

马琴, 刘新, 李伟平, 等. 2014. 青藏高原夏季土壤有机质及砾石影响水热传输特性的数值模拟 [J]. 大气科学, 38 (2): 337–351, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13119. Ma Qin, Liu Xin, Li Weiping, et al. 2014. Simulation of thermal and hydraulic properties affected by organic and gravel soil over the Tibetan Plateau during summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 337–351.

青藏高原夏季土壤有机质及砾石影响水热传输特性的数值模拟

马琴^{1,2} 刘新¹ 李伟平³ 丁宝弘^{1,2}

1 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程实验室, 北京 100011

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国气象局国家气候中心气候研究开放实验室, 北京 100081

摘 要 本文针对青藏高原部分地区土壤有机质和砾石含量较高的特点, 在前人工作的基础上, 发展了一个新的参数化方案以描述土壤有机质和砾石对土壤导热率、导水率的影响。通过对通用陆面模式 CoLM 中的土壤水、热参数化方案以及地表蒸发阻抗三方面的逐步改进, 对青藏高原藏东南站和纳木错站两种不同下垫面进行单点数值模拟分析。对比原方案与最终优化方案的模拟结果表明: 采用新方案的 CoLM 模式对藏东南站土壤湿度模拟性能明显提高, 平均偏差减小到 0.04, 而对纳木错站浅层 20 cm 以上土壤湿度的模拟偏差略微增大。新方案在藏东南站对土壤内部温度的模拟改善较为显著, 平均偏差减小了 0.2°C; 而在纳木错站 40 cm 以上有所改进。新参数化方案较好地模拟了两个观测站表面能量通量的时间变化, 纳木错站 7、8 月份的潜热通量改进尤为明显, 比原方案减少大约 20 W m⁻², 与观测结果较为接近。

关键词 青藏高原 CoLM 模式 有机质砾石 参数化方案

文章编号 1006-9895(2014)02-0337-15

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13119

Simulation of Thermal and Hydraulic Properties Affected by Organic and Gravel Soil over the Tibetan Plateau during Summer

MA Qin^{1,2}, LIU Xin¹, LI Weiping³, and DING Baohong^{1,2}

1 Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes (TEL), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100011

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract The soil of some parts of the Tibetan Plateau contains an abundance of organic matter and gravel. On the basis of previous research, a new parameterization scheme has been developed to consider the influences of these material on soil thermal and hydrological conductivities. Sensitivity experiments conducted by using the Common Land Model to improve the parameterizations of soil temperature, hydraulic conductivities, and soil surface resistance are compared with simulation results from off-line numerical experiments reported by Southeast Tibet and Namco stations. By using the new

收稿日期 2013-01-25, 2013-05-13 收修定稿

资助项目 全球变化研究重大科学研究计划项目 2010CB951703、2010CB951902, 国家自然科学基金项目 41175005、41275075

作者简介 马琴, 女, 1987 年出生, 硕士, 主要从事陆面过程模拟研究。E-mail: maqin@itpcas.ac.cn

通讯作者 刘新, E-mail: lx@itpcas.ac.cn

parameterization scheme, the average deviation of the simulated soil moisture reported by the former station decreased by 0.04; however, the value showed a slight increase above the layer of 20 cm at the latter station. Although the average deviation of soil temperature, except at the surface, is decreased by 0.2°C at the Southeast Tibet station, the biases decrease above the layer of 40 cm at the Namco station. With the new parameterization, the discrepancies of soil net radiation and surface sensible and latent heat fluxes are reduced. In particular, the surface latent heat flux at the Namco station in July and August is reduced by about 20 W m⁻², which is closer to the observation value than that obtained by using the original parameterization.

