

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2023.0003

XUE Wei, ZHOU Yuyan, LIU Jianwei, et al. Simulation and assessment of soil temperature and moisture in seasonally frozen soil regions of the Tibetan Plateau based on SHAW model[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, 45(1):54–66. [薛伟, 周毓彦, 刘建伟, 等. 基于SHAW模型的青藏高原季节冻土区土壤温湿度模拟与评估[J]. 冰川冻土, 2023, 45(1):54–66.]

基于SHAW模型的青藏高原季节冻土区 土壤温湿度模拟与评估

薛伟¹, 周毓彦¹, 刘建伟^{1,2}, 鲁帆¹, 侯保灯¹, 胡莹莹¹, 肖伟华¹

(1. 中国水利水电科学研究院 流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 北京 100038; 2. 河海大学 水文水资源学院, 江苏 南京 210098)

摘 要: 不同气象条件对青藏高原土壤含水量与土壤温度具有重要影响, 采用土壤水热耦合模型模拟青藏高原季节冻土区土壤水分、温度的变化特征是反映冻融作用下土壤水循环过程的重要手段。研究针对青藏高原不同气象条件下典型季节冻土区土壤温湿度特征差异性的关键问题, 采用土壤水热耦合模型SHAW及三种土壤水分特征曲线模型对玛曲、那曲、狮泉河地区2017—2018年土壤温湿度变化特征进行模拟, 分析不同气象条件下土壤温湿度模拟效果及变化特征, 研究不同土壤水分特征曲线模型对模拟效果的影响。结果表明: SHAW模型能较好地模拟不同气象条件下土壤温湿度随时间的变化特征和垂向分布特征, 土壤温度模拟效果好于土壤湿度, 土壤温度的平均NSE、 R^2 、RMSE分别为0.88、0.96和2.2℃, 土壤湿度的平均NSE、 R^2 、RMSE分别为0.60、0.72和0.03 m³·m⁻³; 从不同气象条件来看, 干旱区的土壤温度模拟效果显著优于湿润区, 而湿润区的土壤水分模拟效果显著优于干旱区; 从不同深度来看, 土壤温度模拟效果随深度增加逐渐降低, 而在半湿润区中下层土壤水分模拟效果好于表层; 从不同水分特征曲线模型来看, 采用不同土壤水分特征曲线模型对土壤温度模拟效果无显著影响, 而在土壤水分模拟效果上存在显著差异性; 此外, 不同冻融阶段土壤温湿度模拟效果存在较大差异性和不确定性。研究结果可为揭示冻融条件下土壤温湿度变化规律提供参考。

关键词: 土壤温度; 土壤湿度; SHAW; 土壤水分特征曲线模型; 青藏高原

中图分类号: S152; TV11 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2023)01-0054-13

0 引言

青藏高原被誉为“亚洲水塔”, 是亚洲许多大江大河的发源地^[1]。在气候变化与人类活动影响下, 青藏高原水资源发生深刻变化^[2–3], 特别是土壤水作为水资源的重要组成, 对调节植被和作物生长、调蓄降雨径流过程具有重要作用^[4]。全球气候变暖导致多年冻土和季节冻土退化, 通过改变土壤的储水、导水、产水属性影响原有的水循环过程和水资源的时空格局^[5]。

以往在青藏高原土壤水动态过程的研究主要

集中在土壤冻融过程与水循环过程的演变及其相互作用等方面^[6–8], 通过揭示土壤冻融作用下水循环变化规律, 分析冻土退化对青藏高原水资源的影响。其中, 土壤温度、水分的变化规律是研究冻融作用下水循环变化规律的关键^[4]。以往研究发现, 不同气象^[9–10]、植被^[11–13]、土壤^[14–15]条件下, 冻融作用对土壤温度、水分变化的影响存在显著的空间差异性。其中气象要素是影响土壤温湿度的主要因子^[16], Xiang等^[17]发现, 降水、温度、积雪覆盖对三江源区土壤温度、土壤水分、冻结深度具有重要影响; Caplan等^[18]研究了不同降雨条件下土壤水力学属

收稿日期: 2022-05-04; 修订日期: 2022-08-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(51909275); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0207); 中国水利水电科学研究院基本科研业务费专项(WR110145B0052021); 流域水循环模拟与调控国家重点实验室开放研究基金项目(IWHR-SKL-KF202204); 青海省中央引导地方科技发展资金项目(2022ZY020)资助

作者简介: 薛伟, 硕士研究生, 主要从事水文水资源研究. E-mail: 1751553454@qq.com

通信作者: 周毓彦, 高级工程师, 主要从事气候变化与水资源研究. E-mail: zhyy@iwhr.com

性的长系列变化,结果表明,降水格局的改变可能引起土壤结构的变化,从而对土壤蓄水和垂向水通量产生重要影响。降水对土壤水热过程的影响与降水强度和频次有关,Zhu 等^[10]认为极端降水对土壤水热状况影响更大,持续时间更长;Wen 等^[19]则认为频繁发生的少量降水事件对土壤水热的影响比单个降雨事件更显著。另外,气温对土壤水热过程的影响在季节上也呈现显著性差异^[20]。

受到气候、地理条件复杂,地面观测不足等因素影响,仅依靠传统观测手段难以捕捉土壤温度、水分等要素的变化规律,特别是难以分析不同区域、不同气象条件下土壤温度和水分的变化规律、驱动机制等问题^[21],因此,采用数值模型的手段成为刻画冻融作用下土壤温湿度演变的重要方法。Gao 等^[22]综述了常用的土壤水热耦合模拟数值模型,其中包括 Simultaneous Heat and Water (SHAW)^[23]、Coupled Heat and Mass Transfer Model (CoupModel)^[24]、Common Land Model (CoLM)^[25]等模型。这些模型在青藏高原等高寒区得到了广泛应用,如阳勇等^[26]使用 SHAW 和 CoupModel 模型在模拟了 4 种不同下垫面的冻土水热过程,发现土壤均质性较好的高寒草甸模拟效果最好,以大孔隙砾石为主的高山荒漠模拟效果最差;周剑等^[27]使用 SHAW 模型模拟了不同植被盖度下的水热状况,发现高覆盖度草地对冬季土壤水分涵养具有重要作用;李磊等^[28]利用 Noah-MP 模式使用不同的土壤质地数据模拟土壤湿度,发现高质量的土壤质地数据能够有效改善土壤湿度的模拟精度。

在上述研究中,土壤水热耦合模型的适用性评估是研究不同环境要素条件下土壤温湿度变化规律的一项重要工作。赵林等^[29]、刘杨等^[30]、郭林茂等^[31]分别验证了 SHAW 模型在唐古拉地区水热耦合模拟的适用性,罗斯琼等^[32]验证了 CoLM 模型在青藏高原中部水热耦合模拟的适用性,但以往土壤水热耦合模型的验证主要以单点数值模拟为对象,对不同气象条件下模型的适用性评估还不深入,特别是不同气象条件下,土壤水热耦合方程中土壤水分特征曲线模型的适用性有待进一步评估。土壤水分特征曲线模型是刻画土壤水分与吸力、导水率关系的数学方程^[33-34],对刻画土壤水力梯度、水分传导能力具有重要作用^[35],具有一定的经验性,在不同条件下呈现不同形式,主要包括 Campbell、Brooks-Corey、van Genuchten、Clapp-Hornberger、

Gardner-Russo 模型等形式,在实际应用中,往往需要对方程进行参数化验证,但在青藏高原等高寒区的验证还不足,特别是不同气象条件下,不同土壤水分特征曲线模型的适用性还要进一步探索。且上述学者对土壤水热耦合模型的评估主要集中在小时尺度,对水文模型与土壤水热模型耦合研究,特别是在长时间序列中分析冻融过程对水循环过程影响方面往往需要在日尺度上进行,如 Li 等^[36]、Yang 等^[37]采用简化的 SHAW 模型土壤水热方程对分布式水文模型 WEP 进行改进,在日尺度进行了土壤含水量、土壤温度、冻结深度以及径流量的同步验证,取得了较好的模拟效果。同时,长系列小时尺度土壤冻融观测数据往往难以获得,如我国现行《地面气象观测规范 冻土》^[38](GB/T 35234—2017)中要求冻土层上下限深度每日早 8 时观测一次,开展不同深度地温连续观测也存在一定难度。

