DOI：10.16285/j.rsm.2022.1224

考虑雨水感热的降雨对多年冻土水热变化影响模型研究

张明礼[1, 2, 3]，雷兵兵[1]，周志雄[1]，周凤玺[1]，侯彦东[1]

（1. 兰州理工大学 土木工程学院，甘肃 兰州 730050；2.兰州理工大学 西部土木工程防灾减灾教育部工程研究中心，甘肃 兰州 730050；
3. 南京大学 地球科学与工程学院，江苏 南京 210023）

摘 要：青藏高原暖湿化诱发的多年冻土和寒区工程水热变化是第三极冻土生态与地质演化问题的关注焦点。目前降雨影响下的多年冻土地表能量收支建模未考虑雨水温度的影响，忽略了降雨能量脉冲作用。在已有的冻土水热耦合理论的基础上，通过引入考虑雨水感热的地表能量平衡理论，完善了考虑降雨能量的冻土水热耦合模型，基于青藏高原北麓河现场监测验证了模型的有效性，并分析了夏季降雨对地表能量平衡和活动层水热的影响机制。结果表明：考虑雨水感热的修正模型模拟土壤体积含水率、温度和热通量的平均偏差误差分别在±1.198%、±0.704℃和±1.66 W/m^{2}之内，一致性指数分别大于 0.877、0.929 和 0.937；优化后的模型提升了对地表吸放热状态的评估，能够较好地预测了雨后活动层水热的变化；夏季降雨增加地表蒸发潜热和雨水感热，降低地表净辐射、感热和土壤地表热通量使地面降温，降温效果与降雨强度正相关；同时受降雨时段影响，白天降雨事件的降温效果显著，雨水感热促进地表冷却，而夜间雨水短暂加热地表，蒸发潜热的显著作用使地表依旧持续降温。在地表温度梯度降低和雨水入渗的作用下，温度梯度水汽通量减少，液态水通量增加，在强降雨和连续降雨下出现液态水的向下输送和累积。但相比增加的液态水对流传热，活动层热传导、水汽扩散潜热和水汽对流传热的降低更显著，使土壤总热通量减少而导致土壤降温，延缓活动层温度的升高。

关 键 词：多年冻土；雨水感热；耦合模型；地表能量平衡；水热变化；夏季降雨

中图分类号：TU 445 **文献标识码：**A **文章编号：**1000－7598 (2023) 05－1530－15

Model study on rainfall effect on hydrothermal dynamics of permafrost considering rainwater sensible heat

ZHANG Ming-li[1, 2, 3], LEI Bing-bing[1], ZHOU Zhi-xiong[1], ZHOU Feng-xi[1], HOU Yan-dong[1]

(1. School of Civil Engineering, Lanzhou University of Technology, Lanzhou, Gansu 730050, China;
2. Western Engineering Research Center of Disaster Mitigation in Civil Engineering of Ministry of Education, Lanzhou University of Technology, Lanzhou, Gansu 730050, China; 3. School of Earth Science and Engineering, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu 210023, China)

Abstract: The thermal-moisture dynamics of permafrost and cold region engineering caused by the trend of warming and humidification of the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) are the focus of research on permafrost ecological and geological evolution in the third pole. Currently, the model of permafrost ground surface energy budget under the influence of rainfall does not consider the influence of rainwater temperature and neglects the effect of rainfall energy pulse. On the basis of the previous frozen soil hydro-thermal coupling theory, a permafrost hydrothermal coupling model considering the rainfall energy was constructed by introducing the surface energy equilibrium theory considering the rainwater sensible heat. Based on the on-site monitoring data of the Beiluhe in the QTP, the validity of the model was verified, and the influence mechanism of the summertime rainfall on the ground surface energy equilibrium and the thermal-moisture dynamics of the active layer was analyzed. The results show that the average deviation errors of soil volumetric water content, temperature, and heat flux simulated by the modified model considering rainwater sensible heat are within ±1.198%, ±0.704℃, and ±1.66 W/m^2, respectively, and the consistency indexes are greater than 0.877, 0.929, and 0.937, respectively. The optimized model improves the assessment of the surface heat absorption or heat release state and can better predict the thermal-moisture dynamics of the active layer after rainfall. Summertime rainfall increases the surface evaporation

收稿日期：2022-08-06 录用日期：2022-10-05
基金项目：国家自然科学基金项目（No. 42261028；No. 41961010）；中组部等“西部之光”访问学者项目（张明礼）；中科院西部之光“西部青年学者”项目；陇原青年创新创业人才（个人）项目（张明礼）；甘肃省基础研究创新群体项目资助（No. 20JR5RA478）。
This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (42261028; 41961010), the “Light of West China” Program for the Organization Department of the Central Committee of the CPC (Zhang Mingli), the Chinese Academy of Sciences “Light of West China” Program for Western Young Scholars, the Longyuan Youth Innovation and Entrepreneurship Talent (Individual) Project (Zhang Mingli) and the Basic Research Innovation Group of Gansu Province (20JR5RA478).
第一作者简介：张明礼，男，1987 年生，博士，副教授，硕士生导师，主要从事冻土工程方面的研究。E-mail: mingli_0919@126.com

latent heat and rainwater sensible heat but reduces the surface net radiation, sensible heat, and soil surface heat flux to cool the surface. The cooling efficiency is positively correlated with rainfall intensity. In addition, it is affected by the time of occurrence of the rainfall. The daytime rainfall has a significant cooling effect, and the rainwater sensible heat promotes the cooling of the surface. The rainwater at night temporarily heats the surface, but the significant effect of evaporation latent heat makes the ground surface continuously cool. Due to the reduced surface temperature gradients and the infiltration of rainwater, the decrease in the thermal vapor flux densities, the increase in the liquid water flux densities promote the downward transportation and accumulation of liquid water during heavy rainfall events and continuous rainfall events. However, compared with the increased convective heat exchange of liquid water, the reductions of heat conduction, latent heat of water vapor diffusion, and water vapor convective heat are more significant, which reduces the total soil heat flux, decreases soil temperature, and mitigates the warming rate for the active layer.

Keywords: permafrost; rainwater sensible heat; coupling theory; ground surface energy equilibrium; thermal-moisture dynamics; summertime rainfall

1　引　言

多年冻土作为一种广泛分布于地球两极、高纬度和高海拔等地区的特殊地貌[1]，其分布和水热特征影响着地区的水循环和生态演化[2-3]。处于大气和多年冻土之间的活动层，对气候变化的响应十分敏锐，同时控制着冻土与大气之间能量和水的交换过程[4-5]。处于全球气候变化敏感区的青藏高原，正经历显著的暖湿化过程[2, 6]。降雨作为该地区重要的补给水来源，显著影响着多年冻土活动层的水热动态和地表能量特征，改变多年冻土赋存状态[7-8]。这将引起活动层冻融过程的变化，降低寒区工程的稳定性和耐久性，加剧工程灾害的发生，如冻土地基的变形、路基的融沉翻浆及寒区管道的开裂等问题[9-11]。因此，建立和完善考虑降雨作用对多年冻土地表能量平衡和活动层水热过程影响的模型具有重要的理论价值和现实意义。

数值模型研究降雨作用的关键在于对冻土内部水热运移规律和地表边界特征的探究。一个应用良好的冻土水热耦合模型除了能够表征基本的冻融过程外，对处于寒旱区的青藏高原，冻土中的水汽迁移、液态水对流传热和雨水入渗通量是显著的[1, 7, 12]，应当予以考虑。此外，冻土与大气交界面的蒸发、降水和辐射等近地表气象特征需要在边界理论中得到反映。目前，基于地表能量平衡理论和土壤水热输运规律，建立了通用陆面模型（community land model，简称 CLM）[13]、GEOtop 模型[14]、水热耦合模型 CoupModel[4, 15]、水热同步（simultaneous heat and water，简称 SHAW）模型[1]以及 HYDRUS 模型等[12, 16]用于探究土壤中水、汽和热的传输过程。但上述模型未合理评估降雨影响下的地表能量平衡、降雨入渗对流传热和热传导特征变化的综合效应，导致降雨作用下的多年冻土水热状态和稳定性研究存在较大争议[13, 17]。降雨作用显著改变地表能量分配和浅层水热过程[7, 17-18]。学者们不断尝试改进既有数值模型[2, 15, 19]，提高了对降雨作用下活动层水-热运移机制的理解，但对于考虑降雨作用的地表能量平衡理论方面的研究依然不足，需要进行深入探究。

降雨携带的热量，即雨水感热，作为降雨期间特有的地表能量分量，受降雨时段、强度、持续时间以及地表特性的影响[18, 20]。雨水感热产生的能量脉冲持续时间较短，但对土体水热状态的影响不容忽视。Wei 等[21]的研究发现，单次强降雨过程中雨水感热能够显著改变地表能量的分配；冯旭明[22]分析了降雨对城市热岛效应的冷却作用，认为雨水的传输和转化对城市下垫面能量平衡和微气候有重要的影响；Anderson 等[23]通过对海洋表面及雨水温度的观测和计算发现，单次降雨事件中雨水感热能够占到整个蓄热能量的 15%～60%；Kollet 等[24]发现强降雨事件中的单次雨水感热能够达到 60 W/m^2，对浅层地表降温超过 1 ℃、影响持续时间达到 24 h。在多年冻土区的公路水热状态研究中同样发现，夏季降雨降低路面温度和热通量的作用[18]。Liu 等[10]的试验表明，降雨入渗引起了冻土路基温度的差异性响应，改变了寒区路基的稳定性。上述研究多存在于非冻土区，既有冻土区研究虽然证实了降雨对冻土活动层水热的影响[7-8, 25-26]，但未考虑降雨携带热量对地表能量分配的影响。因此，有必要完善考虑雨水感热的地表能量平衡理论，建立综合考虑降雨作用的地表能量平衡-土体水热输运耦合模型。

本文通过确定雨水温度与湿球温度的关系，以获得雨水温度诱发的感热通量，将考虑雨水感热的地表能量平衡理论引入非饱和冻土水-汽-热冻土耦合理论模型，完善冻土-大气通量水热边界条件。通过青藏高原北麓河野外观测资料进行模型验证并与未考虑雨水感热的原有模型进行对比分析，定量研究考虑雨水感热的降雨过程对地表能量平衡、活动层水热变化的影响，以期为暖湿化背景下的青藏高原多年冻土和寒区工程稳定性研究提供参考。

2 数学模型

2.1 冻土水热耦合理论

在变饱和土壤中，降雨入渗下土壤液态水和水汽在水势梯度、重力势和温度势驱动下发生运移。根据质量守恒原理，单位时间进出土体的水质量相等，即[27]

