中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 10 期: 3489 ~ 3500
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

西南喀斯特坡地土壤厚度对可移动水补给特征的影响: 基于水稳定同位素的观点

张君[1,2], 冯娜[1,2,3], 李嘉洁[1,2,3], 王发[1,2], 王克林[1,2], 陈洪松[1,2*]

1. 中国科学院亚热带农业生态研究所, 长沙 410125
2. 中国科学院环江喀斯特生态系统观测研究站, 广西喀斯特生态过程与服务重点实验室, 环江 547100
3. 中国科学院大学, 北京 100049
* 通讯作者, E-mail: hbchs@isa.ac.cn

收稿日期: 2025-04-19; 收修改稿日期: 2025-07-03; 接受日期: 2025-07-21; 网络版发表日期: 2025-09-17
国家自然科学基金项目(U2344201、42407485)、广西自然科学基金项目(2025GXNSFBA069189)和中国博士后项目(GZC20232970)资助

摘要 评估雨水的运移模式对理解水文循环过程至关重要. 然而, 异质性景观中的水分运动表现出极高的复杂性, 特别是其受地下岩土结构的影响机制仍未得到充分的认识. 本研究应用水同位素示踪技术, 对比湿润区不同平均土壤厚度的两个喀斯特山坡可移动水的补给特征. 收集的可移动水包括从下坡到上坡不同深度的土壤水和土壤-基岩系统侧向出流的表层岩溶带径流. 通过水同位素计算的降雨对可移动水的补给比例(β)和平均滞留时间(MTT), 以及连续无雨期径流的蒸发损失比例(f)被用来量化补给特征. 结果发现, 浅土山坡可移动水的平均β为22.49%, 高于厚土山坡(15.07%). 相对的, 厚土山坡可移动水的MTT(~42.41天)长于浅土山坡(~30.58天). 这意味着浅土山坡更容易受到雨水的补给, 但雨水的滞留时间较短, 与其整体更强的土壤水分入渗能力有关. 作为支撑, 持续干旱期间浅土山坡(13.5%)径流的f值高于厚土山坡(9.3%), 意味着浅土山坡水分更容易受到蒸发的影响. 在厚土山坡, 发现β和MTT之间显著的线性关系(R^2=0.78), 而二者的关系在浅土山坡较弱(R^2=0.16). 基于此, 本研究强调浅土覆盖山坡的高异质性可能导致山坡入渗-径流过程更加复杂而难以预测, 对区域水资源管理和洪水防治有重要意义.

关键词 喀斯特生态系统, 关键带, 径流, 入渗, 土壤水分, 同位素

1 引言

降水是地球水循环的关键组成部分(Leibowitz等, 2023; Zhao等, 2025), 其分配和运移过程决定了复杂的水文过程的空间格局和动态演变(Sutanto等, 2025). 随着气候变化加剧, 极端干旱和洪涝事件发生频率增加, 使得明确雨水的运移机制变得尤为重要(Rogers等, 2025). 雨水的运动主要有三种途径: 通过径流进入河流和海洋(Collins等, 2024)、通过蒸发返回大气(Mondal和Mishra, 2024), 或补给和维持在植被-土壤-基岩系统中(Lesk等, 2025). 然而, 环境异质性使得这些运移过程变得复杂(McMillan等, 2025), 如何定量分析水分运动对于预测水文对气候变化的响应至关重要.

由于地下结构的高度异质性, 山坡比平坦的景观

中文引用格式: 张君, 冯娜, 李嘉洁, 王发, 王克林, 陈洪松. 2025. 西南喀斯特坡地土壤厚度对可移动水补给特征的影响: 基于水稳定同位素的观点. 中国科学: 地球科学, 55(10): 3489–3500, doi: 10.1360/N072025-0148
英文引用格式: Zhang J, Feng N, Li J, Wang F, Wang K, Chen H. 2025. Water stable isotope evidence reveals the impact of soil thickness on mobile water recharge in Karst Hillslopes, Southwest China. Science China Earth Sciences, 68(10): 3356–3367, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1648-7

© 2025 《中国科学》杂志社

表现出更复杂的地貌特征(Fan等, 2019). 在山坡水文研究中, 稳定同位素作为可靠的保守示踪剂, 被广泛应用于雨水运移过程研究中(Oshun等, 2016; Tetzlaff等, 2021; Lapides等, 2022). 通过同位素技术, 可将水文系统划分为降水、土壤水、地下水、河川径流和植被等不同组分(Boumaiza等, 2023; Sprenger等, 2024; Wu等, 2024). 观测这些组分的同位素特征, 能够有效表征关键水文指标, 如水流路径、通量及传输时间等(Klaus和McDonnell, 2013). 大量研究利用降水同位素输入作为参照, 估算水体在不同储库中的传输时间(Allen等, 2019; Sprenger等, 2019; Floriancic等, 2024), 区分补给径流的深层与浅层水源(Oshun等, 2016), 并量化植物水分利用策略(Tetzlaff等, 2021). 特别是在地形复杂的山坡区域, 当实地采样面临挑战时, 水同位素作为独特的示踪剂, 在识别潜在水源和阐明山坡水文机制方面发挥着关键作用(Ding等, 2021). 总的来说, 同位素示踪技术的应用显著提升了对山坡系统内雨水分配过程与补给模式的机理认知.

山坡地貌、地表-地下结构与环境驱动因素之间的协同作用, 增加了水文过程的复杂性, 进而导致同位素示踪特征呈现区域性差异(Kirchner, 2016; Hrachowitz等, 2021; Floriancic等, 2024). 例如, 年轻水比例(young water fraction)在瑞士森林溪流中占比约为36%, 而在前阿尔卑斯流域则达到43%~64%(Floriancic等, 2024; Xia等, 2024). 类似的变异性在滞留时间(transit time)和补给比率(replenishment ratio)中亦有体现(Dai等, 2022; Xiao等, 2022). 此外, 山坡异质性驱动了水流状态的复杂性: 从结构上看, 地形和岩性塑造了水力梯度与多界面径流; 从水文角度看, 这形成了不同的水流方式(如活塞流与优先流)(McGuire和McDonnell, 2010; Oshun等, 2016; Fan等, 2019). 虽然水同位素示踪技术的进步极大深化了我们对复杂山坡水文过程的机理认知, 但现有研究仍受限于地理范围, 需要持续开展跨尺度的调查研究, 以建立具有普适性规律认识.

在碳酸盐岩上发育形成的喀斯特地貌约占全球陆地面积15%, 其快速的化学风化作用塑造了多样化的景观和生境(Covington等, 2022). 全球喀斯特区域主要集中干旱-半干旱的地中海地区和美国东部, 以及湿润的中国的西南部(Waele和Gutierrez, 2022). 干旱与半干旱地区的喀斯特地貌相对平坦, 而湿润区地形以山地景观为主, 同时地表-地下水文过程差异显著—归因于溶蚀作用下地下复杂的管道-裂隙网络系统的影响(Green等, 2019; Covington等, 2022). 相对而言, 中国西南亚热带季风气候优越的水热条件孕育了理想的喀斯特发育环境, 形成了全球最具多样性的喀斯特景观(Green等, 2019; Wang等, 2019). 然而, 该地区也面临着特殊的水文地质脆弱性: 溶蚀作用导致土壤形成缓慢且土层浅薄, 加之发达的基岩裂隙和管道网络导致快速的水文过程, 增加了岩溶干旱和洪涝灾害风险(Liu等, 2018; Hamid和Nie, 2024). 此外, 喀斯特景观中土壤分布具有与基岩空间耦合的镶嵌分布格局, 直接影响着植被与水文的耦合关系(Covington等, 2022). 在中国西南喀斯特地貌中, 山坡是构成地形的基本单元, 也是径流产生与汇集的主要载体(Wang等, 2020), 其土-岩结构和水文过程与洼地存在明显差异, 同时表现出高度异质性(Xu等, 2020). 因此, 系统认识喀斯特山坡水文过程及其影响机制具有重要的理论和实践意义.