Keywords Tibetan Plateau, Common Land Model, Soil organic matter, Gravel, Parameterization scheme

1 引言

青藏高原是全球气候变化的敏感区,其动力和热力作用对大气环流、气候变化和灾害性天气形成发展有十分重要的影响(卞林根等,2001),而且高原上能量和水分循环对亚洲季风的形成与演化也具有十分重要的作用,所以加深对青藏高原陆面过程的了解,是改善大气环流模式对亚洲季风以及全球天气和气候预报效果的关键(王介民,1999)。其中土壤温度、湿度是检验陆面过程的重要指标,而土壤温湿等理化性质及模式模拟的水分循环和热通量等都与土壤质地有关(赵勇和钱永普,2007;梁晓和戴永久,2008)。近年来我国的陆面过程研究水平不断提高,但是在高原地区的模拟仍存在着一些问题:Yang et al.(2009)通过对比简单生物圈模式 SiB2、通用陆面模式 CoLM、Noah 三个陆面模式在高原中东部高寒草甸的模拟,发现三个模式均低估了表层土壤水分;罗斯琼等(2008)利用陆面模式 CoLM 在青藏高原中部 Bujiao (BJ) 站进行单点数值模拟试验,指出在模式中没有考虑砾石对青藏高原土壤水热性质的影响,这是模拟存在偏差的一个原因。除此之外,其他研究(刘少锋和林朝晖,2005;王澄海和师锐,2007)也指出陆面模式在高原地区的模拟有待进一步改进。

青藏高原地区较于同纬度地区温度偏低,有机质分解慢,从而导致土壤表层根系发达、有机质累积,在平均深度为 72 cm 的土层中积累了 38.4×10^9 t 的有机碳,约占全国土壤总碳库的 21% (方精云等,1996);而面积为 1.60×10^8 hm² 的草地生态系统,其土壤有机碳储量达到 33.5×10^9 t,其中,以高原草甸土和高原草原土有机碳积累量为主(王根绪等,2002)。土壤有机质的水热传输特性与矿物质相比有很大的区别。有机质能够改变土壤水分常数、水分特征曲线、饱和导水率等土壤水动力学参数,提高土壤的有效持水量(单秀芝等,1998),从

而增强土壤吸热的能力,提高土壤温度(Lawrence and Slater, 2008)。目前已有众多学者考虑有机质对土壤水热特性带来的变化,例如 Letts et al. (2000) 和 Beringer et al. (2001) 在加拿大和美国阿拉斯加州冻土地带估算了纯泥炭的影响,但是并没有考虑矿物质对土壤特性的作用;Lawrence and Slater (2008) 在 Farouki (1981) 参数化方案的基础上将矿物质和有机质进行了权重分配,但是土壤热参数化方案的适用性并没有经过严格的验证;Chen et al. (2012) 通过 34 个站点的 77 个土壤样品分析了土壤有机碳对土壤孔隙度、热传输参数等的影响,进而提出了新的土壤热参数化方案并进行了验证,但是并没有考虑有机质对水传输特性的作用以及该参数化方案在模式中的适用性。

在高原的局部地区不仅含有较高的有机质,而且砾石含量也较高。砾石是指粒径大于 2 mm,相对独立、不易破碎的矿物质颗粒(Miller and Guthrie, 1984)。青藏高原土壤砂土含量较大,粘、壤土含量较少,局部地方石块和砾石含量较多;从表层向下,随着土壤深度增加,土质越粗砾石越多(罗斯琼等,2008)。土壤中砾石的存在不仅会影响温度等物理特性(Mehuys et al., 1975),并且对土壤的孔隙度、导热率、含水量和入渗特性存在影响(Hanson and Blevins, 1979; Box, 1981; Cerdà, 2001)。目前在 CoLM 模式的土壤分析中并没有考虑有机质和砾石的影响,但它们的存在对青藏高原土壤的水热性质的作用不能够忽视,因此,本文将改进的参数化方案引入该模式中,选取高原上不同类型下垫面的站点观测资料,进行单点数值模拟试验,考察新参数化方案对改进陆面模式 CoLM 在高原地区的模拟能力有何效果。