因此,本文选取青藏高原不同降水、气温条件下的典型季节冻土区玛曲、那曲、狮泉河区域的三个具有较完整实测土壤温湿度资料的站点,基于 SHAW 模型采用三种不同的土壤水分特征曲线模型在日尺度上进行数值模拟,目的在于进一步认识不同气象条件下青藏高原季节冻土区的水热变化特征,不同土壤水分特征曲线模型在青藏高原的适用性,可为进一步结合水循环模拟,研究气候变化对冻土区水循环的影响提供借鉴。

1 研究区与数据

本文选取国际土壤水分观测网络(International Soil Moisture Network)在玛曲、那曲、狮泉河区域建立的观测站进行土壤温湿度模拟与土壤水分特征曲线模型评估,站点名称分别为 CST05、Naqu_north、SQ03,站点的基本信息和空间分布如表 1 和图 1 所示。本研究的三个站点均位于青藏高原季节冻土区,其中,玛曲、那曲、狮泉河分别位于半湿润气候区、半干旱气候区、干旱气候区^[15],1970—2020 年的年平均降水量分别为 584 mm、428 mm、69 mm,年平均气温分别为 1.9℃、-0.5℃、1.1℃。

SHAW 模型所需气象强迫数据时间分辨率为日尺度或小时尺度,本研究采用日尺度气象强迫数据进行模拟计算。模型输入的强迫数据来自玛曲、那曲、狮泉河站,基本信息如表 1 所示。选用的气象站与土壤温湿度观测站经度、纬度、高程的差值分别在 0.09°~0.20°、0°~0.32°、3.0~70.6 m 范围内,

表 1 土壤温湿度观测站与气象站

Table 1 Soil temperature and moisture observation stations and weather stations							
站点名称	站点类型	纬度/N	经度/E	高程/m	所在流域	植被类型	土壤类型
CST05	土壤温湿度观测站	33. 68°	101. 89°	3 542	黄河源区	高覆盖度草地	粉质壤土
玛曲站	气象站	34. 00°	102. 08°	3 471			
Naqu_north	土壤温湿度观测站	31. 38°	91. 87°	4 504	怒江上游	低覆盖度草地	砂质壤土
那曲站	气象站	31. 48°	92. 07°	4 507			
SQ03	土壤温湿度观测站	32. 50°	79. 99°	4 292	狮泉河上游	低覆盖度草地	砂质壤土
狮泉河站	气象站	32. 50°	80. 08°	4 278			

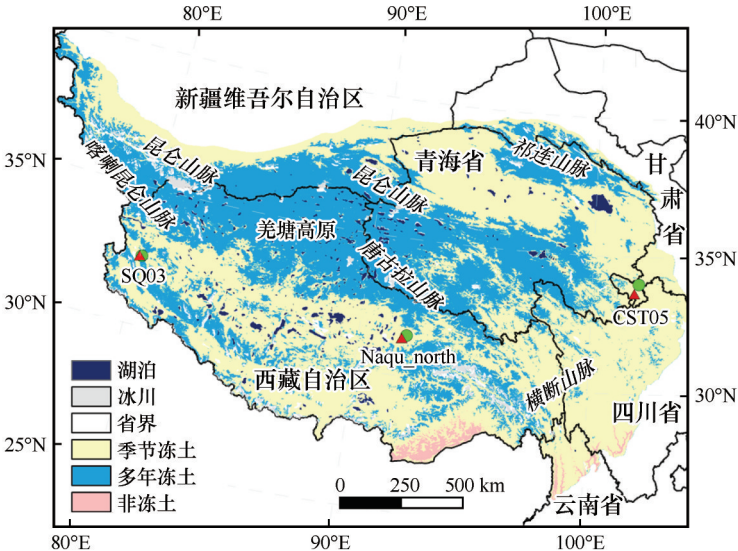


图 1 站点位置图(红色三角形表示土壤温湿度观测站点,绿色圆形表示气象站点)

Fig. 1 Location of the stations (The red triangles represent soil temperature and moisture observation stations, and the green circles represent weather stations)

依据 2015 年土地利用类型(<https://www.resdc.cn/>)和世界土壤数据库(<https://data.tpdc.ac.cn/zh-hans/>)资料可知,气象站与土壤温湿度观测站的植被特征、土壤类型均为草地和壤土,下垫面等条件具有一致性,因此可认为选用的地面气象站观测数据作为气象强迫场数据是合理的。模型采用的气象强迫数据包括最高温度(℃)、最低温度(℃)、露点温度(℃)、平均风速(m·s⁻¹)、日降水量(mm)、平均日太阳辐射(W·m⁻²)等要素。其中最高、最低温度、风速、降水量均来自中国气象数据网中国地面气候资料日值数据集 V3.0(<http://data.cma.cn/>),露点温度采用《地面气象观测规范 空气温度和湿度》^[39](GB/T 35226—2017)中推荐的公式计算,太阳辐射采用 Ångström-PreScott (A-P)模型^[40]计算。

采用土壤温度和土壤湿度实测数据对 SHAW 的土壤模拟结果进行校验,实测数据来源于国际土壤水分观测网络(<http://ismn.geo.tuwien.ac.at/>),时间分辨率为 1 h,将其处理为日平均值。SQ03 和

CST05 实测土壤分层为 5 cm、10 cm、20 cm、40 cm 和 80 cm,Naqu_north 土壤分层为 5 cm、10 cm、20 cm、40 cm,其中 CST05 站 5 cm、10 cm 实测土壤温度值因观测设备等原因缺失。为能够模拟土壤的季节性最大冻结深度,将 SHAW 模型模拟土壤分层为 0 cm、5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、40 cm、50 cm、60 cm、80 cm、100 cm、140 cm、180 cm、220 cm、260 cm、300 cm,观测的土壤温、湿度分别与 SHAW 相对应深度的模拟结果对比。

2 土壤水热耦合模型

SHAW 模型中计算土壤温度和土壤湿度的主要控制方程如式(1)~(2)所示。

考虑冻结土层的液体对流换热和蒸汽潜热,土体基质中温度分布的状态方程为

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \rho_i c_i \frac{\partial q_i T}{\partial z} - L_v \left(\frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial p_v}{\partial t} \right) \quad (1)$$

考虑冻融状态的土壤水通量方程为

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_1} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial q_v}{\partial z} + U \quad (2)$$

式中: t 为时间(s); z 为土层深度(m); C_s 为土壤的体积热容 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); T 为温度 ($^\circ\text{C}$); ρ_i 为冰密度 ($920 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$); ρ_1 为水密度 ($1\,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$); L_f 为融化潜热 ($335\,000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); L_v 为汽化潜热 ($2\,500\,000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); θ_i 为土层体积含冰量 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); θ_l 为土层体积液态水含量 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); k_s 为土壤导热系数 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); c_l 为水的比热容 ($4\,200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); q_l 为液态水通量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); q_v 为水蒸汽通量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); ρ_v 为水蒸汽密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); K 为非饱和导水率 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); ψ 为土壤水势 (m)。

上述方程中土壤液态水通量由土壤水分特征曲线模型计算, 本文采用 Campbell (CB)、Brooks-Corey (BC)、van Genuchten (VG) 三种常用的土壤水分特征曲线模型, 模型的基本方程见式(3)~(8)。

①Campbell (CB)模型

$$\psi = \psi_e \left(\frac{\theta_l}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (3)$$

$$K = K_s \left(\frac{\psi_e}{\psi} \right)^{2 + \frac{3}{b}} \quad (4)$$

②Brooks-Corey (BC)模型

$$\psi = \psi_e \left(\frac{\theta_l - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{\lambda}} \quad (5)$$

$$K = K_s \left(\frac{\psi_e}{\psi} \right)^{-\lambda(l+2)+2} \quad (6)$$

③van Genuchten (VG)模型

$$\psi = -\frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta_l - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (7)$$

$$K = \frac{K_s \left[1 - |\alpha \psi|^m \left(1 + |\alpha \psi|^n \right)^{-m} \right]^2}{\left(1 + |\alpha \psi|^n \right)^{ml}} \quad (8)$$

式中: ψ_e 为进气值 (m); θ_s 为饱和体积含水量 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); b 为 CB 方程孔径分布指数; K_s 为饱和导水率 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); θ_r 为残留含水量 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); λ 为 BC 方程孔径分布参数; m, n 与 α 分别为 VG 方程经验指数与经验系数, $m=1-1/n$; l 为孔径连接性参数, 在 BC 方程中默认为 2, 在 VG 方程中默认为 0.5。