水同位素示踪技术被广泛应用于喀斯特水文过程研究, 包括径流与泉水形成机制(Boumaiza等, 2023)、地表水-地下水相互作用(Modie等, 2022)以及植被水分利用(Ding等, 2021)等方面. 与均质地貌不同, 喀斯特系统中的降水在径流路径和根区的滞留时间明显缩短(Luo等, 2023). 其径流过程具有典型的双水流特征, 即快速流与慢速流共存, 且存在多重补给来源(Covington等, 2022). 喀斯特坡地水文过程主要呈现三大显著特征: 一是快速的降雨入渗和径流形成(Wang等, 2018; Zhang等, 2024); 二是径流空间分布随地理位置不同具有高随机性(Zhang等, 2025); 三是受地形及其他环境因子共同调控形成复杂的响应机制(Fu等, 2015; Wang等, 2020; Zhang等, 2022, 2023b). 然而, 目前对水流过程与补给源的示踪研究仍存在明显不足, 这在一定程度上制约着对坡地水文机理的深入解析.

特别的, 近期研究越来越强调土壤厚度作为喀斯特表层系统关键带结构与水文过程相互关系的关键指标(McMillan等, 2025). 土壤厚度与基岩风化强度呈现空间协同演化特征, 这种耦合关系对径流路径具有显著调控作用. 观测数据表明, 土壤厚度与地表径流呈正相关, 而与壤中流发育呈负相关关系(Wang等, 2024). 此外, 土壤厚度的差异性分布塑造了土-岩界面在水文分配中的调控功能(Zhang等, 2022, 2024, 2025). 尽管已有这些认识, 但现有研究仍主要集中于过程描

述，亟需运用同位素示踪技术建立土壤厚度调控水文行为的机理认知. 为此，本研究以被土壤厚度区分的喀斯特坡地为研究对象，通过连续原位监测土壤水和径流及其同位素特征，重点解决两个核心问题: (1) 雨水对可移动水补给的贡献比例; (2) 土壤厚度对补给过程的控制作用机理.

2　材料与方法

2.1　研究区概况

本研究在广西环江喀斯特小流域开展(图1; Zhang等, 2023a), 流域面积约1.14km^2, 属于典型的峰丛-洼地地貌，即流域中间洼地被三面高耸(272~647m)的山脊所环绕. 受亚热带季风气候影响，小流域呈现明显的干湿季节交替特征(Zhang等, 2023a). 多年平均降雨量1446mm，最湿润的6月与最干旱的2月形成鲜明对比. 年均气温19.4℃，7月最高，1月最低. 流域内土壤为棕色石灰土，质地介于黏土至黏壤土之间(粉粒含量25%~50%, 黏粒含量30%~60%)(Zhang等, 2022). 虽然局部土壤深度可达6.4m，但坡面平均土壤厚度约30cm，且含有大量粒径大于2mm的碎石(Wang等, 2020).

2.2　监测样地描述

于2010年在小流域选址建设了12个坡面径流观测场(5m×20m) (图1b; Fu等, 2015). 每个观测场的底部边界使用挖掘机向下开挖4米, 直至弱风化或未风化基岩层. 通过原位入渗试验测得该深度的稳定入渗速率小于3mm h^{-1} (Fu等, 2015). 在安装监测设备前, 采用人工与机械相结合的方式, 将观测场周边(上、左、右三侧)开挖至土壤-风化基岩界面，并沿边界浇筑防渗水泥隔墙(图1b). 这种设计具有双重作用: 一方面有效阻隔相邻观测场或上游区域的水文干扰; 另一方面确保从土壤层到土-岩界面的水分运移过程保持平衡.

选取了两块相距5米、具有显著土壤厚度差异的小区作为监测样地(图1b). 采用测钎法按1×1m网格测量土壤深度空间分布. 结果显示: 浅土山坡平均土壤厚度为(35.4±39.46)cm，而厚土山坡平均厚度为(66.0±33.26)cm(图1e)，对应的基岩出露率分别为21%和4% (Zhang等, 2023b). 两个样地经受的外界干扰条件完全一致, 可以确保水文差异仅源于地下结构特征. 通过多点采集原状土样本并进行实验室测定，获得了容重、质地和饱和导水率(*Ks*, 表S1)等参数. 主要发现: (1)浅土山坡的整体渗透性(31.18±17.38)mm h^{-1}高于厚土山

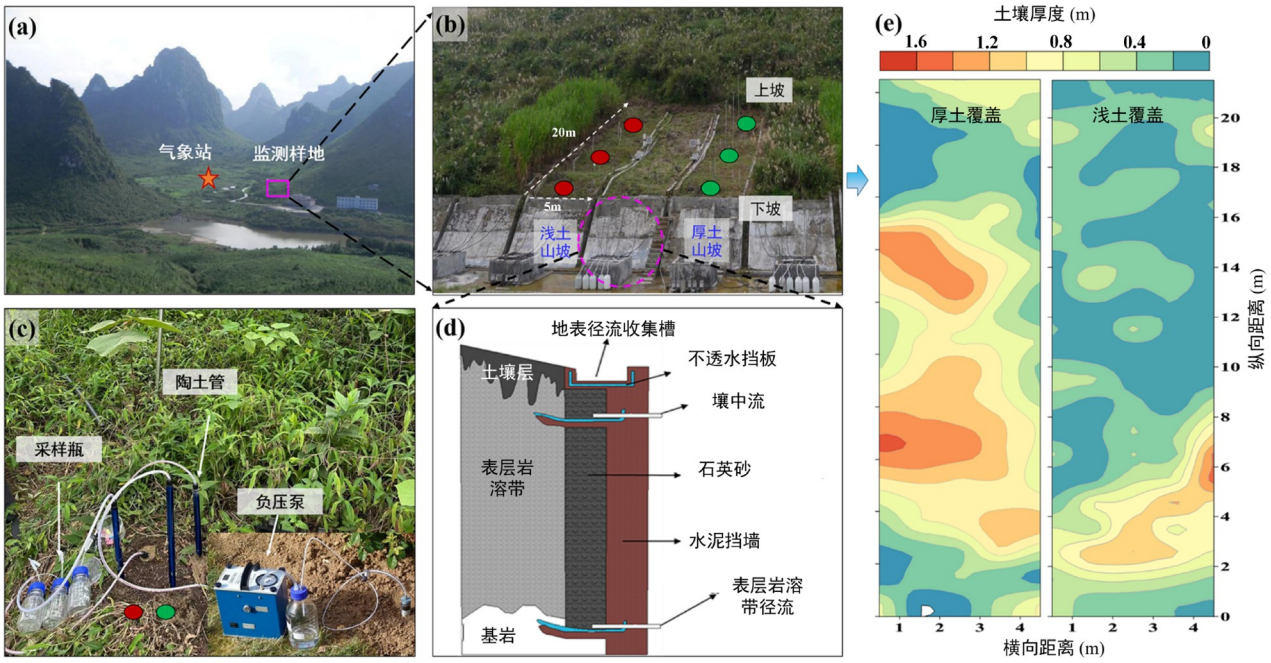


图 1　研究区以及监测样地(a)、可移动水采集小区(b)、土壤水采集及抽提装置示意图(c)、径流收集装置侧向示意图(d)和土壤厚度空间分布图(e)

坡(26.33±12.98)mm h^{-1}; (2)土壤层渗透性显著低于风化基岩层, 表明土-岩界面存在明显的渗透性突变.