2 资料选取

本文选取中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站(简称藏东南站)和纳木错多圈层综合观

测研究站（简称纳木错站）为研究对象。藏东南站（29°46'N, 94°44'E）位于西藏自治区林芝县鲁朗镇北 6 km 左右的鲁朗河谷，海拔高度 3327 m，属于高山草地；纳木错站（30°46'N, 90°59'E）位于当雄县纳木错乡纳木错湖东南岸，海拔高度 4730 m，下垫面为高寒草甸。目前两个站都建立了大气边界层塔站观测系统和大气湍流观测系统，其中藏东南站的土壤温度和湿度观测垂直分为 4 cm、10 cm、20 cm、60 cm 和 100 cm 五层，而纳木错站的土壤观测垂直分为 10 cm、20 cm、40 cm、80 cm 和 160 cm 五层。分别选取 2008 年和 2009 年夏季 6 月 1 日至 8 月 31 日三个月的观测资料，并根据模式输入的需要，整理出时间步长为 30 分钟的向下长波辐射、向下短波辐射、降水速率、温度、 u 风速、 v 风速、气压、比湿共八项气象要素，对于缺测资料我们采取线性插值方法补齐。模式各层土壤温度、湿度初值根据实测结果在垂直方向线性插值得到，而模式结果则线性插值到相应观测所在层析以便于比较。

表 1 列出了两个站点土壤成分的观测值，其中砂粒和粘粒百分比是指在细土颗粒（粒径小于 2 mm）中所占的比例，有机碳和砾石百分比是在整个土壤中的比例。从表中我们可以看出藏东南站浅层 20 cm 及以上的土层有机碳含量（ m_{soc} ）明显高于中层，浅层砾石含量极少；而纳木错站有机碳含量低于藏东南站，砾石含量越往下层越多。因为泥炭的容重较矿物质的小很多，所以，Chen et al. (2012) 采用有机碳的体积百分比（ V_{soc} ），这样能够突出土壤有机质的比重，并且通过有机碳的体积百分比来计算砾石的体积百分比：

$$V_{\text{soc}} = \frac{\rho_p(1-\theta_{\text{sat,m}})m_{\text{soc}}}{\rho_{\text{soc}}(1-m_{\text{soc}}) + \rho_p(1-\theta_{\text{sat,m}})m_{\text{soc}} + (1-\theta_{\text{sat,m}})\frac{\rho_{\text{soc}}m_g}{(1-m_g)}}, \quad (1)$$

$$V_g = \frac{\rho_{\text{soc}}(1-\theta_{\text{sat,m}})m_g}{(1-m_g)\left(\rho_{\text{soc}}(1-m_{\text{soc}}) + \rho_p(1-\theta_{\text{sat,m}})m_{\text{soc}} + (1-\theta_{\text{sat,m}})\frac{\rho_{\text{soc}}m_g}{(1-m_g)}\right)}, \quad (2)$$

式中，

$$\theta_{\text{sat,m}} = 0.489 - 0.00126V_s, \quad (3)$$

其中， $\theta_{\text{sat,m}}$ 指矿物质土壤的孔隙度， V_{sand} (%sand) 是指土壤中砂粒体积百分比含量， $\rho_p=2700 \text{ kg m}^{-3}$ 是矿物质密度， $\rho_{\text{sc,max}}=130 \text{ kg m}^{-3}$ 是泥炭的容重， m_g 是指土壤中的砾石含量， V_g 指砾石的体积百分比，最后计算结果见表 1。由于两个观测站的土壤成分数据分别只到 40 cm 和 30 cm，所以在模式土壤参数设定时采用与其最接近的观测深度处的值，对于深层则进行插值或者根据土壤观测来确定。同时因为青藏高原土壤发育较差，土层较薄（李燕等，2012），我们将 40 cm 以下土壤有机质含量设为 0。另外，由于地表温度受到观测仪器的影响，使得观测误差较大（尤其是藏东南站），所以我们采用地面长波辐射的计算公式进行反演，从而得到地表温度，具体表达式为

$$T_{\text{sfc}} = \left[\left(R_{\text{lw}}^{\uparrow} - (1-\varepsilon_g)R_{\text{lw}}^{\downarrow} \right) / (\varepsilon_g\sigma) \right]^{1/4}, \quad (4)$$