模型模拟时段从 2017 年 7 月中旬(那曲)、8 月中下旬(玛曲、狮泉河)模拟到次年 7 月和 8 月, 包含了完整的冻融循环过程。模型构建的基本参数包括土壤砂土、壤土、黏土重量百分数, 砾石重量百分数, 有机质重量百分数, 容重, 饱和含水量和饱和导水率等, 参数的取值参考 Zhao 等^[15]的研究成果, 对

于没有实测参数的模拟层, 采用线性插值的方式给出。进气值 ψ_e 、孔径分布指数 (b, λ)、经验指数和经验参数 n, α 等通过参考 Zhao 等^[15]、周剑等^[27]、郭林茂等^[31]、Amnyattalab 等^[41]对土壤水分特征曲线模型的率定成果, 以土壤温度和土壤含水量为优化目标, 采用手动率定的方式实现, 率定的关键参数如表 2 所示。

表 2 不同土壤水分特征曲线模型的关键参数

Table 2 Key parameters of different soil water characteristic curve models

站点	深度/ cm	CB 模型		BC 模型		VG 模型	
		ψ_e/m	b	ψ_e/m	λ	n	α
CST05	5	-0.390	4.0	-0.390	0.40	1.50	0.016
	10	-0.390	2.3	-0.390	0.60	1.60	0.050
	20	-0.380	6.5	-0.380	0.15	1.40	0.070
	40	-0.360	7.6	-0.360	0.13	1.42	0.019
	80	-0.600	10.0	-0.600	0.06	1.25	0.020
Naqu_north	5	-0.020	4.3	-0.020	0.35	2.04	0.095
	10	-0.142	6.4	-0.142	0.20	2.04	0.025
	20	-0.049	5.0	-0.049	0.30	2.04	0.080
	40	-0.063	6.0	-0.063	0.25	2.25	0.050
	80	-0.125	2.0	-0.125	0.50	2.45	0.130
SQ03	5	-0.042	6.5	-0.042	0.25	2.20	0.120
	10	-0.102	4.5	-0.102	0.29	2.20	0.120
	20	-0.079	4.1	-0.079	0.44	2.20	0.120
	40	-0.074	4.5	-0.074	0.44	2.00	0.120
	80	-0.066	5.0	-0.066	0.45	2.00	0.120

本文中 SHAW 模型的输出结果为日尺度的土壤温度、土壤湿度、冻结深度、融化深度等。利用冰点水势方程(土壤水势与土壤温度函数关系)和土壤水势方程(土壤水势与液态含水量函数关系)来计算土壤中的液态水含量, 并调整冻结温度(不同于其他模式认为土壤 0°C 结冰)^[42], 并根据各层中液态水含量和含冰量的比例插值得到冻结深度和融化深度。目前关于冻融阶段划分的方法并没有统一的认识, 包括以土壤 0°C 等温线、土壤液态水含量的变化特征以及土壤冻结和融化深度特征作为划分冻融阶段的依据。本文则基于模拟的冻融深度特征, 选取 4 个时间节点, 即以冻结深度开始大于 0 的时间为冻结开始日期, 以冻结深度大于融化深度的日期作为稳定冻结开始日期, 以融化深度显著增加的日期作为融化开始日期, 以冻结深度等于融化深度的日期作为完全融化日期, 将冻融期划分为不稳定冻期、稳定冻结期和融化期, 并将从模拟开始

至冻结开始日期划分为冻结前期,完全融化日期至模拟结束划分为融化后期,共 5 个阶段来评价不同

阶段土壤温湿度模拟的偏差。冻融阶段划分和时间节点的选取如图 2 所示。

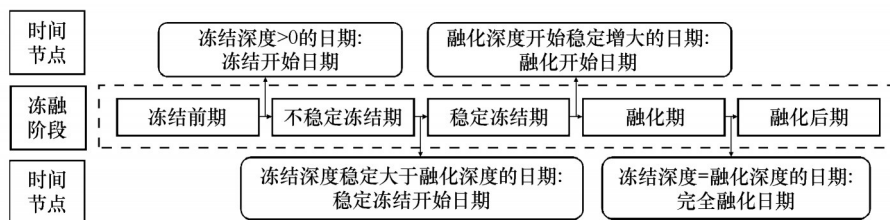


图2 冻融阶段划分和时间节点的选取方法

Fig. 2 Methods for dividing freezing-thawing stages and selecting time nodes

3 评价指标

模型的模拟效果采用纳什系数(NSE)、决定系数(R^2)、均方根误差(RMSE)来评价模型的模拟效果,采用平均相对误差(ME)来分析不同冻融阶段模拟的偏差,采用方差分析检验使用不同土壤水分特征曲线模型是否对模拟结果造成显著性差异,显著性水平 α 取 0.05。各统计指标的计算公式为

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (9)$$

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (10)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2} \quad (11)$$

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad (12)$$

4 结果与讨论

4.1 土壤温度模拟效果评估

玛曲、那曲、狮泉河站点土壤温度模拟效果如图 3 和表 3 所示。5~80 cm 的 NSE 在 0.61~0.99 之

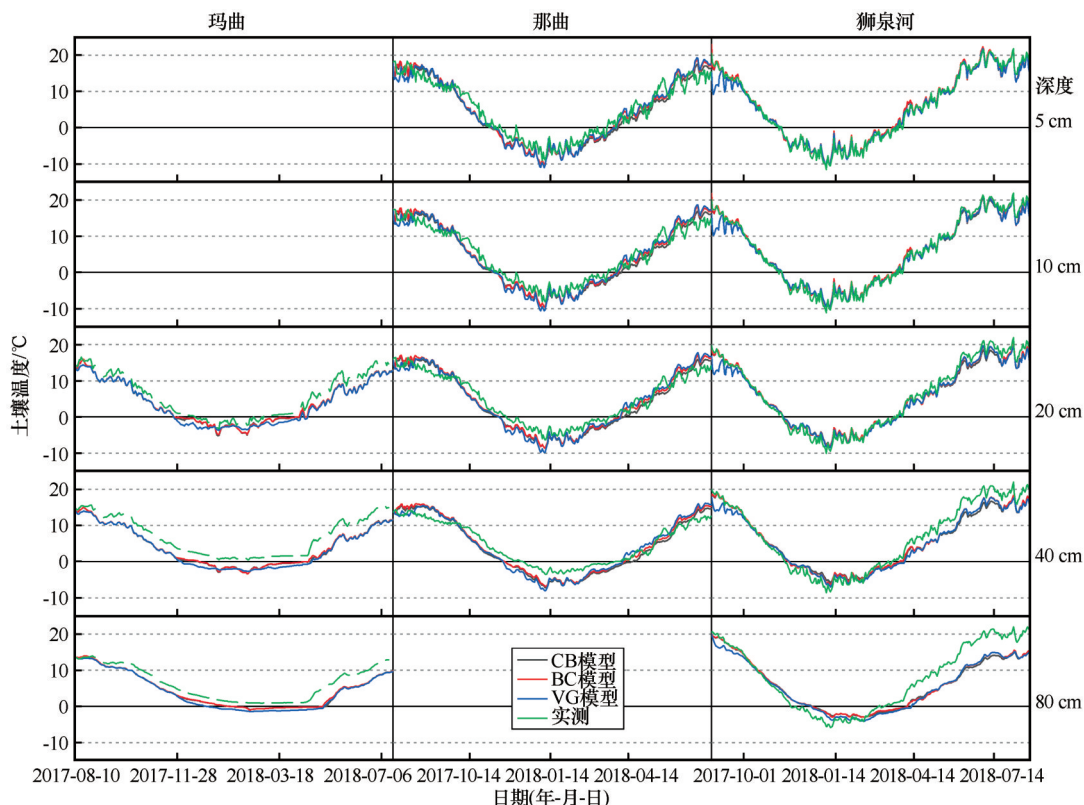


图3 实测和模拟的土壤温度比较

Fig. 3 Comparison of measured and simulated soil temperatures

表3 土壤温度模拟结果统计指标
Table 3 Statistical indexes of soil temperature simulation results