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=-\nabla\cdot\left[\left(q_{\mathrm{lh}}+q_{\mathrm{lT}}\right)+\left(q_{\mathrm{vh}}+q_{\mathrm{vT}}\right)\right]-\frac{1}{\rho_{\mathrm{w}}}\frac{\partial(\theta_{\mathrm{v}}\rho_{\mathrm{v}})}{\partial t}=\nabla\cdot\left[K_{\mathrm{lh}}\nabla\left(h+z\right)+K_{\mathrm{lT}}\nabla T\right]+\nabla\cdot[K_{\mathrm{vh}}\nabla h+K_{\mathrm{vT}}\nabla T]-\frac{\rho_{\mathrm{v}}}{\rho_{\mathrm{w}}}\frac{\partial\theta_{\mathrm{v}}}{\partial t}\tag{1}$$

$$\theta=\theta_{\mathrm{l}}+\frac{\rho_{\mathrm{i}}}{\rho_{\mathrm{w}}}\theta_{\mathrm{i}}\tag{2}$$

$$\theta_{\mathrm{v}}=\mathrm{por}-\theta_{\mathrm{l}}-\theta_{\mathrm{i}}\tag{3}$$

式中：θ 为总等效体积含水率；t 为时间；土壤水势和温度势作用下的液态水通量，即 q_{lh} 和 q_{lT} 之和组成总液态水通量 q_{l}，q_{lh} 和 q_{lT} 分别为水势梯度液态水通量和温度势梯度液态水通量；相应地，q_{vh} 和 q_{vT} 之和为总水汽通量 q_{v}，q_{vh} 和 q_{vT} 分别为水势梯度水汽通量和温度势梯度水汽通量；h 为压力水头；z 为竖向坐标，向上为正；T 为土壤温度；K_{lh} 和 K_{lT} 分别为土壤水势、温度势下的液态水导水率；K_{vh} 和 K_{vT} 分别为土壤水势、温度势下的水汽扩散系数；θ_{l}、θ_{i} 和 θ_{v} 分别为液态水、冰和水汽的体积含量；por 为孔隙率；ρ_{w}、ρ_{v} 和 ρ_{i} 分别为液态水、水汽和冰的密度。

冻土中能量传递包括土壤热传导、液态水和水汽的对流传热、水汽的扩散潜热及水的相变等物理过程。根据能量守恒方程得到土壤中能量输运方程，即[27]

$$C_{\mathrm{p}}\frac{\partial T}{\partial t}=\nabla\cdot\left[\lambda_{\mathrm{p}}\nabla T\right]-q_{\mathrm{l}}\nabla\left(C_{\mathrm{l}}T\right)-q_{\mathrm{v}}\nabla\left(C_{\mathrm{v}}T\right)-L_{\mathrm{w}}\rho_{\mathrm{w}}\nabla q_{\mathrm{v}}+L_{\mathrm{f}}\rho_{\mathrm{i}}\frac{\partial\theta_{\mathrm{i}}}{\partial t}-L_{\mathrm{w}}\rho_{\mathrm{w}}\frac{\partial\theta_{\mathrm{v}}}{\partial t}\tag{4}$$

$$C_{\mathrm{p}}=C_{\mathrm{s}}(1-\mathrm{por})+C_{\mathrm{l}}\theta_{\mathrm{l}}+C_{\mathrm{i}}\theta_{\mathrm{i}}+C_{\mathrm{v}}\theta_{\mathrm{v}}\tag{5}$$

$$\lambda_{\mathrm{p}}=\lambda_{\mathrm{s}}^{1-\mathrm{por}}\lambda_{\mathrm{l}}^{\theta_{\mathrm{l}}}\lambda_{\mathrm{i}}^{\theta_{\mathrm{i}}}\lambda_{\mathrm{v}}^{\theta_{\mathrm{v}}}\tag{6}$$

式中：λ_{p} 为土壤导热系数，导热系数 λ 符号下标 s、l、i 和 v 则分别表示土壤基质、液态水、冰和水汽；C_{p} 为土壤体积热容；C_{s}、C_{l}、C_{i}、C_{v} 分别为土壤基质、液态水、冰和水汽的体积热容；由于 C_{v} 比 C_{s} 小 2～3 个数量级，故忽略其影响；L_{w} 和 L_{f} 分别为液态水蒸发潜热和冰水相变潜热。

土壤降温时，负温冻结驱动力克服了土壤颗粒表面能后逐渐发生土壤冻结，此时土壤的液态水含量由最大未冻水含量与温度的关系来确定[28]，即

$$\theta_{\mathrm{u\,max}}=a\left(T-273.15\right)^{-b}\tag{7}$$

$$\theta_{\mathrm{l}}=\begin{cases}\theta_{\mathrm{u\,max}}, & T<273.15\text{及}\theta_{\mathrm{l}}>\theta_{\mathrm{u\,max}}\\ \theta, & \text{其他}\end{cases}\tag{8}$$

式中：$\theta_{\mathrm{u\,max}}$ 为温度低于冰点时不冻结的液态水最大持水量，系数 a 和 b 由实测数据的回归分析估算。关于确定式（4）右侧最后两项表示的土壤中冰和水汽两相态单位时间内变化所产生的相变热，其中，θ_{i} 可由耦合方程组式（1）、（4）联立得到的变量 θ 和 T 以及式（7）、（8）求得的未冻水含量 θ_{l} 代入式（2）确定。在已知土壤孔隙率 por 时，θ_{v} 可由式（3）求得。因此，可以得到任意时刻土壤中的冰-水以及水-水汽的相变量和相变热。

土壤的冻结与干燥脱湿类似，液态水含量变化对应的基质势能响应可用土-水特征曲线表示，采用 van Genuchte[29]模型和 Mualem[30]模型描述如下：

$$h=-\left(S_{\mathrm{e}}^{-\frac{1}{m}}-1\right)^{\frac{1}{n}}/\alpha\tag{9}$$

$$S_{\mathrm{e}}=\frac{\theta_{\mathrm{l}}-\theta_{\mathrm{r}}}{\theta_{\mathrm{s}}-\theta_{\mathrm{r}}}=\begin{cases}\dfrac{1}{\left[1+\left|\alpha h\right|^{n}\right]^{m}}, & h<0\\ 1, & h\geqslant 0\end{cases}\tag{10}$$

$$K_{\mathrm{lh}}=\begin{cases}K_{\mathrm{s}}S_{\mathrm{e}}^{l}\left[1-\left(1-S_{\mathrm{e}}^{\frac{1}{m}}\right)^{m}\right]^{2}, & h<0\\ K_{\mathrm{s}}, & h\geqslant 0\end{cases}\tag{11}$$

式中：S_{e} 为土壤有效饱和度；θ_{r} 和 θ_{s} 分别为土壤残留含水率和饱和含水率；α 为土壤进气值；n 和 m 均为经验参数；l 为 Mualem 模型参数；K_{s} 为饱和水力导水率。

2.2 考虑雨水感热的地表水热通量边界条件

为反映冻土与大气之间的热交换，当无降雨作用时，采用近地表空气动力学理论并结合野外实测辐射、风速和气温等气象时程数据，得到地表能量平衡方程表述的热通量时程变化边界条件[31]，即

$$G=R_{\mathrm{n}}-L_{\mathrm{w}}E-H_{\mathrm{s}}\tag{12}$$

式中：R_{n} 为地表净辐射通量；$L_{\mathrm{w}}E$ 为蒸发潜热通量；E 为地表水分蒸发速率；H_{s} 为地表感热通量；G 为地表土壤热通量。上述各能量分量均需结合实测气象数据进行计算。

忽略地形坡度对地表近辐射的影响，R_{n} 可以表示为[32]

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1-\upsilon)R_s^{\downarrow} + \left[\sigma T_a^4\left(0.605+1.77\sqrt{h_a}\right)-\sigma\varepsilon_s T_s^4\right]\frac{10^6}{3\ 600} \quad (13)$$

式中：R_{ns} 为太阳净短波辐射通量；R_{nl} 为太阳净长波辐射通量；υ 为地表反照率；$R_s^{\downarrow}$ 为太阳短波辐射通量；σ 为 Stefan-Boltzman 常数；T_s 和 T_a 分别为地表温度和气温；h_a 为空气的有效体积含水率；ε_s 为地表发射率。

H_s 可表示为[28]

$$H_s = \frac{C_a(T_s - T_a)}{r_a} \quad (14)$$

式中：C_a 为空气体积热容；r_a 为地表热传输的空气动力学阻力，可由实测的近地表风速时程数据计算所得。

地表水分蒸发速率 E 表示为[28]

$$E = \frac{\rho_{vss} - \rho_{va}}{r_a + r_s} \quad (15)$$

$$q = \frac{E}{\rho_w} \quad (16)$$

式中：ρ_{vss} 和 ρ_{va} 分别为地表土壤和地表大气的水汽密度；r_s 分别为土壤表面对水汽扩散的阻力。当无降雨时，进出地表的水分通量 q 如式（16）所示，主要由地表蒸发速率决定。

当无降雨作用时，地表热通量边界由式（12）表述。当有降雨作用时，由于雨水和地表温度的差异，雨水感热作用凸显。结合实测气象数据，考虑雨水感热通量的地表能量平衡方程为[21-22]

$$G = R_n - H_s - L_w E - H_{rain} \quad (17)$$

雨水感热通量 H_{rain} 表述为

$$H_{rain} = C_w \rho_w P_{rain}(T_s - T_{rain}) \quad (18)$$

式中：C_w 为雨水体积热容；P_{rain} 为降雨强度；T_{rain} 为雨水温度。雨水感热的计算关键在于对雨水温度的确定。下落的雨滴在与空气进行热交换及蒸发过程中，雨水逐渐达到接近于环境湿球温度的平衡温度[20, 23-24]，即雨水温度 T_{rain} 近似等于环境湿球温度 T_{wet}。将理论计算的湿球温度值代入式（18），即可求得雨水感热通量。

环境湿球温度与气温、气压和空气湿度有关，可表示为[23]

$$0.000\ 660(1+0.001\ 15T_{wet}) = \frac{(e'_{wet} - e')}{P(T_d - T_{wet})} \quad (19)$$