其中， ε_g 表示地表发射率，在藏东南站、纳木错站分别为 0.98、0.97（由观测者给出的经验值）； $R_{\text{lw}}^{\uparrow}$ 、 $R_{\text{lw}}^{\downarrow}$ 分别指向上和向下长波辐射（直接采用观测值）； $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ 是 Stefan-Boltzmann 常数。

3 参数化方案

3.1 CoLM 模式及其参数化方案

CoLM 模式是 Dai et al (2003, 2004) 发展的新一代通用陆面过程模式，它考虑了陆面的生态、水文等过程，对土壤—植被—积雪—大气之间的能

表 1 两个观测站的土壤成分

Table 1 The composition of soil at two stations

地点	深度/cm	细土颗粒 ^①		砾石粒径 (>2 mm)		有机质	
		粘粒	粘粒	m_g	V_g	m_{soc}	V_{soc}
藏东南站	10	53.95%	1.16%	0.00%	0.00%	7.38%	42.81%
	20	46.28%	2.06%	0.00%	0.00%	4.59%	32.10%
	30	66.05%	0.00%	0.00%	0.00%	0.59%	5.62%
	40	61.52%	0.00%	0.00%	0.00%	0.41%	3.87%
纳木错站	10	91.88%	0.40%	18.50%	9.41%	2.46%	22.56%
	20	95.00%	0.00%	24.50%	14.57%	1.61%	14.99%
	30	93.07%	0.29%	34.86%	23.26%	1.54%	13.01%

注：① 细土颗粒由砂粒、粉粒和粘粒构成。

量与水分的传输进行了较好的描述。CoLM 包括 1 层植被、10 层土壤（距离表面 0.007、0.028、0.062、0.119、0.212、0.366、0.620、1.038、1.728 和 2.865 m），地面若有积雪，依据雪盖厚度分层，最多分为 5 层，下垫面类型采用的是 25 类 USGS 植被覆盖、17 类土壤质地和 8 种土壤颜色。模式中的土壤热传导率参数化方案来自于 Farouki (1981)，导水率及土壤水势参数化方案来自 Clapp and Hornberger (1978) 以及 Cosby et al. (1984)。

在矿物质土壤中，饱和土壤基质热传导率 $\lambda_{s,m}$ （单位： $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ）表示为

$$\lambda_{s,m} = \frac{8.8V_{\text{sand}} + 2.921V_{\text{clay}}}{V_{\text{sand}} + V_{\text{clay}}}, \quad (5)$$

其中， V_{sand} 和 V_{clay} 分别为土壤中砂粒及粘粒的百分比含量。干土壤热传导率 $\lambda_{\text{dry},m}$ 是土壤干密度 ρ_d 的函数：

$$\lambda_{\text{dry},m} = \frac{0.135\rho_d + 64.7}{2700 - 0.94\rho_d}. \quad (6)$$

其中，干密度表达式为

$$\rho_d = 2700(1 - \theta_{\text{sat},m}). \quad (7)$$

土壤固体热容量 $C_{s,m}$ （单位： $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ）表示为

$$C_{s,m} = \frac{2.128V_{\text{sand}} + 2.385V_{\text{clay}}}{V_{\text{sand}} + V_{\text{clay}}} \times 10^6, \quad (8)$$