深度	模型	玛曲			那曲			狮泉河		
		NSE	R^2	RMSE/°C	NSE	R^2	RMSE/°C	NSE	R^2	RMSE/°C
5 cm	CB				0.91	0.95	2.34	0.99	0.99	0.90
	BC				0.91	0.95	2.32	0.99	0.99	0.98
	VG				0.90	0.93	2.45	0.98	0.98	1.43
10 cm	CB				0.91	0.96	2.15	0.99	0.99	0.98
	BC				0.91	0.96	2.15	0.99	0.99	0.97
	VG				0.89	0.94	2.38	0.98	0.99	1.44
20 cm	CB	0.89	0.98	2.03	0.90	0.97	2.13	0.98	0.99	1.46
	BC	0.89	0.98	1.99	0.90	0.96	2.10	0.98	0.99	1.27
	VG	0.85	0.98	2.32	0.87	0.95	2.40	0.97	0.99	1.63
40 cm	CB	0.68	0.96	2.97	0.85	0.97	2.22	0.93	0.96	2.48
	BC	0.69	0.97	2.90	0.86	0.97	2.16	0.95	0.97	2.13
	VG	0.61	0.97	3.29	0.82	0.95	2.43	0.93	0.98	2.43
80 cm	CB	0.76	0.94	2.24				0.81	0.89	3.91
	BC	0.78	0.94	2.17				0.83	0.90	3.73
	VG	0.69	0.96	2.56				0.82	0.92	3.82

间,其中NSE>0.8占比83.3%,平均NSE为0.88; R^2 在0.89~0.99之间,平均 R^2 为0.96;RMSE在0.90~3.91 °C之间,平均RMSE为2.2 °C。总体来说,各站点在不同深度的土壤温度模拟值均与实测值吻合较好,能较好地反映实测的土壤温度状况和土壤温度时间序列的动态变化过程。

从不同区域上来看,土壤温度模拟效果存在显著差异,狮泉河和那曲各土层土壤温度模拟的NSE均在0.8以上,玛曲的NSE均在0.6以上;玛曲、那曲、狮泉河的RMSE分别在1.99~3.29 °C、2.10~2.45 °C、0.90~3.82 °C之间,平均的RMSE分别为2.50 °C、2.27 °C、1.97 °C。造成土壤温度模拟效果差异性的主要原因可能是降水条件的不同,导致在干旱、半干旱区域(狮泉河、那曲)的模拟效果显著优于半湿润地区(玛曲),这可能是由于水热过程耦合作用在湿润的区域更为复杂,水分对热量的传导过程存在一定影响,导致在湿润的区域土壤温度的模拟值与实测值存在更大偏差。Wen等^[19]通过研究认为土壤温度变化是降水、辐射、蒸发综合作用的结果,降水入渗不仅直接降低土壤温度和土壤热通量,由于雨天的低大气透明度也引起了向下短波辐射、地表净辐射、感热通量的降低,降水后湿润的地表增加了潜热蒸发;张明礼等^[43]认为,对于水分变化活跃和降水波动较大的区域,在水热分析时应当综合考虑液态水和气态水的相变、对流传热和传导热作用。但由于水热耦合的复杂性,导致在水分

变化活跃和降水波动较大的区域的模拟效果低于受水分影响较小的区域。

在垂向上,土壤温度的模拟效果随深度的增加逐渐降低,这与赵林等^[29]在唐古拉地区土壤温度模拟中,得出的随着深度增大,土壤温度模拟准确性有所下降的结论具有一致性。5 cm、10 cm、20 cm、40 cm、80 cm的平均NSE为0.95、0.95、0.91、0.81、0.78;平均RMSE分别为1.74 °C、1.68 °C、1.93 °C、2.56 °C、3.07 °C。造成垂向土壤温度模拟效果差异性的主要原因可能是气温对土壤温度的控制作用随土壤深度的增加逐渐减弱,影响深层土壤温度模拟效果的主导因素变得更加复杂,导致深层土壤温度模拟结果具有更大的不确定性。马俊杰等^[16]认为气温与土壤温度之间有着密切的关系,且不同深度土壤对气温的变化的响应程度有着很大的差异。赵林等^[44]发现浅层土壤温度对气温的相关性较为显著,随着深度的增加土壤温度和气温的相关性逐渐减弱,且土壤温度的年变化幅度逐渐减小,其通过经验方程计算唐古拉地区土壤温度年变幅小于0.1 °C的深度在9.1 m左右,而实际钻孔测量确定年变化深度在16 m左右,产生如此大偏差的原因可能是浅层土壤与深层的水热特征不同。

4.2 土壤湿度模拟效果评估

玛曲、那曲、狮泉河土壤湿度模拟效果如图4和表4所示。5~80 cm的NSE在0.02~0.92之间,其中NSE>0.6占比60%,平均NSE为0.60; R^2 在0.19~

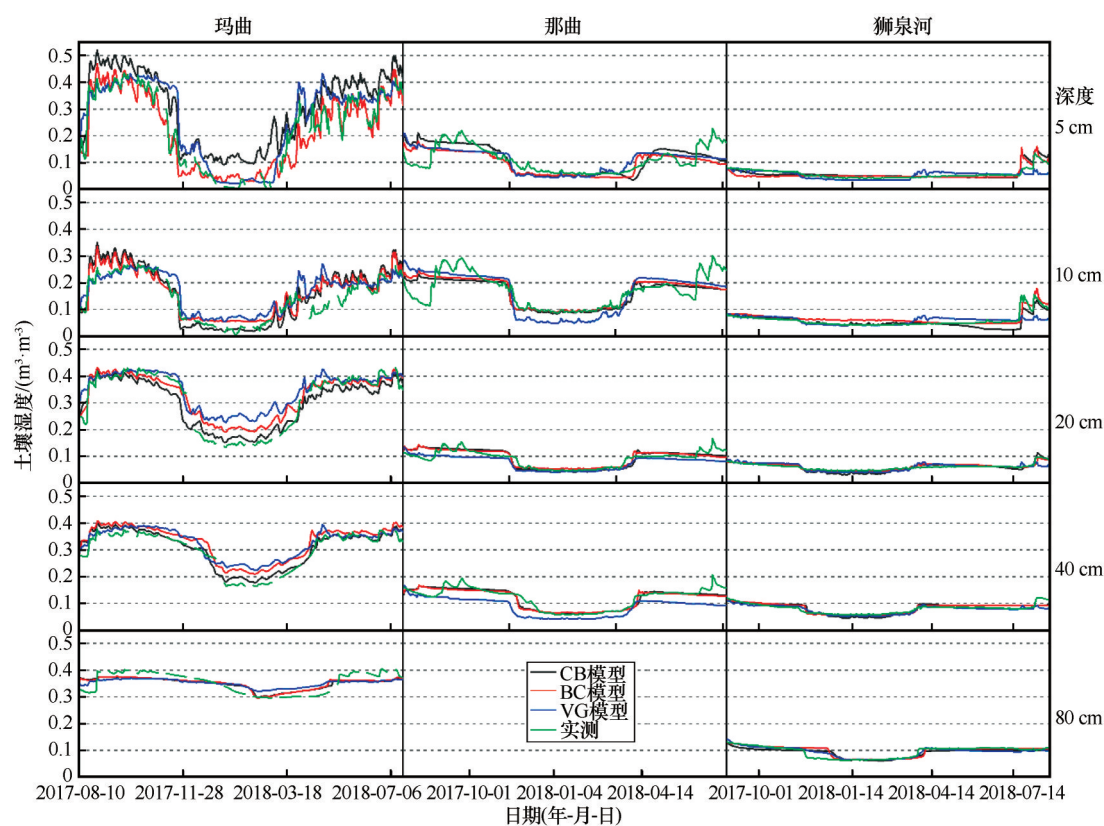


图 4 实测和模拟的土壤湿度比较

Fig. 4 Comparison of measured and simulated soil moistures

表 4 土壤湿度模拟结果统计指标

Table 4 Statistical indexes of soil moisture simulation results

深度	模型	玛曲			那曲			狮泉河		
		NSE	R ²	RMSE/(m ³ ·m ⁻³)	NSE	R ²	RMSE/(m ³ ·m ⁻³)	NSE	R ²	RMSE/(m ³ ·m ⁻³)
5 cm	CB	0.60	0.91	0.09	0.31	0.47	0.04	0.49	0.72	0.01
	BC	0.89	0.89	0.05	0.33	0.43	0.04	0.39	0.59	0.01
	VG	0.73	0.84	0.07	0.34	0.41	0.04	0.24	0.34	0.02
10 cm	CB	0.70	0.86	0.04	0.54	0.56	0.04	0.55	0.62	0.02
	BC	0.75	0.83	0.04	0.52	0.53	0.04	0.67	0.77	0.01
	VG	0.65	0.77	0.05	0.33	0.56	0.05	0.19	0.19	0.02
20 cm	CB	0.89	0.92	0.04	0.62	0.74	0.02	0.53	0.88	0.01
	BC	0.87	0.96	0.04	0.65	0.69	0.02	0.78	0.84	0.01
	VG	0.68	0.94	0.06	0.50	0.71	0.02	0.31	0.55	0.01
40 cm	CB	0.92	0.94	0.02	0.81	0.82	0.02	0.60	0.73	0.01
	BC	0.72	0.95	0.04	0.79	0.80	0.02	0.71	0.77	0.01
	VG	0.71	0.91	0.04	0.02	0.72	0.04	0.70	0.75	0.01
80 cm	CB	0.61	0.69	0.02				0.69	0.71	0.01
	BC	0.63	0.70	0.02				0.70	0.72	0.01
	VG	0.51	0.78	0.03				0.81	0.81	0.01