式中：P 为大气压力；T_d 为干球温度，近似考虑为大气温度；环境湿球温度是依托实测气象数据得到的时程变量；e' 和 e'_{wet} 分别为大气的非饱和、饱和蒸汽压，采用简化方法求得[33]：

$$e'_{wet} = (1.000\ 7 + 3.46\times10^{-6}P)\cdot 6.112\ 1\exp\left(\frac{17.502T_a}{240.97+T_a}\right) \quad (20)$$

$$e' = \frac{H_{er}Pe'_{wet}}{P - e'_{wet}(1-H_{er})} \quad (21)$$

式中：H_{er} 为大气相对湿度。

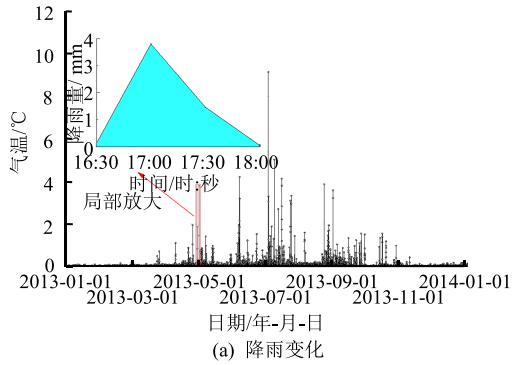
在降雨过程中，采用考虑降雨和蒸发作用的水分通量作为模型的水分边界条件，即

$$q = \frac{E}{\rho_w} - P_{rain} \quad (22)$$

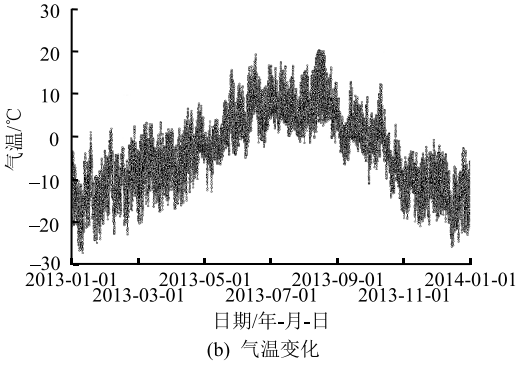
3　模型求解与验证

3.1　研究现场条件

研究场地位于青藏高原中部北麓河多年冻土试验区（34.51°N，92.56°E，海拔为 4 620 m）。该地区的年平均气温–3.8 ℃，年平均降水量为 290.9 mm，降雨主要集中在 5～9 月[34]。从研究场地附近气象站获取的降雨数据统计显示（图 1(a)），2013 年 5—9 月降雨次数超过 100 次，占到全年降水量的 90.2%，其中 7 月份降雨最多，达到 101.4 mm，单次降雨量小于 10 mm，雨水大部分通过蒸发和入渗作用耗散。



(a) 降雨变化



(b) 气温变化

图 1　研究场地 2013 年气温和降水分布

Fig.1　Distribution of temperature and precipitation at the research site in 2013

当地年最高温度为 20.5 ℃，在 7 月中下旬达到峰值；且降雨集中的 7 月昼夜温差较大，最大值为 17.1 ℃（图 1(b)）。除上述资料，依托该观测站还获取了近地表湿度、太阳辐射分量、风速等气象时程数据。数据记录频率为 0.5 h/次，监测时段为 2012 年 10 月 1 日至 2014 年 1 月 5 日。这些数据将结合 2.2 节相关公式用于数值模型的构建。

研究场地地势开阔，植被稀疏，下垫面水平均匀[7, 17]。天然地表下土层分布如图 2 所示，自上而下依次为砂质黏土、粉质黏土、含土冰层和全风化棕红色泥岩，冻土上限在 2.5 m 深度左右。各层土壤的水热参数在冻土水热耦合模型中已得到广泛应用[28, 34]，地表能量平衡理论实测和经验参数如表 1 所示。同时，依托该研究场地，得到活动层 5、15、25、35、75、150、160、170、200、220 cm 处 10 个深度点的实测土壤体积含水率和温度以及 5、15 cm 的实测土壤热通量。这些数据与气象监测同步，用于数值模型的构建与验证。

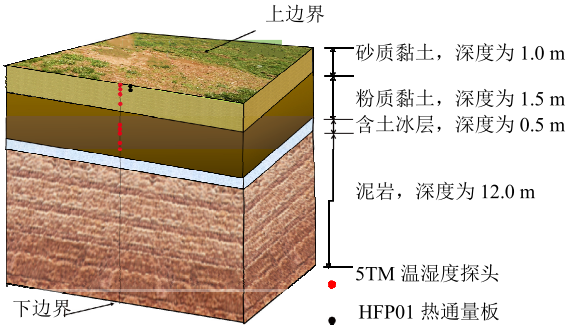


图 2 研究场地土层及测点分布

Fig.2 Soil layer and measuring point distribution in research site

表 1 地表能量平衡理论基本参数

Table 1 Basic parameters of surface energy equilibrium theory

蒸发潜热 L_w / (J·kg^{-1})	空气体积热容 C_a / (J·m^{-3}·K^{-1})	雨水体积热容 C_w / (J·m^{-3}·K^{-1})	空位测温点高度 Y / m	零平面位移 d / m	水的分子质量 M / (kg·mol^{-1})	重力加速度 g / (m·s^{-2})	广义气体常数 R / (J·mol^{-1}·K^{-1})
2.501×10^6	1 330	4.2×10^3	2.0	0.0	0.018	9.81	8.314
Stefan-Boltzman常数 σ / (J·m^{-2}·s^{-1}·K^{-4})	地表发射率 ε_s	大气压力 P / hPa	表面粗糙度系数 y_0 / m	Karman常数 κ	经验参数 θ_{min}	水汽扩散阻力 r_{sl} / (s·m^{-1})	拟合系数 ω
5.67×10^{-8}	0.95	600	0.01	0.4	0.15	10	35.63

3.2 数值模型构建

针对构建的数学模型具有全耦合、高阶非线性的特点，本研究同样采用适合多物理场耦合的 COMSOL Multiphysics 有限元软件提供的自定义偏微分方程（partial differential equation，简称 PDE）模块，实现从理论模型到数值模型的转化。标准的广义 PDE 形式如下：

$$e_a\frac{\partial^2 U}{\partial t^2}+d_a\frac{\partial U}{\partial t}+\nabla\cdot\boldsymbol{\Gamma}=f \tag{23}$$

式中：U 为一个变量，可以输入水热耦合控制方程式（1）、（4）的两个因变量 θ 和 T；其余项 e_a、d_a 和 f 为可以输入控制方程的其他参数和变量；$\boldsymbol{\Gamma}$ 为通量矢量。耦合方程的联系表达式（5）～（11）通过软件变量组件自定义键入，考虑雨水感热的地表能量平衡水热边界理论，式（12）～（22）采用同样方式实现，其中所涉及到的实测气象时程变化数据，如气温、降雨等作为已知条件导入模型（图 1），参与水热边界公式的计算。至此，基本实现数值模型的耦合。计算过程调用模型瞬态求解器，基于牛顿迭代法在每个时间步长内求解非线性方程组，包括中间变量、函数和雅可比矩阵。针对收敛性较差的问题，求解器会减少预设的时间步进行计算结果，通过反复迭代，直到在设定的最大迭代次数内得到相对准确的结果。

为有效验证模型的可靠性，建立与监测场地相同的数值模型。该场地地势平坦，没有明显的水热横向对流，可将模型几何简化为一维。根据该场地土壤的水热监测和深探数据以及历史经验参数得到地层分布特征，对模型几何、参数等进行了分层设定，如图 2 所示，其中各地层的参数取值参考文献[28, 34]获得。同时，整个模型高度设置为 15 m，可较为准确获得模型的下边界值，该深度土壤含水率和温度全年恒定，将水分场下边界设定为零通量，温度场下边界设为 0.03 ℃/m 的热通量。模型上边界则由 2.2 节相应理论公式确定，其中热边界条件由式（12）、（17）控制，水分边界由式（16）、（22）确定。上述随时间变化的水热边界表达式及能量分量 R_n、H_s、L_wE、H_{rain} 的确定还需结合研究场地降雨、气温、相对湿度、太阳辐射和风速等时程气象资料（图 1）。例如地表净辐射 R_n，由式（13）可知，需要在数值模型求解过程中导入相应时段（2012 年 10 月至 2014 年 1 月）内的研究场地实测 $R_s^{\downarrow}$ 和 T_a 数据。同理，其余能量分量均可由 2.2 节的

理论公式计算确定。

模拟计算时间与监测数据同步。选取 2012 年 10 月 1 日研究场地监测的 10 个深度点的土壤温度和体积含水率作为活动层初始值，并结合 2.5 m 以下深坑探测数据，通过线性内插和外推得到如图 3 所示的模型初始场。以该天然场地为研究对象建立的原模型，运用相同的冻土水-热耦合理论，采用传统地表能量平衡理论作为边界条件。因此，除地表水热边界和求解器设定差异外，模型的水热参数保持一致。模型计算时间步长设定范围为 60～900 s，相对容差设定为 10^{-4}；2.5 m 深度范围内采用 1 cm 的细化网格，其余部分采用 5 cm 网格。

3.3　模拟结果与监测数据对比

为定量评价考虑降雨能量的冻土水热耦合模型的模拟效果，引入均方根误差 RMSE、平均偏差误差 MBE 和一致性指数 d 共 3 个模型性能评价指标[28]。将模拟结果与研究对象野外场地的 10 个深度点的土壤温度、体积含水率和浅层 2 个深度点的热通量进行比较。与原模型进行比对，以明确模型的改进效果。

