

张睿香,褚继花,李珏珂,等.极端降水事件下水热耦合传输机制及其对昼夜蒸发的影响[J].中国沙漠,2026,46(3):97-108.

极端降水事件下水热耦合传输机制及其对昼夜蒸发的影响

张睿香¹,褚继花²,李珏珂¹,李雅娴¹,王水献¹

(1.兰州大学 资源环境学院,甘肃 兰州 730000; 2.甘肃省武威水文水资源勘测中心,甘肃 武威 733000)

摘要:降水是驱动土壤水热运移的重要因素,研究极端降水事件下土壤水热运移对干旱区生态系统的可持续发展具有重要意义。本研究选择武威九墩水文试验场作为研究样地,基于蒸渗仪长期观测数据和水文站点气象监测数据,采用Hydrus-1D水热耦合模型模拟分析,揭示干旱区极端降水对土壤水热运移的驱动机制及其对昼夜蒸发的影响。研究表明:浅层(0~20 cm)土壤对突发型极端降水的响应剧烈,持续型极端降水对深层(>40 cm)土壤的影响较大;蒸发过程受土壤水势零通量面迁移调控,白天近地表水汽辐合抑制液态水上升,夜间水汽发散促进水汽扩散;40 cm深度以下,当温度梯度 $<0.075\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$ 且温度波动 $<2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,热缓冲效应显著削弱蒸发驱动力,形成水分滞后补给边界。研究结果可为干旱区极端气候条件下水资源管理提供科学依据。

关键词:极端降水;土壤水分;水热耦合;昼夜蒸发;数值模拟

文章编号: 1000-694X(2026)03-097-12

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2025.00173

中图分类号: S152

文献标志码: A

0 引言

在中国西北干旱区,生态系统结构脆弱,地表植被覆盖度低,土壤基质贫瘠,水分成为维系生态稳定的关键限制性因子^[1]。该区域土壤水分耗散以蒸发为主导,尤其在缺乏植被保护的裸土区,裸土蒸发构成区域蒸散的重要组成部分,是导致土壤储水持续减少的关键过程^[2]。极端降水事件作为干旱区降水格局中的突变因素,具有强度大、历时短、发生概率低但破坏性强的特点^[3],这类事件极易引发地表径流的急剧产生与土壤表层结构的改变,进而显著影响土壤水分的再分布与热量传输过程^[4]。极端强降水在短时间内下渗至浅层土壤,可能引起土壤结皮形成,反而抑制水分进一步入渗,加剧地表蒸发与土壤盐渍化风险;同时,由于干旱区土壤持水能力有限,未能及时入渗的降水多以地表径流形式损失,无法有效补充深层土壤水,从而削弱了降水的实际生态效用^[5]。因此,探究极端降水事件下水热耦合传输机制及其对蒸发过程的调控作

用,为极端气候情境下的生态修复与水资源高效利用提供关键科学依据,尤其在提升植被恢复成效、优化雨水资源化利用途径方面具有重要的实践价值。

学者对干旱区土壤水热传输机制展开了大量研究,其运动规律主要受水头和温度梯度驱动。马稚桐等^[6]发现变饱和带中水热迁移受水头与温度梯度共同驱动,且运动方式受地下水埋深条件影响。Du等^[7]进一步指出在沙漠浅层(0~25 cm)土壤中,温度梯度是水汽运移的主要驱动力。Scanlon等^[8]与Xiang等^[9]的研究则分别从观测与模拟角度证实,在干旱区非等温条件下,水汽通量对包气带水热分布具有关键作用。在降水对土壤水运移的影响方面,Lu等^[10]通过原位观测试验阐明了降水对干旱区液态水运移的影响机制。马兵等^[11]进一步指出中雨以上强度可显著影响10 cm以下土层的水分动态。然而,上述研究多聚焦于常态降水过程,未系统区分突发型与持续型极端降水对水热耦合系统的差异影响。在干旱地区的水热耦合系统中,蒸发作为连接水循环和能量循环的关键环节,其过程受

收稿日期:2025-11-07; 改回日期:2025-12-24

资助项目:甘肃省水利科学试验研究及推广计划项目(25GSLK087,25GSLK103)

作者简介:张睿香(1999—),女,甘肃会宁人,硕士研究生,主要从事干旱区土壤水文研究。E-mail: zhruixiang2024@lzu.edu.cn

通信作者:王水献(E-mail: wangshuixian@lzu.edu.cn)

上述机制的影响。Huang等^[12]分析了干旱区降水前后液态水及气态水通量的变化,揭示蒸发过程对降水响应的复杂性。曾亦键等^[13]利用沙坑试验观测结果验证了Hydrus-1D模型在干旱地区的适用性,分析了浅层40 cm包气带内液态水及气态水的昼夜运移模式。Liu等^[14]虽分析了干旱区土壤中水热传输与昼夜蒸发中温度梯度的反向特征,但其研究并未专门针对极端降水情形,也未探讨深层土壤对地表温度波动的缓冲作用及其对蒸发过程的影响。因此,为弥补现有研究在极端降水与深层土壤水热响应方面的不足,本研究拟系统分析不同极端降水条件下,包括40 cm以下深层在内的土壤水热耦合运移机制,以揭示极端降水影响下深层土壤的热缓冲效应对蒸发过程的作用机理。

武威地处中国西北干旱区,是青藏高原生态屏障和北方防沙带的关键区域,也是西北草原荒漠化防治的核心区^[15],独特的地理位置与脆弱的生态环境使其对气候变化响应尤为敏感。作为石羊河流域的核心区域,武威的水分循环过程直接关系下游民勤绿洲的存续与区域生态安全^[16]。在全球气候变暖背景下,极端降水事件频发加剧了该地区土壤水热运移过程的复杂性,导致土壤水分快速耗散与生态用水短缺等问题日益严峻^[17],目前对极端降水引发的水文突变机制仍缺乏系统认识。以往关于武威地区土壤水热过程的研究多聚焦于常规气象条件下的水分平衡分析,受观测站点稀疏和监测深度限制,难以准确捕捉极端降水驱动下水热通量的动态响应过程。因此,有必要采用能够耦合液态水运移与热量传输的数值模型,定量揭示极端降水条件下土壤水热运移的内在机制。Hydrus-1D能够精确模拟非等温条件下基质势与温度梯度的驱动作用,已有大量研究验证其在模拟干旱区降水入渗过程中水热耦合传输方面的适用性,该模型还可有效识别不同深度土壤水热通量的昼夜分异规律,为揭示前期土壤湿度与降水特征对水分再分配的影响机制提供方法支持。

基于此,本研究在武威九墩水文试验场开展试验,基于Hydrus-1D水热耦合模型,系统解析不同极端降水模式下干旱区裸地土壤水热传输的响应过程。重点探究以下关键问题:①前期土壤湿度对极端降水入渗效率的调控路径;②温度梯度与基质势梯度对蒸发昼夜分异的驱动机制;③土壤深度阈值对水分热耗散的抑制效应。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

