: the US Critical Zone Observatories.** [s.l: s.n.].
- WILSON, D. J.; WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B. Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. **Water Resources Research**, v. 40, n. 2, p. 1–11, 2004.
- XU, B. *et al.* Evaluation of soil water percolation under different irrigation practices, antecedent moisture and groundwater depths in paddy fields. **Agricultural Water Management**, v. 192, p. 149–158, 2017.
- YANG, L. *et al.* Response of temporal variation of soil moisture to vegetation restoration in semi-arid Loess Plateau, China. **Catena**, v. 115, p. 123–133, 2014.
- YOUNGER, P. L. **Groundwater in the Environment: an introduction.** [s.l: s.n.].
- ZHAO, N. *et al.* Investigation of rainfall-runoff processes and soil moisture dynamics in grassland plots under simulated rainfall conditions. **Water (Switzerland)**, v. 6, n. 9, p. 2671–2689, 2014.