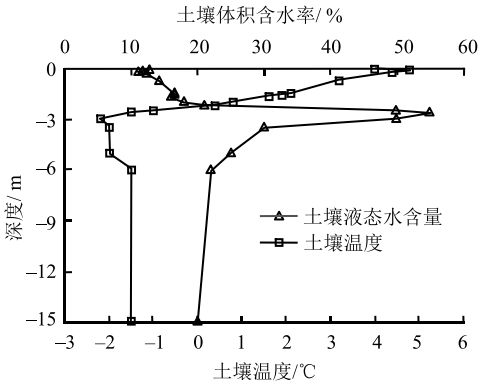


图 3　数值模型初始场

Fig.3　Initial field of numerical model

从图 4 可以看出，土壤体积含水率模拟结果和监测数据吻合较好。在暖季降雨入渗及蒸发的作用

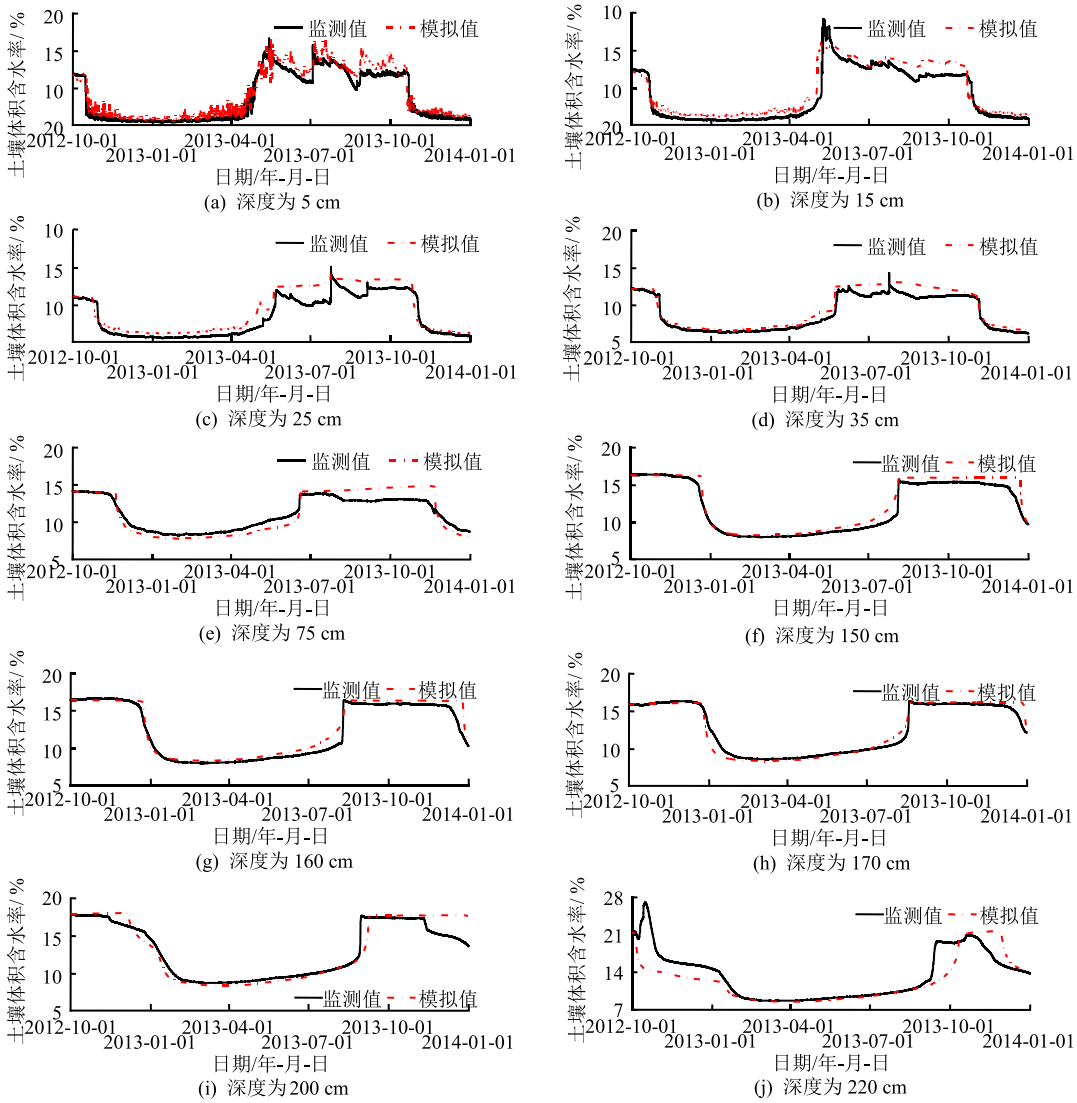


图 4　模拟与实测的土壤体积含水率对比

Fig.4　Comparison of simulated and measured soil volumetric water contents

下，浅层土壤水分变化剧烈，该模型能够较好地反映降雨入渗影响下的活动层水分迁移特性。如表 2 的土壤体积含水率统计结果所示，考虑雨水感热的模型含水率一致性指数 d_w >0.877、均方根误差 $RMSE_w$ < 2.872%，平均偏差误差 $|MBE_w|$ <1.198%，性能评价指标整体优于原模型。

表 2 不同深度土壤体积含水率模拟值与实测值统计与对比
Table 2 Statistics and comparison of simulated and measured values of soil volumetric water content at different depths

深度 / cm	考虑雨水感热			未考虑雨水感热		
	$RMSE_w$ / %	MBE_w / %	d_w	$RMSE_w$ / %	MBE_w / %	d_w
5	1.051	–0.692	0.975	1.465	0.267	0.943
15	1.294	–0.812	0.966	1.047	0.051	0.977
25	1.333	–1.057	0.943	2.143	1.353	0.855
35	0.879	–0.673	0.968	0.198	1.031	0.999
75	0.877	0.108	0.969	2.350	0.718	0.853
150	0.685	–0.456	0.977	2.386	0.808	0.891
160	0.639	–0.356	0.972	2.174	0.413	0.916
170	0.611	0.127	0.971	2.282	0.311	0.902
200	0.874	0.269	0.986	2.463	0.175	0.978
220	2.872	1.198	0.877	3.075	1.288	0.893

如图 5 所示，模拟值和监测值的土壤温度变化相近。土壤温度的评价指标统计结果如表 3 所示，考虑雨水感热时，土壤温度一致性指数 d_T≥0.929、均方根误差 $RMSE_T$≤2.324 ℃，平均偏差误差 $|MBE_T|$ ≤ 0.704 ℃。表明模型对冻土冻融特征和活动层深度的预测效果是相对准确的。与未考虑雨水感热作用的原模型相比，该模型对土壤温度的预测效果提升显著。结合图 6 和表 4 分析浅层土壤热通量，考虑雨水感热时，5、15 cm 土壤热通量一致性指数 d_H 分别等于 0.937、0.943，均方根误差 $RMSE_H$ 分别等于 1.66、0.36 W/m^2，平均偏差误差 $|MBE_H|$ 分别等于 16.23、8.48 W/m^2。相比原模型，各指标提升显著，表明考虑雨水感热后的模型对于地表吸热和放热状态的定量评估效果有所提高，能够较好地预测降雨过程中活动层热状态的变化趋势。

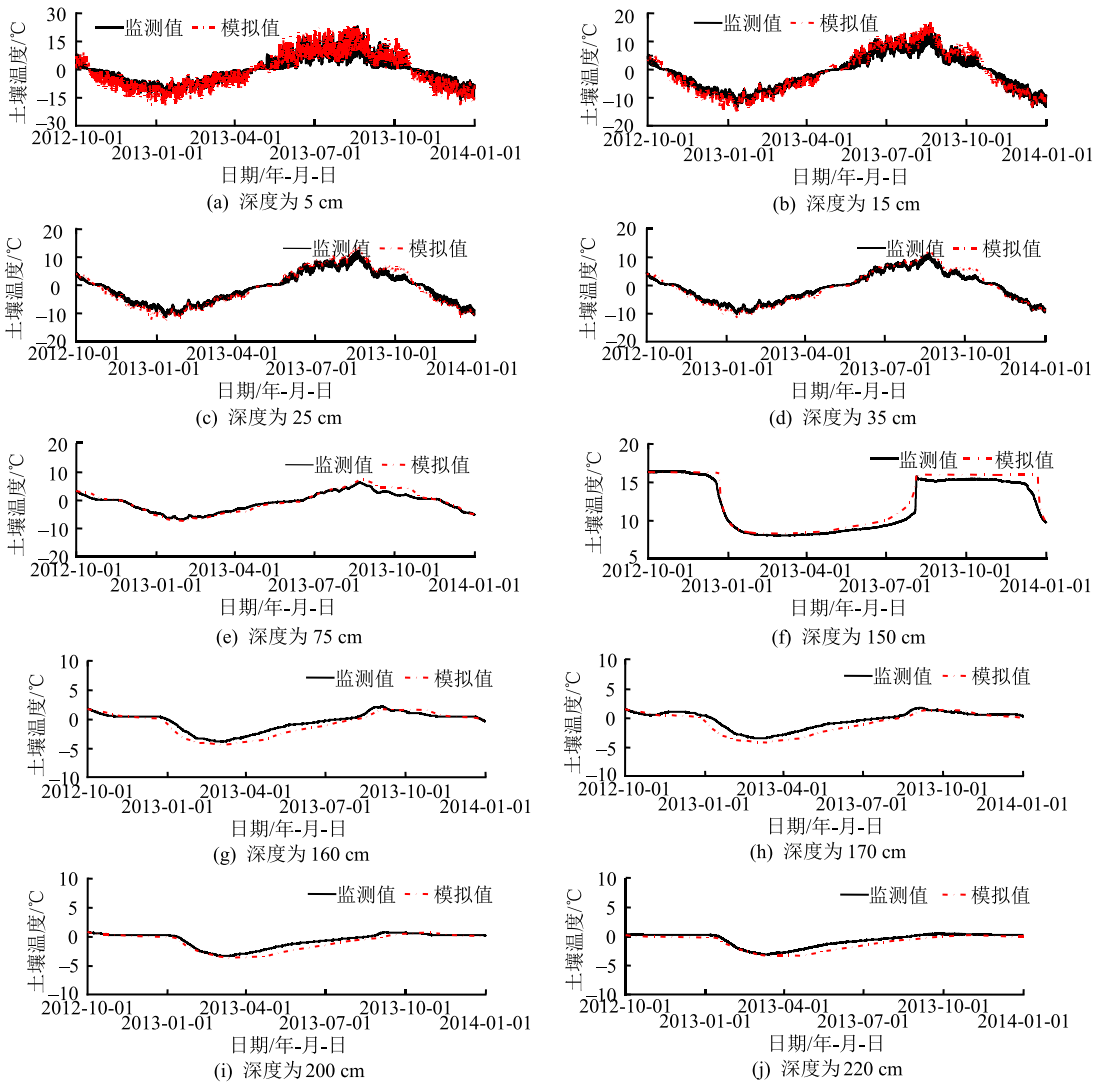
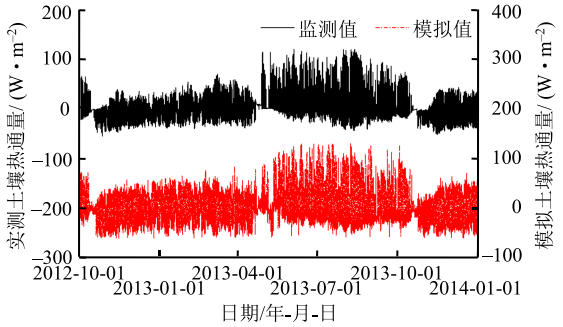