模式中对于土壤水力学性质的描述采用的是 Clapp and Hornberger (1978) 的参数化方案。在矿物质土壤中，土壤饱和导水率 $k_{\text{sat},m}$ 、饱和基质势 $\psi_{\text{sat},m}$ 以及 Clapp-Hornberger 指数 b_m 的表达式分别为

$$k_{\text{sat},m} = 0.007056 \times 10^{-0.884 + 0.0153V_{\text{sand}}}, \quad (9)$$

$$\psi_{\text{sat},m} = -10.0 \times 10^{1.88 - 0.0131V_{\text{sand}}}, \quad (10)$$

$$b_m = 2.91 + 0.156V_{\text{clay}} \quad b_m = 2.91 + 0.156(\% \text{clay}). \quad (11)$$

从以上公式我们可以看出，CoLM 模式中的参数化方案都是关于矿物质土壤的函数，并没有考虑有机碳和砾石对土壤的影响。由于观测区域不仅土壤有机碳含量较高，而且砾石含量也较高，尤其是往土壤下层越高（例如表 1 纳木错站），所以不能够忽略其作用。

3.2 新参数化方案

土壤孔隙度 θ_{sat} 是土壤的主要物理特征之一，对很多自然物理过程都有影响，如径流、土壤渗水容量、土壤持水量等，因此孔隙度计算的准确与否

直接关系到模式的模拟效果。在土壤中，砾石的体积百分比对土壤有效含水量通常有负面的影响 (Hanson and Blevins, 1979)，其饱和含水量最低可以近似看为零 (Poesen and Lavee, 1994)。所以在计算土壤饱和含水量 θ_{sat} 时，可以看作砾石部分含水量为零，只有细土颗粒和有机质部分能够持水：

$$\theta_{\text{sat}} = (1 - V_{\text{soc}} - V_g)\theta_{\text{sat},m} + V_{\text{soc}}\theta_{\text{sat},\text{sc}}, \quad (12)$$

其中， $\theta_{\text{sat},\text{sc}}=0.9$ ，是泥炭饱和含水量 (Lawrence and Slater, 2008)。

3.2.1 土壤热参数化方案

Chen et al. (2012) 提出了一个新的热参数化方案，该方案综合了 Farouki (1981)、Johansen (1975) 和 Yang et al. (2005) 的土壤热参数化方案，比模式中 Farouki (1981) 方案计算的土壤热传导率小，能够较好地描述土壤热参数性质，所以我们在该方案的基础上稍作改进。同时因为砾石的导热率同砂粒相似，我们采用简单的方式考虑砾石的作用，即增大砂粒的含量而减少粘土的含量：

$$V_{\text{sand-new}} = \frac{(1 - V_{\text{soc}} - V_g)V_{\text{sand}} + V_g}{(1 - V_{\text{soc}})}, \quad (13)$$

$$V_{\text{sand-new}} = \frac{(1 - V_{\text{soc}} - V_g)V_{\text{clay}}}{(1 - V_{\text{soc}})}, \quad (14)$$

土壤饱和热传导率：

$$\lambda_s = \lambda_q^q \lambda_{\text{soc}}^{V_{\text{soc}}} \lambda_o^{1-q-V_{\text{soc}}}, \quad (15)$$

干土壤热传导率：

$$\lambda_{\text{dry}} = (1 - V_{\text{soc}})\lambda_{\text{dry},m} + V_{\text{soc}}\lambda_{\text{dry},\text{sc}}, \quad (16)$$

土壤固体热容量：

$$C_s = (1 - V_{\text{soc}})C_{s,m} + V_{\text{soc}}C_{s,\text{sc}}. \quad (17)$$