研究区位于河西走廊东端的民勤县(38°03'45"—39°27'37"N、101°49'41"—104°12'10"E),地处内蒙古阿拉善高原与黄土高原的交会地带,北邻巴丹吉林和腾格里两大沙漠,属于典型的内陆干旱沙漠区^[18](图1)。甘肃省九墩水文试验场位于武威市民勤县蔡旗镇石羊河湿地公园内,占地面积2 365 m²,地势平坦,地表植被覆盖度低于35%。该地区多年平均气温8.8 °C,年均降水66 d,多年平均降水量113.2 mm,多年平均蒸发量高达2 676 mm,干燥度指数为23.7($AI=PET/P$),年内降水分布极不均衡,极端降水集中在8—9月。生态环境脆弱,应对极端气候事件的先天条件不足。

1.2 数据来源

采用钻孔法收集不同深度的土壤样品,通过实验室测得物理性质(表1)。根据美国农业部的土壤分类标准,土壤类型为壤土。采用AIM-TDR土壤水分传感器和数字温度传感器监测80 cm内土壤的水分和温度变化,将土壤剖面划分为4个观测层,分别在10、20、40、80 cm剖面处安装土壤水分和温度传感器,监测不同深度的土壤体积含水率和温度,监测数据每1小时记录一次。采用JLC-QX1高精度自动气象仪对大气温度、相对湿度、风向、风速、雨量、气压、太阳辐射、土壤温度、土壤湿度、能见度等气象要素进行全天候现场监测,监测数据每10 min记录一次。DEM数据来源于国家基础地理信息中心(<https://www.ngcc.cn/>),分辨率为30 m。

1.3 Hydrus-1D模型构建

1.3.1 数值模拟

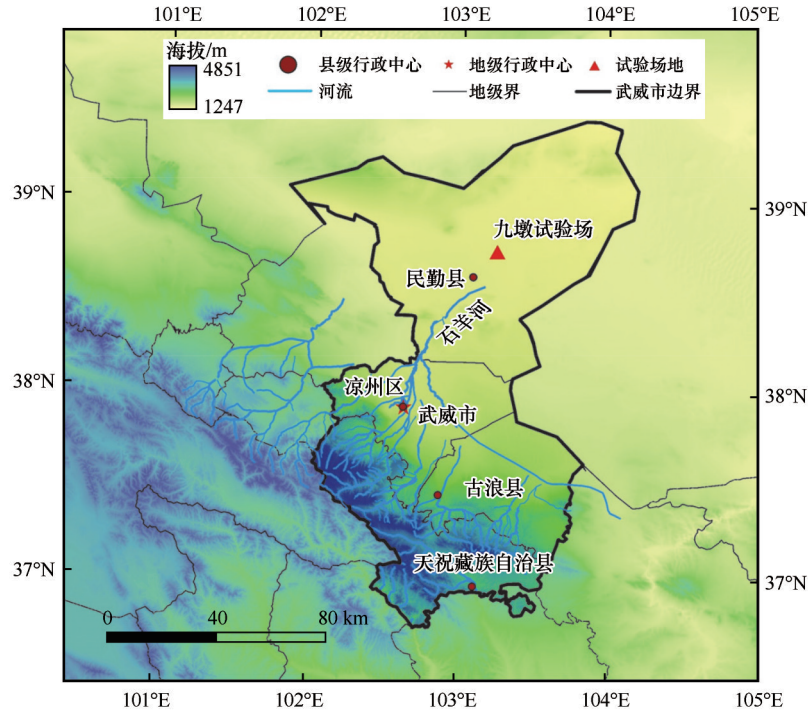
对于一维垂直土壤液态水和水蒸气的流动,使用修正后的Richard's方程表示

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_h \frac{\partial h}{\partial z} + K_T \frac{\partial T}{\partial z} + K_{th} \right] - S \quad (1)$$

$$K_h = K_{lh} + K_{vh} \quad (2)$$

$$K_T = K_{Tl} + K_{Tv} \quad (3)$$

式中: θ 为总液态水体积含水率和气态水体积含水率($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); t 为时间(h); z 为空间坐标(cm); h 为压力水头(cm); T 为温度(K); K_{lh} 和 K_{vh} 分别为液态水等温导水系数和气态水等温导水系数($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$); K_{Tl} 和 K_{Tv}



注：基于自然资源部标准地图服务网站审图号GS(2019)3333号标准地图制作，底图边界无修改

图1 研究区示意图

Fig.1 Schematic diagram of the study area

表1 研究区不同层土壤物理性质

Table 1 Physical properties of different soil layers in the study area

土层/cm	土壤颗粒组成/%			容重/(g·cm ⁻³)
	黏粒	粉粒	砂粒	
0~10	20.44	37.08	42.48	1.44
10~20	21.28	36.74	41.98	1.44
20~40	21.06	37.57	41.37	1.50
40~80	20.78	37.58	41.64	1.52

表2 不同层优化后的土壤水力参数

Table 2 Soil hydraulic parameters optimized for different layers

土层/cm	θ_r /(cm ³ ·cm ⁻³)	θ_s /(cm ³ ·cm ⁻³)	α /cm ⁻¹	n	k_s /(cm·h ⁻¹)
0~10	0.057	0.39	0.045	1.70	4.24
10~20	0.045	0.41	0.060	2.10	6.20
20~40	0.076	0.41	0.038	1.40	1.80
40~80	0.082	0.44	0.028	1.25	1.20

注： θ_r 为土壤饱和含水量； θ_s 为土壤残余含水量； α 、 n 为经验形状参数； k_s 为土壤饱和导水率。

分别为液态水热导水系数和气态水热导水系数 (cm²·h⁻¹·K⁻¹)； S 为根系吸水速率的汇项(h⁻¹)，本研究区为裸地， $S=0$ 。

选择 Hydrus-1D 中的 van Genuchten 模型，并根据土壤质地利用 Rosetta 模块中的神经网络算法估计土壤水力特性，通过 Hydrus-1D inverse 模块中的 elevenberg-marquardt 算法对参数进行优化，得到模拟效果更好的土壤水力参数(表2)。

土壤热传输控制方程为

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_w S \quad (4)$$

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2 \theta_1 + b_3 \theta_1^{0.5} \quad (5)$$

式中： C_p 、 C_v 和 C_w 分别为湿土、液态水和水蒸气体积热容(J·cm⁻³·K⁻¹)； L_0 为液态水汽化潜热(J·cm⁻³)； q_l 和 q_v 分别为液态水和水蒸气通量密度(cm·h⁻¹)； λ 为土壤导热率(J·cm⁻¹·h⁻¹·K⁻¹)； b_1 、 b_2 、 b_3 为经验参数。使用 Nash-Sutcliffe 效率系数 NSE 、均方根误差 $RMSE$ 作为模拟效果评价指标。

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M}_i)^2} \quad (6)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - P_i)^2} \quad (7)$$

式中: M_i 为 i 时刻的实测值; \bar{M} 为 i 时刻实测平均值; P_i 为 i 时刻的模拟值; n 为观测个数。

1.3.2 初始和边界条件

本研究属于干旱区一维垂直水流运动, 不考虑侧向和地表径流。初始条件为8月20日不同深度的土壤体积含水率和土壤温度实测值, 土壤剖面深度为80 cm, 节点步长为1 cm, 时间步长为1 h, 分为4层, 分别在10、20、40、80 cm进行实测值和模拟值比较验证。上边界条件由于降水和蒸发的影响, 采用大气边界; 地下水位在23 m左右, 土壤剖面底部远高于地下水位, 考虑自由排水为下边界条件。热传输中, 实际测量的10 cm地表温度和底部80 cm温度作为上下边界条件。潜在蒸发量受土壤水分传输和上边界条件影响。

$$E_p = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{\gamma_v + \gamma_s} \quad (8)$$