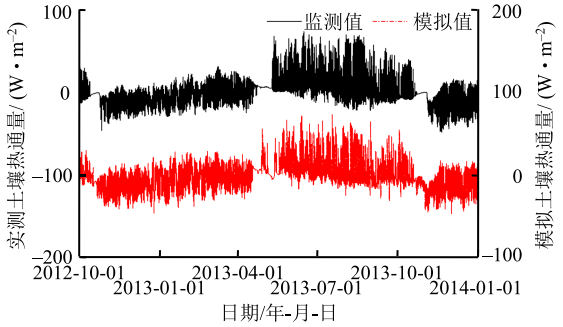
图 5 模拟与实测的土壤温度对比
Fig.5 Comparison of simulated and measured soil temperatures

表 3　不同深度土壤温度模拟值与实测值统计与对比
Table 3　Statistics and comparison of simulated and measured values of soil temperature at different depths

深度 / cm	考虑雨水感热			未考虑雨水感热		
	$RMSE_T$ /℃	MBE_T /℃	d_T	$RMSE_T$ /℃	MBE_T /℃	d_T
5	2.324	0.201	0.981	3.460	0.616	0.962
15	1.641	–0.146	0.986	2.750	0.756	0.968
25	1.396	–0.195	0.987	2.193	0.393	0.973
35	1.224	0.174	0.989	1.918	–0.052	0.976
75	0.841	–0.250	0.988	1.788	0.418	0.957
150	0.716	0.507	0.968	1.340	–0.573	0.917
160	0.754	0.579	0.959	1.459	–1.036	0.881
170	0.864	0.704	0.937	1.615	–1.204	0.826
200	0.596	0.486	0.952	1.523	0.958	0.802
220	0.638	0.564	0.929	1.076	–0.755	0.862



(a) 深度为 5 cm



(b) 深度为 15 cm

图 6　模拟与实测的土壤热通量对比
Fig.6　Comparison of simulated and measured soil heat fluxes

表 4　不同深度土壤热通量模拟值与实测值统计与对比
Table 4　Statistics and comparison of simulated and measured values of soil heat flux at different depths

深度 / cm	考虑雨水感热			未考虑雨水感热		
	$RMSE_H$ / (W • m⁻²)	MBE_H / (W • m⁻²)	d_H	$RMSE_H$ / (W • m⁻²)	MBE_H / (W • m⁻²)	d_H
5	16.23	1.66	0.937	23.170	–1.673	0.919
15	8.48	0.36	0.943	11.891	–1.692	0.907

4　降雨对活动层水热影响机制

青藏高原暖季与雨季时间上同步，2013 年 7 月 1 日至 7 月 16 日期间，降雨事件频发且降雨特征差异较大。如表 5 所示，根据中国降雨强度等级划分标准和研究区域降雨特点将降雨事件进行划分，利用上述模型分析降雨过程对地表能量平衡和活动层水热输运过程的影响机制。

4.1　地表能量平衡

降雨类型和降雨时段对地表能量收支的作用差异显著。如图 7 所示，给出 7 月降雨时段的 9 次降雨事件①~⑨，强降雨事件①前后，地表 R_n、H_s、H_{rain} 和 G 分别降低了 7.2、125.8、87.4、188.5 W/m^2，L_wE 增加了 394.5 W/m^2；在小雨事件②作用下 R_n、H_s、H_{rain} 和 G 分别降低了 5.2、117.3、14.7、161.2 W/m^2，L_wE 增加了 278.8 W/m^2。可以看出，降雨事件对地表能量分量的改变与降雨强度正相关。对比不同时段降雨，中午时段的小雨事件⑤前后，L_wE 和 H_{rain} 增加了 348.0、24.7 W/m^2，R_n、H_s 和 G 降低了 142.6、205.6、309.6 W/m^2。与夜间的小雨事件②相比，能量分量差异显著。这是因为中午时段强烈的太阳辐射受降雨时云层的吸收而急剧下降，此时雨水温度和大气温度显著低于地表温度。因此，降雨过程中引起净辐射和地表感热的显著降低、蒸发潜热和雨水感热的增加。对比相近时段的小雨事件②和④发现，降雨前较高的地表温度，增加了降雨过程中的蒸发潜热、地表感热和雨水感热，且降雨前后较大的空气湿度差促进地表蒸发作用的产生。降雨事件⑥～⑨过程中的地表能量收支总体表现相同。

表 5　2013 年降雨集中期降雨特征统计
Table 5　Statistics of rainfall characteristics during rainfall concentration period in 2013

降雨事件	日期 /月-日	降雨开始时间	降雨持续时间 / min	降雨量 / mm	降雨等级划分	大气温度变化/℃		相对湿度变化/ %		雨水温度变化/℃	地表温度变化/℃	
						降雨前	降雨后	降雨前	降雨后		降雨前	降雨后
①	07-03	19:30	180	19.48	强降雨	6.88	5.90	85.2	97.1	4.93～5.62	3.5	2.6
②	07-04	19:00	90	3.18	小雨	10.23	6.51	72.0	91.1	5.71～7.85	4.6	3.3
③	07-05	8:00	300	7.52	连续性降雨	3.59	4.71	89.5	94.8	3.01～4.01	1.8	12.3
④	07-06	19:00	60	3.16	小雨	14.62	7.43	53.7	90.8	10.92～6.45	16.8	2.7
⑤	07-08	13:30	30	1.60	小雨	11.33	4.97	71.2	91.5	6.40～4.23	22.3	11.4

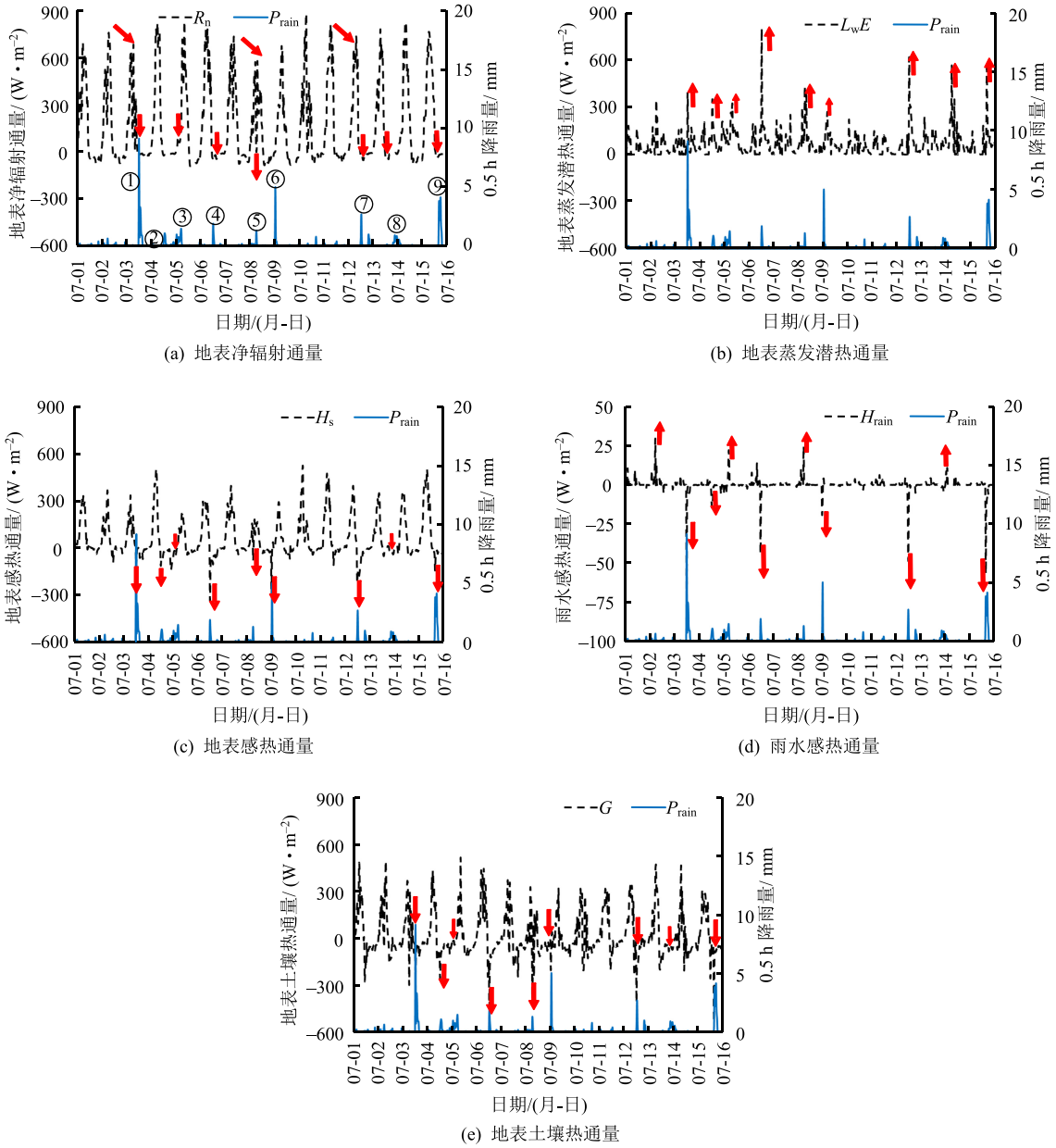


图 7 夏季降雨影响下的地表能量分量变化（2013 年）

Fig.7 Variation of surface energy components under the influence of summertime rainfall (2013)

为确定降雨过程中地表温度变化的主控因素，对 9 次降雨事件中的地表能量进行了统计。如表 6 所示，在白天的降雨时段，影响土壤吸放热的能量项主要由地表净辐射和地表蒸发潜热控制，其次为地表与大气的对流感热交换。雨水感热随雨滴降落而瞬时作用于地表，能量作用较小，但其具有促进地表降温的作用。夜间的降雨，辐射作用可忽略，雨水感热加热地表的作用增强，最大值为–87.5 W/m^2，但地表蒸发潜热作用依旧最为显著。因此，在夜间雨水温度普遍高于地表温度的情况下，使地表持续降温。总之，对于地表温度来说，夏季降雨增加地表蒸发潜热和雨水感热，降低地表净辐射、感热及土壤地表热通量而使地面降温，降温效果与降雨强度正相关。