Kensten 数用指数形式表示，避免了负值的出现：

$$K_e = \exp[K_T(1 - 1/S_i)], \quad (18)$$

其中 $K_T=0.36$ 是一个经验系数 (Yang et al., 2005)。

对于 λ_s 、 λ_{dry} 、 C_s 、 K_e 的计算，本文采用 Chen et al. (2012) 的参数化方案，其中 $\lambda_{\text{soc}}=0.25 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ 是泥炭热传导率； λ_q 和 λ_o 为石英热传导率和其他物质热传导率；分别等于 $7.7 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ 和 $2.0 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ； $q=0.5V_{\text{sand-new}}$ 为土壤中石英含量； $\lambda_{\text{dry},\text{sc}}=0.05 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ 是泥炭的干土壤热传导率； $C_{s,\text{sc}}=2.5 \times 10^6 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ 是泥炭热容量 (Lawrence and Slater, 2008, 表 1)。

3.2.2 土壤水参数化方案

在泥炭土的参数中饱和导水率具有较大的变化性，对于纤维、半分解和高分解泥炭土，其饱和导水率至少相差一个量级（Lawrence and Slater, 2008）。Lawrence and Slater（2008）发展了一个新的水传输参数化方案，采用的是土壤有机碳的密度百分比，考虑到有机碳的密度较小，本文采用体积百分比以突出土壤有机碳的作用。而土壤中砾石的存在对导水率和对入渗规律的影响较为复杂，目前尚未有人研究砾石土/砾质土的非饱和导水率（符素华，2005；李燕等，2006），因此我们仍采用简单的方式考虑砾石的作用（公式 12、13），土壤饱和导水率可以表示为

$$k_{\text{sat}} = (1 - V_{\text{soc}})k_{\text{sat,m}} + V_{\text{soc}}k_{\text{sat,sc}}, \quad (19)$$

其中 $k_{\text{sat,sc}}$ 是指泥炭的饱和导水率。对于饱和基质势和 b 指数也是相同的形式：

$$\psi_{\text{sat}} = (1 - V_{\text{soc}})\psi_{\text{sat,m}} + V_{\text{soc}}\psi_{\text{sat,sc}}, \quad (20)$$

$$b = (1 - V_{\text{soc}})b_{\text{m}} + V_{\text{soc}}b_{\text{sc}}, \quad (21)$$

其中 $\psi_{\text{sat,sc}}$ 和 b_{sc} 分别指泥炭的饱和基质势和分布指数。

关于泥炭水水分参数的选取，Letts et al.（2000）总结了很多文献中提出的值，并将其分为低分解、半分解和完全分解三种泥炭。在青藏高原藏东南地区其植被覆盖度较高，降雨较多，温度较高，有机质分解相较于纳木错地区分解度更高，所以我们选择了一个较小的值 $k_{\text{sat,sc}} = 1.0 \times 10^{-1} \text{ mm s}^{-1}$ ，而纳木错地区海拔相对较高，植被覆盖较为稀疏，有机质分解较为缓慢，因此我们选择低分解泥炭的一个中值 $k_{\text{sat,sc}} = 2.8 \times 10^{-1} \text{ mm s}^{-1}$ ，对于不同的观测站，我们选取的 $\psi_{\text{sat,sc}}$ 和 b_{sc} 也不一样，具体见表 2。

表 2 两个观测站在水参数化方案中的数值确定

Table 2 The values of hydraulic parametrization over two stations

地点	$k_{\text{sat,sc}}/\text{mm s}^{-1}$	$\psi_{\text{sat,sc}}/\text{mm}$	b_{sc}
藏东南站	1.0×10^{-1}	10.2	6.1
纳木错站	2.8×10^{-1}	10.1	2.7

另外，许多陆面模式因为没有考虑土壤内部水分向地表迁移的阻抗，在土壤湿度较小的地区高估了土壤表面的蒸发（Kondo et al., 1990），CoLM 也不例外。地表蒸发阻抗是表面蒸发以及上层土壤含水量计算的一个重要参数，缺乏该参数将造成模拟的潜热通量变化剧烈（Yang et al., 2009），所以我们在 CoLM 方案的基础上增加地表蒸发阻抗并采