在小区下坡出口处设置水泥挡墙(图1b紫色部分), 用于截获不同界面的径流, 以采集径流样本. 径流通过乳胶管导流至出水口, 并区分为地表流和地下流两类. 鉴于地表径流可忽略不计, 因此仅对地下径流进行分析, 可进一步划分为: 土壤-表层岩溶界面处的侧向壤中流(subsurface flow, SSF)和表层岩溶带侧渗流(epi-karst flow, EF). 为计算蒸发分馏比例(evaporated fractionation ratio, *f*), 特选取降雨极少的时段(2020年10月16日至2021年1月16日), 该时段93天内累计降雨仅32.5mm(日最大7.4mm). 如图2所示, 该时段是监测期内土壤水分与温度呈现持续下降的时期. 在浅土山坡, 降雨入渗仅能到达10cm深度(图2b), 因此理论上降雨不会影响壤中流和表层岩溶带径流水体的同位素变化, 合理假设其同位素特征仅受蒸发作用影响.

采用土壤溶液取样器采集土壤活动水的同位素样本(图1c; Zheng等, 2019). 该方法通过施加−1至−100hPa的负压, 可提取孔径在3000~30μm内的孔隙水. 必须指出的是, 这种方法并不能完全采集土壤中不可自由移动的孔隙水或束缚水(Sprenger等, 2015). 再者, 考虑到壤中流和表层岩溶带侧渗流均属重力驱动过程, 因此本研究专门针对可以移动水(mobile water)进行分析,所 采集的土壤水和径流均属于可移动水. 采样点布设于山坡的上、中、下坡位(图1b), 受上坡位土层厚度限制, 该处仅设置10cm和30cm两个监测深度, 而中坡和下坡还包括60cm和土-岩界面深度(约100cm). 同位素采样周期为2020年5月至2021年6月, 每日6:00~8:00期间采集样本, 但在干旱期可能因负压不足导致取样失败. 需要说明的是, 两处样地具有完全相同的土地利用和植被类型, 确保本对比研究中的同位素差异受植被的影响尽可能小.

在下坡安装土壤水分传感器监测土壤水分动态(图2b). ECH2O 5TM型传感器分别埋设在10cm和30cm深度, 以5分钟间隔连续监测, 并基于高频数据计算日均值以反映监测期水分状况. 经实验室标定, 水分传感器的测量误差范围为±0.03cm^3 cm^{-3}(Xu等, 2024).

2.3 数据获取与统计分析

2.3.1 降雨和气象参数

降雨和气象参数数据采集于小流域中心的标准气象站(图1a), 包括日平均温度、最高温、最低温(°C)、相对湿度(%)和太阳辐射(MJ m^{-1} d^{-1}). 降雨量采用分辨率为0.1mm的自动翻斗式雨量计(HOBO event data logger, USA)测量. 潜在蒸散发ET_0(mm d^{-1}, Allen等, 1998)采用具有物理基础、能综合反映空气动力学特征的Penman-Monteith公式计算, 其简化表达式为:

$$ET_0=0.023(T_{mean}-17.8)(T_{max}-T_{min})^{0.5} \quad (1)$$

式中T_{mean}、T_{max}和T_{min}分表表示日均温、最高温和最低温(°C).

2.3.2 水同位素分析

采用直径20cm的玻璃漏斗连接1L高密度聚乙烯瓶收集雨水样本, 共获取130个降雨同位素样本. 在厚土山坡和浅土山坡样地分别采集61个和97个壤中流样本, 以及292个和294个表层岩溶带径流样本. 两个山坡共计采集4172个土壤水样本: 其中厚土山坡下坡、中坡和上坡分别为757个、929个和426个; 浅土坡地应的坡位分别采集824个、763个和473个样本. 所有样品均用封口膜密封防止蒸发, 并保存于4℃环境中.

使用Los Gatos Research液态水同位素分析仪测定水体的稳定同位素值($\delta^{18}O$和δD) (IAEA, 2009; West等, 2010). 测定结果采用标准δ-notation法(Craig, 1961), 以维也纳标准平均海水(VSMOW)为基准, 计算公式如下:

$$\delta D和\delta^{18}O=\left(\frac{R_{sample}-R_{standard}}{R_{standard}}\right) \quad (2)$$

式中R_{sample}表示样品的同位素比率($^2H/^1H$和$^{18}O/^{16}O$), $R_{standard}$代表标准物质的同位素比率. δ值以千分比(‰)表示. 测量精度δD为±0.5‰, $\delta^{18}O$为±0.2‰.

2.3.3 可移动水补给比例及滞留时间

在前期研究中, 我们利用双同位素图谱, 发现土壤水和径流的δD和$\delta^{18}O$值之间具有高度的线性回归关系, R^2介于0.81至0.98之间. 基于此, 本研究仅采用$\delta^{18}O$值来计算土壤水补给比例(β)和滞留时间(MTT). 这种单同位素方法已得到了众多研究的广泛支持(Luo等, 2021, 2023; Hrachowitz等, 2021; Marx等, 2022). 采用分段同位素平衡方法来估算雨水补给到土壤水和径流中的MTT(Luo等, 2019, 2021). 这种方法主要涉及计算在两个连续采样期间, 雨水补给土壤水分的比例β, 取

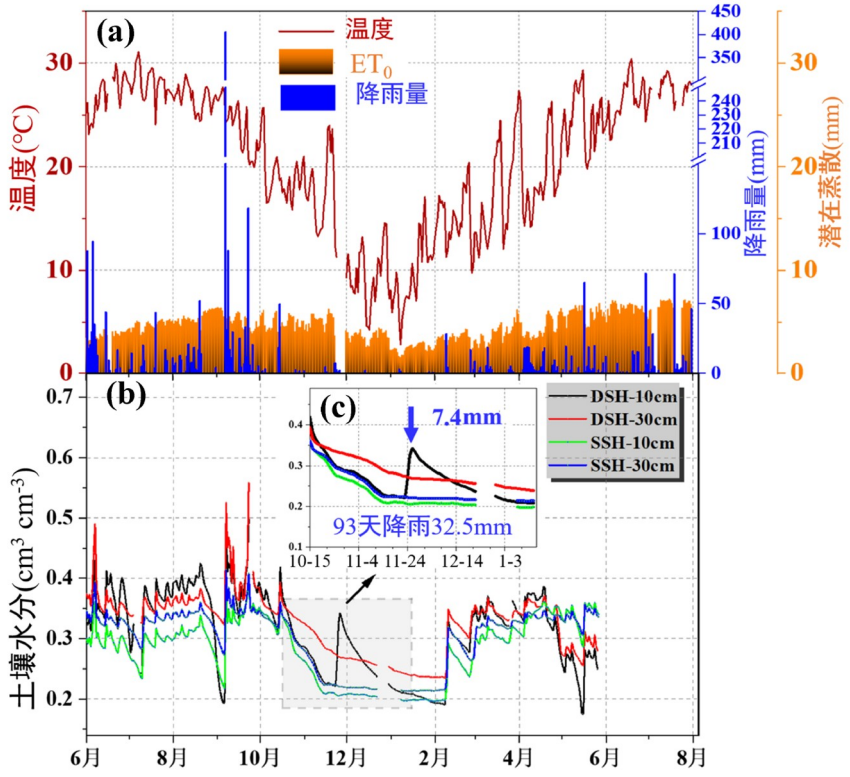


图 2　**日尺度温度、潜在蒸散(ET_0)和降雨量(a)、土壤水分动态(b)以及选定的连续干旱期(c)**

干旱期最大日降雨量为7.4mm

值范围为0到1. 计算公式:

$$\beta=(\delta_{x,i}-\delta_{x,i-1})/(\delta_{\sum p}-\delta_{x,i-1}) \tag{3}$$

式中$\delta_{x,i}$和$\delta_{x,i-1}$分别为时间步长i和$i-1$时土壤水同位素值; $\delta_{\sum p}$表示两个采样时间$i-1$和i降雨同位素组成的加权平均值.