式中: ρ_{vs} 为地表水汽密度 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$); ρ_{va} 为大气密度 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$); γ_v 土壤水汽的空气动力阻力 ($\text{h}\cdot\text{cm}^{-1}$); γ_s 为

地表阻力 ($\text{h}\cdot\text{cm}^{-1}$)。

1.4 情景设置

本研究依据《甘肃省气象灾害应急预案》中关于干旱区(河西地区)极端降水的界定标准, 将12 h降水量 ≥ 15 mm 或 24 h ≥ 30 mm 定义为极端降水事件。对2024年武威市民勤县极端气象事件进行分析, 研究区极端降水情况, 第1次极端降水发生在8月24日22:00至8月25日00:00, 4 h降水量为21.6 mm, 第2次极端降水发生在9月3日, 12 h之内降水达到了26.3 mm, 两次降水都符合极端降水标准。

为深入探究该地区极端降水下土壤水热耦合运移规律及其对昼夜蒸发的影响, 本研究选取两次短期极端事件和不受降水影响的干旱土壤作为基准期, 并构建3类特征情景: A类(极端降水前后3日无雨期), B类(伴随持续降水期), C类(连续7日无降水为基准期, 表3)。

表3 情景设置及依据

Table 3 Scenario settings and basis

情景类别	设置	时间 (月-日)	日最大降水量/mm	日最大降水时间 (月-日)	降水量/mm						
					第1天	第2天	第3天	第4天	第5天	第6天	第7天
A	突发型极端降水	08-21—08-27	21.6	08-24	0.0	0.0	0.0	21.6	0.0	0.0	0.0
B	持续型极端降水	08-31—09-06	26.3	09-03	1.6	1.0	0.0	26.3	7.5	11.5	0.6
C	基准期	10-11—10-17	0.0	无	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

2 结果与分析

2.1 模型结果

2.1.1 模型模拟结果

本研究基于2023年4月1日至6月15日的0~80 cm多层次土壤水热观测数据, 对模型进行参数率定(图2), 基于2024年8月20日至10月31日的0~80 cm多层次土壤水热观测数据, 对模型进行验证(图3)。土壤体积含水率(SWC)模拟的均方根误差($RMSE$)为0.0068, Nash-Sutcliffe 效率系数(NSE)为0.7510, 温度模拟误差均低于1.5 °C。分层结果表明, 温度模拟各层误差满足农业气象模型精度要求(ISO 10360-2)。研究证实模型能够模拟水热运移机制, 以及极端降水事件下的水热耦合过程。尽管浅层 SWC 受环境扰动存在轻微偏差, 第1层 $RMSE$ 为0.7314, NSE 为0.0083; 第2层 $RMSE$ 为

0.6972, NSE 为0.0081, 整体误差处于可接受范围内, 验证了模型在水热运移模拟中的可靠性与适用性。

2.1.2 不同深度的土壤水分对极端降水的响应

研究发现不同深度土壤体积含水率(SWC)在降水后发生变化, 特别是极端降水产生的变化更为显著(图4)。10 cm浅层 SWC 对极端降水响应敏感, 呈现骤升-骤降的特征, 8月24日产生突发型极端降水, SWC 在48 h内, 由 $0.1 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 上升至 $0.25 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 又降至 $0.15 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$; 9月3日发生持续型极端降水, SWC 由 $0.275 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 降至 $0.2 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 后缓降, 说明极端降水对10 cm深度(浅层)土壤的补水作用非常直接且迅速, 受蒸发影响, 降水结束后, 浅层土壤含水量下降也相对较快。由于20 cm受浅层蒸发影响, 持续向浅层蒸发耗水, 导致该层无降水时 SWC 显著低于其他层, 且含水层的非均质性产生的优先流通道, 使极端降水发生时10~20 cm深

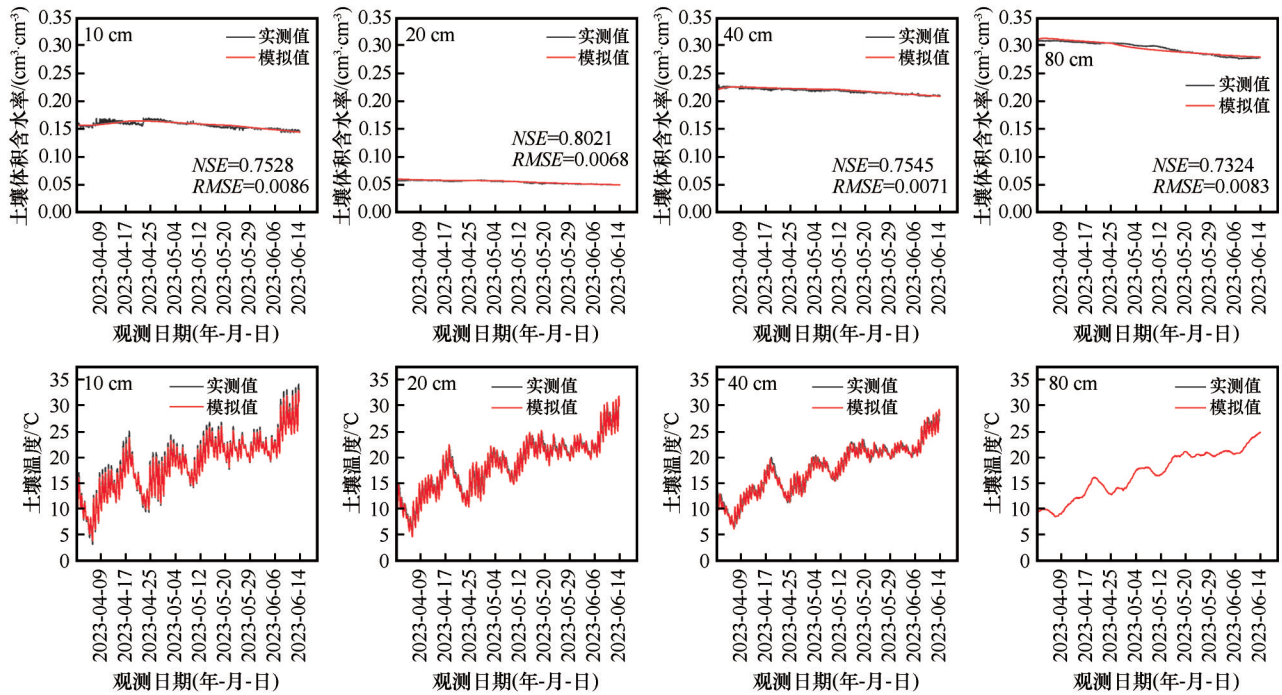


图2 率定期土壤含水率和温度的实测值与模拟值

Fig.2 shows the measured and simulated values of soil moisture content and temperature at regular intervals