4.2 水分迁移过程

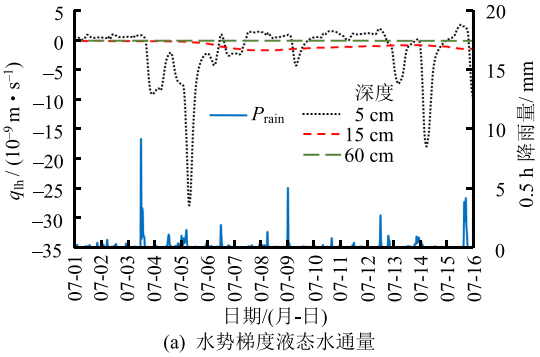
降雨期间雨水入渗伴随的土壤能量变化将引起浅层液态水、水汽迁移特征和含量的变化。如图 8 所示，液态水和水汽通量值具有相同的数量级，表明土壤水分存在两种相态的迁移形式。q_{vh} 的通量值很小，可忽略其作用（图 8(c)）。分析其余 3 个通量，水分输运在晴天主要受 q_{vT} 控制，而在雨天受 q_{lh} 影响。在连续降雨事件③的影响下，降雨前后 5 cm 处 q_{vT} 从–4.57×10^{-9} m/s 下降到–1.65×10^{-9} m/s，而 q_{lT} 从 –6.34×10^{-9} m/s 增加到 –7.61×10^{-9} m/s，q_{lh} 从 –8.49× 10^{-9} m/s 增加到–2.79×10^{-8} m/s，且降雨对水分通量的影响随着深度的增加而减小。总之，q_{lT} 和

表 6　降雨时段地表各能量分量统计

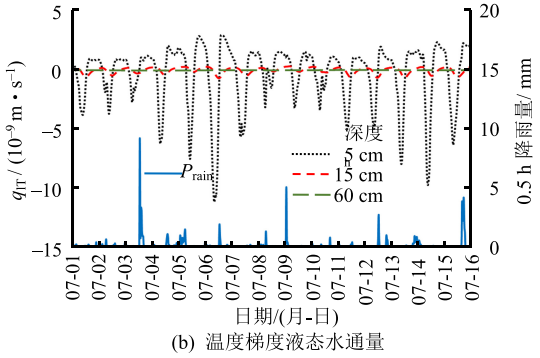
Table 6　Statistics of surface energy components during rainfall period

降雨事件	能量分量上下限 /(W·m^{-2})								能量分量平均值 /(W·m^{-2})			
	R_n		H_s		L_wE		H_{rain}		R_n	H_s	L_wE	H_{rain}
	上限	下限	上限	下限	上限	下限	上限	下限				
①	22.9	–8.6	13.4	–112.4	394.6	0.0	0.0	–87.5	–14.1	–21.3	95.5	–12.5
②	–13.5	–22.8	7.8	–109.5	349.9	71.1	0.0	–14.6	–16.5	–50.9	141.5	–9.1
③	472.2	13.1	101.2	–62.2	161.2	64.4	22.2	–5.1	97.4	–12.3	99.3	2.42
④	–13.6	–41.0	30.8	–333.1	800.8	86.9	0.0	–44.0	–23.3	–111.1	303.5	–28.0
⑤	573.6	–1.0	16.4	–74.1	436.1	88.2	24.7	0.0	193.1	53.6	250.2	12.9
⑥	159.7	–2.0	39.0	–297.8	165.1	9.7	0.5	–19.9	71.1	–38.3	74.6	–5.6
⑦	–7.0	–50.9	24.2	–214.2	612.1	0.0	0.0	–48.7	–27.8	–141.8	301.4	–26.3
⑧	109.1	12.4	17.8	–38.8	106.2	18.6	10.9	–4.2	17.9	–10.6	65.9	–1.5
⑨	–12.8	–31.8	–13.8	–142.1	549.2	64.7	1.4	–56.6	–17.8	–38.7	161.1	–16.8

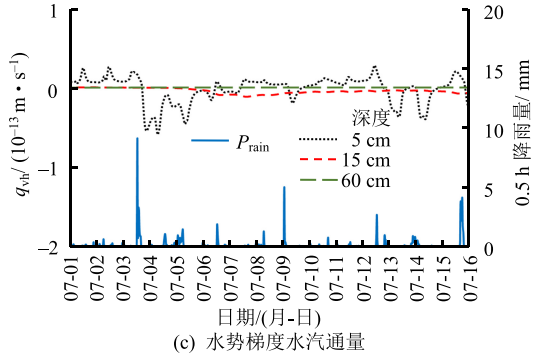
注：R_n 向下为正，H_s、L_wE 和 H_{rain} 向上为正。



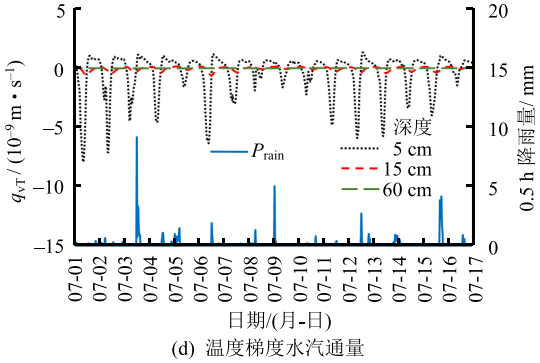
(a) 水势梯度液态水通量



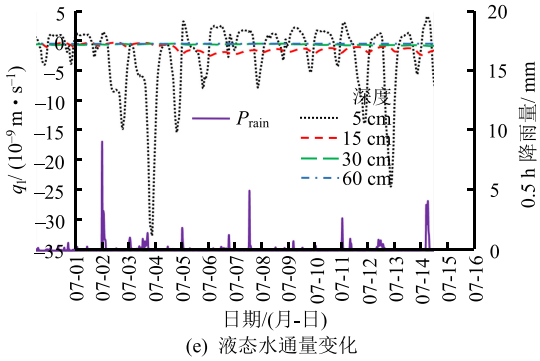
(b) 温度梯度液态水通量



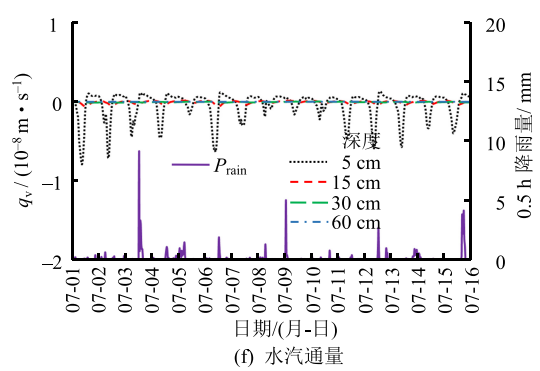
(c) 水势梯度水汽通量



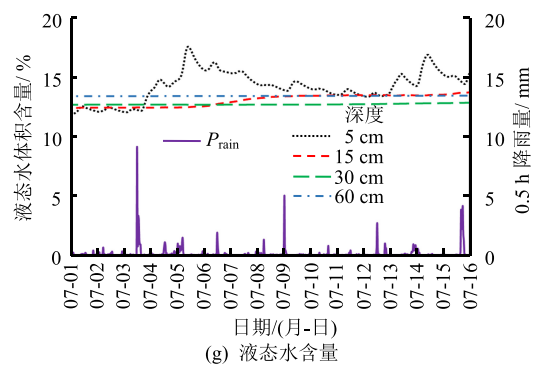
(d) 温度梯度水汽通量



(e) 液态水通量变化



(f) 水汽通量



(g) 液态水含量

图 8　降雨作用下的活动层水分通量和液态水含量

Fig.8　Moisture flux and volume content of liquid water in the active layer under rainfall

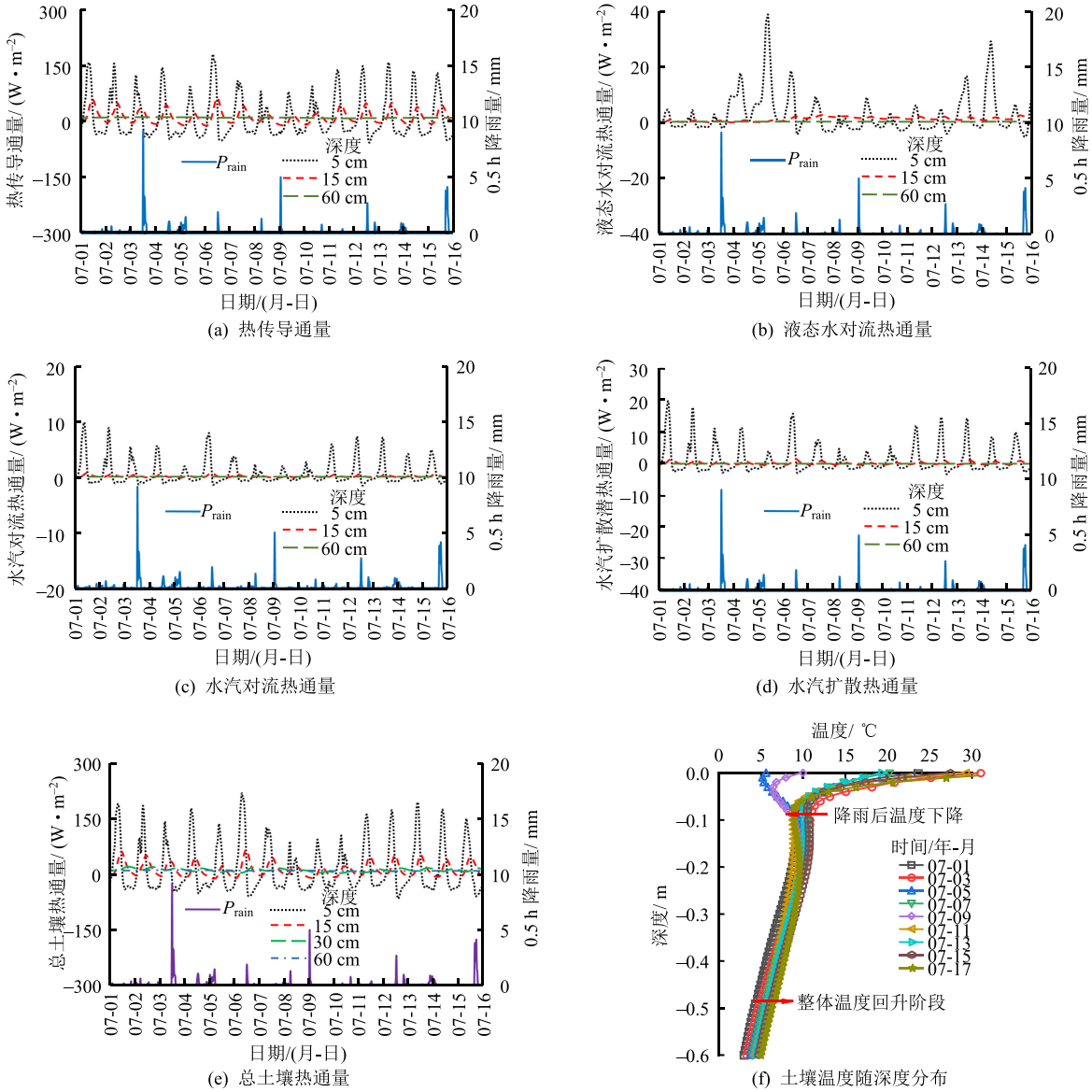
q_{lh} 随降雨的作用而增加，q_{vT} 则相反。同时 q_{vT} 的减少远小于 q_{lT} 和 q_{lh} 的增加，即降雨增加了液态水的向下输运。总通量 q_l 和 q_v 的变化表明，无降雨时，受昼夜近地表气象特征的影响，液态水和水汽在白天向下流动，在夜间向上迁移（图 8(e)和 8(f)）。