假设土壤水是旧水和新水的线性混合物, 那么土壤水的平均MTT可以通过分段线性混合模型来计算. 基于先前计算的β值, MTT的计算公式如下(Luo等, 2021):

$$A_t(t_i)=A_p(t_i)\times\beta+[A_t(t_{i-1})+\Delta t]\times(1-\beta) \tag{4}$$

$$A_p(t_i)=t_i-\sum_1^k\left(t_p\times t_k\right)/\sum_1^k P_k \tag{5}$$

式中$A_t(t_i)$和$A_t(t_{i\text{-}1})$分别代表时间步长t_i和$t_{i\text{-}1}$时土壤水的MTT; $A_p(t_i)$表示t_i时新补充到土壤水中的MTT; k为降水时间的数量; t_k和P_k分别代表第k个降水时间发生事件和降水量; $\Delta t=t_i-t_{i\text{-}1}$. 为确保数据的准确性, 用于计算$\beta$和MTT的最终数据集包含了268个有效径流样本和1340个有效可移土壤水样本.

2.3.4　水体蒸发损失比例

当没有水流入或流出, 且体积仅因蒸发而减少时, 一个孤立的水池(在浅土山坡和厚土山坡的EF水流)被视为处于非稳态(Skrzypek等, 2015; Marx等, 2022). 在此情况下, 稳定同位素的组成变化仅受蒸发分馏过程影响. 蒸发损失比例(f)通过以下公式计算:

$$f=1-\left[\left(\sigma_L-\sigma^*\right)/\left(\sigma_P-\sigma^*\right)\right]^{\frac{1}{m}} \tag{6}$$

式中σ_P为水体的初始同位素值; σ_L为水体中最终的同位素值; σ^*代表限制同位素富集因子; m代表富集斜率. 该公式由Gonfiantini (1986)提出, 并由Hamilton等(2005)重新表述, 以纳入同位素质量平衡的概念.

3　结果分析

3.1　降雨和土壤水分动态

图2展示了2020年6月至2021年7月的气象参数动态, 期间累计降雨量和ET_0分别为2469.5mm和

1475.62mm. 降水呈现显著季节性特征: 91.03%集中在雨季(4月至9月), 占ET_0总量的80.38%. 雨季土壤水分(均值: 0.33cm^3 cm^{-3})高于旱季(均值: 0.27cm^3 cm^{-3}) (图2a). 厚土山坡在各季节均表现出比浅土山坡更优的土壤水分状况. 本研究重点关注的2020年10月16日至2021年1月16日期间的总降雨量为32.5mm, 其中仅厚土山坡的10cm深度对7.4mm降雨事件产生响应(图2a), 表明降雨事件对水分下渗深度的影响有限.

3.2 土壤水及径流同位素

图3展示了监测期间土壤可移动水(图3a~3f)与径流组分(图3g、3h)的同位素动态特征. 作为参照的降水同位素数据详见前期研究(Zhang等, 2023a). 土壤水与径流在年际尺度上均呈现显著季节性规律, 且可通过正弦波模型准确拟合(Zhang等, 2023b), 指示着降水输入对水体同位素变化的控制作用. 垂直方向上, 60cm与100cm深度的土壤水分波动弱于10cm和30cm, 表明深层土壤存在更强烈的层间水分混合. 水平方向上, 中坡与下坡土壤水同位素的年际变幅小于上坡(图3). 值得注意的是, 在连续无效降雨期内, 无论厚土山坡还是浅土山坡, 表层岩溶带流始终表现为同位素富集特征(图3g、3h).

3.3 土壤水和径流的补给比例及滞留时间

在浅土山坡, 降雨对土壤水与径流的补给比例相对较高(图4). 浅土山坡的平均β值为(22.49±32.20)%, 高于厚土山坡的(18.73±30.31)%, 相似的结果出现在所有土壤层和径流组分中. 厚土山坡β值呈现由表层