0.96 之间,其中 $R^2>0.7$ 占比 69%,平均 R^2 为 0.72; RMSE 在 0.01~0.09 $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 之间,平均 RMSE 为 0.03 $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。总体来说,土壤湿度的模拟结果能够反映土壤湿度的时间变化趋势和波动特征。

从不同区域上来看,土壤湿度模拟效果也存在显著性差异,玛曲平均的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.72、0.86、0.04 $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$;那曲平均的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.48、0.62、0.03 $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$;狮泉河平均

的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.56、0.67、0.01 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。造成土壤湿度模拟效果差异性的主要原因可能也是降水条件的差异,导致在半湿润地区(玛曲)模拟效果显著优于干旱(狮泉河)、半干旱(那曲)地区。降水作为土壤含水量的主要来源,是土壤含水量的控制因素^[9],其数量、频率、强度会影响土壤含水量的时空分布特征^[45],土壤含水量的变化随着降水事件的波动而波动;同时,在模拟计算层面,降水作为模型的重要的强迫输入数据,每一次降水事件都是对模拟土壤湿度波动趋势的一次修正,因此相比于干旱的那曲、狮泉河地区,湿润的玛曲区域,土壤湿度模拟结果的相关性更高,波动趋势特征更加吻合。

从不同的模拟深度来看,表现为中下层模拟结果好于表层。其中表层(0~5 cm)土壤湿度模拟 NSE>0.6 占比 22%, R^2 >0.7 占比 44%;中下层(10~80 cm)土壤湿度 NSE>0.6 占比 70%, R^2 >0.7 占比 76%,出现这种现象可能是因为表层土壤水分具有较高的时空变异性,导致表层模拟结果相对于中下层出现更大偏差。气象要素对土壤湿度的影响随着深度的增加逐渐减弱,在表层,降水绝大部分通过蒸发和水汽运移扩散到空气中,未能在土壤内形成水分累积,张明礼等^[43]表示土壤 50 cm 以下含水量基本不受降雨影响;A 等^[45]认为在自然降雨期间,0~40 cm 和 50 cm 以下土层的关键功能分别是渗透和储存。因此相比于中下层,表层土壤水分运动的剧烈程度相对更高,而中下层土壤水运动相对较为平稳。

4.3 土壤水分特征曲线模型评价

三种土壤水分特征曲线模型不同深度土壤温湿度模拟的方差分析结果如表 5~6 所示。土壤温度的 P 值均大于 0.05,表明土壤温度模拟结果之间无显著差异性,即采用三种土壤水分特征曲线模型对土壤温度的模拟结果没有显著性影响;土壤湿度的 P 值中有 71% 小于 0.05,有 29% 大于 0.05,因此,可以认为选用不同的土壤水分特征曲线模型,对土壤含水量的模拟结果有显著性影响。通过计算三种土壤水分特征曲线模型 NSE、 R^2 、RMSE 的均值和 NSE>0.6、 R^2 >0.7 所占的比例来评估三种土壤水分

表 6 土壤湿度方差分析($\alpha=0.05$)

Table 6 Soil moisture variance analysis ($\alpha=0.05$)

站点	5 cm	10 cm	20 cm	40 cm	80 cm
玛曲	5.74×10^{-14}	0.4160	4.77×10^{-15}	3.52×10^{-6}	0.5557
那曲	1.13×10^{-3}	0.2268	6.55×10^{-15}	2.21×10^{-34}	
狮泉河	2.61×10^{-3}	1.11×10^{-16}	0.0611	1.07×10^{-4}	9.15×10^{-5}

特征曲线模型的适用性。CB 模型平均的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.63、0.76、0.03 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, NSE>0.6、 R^2 >0.7 所占的比例分别为 57%、71%;BC 方程平均的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.67、0.75、0.03 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, NSE>0.6、 R^2 >0.7 所占的比例分别为 79%、71%;CB 方程平均的 NSE、 R^2 、RMSE 分别为 0.48、0.66、0.03 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, NSE>0.6、 R^2 >0.7 所占的比例分别为 43%、64%。因此综合来看,BC 模型略优于 CB 模型,优于 VG 模型。

土壤水分特征曲线模型主要计算了 K 和 ψ 两个参数,前者决定土壤中水力梯度分布、后者决定土壤中水分的渗透能力^[35],三种土壤水分特征曲线模型在结构和参数上的区别导致了 K 和 ψ 计算的差异,从而对土壤湿度的模拟结果产生影响。CB 与 BC、VG 模型相比,主要区别在于 CB 模型使用饱和度(θ/θ_s)来表示土壤含水量与基质势的关系,而 BC 和 VG 模型使用的是有效饱和度 $[(\theta_t - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)]$,其中 θ_r 表示的是不随吸力增加而产生明显变化时的土壤含水量,许多学者^[46-48]通过室内试验表明,当土壤吸力增加到一定程度时,土壤含水量不再产生明显变化,因此相对于使用饱和度来表示土壤含水量与基质势的关系,使用有效饱和度更符合实际情况。相比于 BC 模型,VG 模型的形式复杂、参数众多,且其中重要的参数 m 、 n 和 α 的物理意义至今尚未有统一的认识^[49],因此,BC 模型与 VG 模型相比,不仅形式更加简单,且物理意义更加明确。

4.4 冻融特征及阶段分析

根据上述评价,BC 模型取得了最优的模拟效果,因此,选取 BC 模型模拟的土壤冻结和融化深度,绘制土壤冻结和融化深度过程曲线图,分析三个区域的土壤冻融特征和不同阶段的土壤温湿度的模拟误差。三个区域冻土过程曲线如图 5 所示,冻结特征信息如表 7 所示。三个区域基本都是在 10 月进入不稳定冻结期,11 月进入稳定冻结期,3 月进入融化期,5 月土壤完全融化。玛曲、那曲在 10 月中上旬进入不稳定冻结期,狮泉河在 10 月下旬进入不稳定冻结期;那曲、狮泉河在 11 月中上旬进入稳定

表 5 土壤温度方差分析($\alpha=0.05$)

Table 5 Soil temperature variance analysis ($\alpha=0.05$)

站点	5 cm	10 cm	20 cm	40 cm	80 cm
玛曲			0.6528	0.5733	0.3928
那曲	0.6468	0.6522	0.6567	0.6267	
狮泉河	0.7332	0.7975	0.8029	0.7098	0.6690

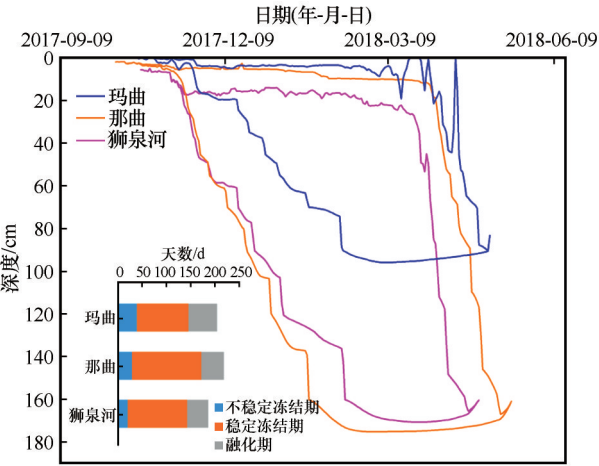


图5 土壤冻结和融化深度过程曲线

Fig. 5 Curves of soil freezing and thawing depth processes

冻结期,玛曲在11月中下旬进入稳定冻结期;玛曲、那曲、狮泉河分别在3月上旬、下旬、中旬开始融化,在5月上旬、5月中旬、4月底完全融化。玛曲、那曲、狮泉河的冻结天数分别为205天、219天、187天,最大冻深分别为95.5 cm、175.1 cm、170.6 cm。Luo等^[50]使用气象站实测土壤冻结深度数据分析得到玛曲和那曲多年平均季节性冻结最大深度分别