而在降雨作用时，向下的液态水输送显著增强，向下的水汽输送减少，且其变化幅度与降雨强度呈正相关。

因此，水分的向下输运促进活动层浅层液态水含量的显著增长，特别在几次明显的降雨事件后（事件①～③、⑥和⑦～⑨）。由于受到强烈的蒸发作用，含水率变化显著，液态水含量在 12%～18%范围内波动，且随着深度的增加波动减弱并出现滞后（图 8(g)）。总之，降雨作用下存在短期液态水的入渗累积，5 cm 处平均含水率增长 3.4%，15 cm 增长 1.3%，30 cm 增长 0.2%，60 cm 处相对稳定。该时段内降雨作用的最大入渗深度在 30 cm 左右，这与北麓河地区的高频、少量的降雨特征有关。同时由于砂质黏土的蒸发耗散和低渗透性降低了雨水的入渗通量，使得降雨对土壤水分的影响随着深度的增加而逐渐减弱。

4.3 能量传递过程

降雨过程中不同活动层深度热传输分量的变化如图 9(a)～9(d)所示，在连续降雨事件③之后，日最大热传导通量从 143.9 W/m^2 下降到 91.9 W/m^2（图 9(a)）；水汽扩散潜热通量从 11.4 W/m^2 减少到 4.1 W/m^2（图 9(d)）；水汽对流热通量从 5.6 W/m^2 减少到 2.0 W/m^2（图 9(c)），而液态水对流热通量从 17.5 W/m^2 增加到 38.9 W/m^2（图 9(b)）。这与降雨引起的地表土壤热通量减少、含水率增加和向下水通量的增加有直接关系。小雨事件和强降雨事件（事件④和①）也出现了相同的现象，但波动与降雨强度呈正相关，且与进入土壤的地表热通量有关。尽管降雨后液态水对流热通量增加，但热传导通量、水汽扩散潜热通量和水汽对流热通量均减少。综合



(a) 热传导通量 (b) 液态水对流热通量 (c) 水汽对流热通量 (d) 水汽扩散热通量 (e) 总土壤热通量 (f) 土壤温度随深度分布

图 9 降雨作用下的活动层土壤热通量和温度

Fig.9 Soil heat flux and temperature in active layer under rainfall

作用使得土壤总热通量在降雨阶段减小，且降雨量对能量传递的影响随着深度的增加而减弱（图 9(e)）。

降雨过程引起的土壤总热通量的减少直接导致土壤温度的降低，进而延缓活动层温度的升高。在 7 月中上旬整体气温升高的过程中，几次降雨事件后土壤温度的降低是显著的，降雨事件①使地表温度由 7 月 3 日正午时刻的 30.1 ℃降低至第 2 天相同时段的 24.5 ℃。相应地，5、15 cm 深度的温度在相同时间段内降低 4.2、1.0 ℃。连续降雨事件③后地表温度由前一天正午时刻的 24.5 ℃降低至第 7 月 5 日相同时间段的 5.2 ℃，5、15 cm 深度内温度降低了 5.7、0.6 ℃，地表温度在一天后又升温至 26.5 ℃（图 9(f)）。分析降雨事件④～⑨，同样发现降雨的冷却作用，其降温效果与降雨强度正相关。在该时段内降雨能显著降低活动层浅层的温度，但较深处活动层正处于季节性的温度回升阶段（图 9(f)）。

4.4　讨论

对比模型优化后的评估指标（表 2～4），各深度土壤含水率一致性指数平均值提高 4%，土壤温度一致性指数平均值提升 5.5%，热通量一致性指数平均值提高 3%。优化后的模型提升了对冻土活动层表面吸放热状态的评估效果，能够较好地预测降雨后冻土活动层水热的变化趋势。这主要归因于对地表能量变化过程中降雨这一重要环境因素的深入研究，优化了地表能量平衡模型。但需要注意的是，目前对于雨水携带能量的研究，普遍认为雨水温度与湿球温度有关[20, 23-24]，但对于两者存在的差值关系依旧没有结论[22-23]，这与研究区域和近地表气象条件密切相关。同时降雨类型、雨量、时段和季节性的差异增加了对降雨过程研究的难度，需要考虑这些因素以进一步提升模型的预测效果。此外，模型研究中仅对青藏高原北麓河地区试验场地的冻土水热动态进行了验证分析，模型有效性整体表现较好。但在其他区域以及其他地质土层分布特征下的模型验证工作还需进一步开展，以广泛拓展该冻土模型的适用场景。

关于雨水入渗的过程，研究认为[35]，随着降雨历时和降雨强度的增加，雨水携带的能量会进一步在入渗深度内与土壤颗粒进行热交换，同时促进土壤含水率的重新分布。本文的研究认为雨水在入渗深度范围内引起的土壤含水率、温度的重分布和水、汽的迁移是与整个降雨过程中地表能量的变化息息相关的，而并不能单纯考虑雨水温度及携带热量入渗的作用。在降雨过程中，近地表的能量分配发生了显著变化[7, 21, 27]，特别是浅层土壤与大气之间的蒸发潜热和感热交换，以及雨水感热这一特殊能量项。这将改变地表的能量收支平衡和浅层土壤的能量分布特征，进而改变水、汽迁移的规模。因此，应当从地表能量平衡的角度去研究降雨的作用过程。

北麓河地区的模拟研究表明，雨水感热在夏季以及夏至秋季转换（9 月）的夜间降雨过程中，由于雨水温度高于地表温度，具有短暂加热地表的作用（表 5、图 7(d)）。但雨水入渗过程中伴随的蒸发潜热的增加要大于雨水感热的能量脉冲作用，加之此时的净辐射较小，使得地表依旧持续降温。在冷季也普遍存在雨水温度高于地表温度的情形，此时能够产生促进地表升温的雨水感热（图 10）。但依据北麓河地区的降雨特点，降雨主要集中在 5～9 月，因此对于冷季降雨过程引起的雨水感热和地表能量收支研究并没有开展。然而由于降雨条件的差异性，目前对于降雨促进冻土升温还是降温的争议，认为与研究区域和季节有关[15, 36]。因此，需进一步从冻土环境和季节差异性的角度去研究降雨过程。

总之，本文的研究认为夏季的降雨过程是有助于土壤活动层浅层土壤降温的，但在较深处（60 cm 以下）并没有受到降雨的影响，其依然会随着天气的季节性变暖而升高（图 9(f)）。前期研究也发现，尽管降雨事件不能阻止活动层的升温趋势，但降温效应可以减缓土壤的升温速度，使活动层保持在相对较低的温度。本文仅对夏季短期的季节性降雨影响进行了研究。降雨对冻土稳定性的长期综合作用需要进一步从暖湿化的气候大背景下进行长期的预测分析。

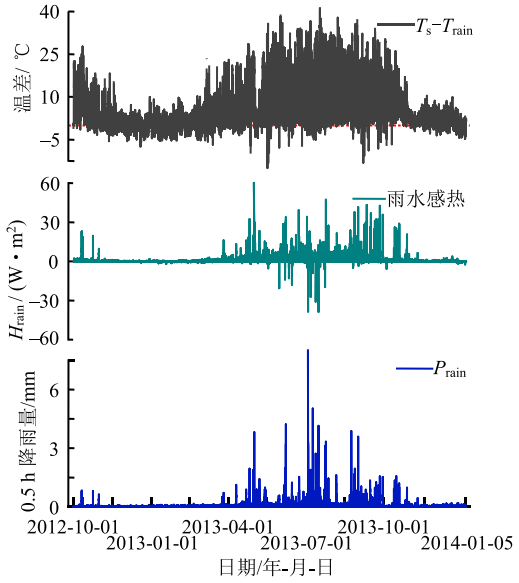


图 10　雨水感热通量年变化

Fig.10　Annual variation of sensible heat flux of rainwater

5 结 论

青藏高原多年冻土区降雨过程能显著改变地表能量收支平衡和活动层水热状态。在已有的冻土水-热耦合理论的基础上，引入考虑雨水感热的地表能量平衡理论，构建考虑降雨能量的冻土水热耦合模型，采用北麓河地区试验场地冻土活动层水热监测资料验证模型的可靠性，并分析地表能量平衡分量和活动层水热对夏季降雨过程的响应，得到以下结论：

（1）模拟的土壤体积含水率、温度、热通量的平均偏差误差分别在±1.198%、±0.704 ℃和±1.66 W/m^{2}之内，均方根误差分别小于 2.872%、2.324 ℃和16.23 W/m^2，一致性指数分别大于 0.877、0.929 和0.937，相比忽略雨水感热的模型，优化后的模型提升了对地表吸放热状态的评估效果，能够较好地预测降雨后活动层水热的变化趋势。

（2）夏季降雨增加地表蒸发潜热和雨水感热，降低地表净辐射、感热和土壤地表热通量，促进地表降温，降温效果与降雨强度正相关。同时受降雨时段影响，白天降雨事件的降温效果显著，此时地表净辐射和蒸发潜热为主控因素，雨水感热促进地表冷却；夜间雨水短暂加热地表，但蒸发潜热的显著作用使地表依旧持续降温。

（3）青藏高原中部暖季少量、多次的降雨降低地表温度梯度和温度梯度作用下的水汽通量，增大温度梯度和水势梯度下的液态水通量，且水汽通量的减少量远小于液态水通量的增加量，致使在连续降雨和强降雨影响下液态水向下输送，并在 30 cm 度内出现短期水分累积。

（4）暖季降雨入渗过程中，液态水对流热通量的增加量小于热传导通量、水汽扩散潜热通量和水汽对流热通量的减小量。因此，暖季降雨作用降低了土壤总热通量，并直接对活动层浅层起到降温作用，延缓活动层温度升高的过程。

参 考 文 献

[1] ZHAO Y, NAN Z T, JI H L, et al. Convective heat transfer of spring meltwater accelerates active layer phase change in Tibet permafrost areas[J]. **The Cryosphere**, 2022, 16: 825-849.