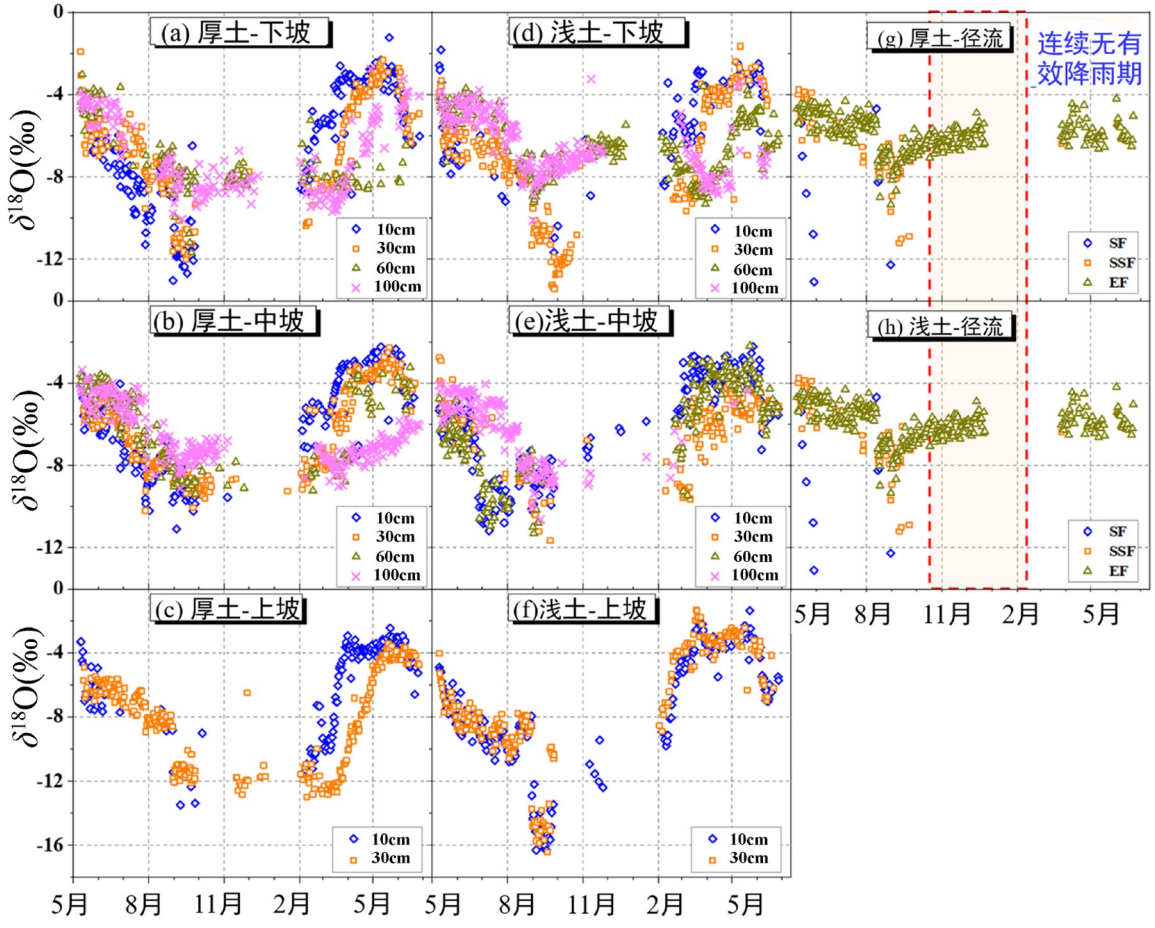


图 3 监测期日尺度不同深度土壤水(a~f)和不同组分径流(g, h)动态

阴影部分表示连续无有效降雨监测期, 期间地表径流(SF)和壤中流(SSF)停止出流, 因此未能采集到水样; 而表层岩溶带径流(EF)持续出流, 故用来计算f值

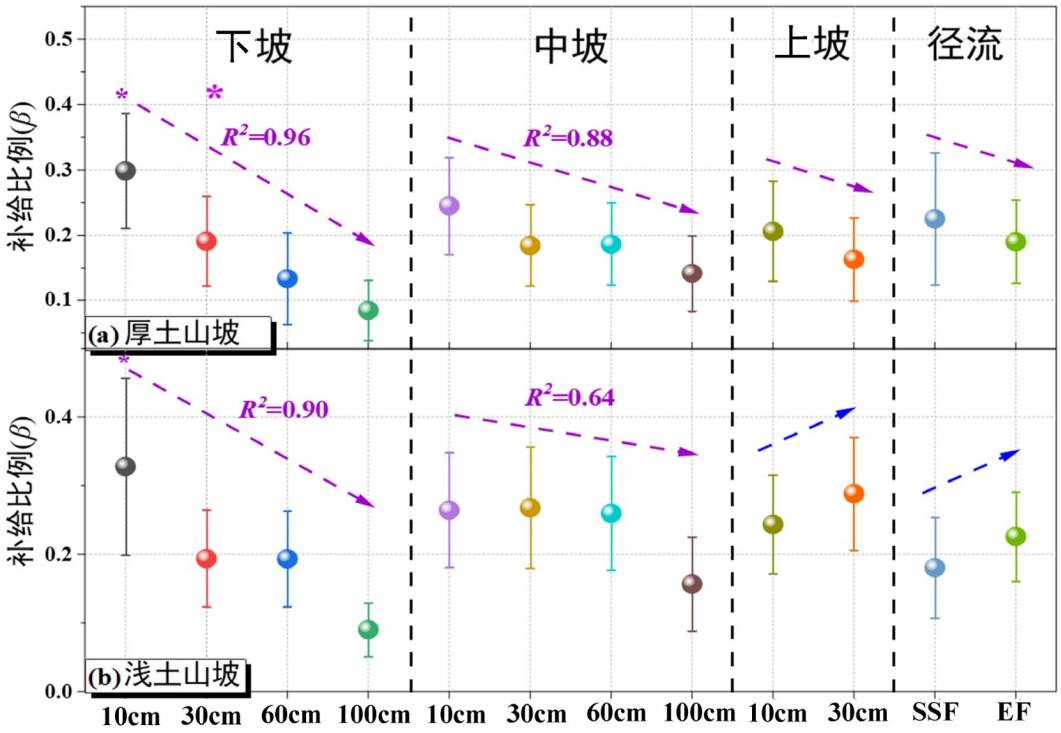


图 4　厚土山坡(a)和浅土山坡(b)土壤水和径流的雨水补给比例(β)

*指示在不同深度存在显著性差异. 箭头指示数据的变化趋势, R^2代表线性拟合在0.05水平上具有显著性. SSF为壤中流, EF为表层岩溶带径流

向深层垂直递减的趋势，而浅土山坡的中坡与下坡位虽存在类似规律，但变化趋势明显不如厚土山坡. 特别的，浅土山坡的上坡及径流组分表现出逆向分布: 深层土壤水与表层岩溶带径流裂隙流的β值高于浅层(10cm)及壤中流(图4b).

厚土山坡和浅土山坡中土壤水与径流的平均滞留时间(MMT)分别为(42.41±14.55)天和(30.58±11.01)天(图5). 在厚土山坡，土壤水的MMT从表层到深层呈现显著增加趋势；而在浅土山坡，MMT随深度的分布则相对均匀(图5d~5f)，表明各土层间的水分混合较为充分. 就径流组分而言，表层岩溶带径流的滞留时间短于壤中流，但该差异在浅土山坡中表现得更为显著(图5f).

3.4　表层岩溶带径流蒸发损失比例

监测期间地表径流和壤中流保持断流状态(图3g、3h)，因此仅考虑持续出流的表层岩溶带(EF)径流的同位素和f的变化动态. 土壤水分状态按10cm和30cm深度的平均值计算(图2). 期间平均温度、ET_0和相对湿度整体下降，与土壤水分趋势相对一致(图6a). 相比之下，氢氧同位素随时间逐渐富集(图6b). 浅土山坡土壤水分对11月23日7.4mm降水事件无响应，而厚土山坡水分有略微的增加，为0.03cm^3 cm^{-3}. 值得注意的是，厚土山坡中f值波动与土壤水分变化紧密相关(图6c). 此外，尽管日最大f值仅为3.7%，但累计蒸发水分损失在厚土山坡和浅土山坡分别达到了9.3%和13.5%.

4　讨论

本研究计算的滞留时间(MTT)变化范围在38~42天之间，相对其他研究区较短(Marx等, 2022). 在全球研究的某些监测点，平均TTM甚至达到1年(Jung等, 2020; Kleine等, 2020). 然而，雨水补给在土壤可移动水中的比例仅15%~24%，表明补给过程中存在混合机制. 值得注意的是，高β值(>50%)通常出现在罕见的极端降雨条件下(Wang等, 2020; Zhang等, 2022). 厚土山坡具有更长的MTT，这与其更强的持水能力和低渗透

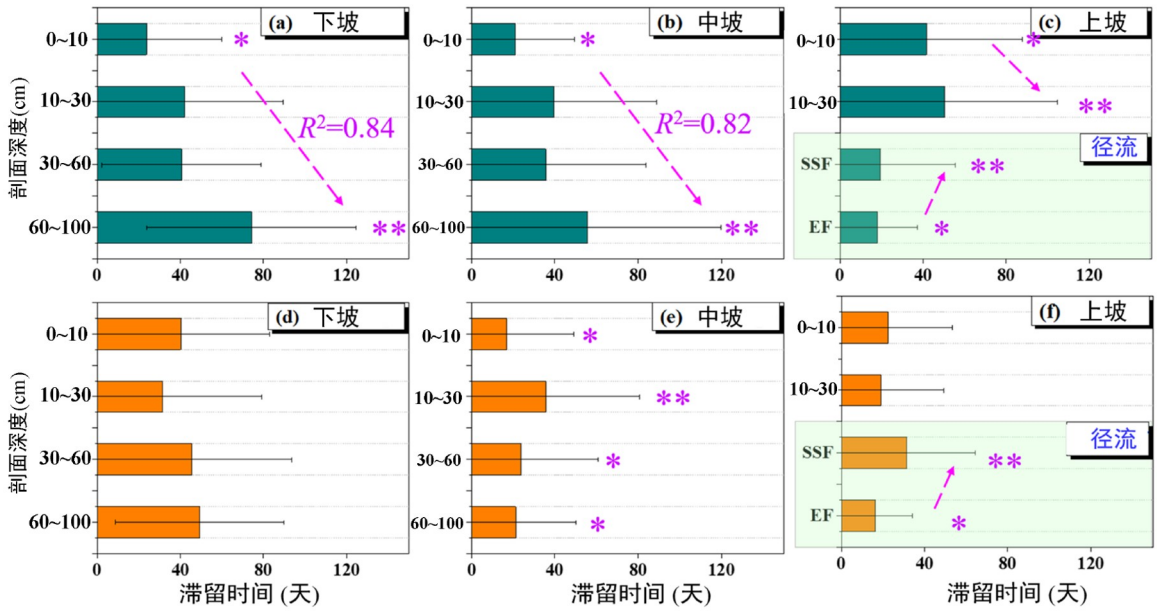


图 5　厚土山坡(a~c)和浅土山坡(d~f)中土壤水分和径流的滞留时间

*代表在不同的深度存在显著性差异. 箭头指示数据变化趋势, R^2表示线性拟合在0.05水平上存在显著性. SSF为壤中流, EF为表层岩溶带径流

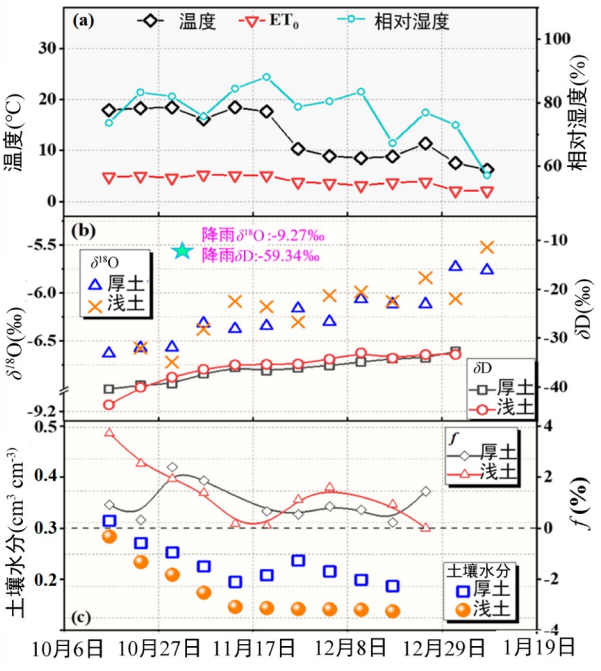


图 6　监测期周尺度表层岩溶带径流的气象参数(a)、土壤水分(b)、氢氧同位素及*f*值(c)动态变化

性有关(Kleine等, 2020). 相比之下, 浅土山坡不仅土壤覆盖较薄, 还具有更高的土壤渗透性, 这有利于水分排出, 从而导致更短的MTT和更高的β值(Zhao等, 2013; Zhang等, 2024).