用 SSiB 中的计算方法（孙菽芬，2005），增加部分如下：

$$R_s = 101840 \times (1 - w^{0.0027}), \quad (22)$$

其中， R_s 反映的是下层土壤到地表的蒸发阻抗， w 是表层土壤湿度。

我们将新参数化方案计算的孔隙度和导热率同观测值和原参数化方案进行对比。从表 3 中可以看出在藏东南站原方案对孔隙度的计算值偏小，平均偏低 11.24%，新方案的计算更接近观测值，浅层土壤 10 cm 和 20 cm 比观测值平均高出 6.5%，30 cm 和 40 cm 平均偏低 8.38%；纳木错站对孔隙度的计算原方案平均偏低 2%，新方案平均偏高 0.49%，更接近实测值。

表 3 土壤孔隙度的观测值与新、旧方案计算结果的对比

Table 3 Comparison of soil porosities calculated from new, old parameterizations and observations

深度/cm	藏东南站 θ_{sat}			纳木错站 θ_{sat}		
	观测值	旧方案	新方案	观测值	旧方案	新方案
10	54.91%	42.10%	62.61%	44.80%	37.27%	45.69%
20	52.75%	43.07%	58.13%	38.38%	36.27%	39.50%
30	52.49%	40.58%	44.00%	35.45%	37.09%	35.40%
40	51.70%	41.15%	43.43%			

另外，由于只有土壤热传导率的观测值，所以通过计算干土壤热传导率 λ_{dry} 和饱和基质土壤热传导率 λ_s ，我们可以得到土壤热传导率 λ 的计算结果。图 1 给出了两个观测站土壤热传导率新旧参数化方案的计算值与观测值的对比。从图中可以看出新方案比旧方案更接近实测值：藏东南站土壤含水量 θ_{liq} 在 0.2~0.5 之间，土壤热传导率的平均值为 $0.629 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，新方案由于考虑土壤有机质的低导热性，计算均值为 $0.594 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，比原方案减小许多，更接近观测值。纳木错站土壤含水量 θ_{liq} 较低，在我们的观测时间内大多数含水量在 0.1 左右甚至更低，在含水量小于 0.1 时，计算的热传导率平均值为 $0.241 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，比观测值高出 $0.043 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ；当 θ_{liq} 大于 0.1，新方案计算的平均值比观测值高 $0.356 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，但相较于与原方案更接近观测值（图 1b）

3.3 试验设计

本文主要针对模式中的土壤水、热参数化方案以及地表蒸发阻抗三方面进行了优化。由于本文改进了土壤孔隙度参数化方案，而孔隙度的大小直接影响土壤水热的传输，所以本文在孔隙度参数化方案的基础上逐步改进，首先考虑土壤热参数化方案

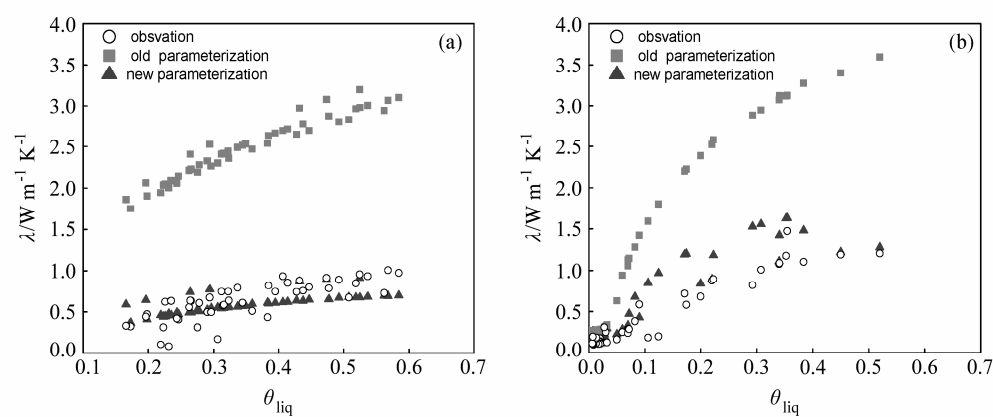


图 1 两个观测站的土壤热传导率对比：(a) 藏东南站；(b) 纳木错站
Fig. 1 Comparison between soil thermal conductivities at two stations: (a) Southeast Tibet station; (b) Namco station