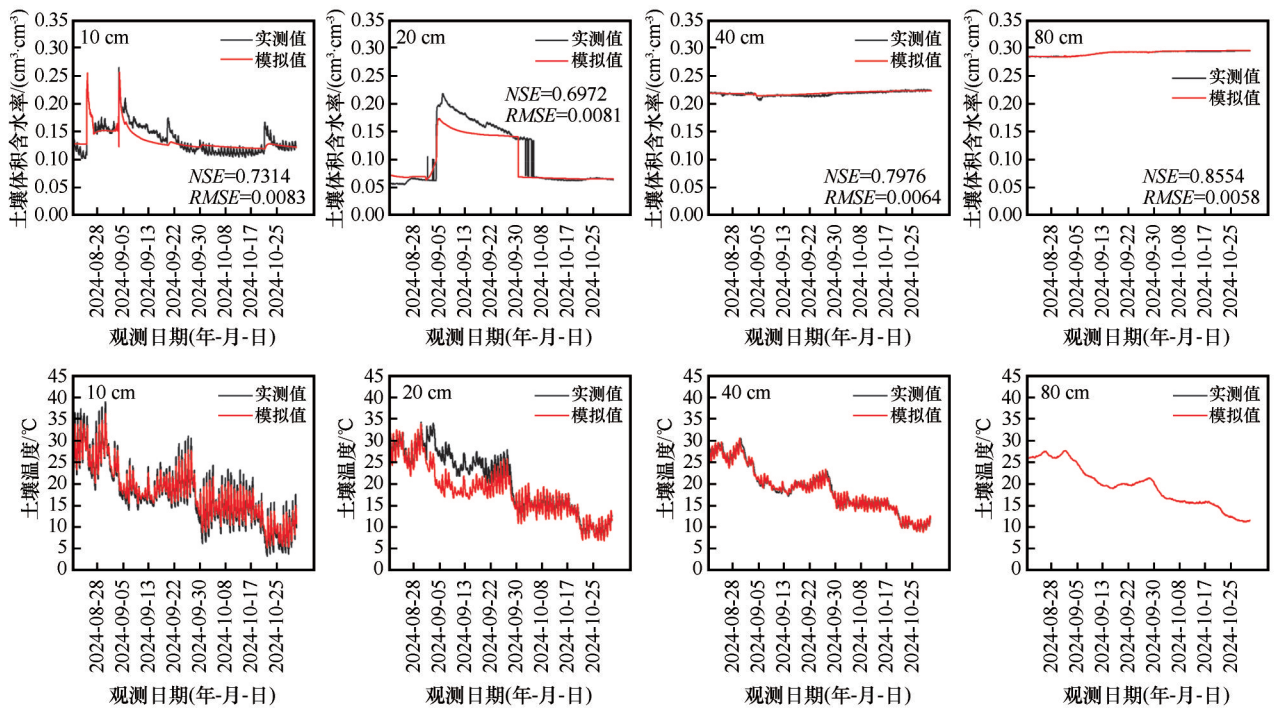


图3 验证期土壤含水率和温度的实测值与模拟值

Fig.3 Shows the measured and simulated values of soil moisture content and temperature during the verification period

度的SWC骤升。10月3日前后有明显降水,雨水下渗会快速补充20 cm深度的土壤水分,导致其含水率短时间上升;但降水结束后,土壤水会通过蒸发、下渗等方式流失,含水率又快速下降,形成上升-下

降的震荡趋势。大于40 cm的深层土壤,由于水分渗透系数的限制和运移的滞后效应,即使发生极端降水,SWC也未观测到显著波动,表明该层土壤水分动态受极端降水事件的直接影响较小。

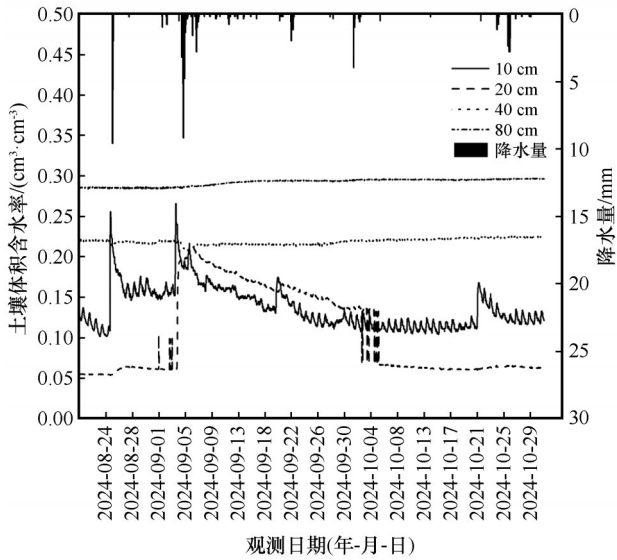


图4 不同深度的土壤水分对极端降水的响应
Fig.4 Responses of soil moisture at different depths to extreme rainfall

2.2 极端降水下土壤水分运移的驱动因素

2.2.1 基质势及其梯度对土壤水分运移的影响

土壤基质势及其梯度在不同情景下呈现不同的分布特征(图5,图6)。在干旱期,土壤整体呈现

持续干燥状态,土壤基质势随干旱加剧逐渐降低(图5C)。在10 cm深度处,基质势由-653.07 cm降至-764.17 cm,表明浅层土壤水分持续减少。随深度增加,基质势绝对值进一步上升,反映出无降水条件下土壤水分持续损失,干旱由浅层向深层扩展。基质势梯度自地表向下递增,10 cm处最低(-76.42 cm·cm⁻¹),形成水分向上运移的驱动力;20~45 cm深度梯度为正,驱动水分向下运移;45 cm以下梯度为负(图6)。梯度变化反映出土壤水分在垂直方向上耗散不均,干旱发展速率存在层次差异。此外,20 cm与45 cm附近出现的零梯度面逐渐下移,表明土壤水分平衡位置随干旱发展向深层推移,表明干旱地区无降水时土壤水分的典型消耗机制。

在突发型极端降水条件下,土壤水分动态呈现显著的垂直分异(图5A):浅层(10 cm)土壤因高饱和和导水率,基质势骤升,由-709.63 cm上升至-4.71 cm,零梯度面上移(图6A),标志着水分平衡向表层迁移,响应迅速;而深层(80 cm)土壤因饱和和导水率骤降,水分运移缓慢,基质势变化幅度小且明显滞后,由-480.06 cm上升至-409.61 cm,表明土壤水分下渗对极端降水具有延迟响应效应。

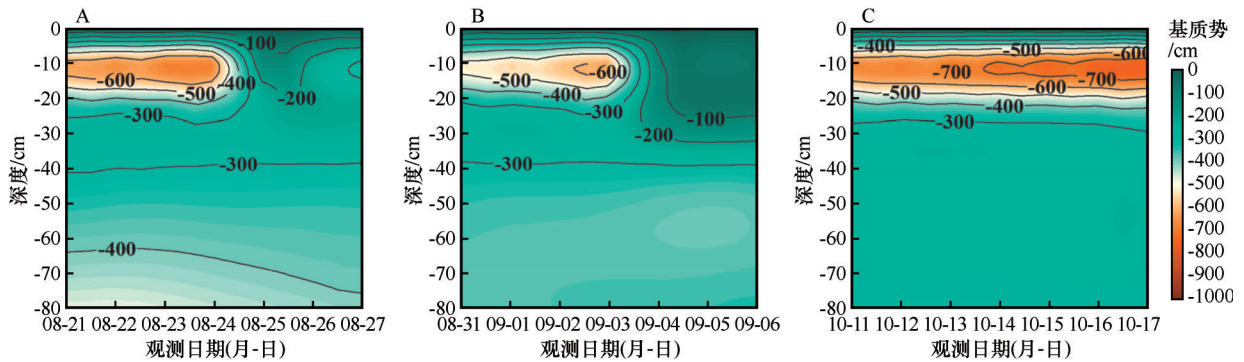


图5 土壤基质势在极端降水条件下的时空分布

Fig.5 Spatiotemporal distribution of soil matrix potential under extreme rainfall