在非喀斯特山坡普遍观察到雨水对土壤水的贡献随深度增加而减少、同时MTT随深度增加而延长的变化趋势(Brinkmann等, 2018; Kleine等, 2020; Dai等, 2022; Marx等, 2022), 这一趋势在厚土山坡同样得到验证(图4和图5). 该模式可解释为雨水通过垂直活塞流从浅层向深层扩散运动(Butler等, 2023; Ju等, 2024). 然而, 在浅土山坡未观察到该规律, 在上坡区域甚至出现相反的变化趋势(图2b), 这归因于浅土山坡中更活跃的基岩-土壤界面侧向流—低渗透性基岩使下渗雨水积聚, 促进不同深度土壤水分的混合(Pedrazas等, 2021). 上坡因岩土界面流无法滞留, 因此观察到30cm深度的雨水贡献比反而高于10cm深度. 这与前期水分观测的结论具有一致性(Zhang等, 2024, 2025). 从径流方式来说, 厚土山坡相对均质化的活塞流比例更高, 而浅土山坡基岩-土壤界面侧向流等优先流路径的比例更高.

与上坡土壤水表现一致, 浅土山坡中侧向壤中流显示出比表层岩溶带径流更高β值(图5b), 表明存在岩土界面侧向流进入表层岩溶带系统(Zhang等, 2024). 同位素水分蒸发特征值强烈支持这一发现: 在相同气

象和植被条件下，浅土山坡径流显示出更高的f值(图6). 在相对均质的黄土高原也观察到类似现象, 地下径流蒸发效应减弱不仅与岩土界面流有关，还与上部指状流等优先流模式相关(Tan等，2017). 值得注意的是，在长期无有效降雨期间，水分的蒸发损失与土壤水分动态保持高度一致性(图6d). 如图7d，二者拟合参数R^2高达0.82，这意味着利用土壤水分数据模拟复杂的水同位素蒸发分馏具有潜力，对理解浅层土壤覆盖山坡的异质性水文过程具有重要意义.

通常来说, β值与MTT存在显著负相关关系(Luo等2021; Dai等, 2022), 这一现象在厚土山坡得到验证(图7a). 然而，这一规律在浅土山坡未检测到显著相关性，这归因于SSH内部储水空间更频繁的混合交换导致MTT变化范围较窄(Zhang等，2023b). 必须强调的是，土壤厚度表征的结构特征直接导致山坡内不同的水流路径和运移机制分异. 根据前期100个测量点计算结果，浅土山坡和厚度山坡的土壤厚度空间分布变异系数分别为111%和50.39%(Zhang等，2022). 在相对均质的厚土山坡, 水分运动主要遵循垂直活塞流; 而高度异质的浅土山坡则表现出更多的混合流和优先流共存的特征(Zhang等, 2025). 值得注意的是, 尽管指标不尽相同(图7)，但两类山坡均表现出高预测性，这使得即使在随机性较高的浅土山坡，水文过程仍具有可预测性(Zhang等, 2022, 2023b, 2025).

我们早期的长期观测研究主要集中于刻画喀斯特山坡入渗与径流过程特征，通过土壤水分对降雨的响应和多界面径流阈值等概念，建立了复杂山坡入渗-径流过程及其触发条件的基础认知框架(Fu等，2015; Wang等, 2020, 2024; Zhang等, 2025). 基于此，本研究运用同位素技术进一步深化了对这些过程的机理认识：(1)量化了雨水对可移动水的贡献比例及其在不同地下介质中的滞留时间，这对阐明水分运移和交换动态至关重要(图4和图5)；(2)识别了影响水分再分配过程的关键控制因素(图7)，为未来空间尺度参数化和模型预测提供了便利. 但本研究存在局限: 一方面, 可移动水不能代表参与再分配的所有孔隙水，限制了其在揭示植被用水机制方面的效用(Klaus和McDonnell, 2013; Sprenger等, 2019); 另一方面, 对土壤深度梯度的

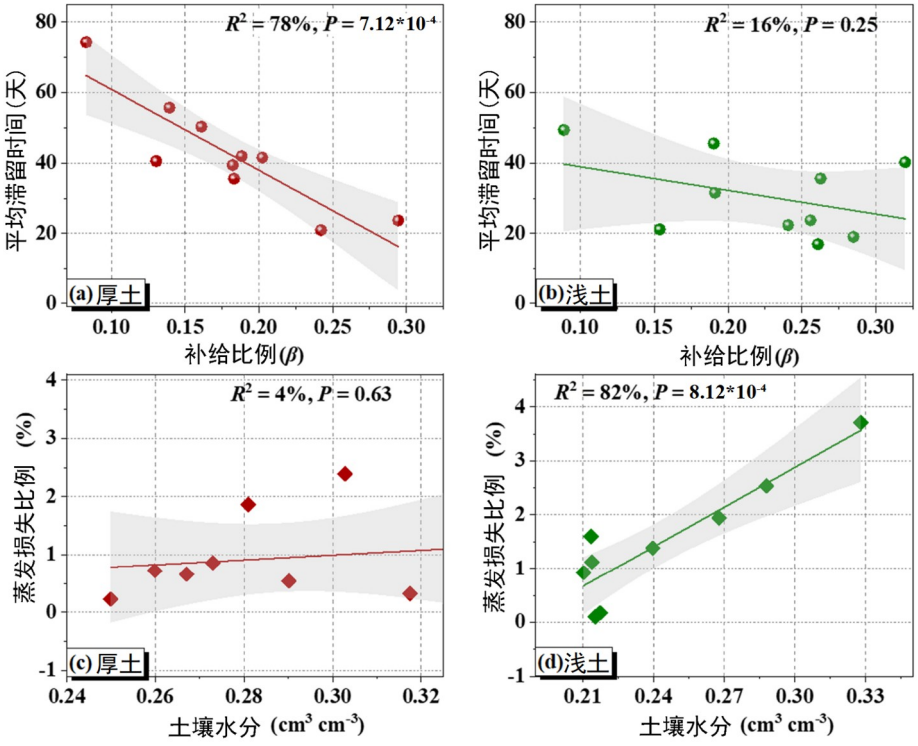


图 7　厚土山坡(a和c)和浅土山坡(b和d)中水分滞留时间与补给比例、土壤水分与蒸发损失比例之间的相互关系

阴影部分为线性拟合95%的置信区间

考虑不足, 导致无法得出公式化的理论结果. 因此, 未来研究亟需方法和技术创新, 以深入探究植被与水文过程的相互作用机制, 同时需要着力将经验性发现提升为能够支持空间外推应用的普适性理论框架.