在50~100 cm、200~250 cm之间,冻结持续时间均为200~250天之间,与本研究结果表现一致。同时,采用0℃温度线方法与模拟结果进行对比讨论,若假定日平均土壤温度低于0℃时土壤开始稳定冻结,日平均土壤温度高于0℃时冻结土壤完全融化。根据图2,狮泉河、那曲站的持续冻结时间分别为2017-11-14/2018-04-05、2017-11-11/2018-04-16,玛曲站冻结至20 cm至完全融化的时间为2017-12-18/2018-04-11,而模拟得到狮泉河、那曲站的持续冻结时间分别为2017-11-13/2018-04-29、2017-11-08/2018-05-17,模拟得到的玛曲站冻结至20 cm至完全融化的时间为2017-12-16/2018-05-05。可以发现两种冻融过程的判别方法在冻结过程上表现出较高的一致性,在时间上相差不超过5天,而在融化过程上相差较大,这与丁旭^[51]使用CLM4.5在青藏高原上的模拟结果具有一致性,这是因为相比于冻结过程,融化过程的水热交互作用更加复杂。在稳定冻结期表层依然表现出一定深度融化现象的模拟结果与郭东林等^[52]在那曲BJ站冻融深度的模拟结果具有一致性,可能与昼夜的冻融循环有关,需要获得更多实测数据加以验证。

表7 冻融特征信息

Table 7 Freezing and thawing characteristic information

站点	冻结开始日期	稳定冻结开始日期	融化开始日期	完全融化日期	冻结天数/d	最大冻深/cm
玛曲	2017-10-12	2017-11-20	2018-03-06	2018-05-05	205	95.9
那曲	2017-10-10	2017-11-08	2018-03-31	2018-05-17	219	175.1
狮泉河	2017-10-24	2017-11-13	2018-03-16	2018-04-29	187	170.6

不同阶段土壤温湿度平均相对误差如图6所示。土壤温度各阶段的相对误差在-5.0~1.7℃之间,玛曲的相对误差在-4.0~-0.6℃之间,均为低估;那曲的相对误差在-2.3~1.7℃之间,在冻融期为低估,在非冻融期为高估;狮泉河的相对误差在-5.0~1.2℃之间,在融化期之前主要体现为高估,在融化期和融化后期主要体现为低估。土壤湿度各阶段的相对误差均在-0.05~0.05 m³·m⁻³之内,玛曲的相对误差在-0.049~-0.036 m³·m⁻³之间,其低估主要体现在不稳定冻结期、融化后期及融化期的表层;那曲的相对误差在-0.035~0.010 m³·m⁻³之间,其低估主要体现在稳定冻结期和融化后期;狮泉河的相对误差在-0.022~0.015 m³·m⁻³之间,其高估与低估分布相对均匀。土壤温度与土壤水分在不同时期相互作用机制表现形式不同,在冻结前

期,由于土壤温度的低估,可能会抑制土壤水的蒸发,从而造成了土壤含水量的高估,在进入冻结期后,由于基质势的存在,低估的土壤温度并不能使过多的土壤水全部转化为固态冰,因此土壤含水量依然表现为高估,并持续到融化后期。造成土壤温湿度在不同区域、不同深度、不同的冻融阶段的平均相对误差的原因较为复杂,还有待进一步研究。

5 结论

本文选取青藏高原不同降水、气温条件下的典型季节冻土区玛曲、那曲、狮泉河区域具有实测土壤温湿度资料的站点,基于SHAW模型采用三种不同的土壤水分特征曲线模型进行土壤温度数值模拟,评价了模型模拟效果、造成模拟差异性的可能因素以及不同土壤水分特征曲线模型的适用性,得

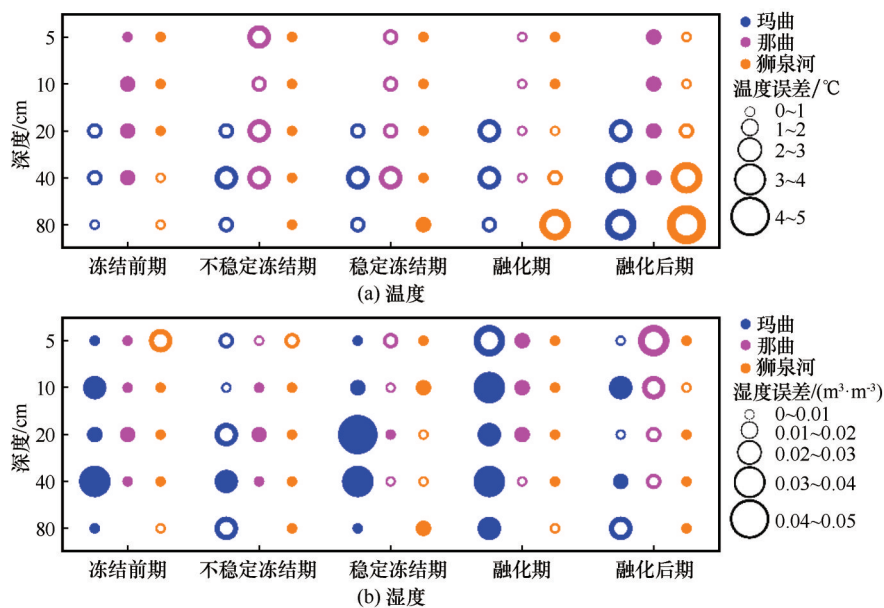


图6 平均相对误差图(空心圆表示低估,实心圆表示高估)

Fig. 6 Average relative error diagram: for temperature (a) and for moisture (b) (Hollow circles represent underestimation, and solid circles represent overestimation)

到的主要结论如下:

(1)从模型模拟效果上来看,在青藏高原不同气候特征的典型季节冻土区,SHAW模型均能较好的模拟土壤温度和土壤含水量垂向分布特征以及随时间的动态变化特征,土壤温度的平均NSE、 R^2 、RMSE分别为0.88、0.96和2.2℃,土壤湿度的平均NSE、 R^2 、RMSE分别为0.60、0.72和0.03 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$,土壤温度的模拟效果优于土壤湿度;在垂向上,土壤温度的模拟结果表现为表层模拟效果优于底层模拟效果,土壤湿度则相反。

(2)从不同的区域来看,土壤温度在干旱地区的狮泉河模拟效果最好,土壤湿度在湿润地区的玛曲模拟效果最好,其原因可能均为降水条件的差异,对于土壤温度,湿润地区的水热耦合过程更加复杂,从而影响土壤温度的模拟效果;对于土壤湿度,降水条件控制着土壤湿度的波动特征,其大小与频次影响模型模拟结果的相关性与变化趋势。

(3)从不同的土壤水分特征曲线模型来看,使用三种土壤水分特征曲线方程对土壤温度的模拟结果没有显著性影响,但对土壤湿度的模拟结果有显著性影响,其中Brooks-Corey方程表现出最优的模拟效果。

(4)三个区域均在10月进入不稳定冻结期,11月进入稳定冻结期,3月进入融化期,5月土壤完全融化。玛曲、那曲、狮泉河的冻结天数分别为205天、

219天、187天,最大冻深分别为95.5 cm、175.1 cm、170.6 cm,不同冻融阶段土壤温湿度模拟效果存在较大差异性和不确定性。

参考文献(References):

- [1] Lan Cuo, Zhang Yongxin, Zhu Fuxin, et al. Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau: a review [J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2014, 2: 49-68.
- [2] Bibi S, Wang Lei, Li Xiuping, et al. Climatic and associated cryospheric, biospheric, and hydrological changes on the Tibetan Plateau: a review [J]. International Journal of Climatology, 2018, 38: e1-e17.
- [3] Yang Kun, Wu Hui, Qin Jun, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: a review [J]. Global and Planetary Change, 2014, 112: 79-91.
- [4] Yang Kun, Qin Jun, Zhao Long, et al. A multiscale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94 (12): 1907-1916.
- [5] Zhou Zuhao, Liu Yangli, Li Yuqing, et al. Distributed hydrological model of the Qinghai-Tibet Plateau based on the hydro-thermal coupling: I. hydrothermal coupling simulation of "snow-soil-sand gravel layer" continuum [J]. Advances in Water Science, 2021, 32(1): 20-32. [周祖昊, 刘扬李, 李玉庆, 等. 基于水热耦合的青藏高原分布式水文模型: I. "积雪-土壤-砂砾石层"连续体水热耦合模拟 [J]. 水科学进展, 2021, 32(1): 20-32.]
- [6] Lan Cuo, Zhang Yongxin, Bohn T J, et al. Frozen soil degradation and its effects on surface hydrology in the northern Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, 120(16): 8276-8298.
- [7] Gao Tanguang, Zhang Tingjun, Cao Lin, et al. Reduced winter runoff in a mountainous permafrost region in the northern Ti-