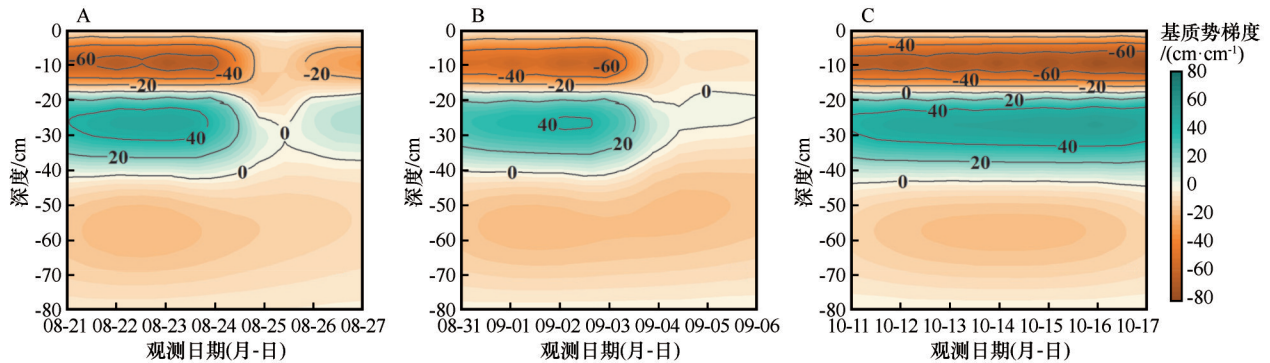


图6 土壤基质势梯度在极端降水条件下的时空分布

Fig.6 Spatiotemporal distribution of soil matrix potential gradient under extreme rainfall

与突发型极端降水相比,持续型极端降水因前期存在日常降水,其对土壤基质势的影响显著不同(图5B):前期降水缓冲了浅层(10 cm)土壤基质势的骤变幅度,同时为深层(80 cm)土壤提供了更充足的水分,导致其基质势绝对值更低、含水率更高,并引发了零梯度面更大幅度的上移(图6B)。该研究表明前期降水对深层土壤的水分状况与动态具有显著影响。

2.2.2 温度及其梯度对土壤水分运移的影响

土壤温度的时空分布(图7)表明:受气温影响,0~10 cm 浅层土壤温度日变化显著,深层土壤温度变化相对较小。在干早期(图7C),浅层10 cm 土壤

温度呈周期性变化,其值为2.4~26.1 °C,而80 cm处土壤温度从20.9 °C减小到18.9 °C,变化幅度仅为2 °C。干早期深层土壤温度略高于浅层土壤温度,与其他2个时期不一致,产生上述结果的主要原因是随着气温的下降,包气带开始放热,导致浅层土壤温度逐渐下降^[19]。随深度的增加土壤温度升高,使剖面上产生两个零梯度面(图8):第一个是发散面,在该平面上方梯度为正,土壤水向上移动,下方梯度为负,土壤水向下移动,由于夜间浅层土壤温度较低,因此该平面主要在夜间出现。第二个是辐合面,主要存在于白天。

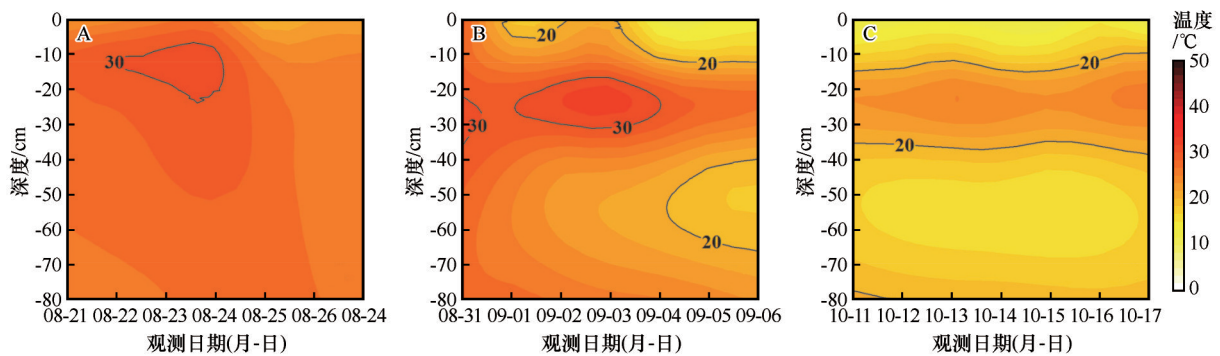


图7 土壤温度在极端降水条件下的时空分布

Fig. 7 Spatiotemporal distribution of soil temperature under extreme rainfall

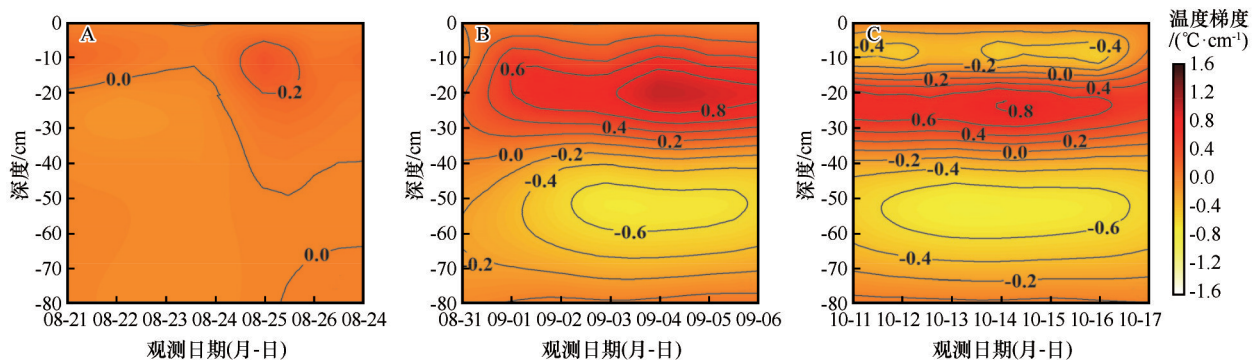


图8 土壤温度梯度在极端降水条件下的时空分布

Fig. 8 Spatiotemporal distribution of soil temperature gradient under extreme rainfall

突发型极端降水使浅层土壤温度变化幅度明显减小(图7A),前3天无雨,浅层土壤温度变化幅度达到14.1 °C,温度梯度骤降(图8A),之后又缓慢回升,响应地表温度的升高,在浅层存在负的温度梯度,第4天突发极端降水,浅层(10 cm)温度12 h内由32.1 °C降低到17.4 °C,表明极端降水对浅层土壤温度产生显著影响,降水停止之后温度开始上升且呈周期性变化。

持续型极端降水时期,降水开始,土壤温度呈逐渐下降趋势(图7B),第4天产生极端降水,温度下降

幅度变大,温度由26.8 °C下降至10.2 °C,表明不同时期的土壤温度分布也明显受到气温季节变化的影响^[20]。不论有无降水,随着土壤深度的增加,温度梯度迅速减小(图8B),在40 cm深度以下通常小于0.075 °C·cm⁻¹,导致液体和蒸汽流动的驱动力降低。