5 结论

在先前初步系统阐明喀斯特山坡入渗-径流过程研究的基础上, 本研究采用补给比例、水分平均滞留时间和水分蒸发损失特征参数, 进一步深入揭示了土壤厚度对水文过程的控制作用机制. 结果表明: 厚土山坡的水流运动主要呈现垂直活塞流模式, 其可移动水中雨水补给比例较低且水分滞留时间较长, 这两个参数表现出显著的线性相关性; 而浅土山坡则表现各储水空间频繁的水分交换与混合特征, 且在长期干旱期雨水蒸发损失与土壤水分变化具有高度一致性. 这些发现为高度异质性的喀斯特山坡的水文过程研究提供了新见解.

参考文献

Allen R, Pereira L, Rass D, Smith M. 1998. Corp evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements-FAO irrigation and drainage. Food and Agriculture Origanization of the United Nations, Rome, 300: D05109

Allen S, Jasechko S, Berghuijs W, Welker J, Goldsmith G, Kirchner J. 2019. Global sinusoidal seasonality in precipitation isotopes. Hydrol Earth Syst Sci, 23: 3426–3436

Boumaiza L, Chesnaux R, Drias T, Stotler R L, Skrzypek G, Gillon M, Wanke H, Johannesson K H, Stumpp C. 2023. Vadose zone water stable isotope profiles for assessing groundwater recharge: Sensitivity to seasonal soil sampling. J Hydrol, 626: 130291

Brinkmann N, Seeger S, Weiler M, Buchmann N, Eugster W, Kahmen A. 2018. Employing stable isotopes to determine the residence times of soil water and the temporal origin of water taken up by *Fagus sylvatica* and *Picea abies* in a temperate forest. New Phytol, 219: 1300–1313

Butler Z, Good S, Haagsma M, Segura C, Hu H. 2023. Relationship between isotope ratios in precipitation and stream water across watersheds of the National Ecological Observation Network. Hydrological Processes, 37: e15018

Collins E L, David C H, Riggs R, Allen G H, Pavelsky T M, Lin P, Pan M, Yamazaki D, Meentemeyer R K, Sanchez G M. 2024. Global patterns in river water storage dependent on residence time. Nat Geosci, 17: 433–439

Covington M D, Martin J B, Toran L E, Macalady J L, Sekhon N, Sullivan P L, García Jr. Á A, Heffernan J B, Graham W D. 2022. Carbonates in the Critical Zone. Earths Future, 11: e2022EF002765

Craig H. 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. Science, 133: 1833–1834

Dai J, Zhang X, Wang L, Luo Z, Wang R, Liu Z, He X, Rao Z, Guan H. 2022. Seasonal isotopic cycles used to identify transit times and the young water fraction within the critical zone in a subtropical catchment in China. J Hydrol, 612: 128138

Ding Y, Nie Y, Chen H, Wang K, Querejeta J I. 2021. Water uptake depth is coordinated with leaf water potential, water-use efficiency and drought vulnerability in karst vegetation. New Phytol, 229: 1339–1353

Fan Y, Clark M, Lawrence D, Swenson W, Band L, Brantley S, Brooks P, Dietrich W, Flores A, Grant G, Kirchner J, Mackay D, McDonnell J, Milly P, Sullivan P, Tague C, Ajami H, Chaney N, Hartmann A, Hazenberg P, McNamara J, Pelletier J, Perket J, Rouholahnejad-Freund E, Wagene T, Zeng X, Beighley E, Buzan J, Huang M, Livneh B, Mohanty B, Nijssen B, Safeeq M, Shen C, van Verseveld W, Volk J, Yamazaki D. 2019. Hillslope hydrology in global change research and Earth system modeling. Water Resour Res, 55: e2021EF002613

Floriancic M G, Allen S T, Kirchner J W. 2024. Young and new water fractions in soil and hillslope waters. Hydrol Earth Syst Sci, 28: 4295–4308

Fu Z Y, Chen H S, Zhang W, Xu Q X, Wang S, Wang K L. 2015. Subsurface flow in a soil-mantled subtropical dolomite karst slope: A field rainfall simulation study. Geomorphology, 250: 1–14

Gonfiantini R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P. (Ed.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 2: The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier. 113–163

Green S M, Dungait J A J, Tu C, Buss H L, Sanderson N, Hawkes S J, Xing K, Yue F, Hussey V L, Peng J, Johnes P, Barrows T, Hartley I P, Song X, Jiang Z, Meersmans J, Zhang X, Tian J, Wu X, Liu H, Song Z, Evershed R, Gao Y, Quine T A. 2019. Soil functions and ecosystem services research in the Chinese karst Critical Zone. Chem Geol, 527: 119107

Ju X, Gao L, She D, Jia Y, Pang Z, Wang Y. 2024. Impacts of the soil pore structure on infiltration characteristics at the profile scale in the red soil region. Soil Tillage Res, 236: 105922

Jung Y Y, Koh D C, Lee J, Tsujimura M, Yun S T, Lee K S. 2020. Mean transit time and subsurface flow paths in a humid temperate headwater catchment with granitic bedrock. J Hydrol, 587: 124942

Hamid M, Nie Y. 2024. Groundwater flooding risks overlooked.