- betan Plateau [J]. Cold Regions Science and Technology, 2016, 126: 36-43.
- [8] Gao Bing, Yang Dawen, Qin Yue, et al. Change in frozen soils and its effect on regional hydrology, upper Heihe basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. The Cryosphere, 2018, 12(2): 657-673.
- [9] Zhu Xiaofan, Wu Tonghua, Zhao Lin, et al. Exploring the contribution of precipitation to water within the active layer during the thawing period in the permafrost regions of central Qinghai-Tibet Plateau by stable isotopic tracing [J]. Science of the Total Environment, 2019, 661: 630-644.
- [10] Zhu Xiaofan, Wu Tonghua, Li Ren, et al. Impacts of summer extreme precipitation events on the hydrothermal dynamics of the active layer in the Tanggula permafrost region on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(21): 11549-11567.
- [11] Wang Genxu, Liu Guangsheng, Li Chunjie, et al. The variability of soil thermal and hydrological dynamics with vegetation cover in a permafrost region [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2012, 162/163: 44-57.
- [12] Hu Guojie, Zhao Lin, Li Ren, et al. Thermal properties of active layer in permafrost regions with different vegetation types on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2020, 139(3): 983-993.
- [13] Bo Lanfeng, Li Zhanbin, Li Peng, et al. Soil freeze-thaw and water transport characteristics under different vegetation types in seasonal freeze-thaw areas of the Loess Plateau [J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 9: 704901.
- [14] Stuurup J C, van der Zee S E A T M, French H K. The influence of soil texture and environmental conditions on frozen soil infiltration: a numerical investigation [J]. Cold Regions Science and Technology, 2022, 194: 103456.
- [15] Zhao Hong, Zeng Yijian, Lv Shaoning, et al. Analysis of soil hydraulic and thermal properties for land surface modeling over the Tibetan Plateau [J]. Earth System Science Data, 2018, 10(2): 1031-1061.
- [16] Ma Junjie, Li Ren, Liu Hongchao, et al. A review on the development of study on hydrothermal characteristics of active layer in permafrost areas in Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(1): 195-204. [马俊杰, 李韧, 刘宏超, 等. 青藏高原多年冻土区活动层水热特性研究进展 [J]. 冰川冻土, 2020, 42(1): 195-204.]
- [17] Xiang Xiaohua, Wu Xiaoling, Wang Chuanhai, et al. Influences of climate variation on thawing-freezing processes in the northeast of Three-River Source Region, China [J]. Cold Regions Science and Technology, 2013, 86: 86-97.
- [18] Caplan J S, Giménez D, Hirmas D R, et al. Decadal-scale shifts in soil hydraulic properties as induced by altered precipitation [J]. Science Advances, 2019, 5(9): eaau6635.
- [19] Wen Zhi, Niu Fujun, Yu Qihao, 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.
- [20] Fan Keke, Zhang Qiang, Singh V P, et al. Spatiotemporal impact of soil moisture on air temperature across the Tibet Plateau [J]. Science of the Total Environment, 2019, 649: 1338-1348.
- [21] Xiong Anyuan, Feng Aixia, Gao Mei, et al. Integration and sharing for meteorological data of the land-atmosphere systems over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(4): 724-736. [熊安元, 冯爱霞, 高梅, 等. 青藏高原地气系统气象科学数据集成和共享 [J]. 高原气象, 2021, 40(4): 724-736.]
- [22] Gao Hongkai, Wang Jingjing, Yang Yuzhong, et al. Permafrost hydrology of the Qinghai-Tibet Plateau: a review of processes and modeling [J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 8: 576838.
- [23] Flerchinger G N, Saxton K E. Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system II. field verification [J]. Transactions of the ASAE, 1989, 32(2): 573-576.
- [24] Jansson P E, Moon D S. A coupled model of water, heat and mass transfer using object orientation to improve flexibility and functionality [J]. Environmental Modelling & Software, 2001, 16(1): 37-46.
- [25] Dai Yongjiu, Zeng Xubin, Dickinson R E, et al. The common land model [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2003, 84(8): 1013-1024.
- [26] Yang Yong, Chen Rensheng, Ye Baisheng, et al. Heat and water transfer processes on the typical underlying surfaces of frozen soil in cold regions (I): model comparison [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(6): 1545-1554. [阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究 (I): 模型对比 [J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1545-1554.]
- [27] Zhou Jian, Wang Genxu, Li Xin, et al. Energy-water balance of meadow ecosystem in cold frozen soil areas [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(3): 398-407. [周剑, 王根绪, 李新, 等. 高寒冻土地区草甸草地生态系统的能量-水分平衡分析 [J]. 冰川冻土, 2008, 30(3): 398-407.]
- [28] Li Lei, Shen Runping, Huang Anqi, et al. Impact of soil texture on the simulation of CLDAS/Noah-MP on simulating soil moisture [J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(3): 621-631. [李磊, 沈润平, 黄安奇, 等. 土壤质地改变对 CLDAS/Noah-MP 土壤湿度模拟的影响研究 [J]. 高原气象, 2021, 40(3): 621-631.]
- [29] Zhao Lin, Li Ren, Ding Yongjian. Simulation on the soil water-thermal characteristics of the active layer in Tanggula Range [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(6): 930-937. [赵林, 李韧, 丁永建. 唐古拉地区活动层土壤水热特征的模拟研究 [J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 930-937.]
- [30] Liu Yang, Zhao Lin, Li Ren. Simulation of the soil water-thermal features within the active layer in Tanggula region, Tibetan Plateau, by using SHAW model [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(2): 280-290. [刘杨, 赵林, 李韧. 基于 SHAW 模型的青藏高原唐古拉地区活动层土壤水热特征模拟 [J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 280-290.]
- [31] Guo Linmao, Chang Juan, Zhou Jian, et al. Analysis of thermal-moisture conditions of active layer and energy-water balance of land-atmosphere system in Tanggula area [J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(2): 254-265. [郭林茂, 常娟, 周剑, 等. 唐古拉地区活动层水热状况及地气系统能水平衡分析 [J]. 高原气象, 2020, 39(2): 254-265.]
- [32] Luo Siquang, Lü Shihua, Zhang Yu, et al. Simulation analysis on land surface process of BJ site of central Tibetan Plateau using CoLM [J]. Plateau Meteorology, 2008, 27(2): 259-271. [罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM 模式对青藏高原中部 BJ 站陆面过程的数值模拟 [J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259-271.]
- [33] Yang Jinzhong, Zhu Yan, Zha Yuanyuan, et al. Mathematical model and numerical method of groundwater and soil water movement [M]. Beijing: Science Press, 2016: 32. [杨金忠, 朱焱, 查元源, 等. 地下水与土壤水运动数学模型和数值方法 [M]. 北京: 科学出版社, 2016: 32.]
- [34] Jia Yangwen, Wang Hao, Ni Guangheng, et al. Principle and