2.3 极端降水对昼夜蒸发的影响

2.3.1 极端降水前后土壤体积含水率与蒸发量的关系

极端降水对昼夜蒸发的影响以突发型极端降水为例,昼夜蒸发量的研究可以分为降水前和降水

后进行比较。极端降水前后不同深度土壤体积含水率与蒸发量的相关关系(表4)显示:降水前浅层(10 cm)土壤体积含水率与蒸发量的相关系数为0.67,呈极显著正相关,基质势梯度和温度梯度共同驱动水分蒸发,土壤水含量较少;大于40 cm的深层土壤体积含水率较高,但因温度梯度和基质势梯度较低,无法驱动水分向上运移,土壤体积含水率与蒸发量呈弱负相关。极端降水使0~10 cm浅层土壤

水迅速饱和,但温度降低,与蒸发量的相关性减弱,而10~40 cm深度因水分快速下渗出现负相关,极端降水改变了基质势梯度方向导致水分下移,抑制蒸发。之后无降水发生,温度升高,表层逐渐干燥,毛细作用补充蒸发需求,降水后第3天,土壤深度大于40 cm,土壤体积含水率与蒸发量的相关系数为0.43,显著相关,深层水分通过基质势梯度缓慢上移,形成滞后补给效应。

表4 不同深度土壤体积含水率与蒸发量的相关关系

Table 4 Correlation between soil water content at different depths and evaporation

土层 /cm	观测日期(月-日)						
	08-21	08-22	08-23	08-24	08-25	08-26	08-27
10	0.49*	0.67**	-0.08	0.67**	0.21	0.12	0.69**
20	-0.26	0.21	0.15	-0.34	-0.31	0.11	0.42*
40	0.37	0.11	0.29	-0.00	-0.26	0.05	0.01
80	-0.04	-0.35	-0.08	0.09	0.03	-0.21	0.43*

注:*表示 $P < 0.05$; **表示 $P < 0.01$ 。

2.3.2 极端降水后昼夜蒸发量变化

降水后5天内的昼夜蒸发量动态显示:白天蒸发量显著高于夜间(图9A),白天箱体整体位置和中位数显著高于夜晚(图9B),表明昼夜蒸发量差异显著,白天蒸发更强。根据昼夜蒸发量累计值,降水后24 h,受温度骤降影响,昼夜蒸发量差异相对较小,白天仅比夜间高25.54%。此时地表及空气湿度较高,导致蒸发相对均衡,波动幅度也较小。第2天昼夜差异变化最为显著,白天蒸发量大幅上升且波动剧烈,白天比夜间高46.26%,并出现异常高值点,15:00达 $5.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,这主要源于温度升高和太阳辐

射增强,加速了水分蒸发。夜间蒸发量虽有所增加,但增幅远小于白天。第3天和第4天随着地表逐渐干燥、空气湿度降低,蒸发驱动力减弱,白天蒸发量整体呈下降趋势,波动幅度也逐渐减小。夜间蒸发量则相对平稳,未出现大幅波动。但白天蒸发量仍明显高于夜间,分别高出34.58%和39.18%。第5天,白天蒸发量相较于夜间反而有所增加,白天比夜间高40.74%。这一现象与深层土壤水分(40~80 cm)的峰值响应密切相关。如图4所示,深层土壤体积含水率在降水结束约72 h后才达到峰值,相较于降水峰值滞后约3 d。这一滞后补给过程,在第

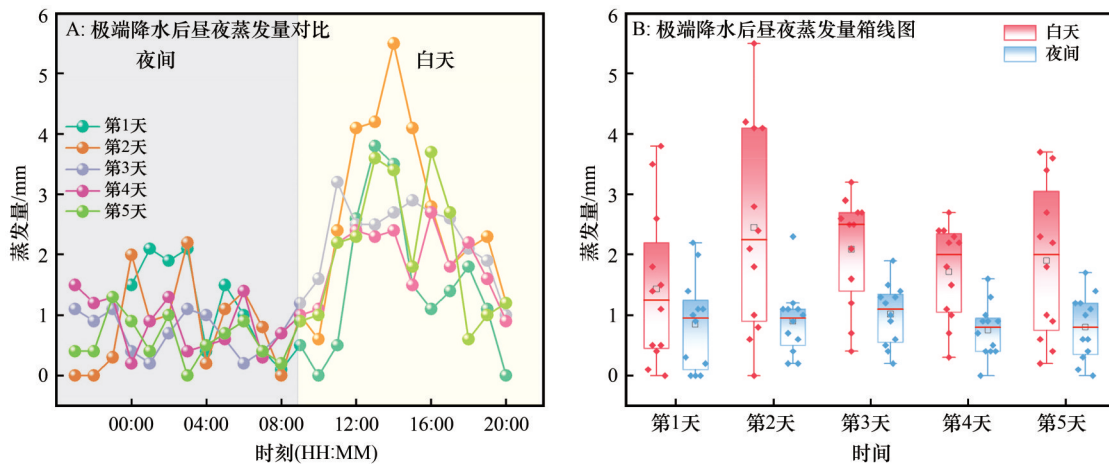


图9 极端降水后的昼夜蒸发变化

Fig.9 Variation of diurnal evaporation after extreme rainfall

5天为蒸发提供了持续的水分来源,维持了较高的白天蒸发强度。

这种蒸发动态受表层即时气象条件与深层水分渗透滞后的共同影响,零梯度面的昼夜迁移与温度-基质势耦合作用共同调控蒸发。夜间浅层温度下降至 $2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,发散零梯度面促进水汽扩散,维持蒸发连续性;白天温度升高至 $26.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,辐合面则通过抑制液态水上升削弱蒸发效率。40 cm深度以下,温度梯度与基质势梯度衰减导致驱动力骤降,使该层成为蒸发水分供给分界面,仅当水分渗透突破此界面,在热缓冲效应下,温度波动小于 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 通过延缓水分耗散支持滞后蒸发,土壤体积含水率与蒸发量呈显著正相关。

3 讨论

3.1 极端降水对土壤水热运移的影响

本研究揭示降水模式(强度、持续时间和关键的前期条件)通过调控土壤基质势和温度梯度的时空分布,影响水分入渗-蒸发平衡及深层渗透过程。在突发型极端降水过程中,浅层土壤(10 cm)基质势响应剧烈,从 -764.17 cm 骤升至 -4.71 cm ,土壤水分可以到达80 cm深层土壤,导致基质势发生改变,80 cm处升高 70.45 cm ,且降水后温度升高,强烈的蒸发作用迅速耗散浅层水分,地表基质势快速降至干旱状态。相反,持续型极端降水虽然持续时间长,但降水前期形成有效湿润层,初始土壤含水率较高,相比突发型极端降水土壤没那么干燥,基质势比突发型极端降水高 97.9 cm ,且持续、相对温和的降水强度使得水分有充足的时间在土壤剖面中更均匀地重新分布。所以持续型极端降水到达80 cm深度的水分输入速率相对平缓,导致该深度基质势的上升(负值减小)幅度较小且变化更平缓,80 cm处基质势升高 37.86 cm ,并在后续连续降水维持下缓慢释放,末期仍保持在相对湿润状态,基质势为 -89.87 cm 。前期土壤水分条件通过引发土壤水分滞后效应,动态调控非饱和导水率,决定了极端降水的入渗效率和深度^[21]。这与马兵等^[11]关于暴雨入渗规律与初始含水率有关的研究结论一致,但本研究进一步量化了其影响强度,并揭示了土壤水分运移并非单一梯度驱动,而是受温度梯度与基质势梯度的协同动态调控^[22]。