Science, 384: 518–519
Hamilton S K, Bunn S E, Thoms M C, Marshall J C. 2005. Persistence of aquatic refugia between flow pulses in a dryland river system (Cooper Creek, Australia). Limnology Oceanography, 50: 743–754
Hrachowitz M, Stockinger M, Coenders-Gerrits M, van der Ent R, Bogena H, Lücke A, Stumpp C. 2021. Reduction of vegetation-accessible water storage capacity after deforestation affects catchment travel time distributions and increases young water fractions in a headwater catchment. Hydrol Earth Syst Sci, 25: 4887–4915
IAEA. 2009. Laser spectroscopic analysis of liquid water samples for stable hydrogen and oxygen isotopes. Vienna: IAEA. 1–35
Kirchner J W. 2016. Aggregation in environmental systems – Part 2: Catchment mean transit times and young water fractions under hydrologic nonstationarity. Hydrol Earth Syst Sci, 20: 299–328
Klaus J, McDonnell J J. 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. J Hydrol, 505: 47–64
Kleine L, Tetzlaff D, Smith A, Wang H, Soulsby C. 2020. Using water stable isotopes to understand evaporation, moisture stress, and re-wetting in catchment forest and grassland soils of the summer drought of 2018. Hydrol Earth Syst Sci, 24: 3737–3752
Lapides D A, Hahm W J, Rempe D M, Dietrich W E, Dralle D N. 2022. Controls on Stream Water Age in a Saturation Overland Flow-Dominated Catchment. Water Resour Res, 58: e2021WR031665
Leibowitz S G, Hill R A, Creed I F, Compton J E, Golden H E, Weber M H, Rains M C, Jones Jr C E, Lee E H, Christensen J R, Bellmore R A, Lane C R. 2023. National hydrologic connectivity classification links wetlands with stream water quality. Nat Water, 1: 370–380
Lesk C S, Winter J M, Mankin J S. 2025. Projected runoff declines from plant physiological effects on precipitation. Nat Water, 3: 167–177
Liu M, Xu X, Sun A Y, Luo W, Wang K. 2018. Why do karst catchments exhibit higher sensitivity to climate change? Evidence from a modified Budyko model. Adv Water Resour, 122: 238–250
Luo Z, Guan H, Zhang X, Xu X, Dai J, Hua M. 2019. Examination of the ecohydrological separation hypothesis in a humid subtropical area: Comparison of three methods. J Hydrol, 571: 642–650
Luo Z, Nie Y, Ding Y, Chen H. 2021. Replenishment and mean residence time of root-zone water for woody plants growing on rocky outcrops in a subtropical karst critical zone. J Hydrol, 603: 127136
Luo Z, Nie Y, Chen H, Guan H, Zhang X, Wang K. 2023. Water Age Dynamics in Plant Transpiration: The Effects of Climate Patterns and Rooting Depth. Water Resour Res, 59: e2022WR033566
Marx C, Tetzlaff D, Hinkelmann R, Soulsby C. 2022. Seasonal variations in soil–plant interactions in contrasting urban green spaces: Insights from water stable isotopes. J Hydrol, 612: 127998
McGuire K J, McDonnell J J. 2010. Hydrological connectivity of hillslopes and streams: Characteristic time scales and nonlinearities. Water Resour Res, 46: W10543
McMillan H, Araki R, Bolotin L, Kim D H, Coxon G, Clark M, Seibert J. 2025. Global patterns in observed hydrologic processes. Nat Water, 3: 497–506
Modie L, Kenabatho P, Stephens M, Mosekiemang T. 2022. Investigating groundwater and surface water interactions using stable isotopes and hydrochemistry in the Notwane River Catchment, South East Botswana. J Hydrol-Reg Stud, 40: 101014
Mondal S, Mishra A. 2024. Quantifying the Precipitation, Evapotranspiration, and Soil Moisture Network's Interaction Over Global Land Surface Hydrological Cycle. Water Resour Res, 60: e2023WR034861
Oshun J, Dietrich W E, Dawson T E, Fung I. 2016. Dynamic, structured heterogeneity of water isotopes inside hillslopes. Water Resour Res, 52: 164–189
Pedrazas M A, Hahm W J, Huang M, Dralle D, Nelson M D, Breunig R E, Fauria K E, Bryk A B, Dietrich W E, Rempe D M. 2021. The Relationship Between Topography, Bedrock Weathering, and Water Storage Across a Sequence of Ridges and Valleys. JGR Earth Surf, 126: e2020JF005848
Rogers J S, Maneta M P, Sain S R, Madaus L E, Hacker J P. 2025. The role of climate and population change in global flood exposure and vulnerability. Nat Commun, 16: 1287
Skrzypek G, Mydłowski A, Dogramaci S, Hedley P, Gibson J J, Grierson P F. 2015. Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator. J Hydrol, 523: 781–789
Sprenger M, Herbstritt B, Weiler M. 2015. Established methods and new opportunities for pore water stable isotope analysis. Hydrological Processes, 29: 5174–5192
Sprenger M, Stumpp C, Weiler M, Aeschbach W, Allen S T, Benettin P, Dubbert M, Hartmann A, Hrachowitz M, Kirchner J W, McDonnell J J, Orlowski N, Penna D, Pfahl S, Rinderer M, Rodriguez N, Schmidt M, Werner C. 2019. The Demographics of Water: A Review of Water Ages in the Critical Zone. Rev Geophys, 57: 800–834
Sprenger M, Carroll R W H, Marchetti D, Bern C, Beria H, Brown W, Newman A, Beutler C, Williams K H. 2024. Stream water sourcing from high-elevation snowpack inferred from stable isotopes of water: a novel application of d-excess values. Hydrol Earth Syst Sci, 28: 1711–1723
Sutanto S J, Syaehuddin W A, de Graaf I. 2025. Hydrological drought forecasts using precipitation data depend on catchment properties and human activities. Commun Earth Environ, 5: 118
Tan H, Liu Z, Rao W, Wei H, Zhang Y, Jin B. 2017. Stable isotopes of

soil water: Implications for soil water and shallow groundwater recharge in hill and gully regions of the Loess Plateau, China. Agr EcoSyst Environ, 243: 1–9

Tetzlaff D, Buttle J, Carey S K, Kohn M J, Laudon H, McNamara J P, Smith A, Sprenger M, Soulsby C. 2021. Stable isotopes of water reveal differences in plant – soil water relationships across northern environments. Hydrological Processes, 35: e14023

Waele J, Gutierrez F. 2022. Karst hydrogeology, geomorphology and caves. Hoboken: John Wiley & Sons Ltd

Wang K, Zhang C, Chen H, Yue Y, Zhang W, Zhang M, Qi X, Fu Z. 2019. Karst landscapes of China: Patterns, ecosystem processes and services. Landscape Ecol, 34: 2743–2763

Wang F, Chen H, Lian J, Fu Z, Nie Y. 2018. Preferential flow in different soil architectures of a small karst catchment. Vadose Zone J, 17: 1–10

Wang S, Yan Y, Zhao Y, Fu Z, Chen H. 2024. Co-evolution among soil thickness, epikarst weathering degree, and runoff characteristics on a subtropical karst hillslope. J Hydrol, 628: 130499

Wang S, Fu Z, Chen H, Nie Y, Xu Q. 2020. Mechanisms of surface and subsurface runoff generation in subtropical soil-epikarst systems: Implications of rainfall simulation experiments on karst slope. J Hydrol, 580: 124370

West A, Golds G, Brooks P. 2010. Discrepancies between isotope ratio infrared spectroscopy and isotope ratio mass spectrometry for the stable isotope analysis of plant and soil waters. Rapid Commun Mass Sp, 24: 1948–1954

Wu H, Song F, Min L, Li J, Shen Y, Huang Y, Fan H, Liu J, Fu C. 2024. Exploring recharge mechanisms of soil water in the thick unsaturated zone using water isotopes in the North China Plain. Catena, 234: 107615

Xia C, Zuecco C, Marchina C, Penna D, Borga M. 2024. Effects of short-term climate variations on young water fraction in a small Pre-Alpine catchment. Water Resour Res, 60: e2023WR036245

Xiao X, Zhang X, Wu H, Zhang C, Han L. 2022. Stable isotopes of surface water and groundwater in a typical subtropical basin in south-central China: Insights into the young water fraction and its seasonal origin. Hydrol Process, 36: e14574

Xu C, Xu X, Liu M, Li Z, Zhang Y, Zhu J, Wang K, Zhang Z, Peng T. 2020. An improved optimization scheme for representing hillslopes and depressions in karst hydrology. Water Resour Res, 56: e2019WR026038

Xu J, Liu M, Yi J, Zhang J, Zhang H, Cai C. 2024. Evaluating the soil hydraulic functions of vegetation restoration in a subtropical hilly catchment: Insights from continuous soil moisture monitoring. J Hydrol, 629: 130578

Zhang J, Wang S, Fu Z, Chen H, Wang K. 2022. Soil thickness controls the rainfall-runoff relationship at the karst hillslope critical zone in southwest China. J Hydrol, 609: 127779

Zhang J, Chen H, Nie Y, Fu Z, Lian J, Luo Z, Wang F. 2023a. Temporal variations of precipitation driven by local meteorological parameters in southwest China: Insights from 9 years of continuous hydro-meteorological and isotope observations. J Hydrol-Reg Stud, 46: 101345

Zhang J, Chen H, Fu Z, Wang F, Wang K. 2023b. Towards hydrological connectivity in the Karst hillslope critical zone: Insight from using water isotope signals. J Hydrol, 617: 128926

Zhang J, Wang S, Fu Z, Wang K, Chen H. 2024. Characterizing rapid infiltration processes on complex hillslopes: Insights from soil moisture response to rainfall events. J Hydrol, 644: 132110

Zhang J, Wang S, Fu Z, Wang F, Wang K, Chen H. 2025. Regulation of preferential flow by soil thickness on small hillslopes with complex topography through intensive high-frequency soil moisture monitoring. Geophys Res Lett, 52: e2024GL112674

Zhao G, Gao H, Li Y, Tang Q, Woolway R, Merder J, Rosa L, Michalak A. 2025. Decoupling of surface water storage from precipitation in global drylands due to anthropogenic activity. Nat Water, 3: 80–88

Zhao P, Tang X, Zhao, P, Wang C, Tang J. 2013. Identifying the water source for subsurface flow with deuterium and oxygen-18 isotopes of soil water collected from tension lysimeters and cores. J Hydrol, 503: 1–10

Zheng W, Wang S, Sprenger M, Liu B, Cao J. 2019. Response of soil water movement and groundwater recharge to extreme precipitation in a headwater catchment in the North China Plain. J Hydrol, 576: 466–477

(责任编委: 胡建芳)