[2] ZHANG G F, NAN Z T, HU N, et al. Qinghai−Tibet plateau permafrost at risk in the late 21st century[J]. **Earth's Future**, 2022, 10(6): 2022EF002652.

[3] 程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. 科学通报, 2019, 64(27): 2783-2795.
CHENG Guo-dong, ZHAO Lin, LI Ren, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau[J]. **Chinese Science Bulletin**, 2019, 64(27): 2783-2795.

[4] 徐洪亮, 常娟, 郭林茂, 等. 青藏高原腹地多年冻土区活动层水热过程对气候变化的响应[J]. 高原气象, 2021, 40(2): 229-243.
XU Hong-liang, CHANG Juan, GUO Lin-mao, et al. Response of thermal–moisture condition within active layer in the hinterland of the Qinghai–Xizang Plateau to climate change[J]. **Plateau Meteorology**, 2021, 40(2): 229-243.

[5] 杨高升, 白冰, 姚晓亮, 等. 非饱和冻土水汽迁移与相变过程的光滑粒子法模拟[J]. 岩土力学, 2021, 42(1): 291-300.
YANG Gao-sheng, BAI Bing, YAO Xiao-liang, et al. SPH for simulation of water vapor migration and phase change in unsaturated frozen soil[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2021, 42(1): 291-300.

[6] ZHANG T Q, YU W B, Lu Y, et al. Identification and correlation analysis of engineering environmental risk factors along the Qinghai-Tibet engineering corridor[J]. **Remote Sensing**, 2022, 14(4): 908.

[7] ZHANG M L, WEN Z, LI D S, et al. Impact process and mechanism of summertime rainfall on thermal–moisture regime of active layer in permafrost regions of central Qinghai–Tibet Plateau[J]. **Science of The Total Environment**, 2021, 796(4): 148970.

[8] 张明礼, 周志雄, 周凤玺, 等. 夏季降雨增加对多年冻土活动层水热状态的影响研究[J]. 岩土力学, 2022, 43(12): 3335-3346.
ZHANG Ming-li, ZHOU Zhi-xiong, ZHOU Feng-xi, et al. Effects of increased summer rainfall on the thermal-moisture dynamics of permafrost active layer[J]. **Rock and soil Mechanics**, 2022, 43(12): 3335-3346.

[9] ZHANG M Y, WANG J W, LAI Y M. Hydro-thermal boundary conditions at different underlying surfaces in a permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau[J].

Science of the Total Environment, 2019, 670(20): 1190-1203.

[10] LIU W B, YU W B, Fortier Richard, et al. Thermal effect of rainwater infiltration into a replicated road embankment in a cold environmental chamber[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2018, 159: 47-57.

[11] LI S Y, LAI Y M, PEI W S, et al. Moisture–temperature changes and freeze-thaw hazards on a canal in seasonally frozen regions[J]. **Natural Hazards**, 2014, 72(2): 287-308.

[12] ZHENG C, ŠIMŮNEK J, ZHAO Y, et al. Development of the hydrus-1D freezing module and its application in simulating the coupled movement of water, vapor, and heat[J]. **Journal of Hydrology**, 2021, 598:126250.

[13] SUBIN Z M, KOVEN C D, RILEY W J, et al. Effects of soil moisture on the responses of soil temperatures to climate change in cold regions[J]. **Journal of Climate**, 2013, 26(10): 3139-3158.

[14] ENDRIZZI S, GRUBER S, DALL'AMICO M, et al. GEOtop 2.0: simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects[J]. **Geoscientific Model Development**, 2014, 6(6): 6279-6341.

[15] LI D S, WEN Z, XING A G, et al. Thermal dynamics of the permafrost active layer under increased precipitation in the Qinghai–Tibet Plateau[J]. **Journal of Mountain Science**, 2019, 16(2): 309-322.

[16] CAO W, SHENG Y, WU J C, et al. Soil hydrological process and migration mode influenced by the freeze-thaw process in the activity layer of permafrost regions in Qinghai-Tibet Plateau[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2021, 184: 103236.

[17] WEN Z, NIU F J, YU Q H, et al. The role of rainfall in the thermal moisture dynamics of the active layer at Beiluhe of Qinghai-Tibetan plateau[J]. **Environmental Earth Sciences**, 2014, 71(3): 1195-1204.

[18] HAN F L, QUI K C, CHEN L, et al. Laboratory investigation on hydrothermal response of the open crushed-rock layer to rainfall infiltration in permafrost regions[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2022, 201: 103609.

[19] 韩风雷, 喻文兵, 陈琳, 等. 多年冻土区风积沙与块石混合层对降雨的水热响应分析[J]. 铁道学报, 2020, 42(8): 155-164.
HAN Feng-lei, YU Wen-bing, CHEN Lin, et al. Hydrothermal response of mixed layer of block-stone and aeolian sand to rainfall in permafrost regions[J]. **Journal of the China Railway Society**, 2020, 42(8): 155-164.

[20] DERU M P, KIRKPATRICK A T. Ground-coupled heat and moisture transfer from buildings part 1-analysis and modeling[J]. **Journal of Solar Energy Engineering**, 2002, 124(1): 10-16.

[21] WEI N, DAI Y, ZHANG M, et al. Impact of precipitation-induced sensible heat on the simulation of land-surface air temperature[J]. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, 2014, 6(4): 1311-1320.

[22] 冯旭明. 降雨对湿热地区城市微气候影响的基础研究[D]. 广州: 华南理工大学, 2020.
FENG Xu-ming. Fundamental studies on the influences of rainfall on urban microclimate in hot-humid region[D]. Guangzhou: South China University of Technology, 2020.

[23] ANDERSON S P, HINTON A, WELLER R A. Moored observations of precipitation temperature[J]. **Journal of Atmospheric & Oceanic Technology**, 1998, 15(4): 979-986.

[24] KOLLET S J, CVIJANOVIC I, SCHÜTTEMEYER D, et al. The influence of rain sensible heat and subsurface energy transport on the energy balance at the land surface[J]. **Vadose Zone Journal**, 2009, 8(4): 846-857.

[25] ZHANG G F, NAN Z T, ZHAO L, et al. Qinghai-Tibet Plateau wetting reduces permafrost thermal responses to climate warming[J]. **Earth and Planetary Science Letters**, 2021, 562: 116858.

[26] WANG P, HUANG Q W, TANG Q, et al. Increasing annual and extreme precipitation in permafrost-dominated Siberia during 1959－2018[J]. **Journal of Hydrology**, 2021, 603, 126865.

[27] 张明礼, 温智, 董建华, 等. 考虑降雨作用的气温升高对多年冻土活动层水热影响机制[J]. 岩土力学, 2019,

40(5): 1983-1992.
ZHANG Ming-li, WEN Zhi, DONG Jian-hua, et al. Response mechanism of climate warming on the thermal-moisture dynamics of active layer in permafrost region considering the effect of rainfall[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2019, 40(5): 1983-1992.

[28] ZHANG M L, WEN Z, XUE K, et al. A coupled model for liquid water, water vapor and heat transport of saturated–unsaturated soil in cold regions: model formulation and verification[J]. **Environmental Earth Sciences**, 2016, 75(8): 701-719.

[29] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. **Soil Science of American in Journal**, 1980, 44(5): 892-898.

[30] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. **Water Resources Research**, 1976, 12(3): 513-522.

[31] BANIMAHD S A, ZAND-PARSA S H. Simulation of evaporation, coupled liquid water, water vapor and heat transport through the soil medium[J]. **Agricultural Water Management**, 2013, 130: 168-177.

[32] LINSLEY R K, KOHLER M A, et al. Hydrology for engineers[M]. London: McGraw-Hill International Book Company, 1982.

[33] BUCK A L. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor[J]. **Journal of Applied Meteorology**, 1981, 20(12): 1527-1532.

[34] 张明礼, 温智, 董建华, 等. 考虑降雨作用的多年冻土区不同地表土质活动层水热过程差异分析[J]. 岩土力学, 2020, 41(5): 1549-1559.
ZHANG Ming-li, WEN Zhi, DONG Jian-hua, et al. Response mechanism of soil hydrothermal to rainfall with different shallow soil textures in permafrost region[J]. **Rock and soil Mechanics**, 2020, 41(5): 1549-1559.

[35] 张超, 姜景山, 王如宾, 等. 降雨非饱和入渗对土壤热量运移变化的影响[J]. 农业工程学报, 2020, 36(18): 118-126.
ZHANG Chao, JIANG Jing-shan, WANG Ru-bin, et al. Influences of rainfall unsaturated infiltration on the change of heat transfer in soils[J]. **Agricultural Engineering**, 2020, 36(18): 118-126.

[36] NEUMANN R B, MOORBERG C J, LUNDQUIST J D, et al. Warming effects of spring rainfall increase methane emissions from thawing permafrost[J]. **Geophysical Research Letters**, 2019, 46(3): 1393-1401.

（接第 1456 页）

《岩土力学》2022 年第 11 期被 EI 收录论文（27 篇，收录率 100 %）（2）

序号	论文题名	作者	页码
16	深厚覆盖层地基潜蚀研究综述	罗玉龙，张兴杰，张海彬，等	3094－3106
17	潜水层一体化降水回灌设计方法研究	张晋勋，赵 刚，韩玉珍，等	3107－3116
18	炭质页岩的颗粒破碎及其路用性能试验研究	常 洲，张留俊，黄平明，等	3117－3126
19	力量速度法和力量平方法量测动力触探锤击能试验研究	沈志平，刘 慧，付君宜，等	3127－3134
20	基于功率谱密度的评估岩石节理粗糙度新方法	张传庆，郭宇航，徐金顺，等	3135－3143
21	基于完美匹配层人工边界的坝-基动力相互作用研究	彭 刚，刘云龙，陈灯红，等	3144－3152
22	考虑水力参数空间变异性的盾构隧道开挖面稳定性分析	袁 帅，冯德旺，张森豪，等	3153－3162
23	考虑界面及损伤效应的岩体锚固系统渐进破坏行为	赵增辉，刘 浩，孙 伟，等	3163－3173
24	基于计算流体力学-离散元法耦合方法的海底黏性滑坡体运动行为模拟	年廷凯，张 放，郑德凤，等	3174－3184
25	非饱和土中圆柱形衬砌隧道的瞬态动力响应	王 滢，王海萍，高 盟	3185－3197
26	基于探地雷达的工作面异常体精准探测技术	王诚龙，刘万里，张学亮，等	3198－3208
27	全吸力范围内渗透系数快速测定方法研究	刘阿强，李 旭，刘 艳，等	3209－3219