干旱期地表高温主导蒸汽流向上运移^[23],40 cm以上通量密度为正值,形成水分蒸发供给分界面^[24-25],Lu等^[10]也发现这一临界值,但深度不同,可能与研究区气象条件和土壤质地等因素有关。而在持续型极端降水期间,快速建立的强基质势梯度成功逆转了水流方向,形成下渗主导模式,说明极端降水对浅层土壤水热影响更大,这一水热耦合过程与李乃玉等^[26]发现浅层土壤水热过程对气象要素变化更敏感一致。值得注意的是,持续型极端降水情景中,持续降水形成的液态水与蒸汽流动态平衡状态,能够在浅层维持一个弱基质势梯度区域,这种状态显著削弱了驱动水分向上运移(蒸发)的水势驱动力,从而有效延缓了蒸发导致的水分损失^[27]。这为干旱区观测到的从短时强降水到长期水分保持现象提供了机制解释。

研究表明土壤深度对水热再分配存在显著阈值效应。当水分渗透40 cm深度以下时,深层土壤温度波动幅度 $<2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图7),能有效缓冲地表温度剧烈变化带来的热耗散。而浅层渗透仅通过地表冷却(12 h降温 $12.5\text{ }^{\circ}\text{C}$)短暂抑制蒸发,未能改变深层热力学状态。因此,40 cm深度构成了干旱区土壤水分得以有效保存的关键物理和热力学阈值,即热缓冲层。该深度的识别及其热缓冲特性的阐明,深化了对土壤水分存续机制的理解,强调了水分渗透达到特定热稳定层对延长有效水存留的核心意义。

3.2 极端降水对土壤水昼夜蒸发量的影响

土壤蒸发过程的昼夜分异本质上是近地表水热耦合传输的结果,由温度梯度与基质势梯度共同驱动^[28]。

日间强烈的太阳辐射使地表温度急剧升高,突发型极端降水后达 $35.6\text{ }^{\circ}\text{C}$,在0~10 cm浅层土壤中形成显著的负温度梯度,干旱期高达 $26.1\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$,该温度梯度驱动液态水向下运移,与基质势梯度驱动的向上毛细流形成拮抗。当温度梯度主导时,浅层形成辐合型零通量面,显著抑制了液态水向地表的输送。Du等^[7]也发现零通量面使温度梯度发生逆转,土壤水运移方向改变。夜间地表冷却,干旱期最低至 $2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,温度随深度增加而降低,导致浅层温度梯度方向改变,形成正向温度梯度和发散型零梯度面。此时,温度梯度与基质势梯度协同作用促进水分向地表运移,突发型极端降水基质势梯度 $-76.42\text{ cm}\cdot\text{cm}^{-1}$,强

烈的负基质势梯度维持毛细上升力,而正向温度梯度则促进水汽扩散,这与Shokri等^[29]和Li等^[30]发现蒸发受多物理场协同控制的理论一致。然而,本研究表明这种协同效应在夜间表现得尤为显著,其驱动水分向上运移的通量甚至可能超过白天。

这种昼夜分异机制,特别是夜间的协同增强效应,对极端降水后深层水分(>40 cm)的再分配起重要作用^[31]。突发型极端降水后第3天,40 cm深处的基质势梯度已大幅衰减(-12.3 cm·cm⁻¹),但夜间微弱的正向温度梯度(5 °C·m⁻¹)仍然能驱动该层水分向上运移^[32]。因此,水热耦合驱动的零梯度面昼夜迁移及其伴随的驱动力方向转换,不仅是浅层蒸发昼夜分异的根源,更是夜间水热协同过程在维持蒸发及调控深层土壤水资源可利用性中的关键作用。

3.3 不足与展望

本文通过Hydrus-1d模型建立了土壤水热对极端气候的响应机制,特别是就西北干旱区极端降水对土壤水热的影响进行分析。但是由于干旱区复杂的地质条件和极端气候的突发性,模型无法揭示其具体的物理机制,同时,模型参数大多依靠经验设置,具有一定的主观性,同时受数据获取精度的影响,导致模拟结果与实测值有一定差异。本文通过Hydrus-1d模型模拟土壤含水量,在极端降水过程中,表层(0~20 cm)土壤含水量的变化尤为剧烈,模型结果与实测值偏差较大。这很可能是因为模型固有的系统误差,使其难以准确捕捉此类突发性事件所引发的土壤水分突变现象。因此,为了更准确地揭示干旱区土壤水热传输的内在物理机制,未来研究应结合遥感反演、原位观测等多源数据,采用参数优化算法减少主观设定带来的不确定性;引入植被-土壤耦合模型,系统考虑植被对水分运移的影响,并加强水-热-汽多场耦合过程的数值模拟,以更真实地模拟极端降水条件下土壤水热的动态响应;改进模型对优先流、土壤裂隙等关键过程的模拟能力,提升对突发性强降水所引发表层水分快速变化的模拟精度。通过上述针对性改进,更准确地揭示干旱区土壤水热传输的内在物理机制,增强模型在极端气候条件下的适用性与预测能力。

4 结论

本研究为了更好地了解干旱区极端降水条件

下土壤水热运移及其对昼夜蒸发的影响,选择原位观测点,采用现场观测、野外和室内试验及数值模拟相结合的方法。在观测数据的基础上,使用Hydrus-1D软件建立了水热耦合模型,利用现场观测数据验证了模型的准确性,主要得出以下结论:在基质势梯度和温度梯度的共同驱动下,土壤水发生运移。相比一般降水,极端降水对土壤水运移的影响更为显著。其中,突发型极端降水在浅层(0~20 cm)引起的响应更为迅速剧烈,而持续型极端降水则对深层(>40 cm)土壤水的影响更为显著。温度梯度与基质势梯度的耦合作用驱动水分运移,使昼夜蒸发产生差异。白天辐合面抑制液态水上升,而夜间发散面协同温度梯度(如干早期基质势梯度夜间-76.42 cm·cm⁻¹)增强水汽扩散,导致蒸发效率呈现昼高夜低向夜间滞后的动态转换。40 cm以下土壤温度梯度小于0.075 °C·cm⁻¹且温度波动小于2 °C,驱动力降低,形成蒸发供给分界面。当水分突破此界面,其热缓冲效应可延缓水分耗散,滞后蒸发,而浅层渗透通过极端降水使地表12 h降温12.5 °C,短暂抑制蒸发,但无法改变深层热力学状态。

参考文献:

- [1] Zhai P M, Pan X H. Change in extreme temperature and precipitation over Northern China during the second half of the 20th century[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2003, 58(S1): 1-10.
- [2] 郭睿思, 刘目兴, 易军, 等. 干旱和半干旱区生物结皮层及其覆盖土壤的蒸发特征[J]. *农业工程学报*, 2025, 41(6): 117-127.
- [3] 蔡霞, 宋燕, 宿欣, 等. 山西北部地区极端降水时空变化及其大气环流特征[J]. *干旱区研究*, 2025, 42(11): 1966-1981.
- [4] 董晴雪, 罗斯琼, 文小航, 等. 近60年来藏东南降水变化及其对土壤温度与冻融过程的影响[J]. *高原气象*, 2022, 41(2): 404-419.
- [5] 夏鸿华, 杨林山, 冯起, 等. 西部高寒山区气候变化对径流影响的研究进展[J]. *盐湖研究*, 2025, 33(4): 12-25.
- [6] 马稚桐, 王文科, 赵明, 等. 半干旱地区地表-地下水系统水热运移与裸土蒸发研究[J]. *水文地质工程地质*, 2021, 48(4): 7-14.
- [7] Du C, Yu J, Wang P, et al. Analyzing the mechanisms of soil water and vapor transport in the desert vadose zone of the extremely arid region of Northern China[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 558: 592-606.
- [8] Scanlon B R, Keese K, Reedy R C, et al. Variations in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0-90 kyr): field measurements, modeling, and uncertainties[J]. *Water Resources Research*, 2003, 39(7): 001604.
- [9] Xiang L, Yu Z, Chen L, et al. Evaluating coupled water, vapor, and heat flows and their influence on moisture dynamics in arid

- regions[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2012, 17(4): 565-577.
- [10] Lu T, Zheng C, Zhou B, et al. Response of liquid water and vapor flow to rainfall events in sandy soil of arid and semi-arid regions[J]. *Agronomy*, 2023, 13(9): 2424.
- [11] 马兵, 滕远, 汪星, 等. 土壤干化背景下种植苜蓿土壤水分对降雨的响应[J]. *生态学报*, 2025, 45(12): 5900-5913.
- [12] Huang J, Hou R, Yang H. Diurnal pattern of liquid water and water vapor movement affected by rainfall in a desert soil with a high water table [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(1): 73.
- [13] 曾亦键, 万力, 苏中波, 等. 浅层包气带水汽昼夜迁移规律及其数值模拟研究[J]. *地学前缘*, 2008(5): 330-343.
- [14] Liu B C, Liu W, Peng S W. Study of heat and moisture transfer in soil with a dry surface layer[J]. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 2005, 48(21/22): 4579-4589.
- [15] 夏道雯, 董文明, 卢刚, 等. 荒漠绿洲过渡带灌丛沙堆国内研究进展[J]. *生态科学*, 2025, 44(5): 262-270.
- [16] 卫雨西, 陈丽娟, 席海洋, 等. 石羊河流域土壤水分和电导率的空间分布特征[J]. *中国沙漠*, 2023, 43(3): 264-273.
- [17] 夏鸿华, 杨林山, 冯起, 等. 石羊河流域产水服务供需时空变化及驱动因子[J]. *中国沙漠*, 2024, 44(6): 87-99.
- [18] 冯福学, 柴强. 武威绿洲灌区冬小麦田土壤水热特征对耕作措施的影响[J]. *西北农业学报*, 2014, 23(8): 52-59.
- [19] Seki K, Toride N, Th. van Genuchten M. Closed-form hydraulic conductivity equations for multimodal unsaturated soil hydraulic properties[J]. *Vadose Zone Journal*, 2022, 21(1): e20168.
- [20] Gao W, Liu X, Zheng C, et al. Comparison of the soil water, vapor, and heat dynamics between summer maize and bare fields in arid and semi-arid areas[J]. *Agronomy*, 2023, 13(4): 1171.
- [21] 王强民, 赵明, 彭鸿杰, 等. 旱区不同层状结构土壤的水分运移过程与模拟[J]. *水文地质工程地质*, 2023, 50(4): 84-94.
- [22] 吉吉佳门, 程一本, 湛玲珑, 等. 科尔沁沙地樟子松人工林土壤水分动态及其对降雨的响应[J]. *干旱区研究*, 2023, 40(5): 756-766.
- [23] 赵贵章, 王文科, 侯莉莉, 等. 干旱半干旱地区包气带热参数模型研究[J]. *水文地质工程地质*, 2009, 36(5): 107-110.
- [24] Pfletschinger-Pfaff H, Prömmel K, Schüth C, et al. Sensitivity of vadose zone water fluxes to climate shifts in arid settings[J]. *Vadose Zone Journal*, 2014, 13(1): 1-14.
- [25] 尤全刚, 薛娴, 彭飞, 等. 高寒草甸草地退化对土壤水热性质的影响及其环境效应[J]. *中国沙漠*, 2015, 35(5): 1183-1192.
- [26] 李乃玉, 吴丽丽, 杨林山, 等. 基于SHAW模型的祁连山浅山区荒漠草地土壤水热动态模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2024, 46(3): 993-1005.
- [27] 刘战东, 秦安振, 宁东峰, 等. 降雨级别对农田蒸发和土壤水再分布的影响模拟[J]. *灌溉排水学报*, 2016, 35(8): 1-8.
- [28] Jackson R D, Kimball B A, Reginato R J, et al. Diurnal soil-water evaporation: time-depth-flux patterns[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1973, 37(4): 505-509.
- [29] Shokri N, Salvucci G D. Evaporation from porous media in the presence of a water table [J]. *Vadose Zone Journal*, 2011, 10(4): 1309-1318.
- [30] Li H, Wang W, Liu B. The daily evaporation characteristics of deeply buried phreatic water in an extremely arid region [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 514: 172-179.
- [31] 刘秀强, 陈喜, 刘琴, 等. 西北干旱区尾间湖过渡带陆面蒸发和潜水对土壤水影响的同位素分析[J]. *干旱区资源与环境*, 2021, 35(6): 52-59.
- [32] 张维福, 展秀丽, 马思怡, 等. 基于Hydrus-1D模型的宁夏河东沙地固定沙丘花棒林土壤水分动态模拟[J]. *水土保持通报*, 2025, 45(5): 267-276.

The water-heat coupling transmission mechanism under extreme rainfall events and its influence on diurnal evaporation

Zhang Ruixiang¹, Chu Jihua², Li Jueke¹, Li Yaxian¹, Wang Shuixian¹

(1. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Wuwei Hydrology and Water Resources Survey Center, Wuwei 733000, Gansu, China)

Abstract: Rainfall is a crucial factor driving the transport of soil water and heat. Studying the transport of soil water and heat under extreme rainfall events is of great significance for the sustainable development of ecosystems in arid regions. In this study, the Jiudun Experimental Field in Wuwei was selected as the research site. Based on long-term observation data from the lysimeter and meteorological monitoring data from hydrological stations, the Hydrus-1D water-heat coupling model was used for simulation and analysis to reveal the driving mechanism of extreme rainfall on soil water and heat transport in arid regions and its impact on diurnal evaporation. The results show that the shallow soil (0–20 cm) responds intensely to sudden extreme rainfall, while the deep soil (>40 cm) is more affected by continuous extreme rainfall. The evaporation process is regulated by the migration of the zero-flux plane of soil water potential. During the day, the convergence near the surface inhibits the upward movement of liquid water, while at night, the divergence promotes the diffusion of water vapor. Below a depth of 40 cm, when the temperature gradient is less than $0.075\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$ and the temperature fluctuation is less than $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, the thermal buffering effect significantly weakens the driving force of evaporation, forming a lagged water supply boundary. The research results can provide a scientific basis for water resource management in arid regions under extreme climate conditions.

Key words: extreme rainfall; soil moisture; water-heat coupling; diurnal evaporation; numerical simulation