- practice of distributed watershed hydrological model[M]. Beijing: China Water & Power Press, 2005: 69. [贾仰文, 王浩, 倪广恒, 等. 分布式流域水文模型原理与实践[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2005: 69.]
- [35] Zhu Wei, Cheng Nanjun, Chen Xuedong, et al. Some fundamental problems of unsaturated seepage[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2006, 28(2): 235-240. [朱伟, 程南军, 陈学东, 等. 浅谈非饱和渗流的几个基本问题[J]. 岩土工程学报, 2006, 28(2): 235-240.]
- [36] Li Jia, Zhou Zuhao, Wang Hao, et al. Development of WEP-COR model to simulate land surface water and energy budgets in a cold region[J]. Hydrology Research, 2019, 50: 99-116.
- [37] Yang Yuheng, Weng Baisha, Yan Denghua, et al. Partitioning the contributions of cryospheric change to the increase of streamflow on the Nu River[J]. Journal of Hydrology, 2021, 598: 126330.
- [38] Surface meteorological observations regulate: frozen soil: GB/T 35234—2017[S]. Beijing: Standards Press of China, 2017. [地面气象观测规范: 冻土: GB/T 35234—2017[S]. 北京: 中国标准出版社, 2017.]
- [39] Surface meteorological observations regulate: air temperature and humidity: GB/T 35226—2017[S]. Beijing: Standards Press of China, 2017. [地面气象观测规范: 空气温度和湿度: GB/T 35226—2017[S]. 北京: 中国标准出版社, 2017.]
- [40] Li Manman, Mei Xurong, Zhong Xiuli, et al. Parameterization of Ångström-prescott radiation model in Yunnan Province[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2012, 26(6): 100-105. [李曼曼, 梅旭荣, 钟秀丽, 等. 云南省 Ångström-prescott 辐射模型的参数化研究[J]. 农业工程学报, 2012, 28(6): 100-105.]
- [41] Amnyattalab J, Rezaie H. Study of the effect of seepage through the body of earth dam on its stability by predicting the affecting hydraulic factors using models of Brooks-Corey and van Genuchten (Case study of Nazluchay and Shahrchay earth dams)[J]. International Journal of Environmental Science and Technology, 2018, 15(12): 2625-2636.
- [42] Luo Siqiong, Zhang Yu, Lü Shihua. Freezing/thawing process of sandy soil on the Loess Plateau: observation and simulation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(2): 234-243. [罗斯琼, 张宇, 吕世华. 黄土高原砂壤土冻融过程的观测和模拟[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 234-243.]
- [43] Zhang Mingli, Wen Zhi, Xue Ke, et al. The effects of precipitation on thermal-moisture dynamics of active layer at Beiluhe permafrost region[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2016, 30(4): 159-164. [张明礼, 温智, 薛珂, 等. 降水对北麓河地区多年冻土活动层水热影响分析[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(4): 159-164.]
- [44] Zhao Lin, Sheng Yu. Permafrost and its changes on the Tibetan Plateau[M]. Beijing: Science Press, 2019: 153-155. [赵林, 盛煜. 青藏高原多年冻土及变化[M]. 北京: 科学出版社, 2019: 153-155.]
- [45] A Yinglan, Wang Guoqiang, Sun Wenchao, et al. Stratification response of soil water content during rainfall events under different rainfall patterns[J]. Hydrological Processes, 2018, 32(20): 3128-3139.
- [46] Zhao Yaqiong. Determination and prediction of soil water characteristic curve in unsaturated zone[D]. Xi'an: Chang'an University, 2015. [赵雅琼. 非饱和带土壤水分特征曲线的测定与预测[D]. 西安: 长安大学, 2015.]
- [47] Wang Yike, Luo Xilian, Hua Dongwen, et al. Screening of water characteristic curve model based on different mass ratios of feldspathic sandstone and sand compound soil[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2019, 33(6): 167-173. [汪怡珂, 罗昔联, 花东文, 等. 毛乌素沙地复配土壤水分特征曲线模型筛选研究[J]. 干旱区资源与环境, 2019, 33(6): 167-173.]
- [48] Mao Yanting, Cui Rongyang, Chen Anqiang, et al. Effects of ridge directions on water characteristic curves of cultivated top-layer soils in different slope positions[J]. Chinese Journal of Soil Science, 2022, 53(2): 308-314. [毛妍婷, 崔荣阳, 陈安强, 等. 垄作方向对不同坡位红壤坡耕地耕层土壤水分特征曲线的影响[J]. 土壤通报, 2022, 53(2): 308-314.]
- [49] Chen Weijin, Cheng Donghui, Tao Wei. Physical significance of the parameters in the van Genuchten model[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2017, 44(6): 147-153. [陈卫金, 程东会, 陶伟. van Genuchten 模型参数的物理意义[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(6): 147-153.]
- [50] Luo Siqiong, Wang Jingyuan, Pomeroy J W, et al. Freeze-thaw changes of seasonally frozen ground on the Tibetan Plateau from 1960 to 2014[J]. Journal of Climate, 2020, 33(21): 9427-9446.
- [51] Ding Xu. The numerical simulation study of soil moisture and soil temperature[D]. Chengdu: Chengdu University of Information Technology, 2018. [丁旭. 青藏高原土壤湿度和土壤温度的数值模拟研究[D]. 成都: 成都信息工程大学, 2018.]
- [52] Guo Donglin, Yang Meixue. Simulation of soil temperature and moisture in seasonally frozen ground of central Tibetan Plateau by SHAW model[J]. Plateau Meteorology, 2010, 29(6): 1369-1377. [郭东林, 杨梅学. SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区土壤温、湿度的模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(6): 1369-1377.]

Simulation and assessment of soil temperature and moisture in seasonally frozen soil regions of the Tibetan Plateau based on SHAW model

XUE Wei¹, ZHOU Yuyan¹, LIU Jianwei^{1,2}, LU Fan¹, HOU Baodeng¹,
HU Yingying¹, XIAO Weihua¹

(1. State Key Laboratory of Simulation and Regulation of River Basin Water Cycle, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China; 2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: In recent years, more and more attention has been paid to the problem of the cryosphere changes on the Tibetan Plateau, and it has gradually become a hot issue for scholars. Known as the “water tower of Asia”, the Tibetan Plateau is the source of many major rivers in Asia. Under the combined influence of climate change and human activities, water resources on the Tibetan Plateau have undergone profound changes, especially soil water, as an important component of water resources, which plays an important role in regulating vegetation and crop growth, rainfall and runoff. However, global warming leads to the degradation of permafrost and seasonally frozen soil, which affects the original water cycle process and the spatial and temporal pattern of water resources by changing the properties of soil water storage and water transport. In the Tibetan Plateau, where there are few data, it is difficult to directly study the soil water cycle process under freezing-thawing by using original data. Therefore, it is an important means to simulate the variation characteristics of soil water and temperature under freezing-thawing in seasonally frozen soil regions of the Tibetan Plateau by using coupling model of soil water and heat. Aiming at the key problem of the difference of soil temperature and moisture characteristics in typical seasonally frozen soil regions under different meteorological conditions, this paper simulated the characteristics of soil moisture and temperature change in Maqu, Naqu (Nagqu) and Shiquanhe from 2017 to 2018 by using SHAW (Simultaneous Heat and Water) model and three soil moisture characteristic curve models. The simulation effect and variation characteristics of soil moisture and temperature under different meteorological conditions were analyzed, and the influence of soil moisture characteristic curve model on the simulation effect was studied. The results show that SHAW model can well simulate the temporal variation and vertical distribution of soil temperature and moisture under different meteorological conditions. The simulation effect of soil temperature is better than that of soil moisture. The average NSE, R^2 and RMSE of soil temperature are 0.88, 0.96 and 2.20 °C, respectively. The mean NSE, R^2 and RMSE of soil moisture are 0.60, 0.72 and 0.03 m³·m⁻³, respectively. In terms of different meteorological conditions, the simulation effect of soil temperature in relatively dry region was significantly better than that in humid region, while the simulation effect of soil water in relatively humid region was significantly better than that in arid region. From different depths in soil, the simulation effect of soil temperature decreases gradually with the increase of depth, while the simulation effect of soil moisture in the middle and lower layers is better than that in the surface layer. From the view of different soil moisture characteristic curve models, different soil water characteristic curve models have no significant effect on soil temperature simulation effect, but there are significant differences in soil moisture simulation effect. In addition, there are great differences and uncertainties in simulating soil temperature and moisture in different freezing-thawing stages. With the increasing trend of climate warming, permafrost and seasonally frozen soil on the Tibetan Plateau may continue to degrade, may change the current water resources pattern, resulting in frequent extreme weather events. Therefore, from the perspective of numerical simulation, this paper verified the applicability of soil moisture and heat coupling model in soil temperature and moisture simulation under different meteorological conditions, revealed the influence of precipitation and temperature on soil temperature and moisture simulation at different depths in seasonally frozen soil regions, and analyzed the differences in simulation effects of different soil moisture characteristic curve models. The results provide reference for the study of soil water resources variation under freezing-thawing conditions.

Key words: soil temperature; soil moisture; SHAW; soil water characteristic curve model; Tibetan Plateau

(责任编辑: 孟宪红)