的引进对模式的影响，并设计了敏感性试验 1 (test1)；然后又引入了新的水传输参数，作为敏感性试验 2 (test2)；最后综合考虑三者的共同作用 (test3)。本文共进行了四组试验 (详见表 4)，其中控制试验 CTL (ConTroL) 是用原模式进行的数值模拟。

表 4 试验设计

Table 4 Design of experiments			
模拟试验	新热参数化方案	新水参数化方案	地表蒸发阻抗
CTL	No	No	No
test1	Yes	No	No
test2	Yes	Yes	No
test3	Yes	Yes	Yes

4 新参数化方案在数值模式中的应用

我们将新的参数化方案用于 CoLM 陆面模式中，利用观测资料来驱动原始和修改后的模式，对藏东南站和纳木错站进行单点数值模拟试验。其中藏东南植被覆盖度取为 0.6，纳木错站为 0.25 (由观测者给出的经验值)。

4.1 土壤湿度的模拟

土壤湿度作为表征土壤水分状况的重要参量，是陆气相互作用中的一个重要物理参量，能够改变土壤表面的反照率、热容量和植被生长状况等 (马柱国等, 2001; 林朝晖等, 2001)。对土壤湿度空间分布和时间变化的准确模拟有助于了解大尺度能量和水分交换过程，改善季节到年际时间尺度的气候和降水预报 (Koster et al., 2004)。

图 2 给出了藏东南观测站日平均降水率和各层土壤含水量的对比。从图中可以看出，每组试验均

能模拟出土壤含水量的变化趋势，并且土壤水分的跳跃性增大和降水事件能够较好地对应，只是原模式 (CTL) 模拟偏干，随着参数化方案的逐步优化，模式对于土壤湿度的模拟有明显改善：(1) 在优化土壤热参数化方案后 (test1 试验)，20 cm 以上土壤含水量的模拟有所改善，但是在降雨事件发生后，含水量快速下降，这主要是新方案孔隙度计算值较大 (见表 3)，而土壤的持水能力不够。(2) 在试验 1 的基础上优化水参数化方案后 (test2 试验)，模拟结果更加接近实测值，主要的改进在于降水过后含水量下降趋势减缓，这是由于藏东南站 20 cm 往上的浅层土壤有机质含量较大 (表 1)，持水性更好。

(3) 在综合考虑了土壤水、热参数化方案以及地表蒸发阻抗后 (test3)，模式在 4 cm 和 10 cm 的平均偏差分别减小了 0.14, 0.13，五层的平均偏差由 0.106 减小到 0.04，更接近实测值，因为加入地表蒸发阻抗而减少了表面蒸发，使得土壤含水量增加，但是较实测值仍然偏小 (表 5)；60 cm 以下的模拟稍微偏低，可能是因为我们假设 40 cm 以下土壤有机质含量为零，导致下层孔隙度和持水能力偏低。60 cm 土壤水分观测值不连续，可能观测本身也存在问题，需要慎重对待。总的来说，三组试验相对于原方案对 20 cm 以上土壤含水量的模拟是逐步改进的。

对于纳木错站的模拟却不如藏东南站，从图 3 中我们可以看到，随着新方案的逐步优化，模式对土壤含水量的模拟并非都有所改进：(1) 试验 1 对含水量的模拟明显偏高，这主要是因为新方案计算的孔隙度相较于原方案虽然更接近实测值，但是略微偏高，在这种误差的累积下，使得含水量模拟较高。(2) 在改进土壤水传输参数后 (test2)，对于

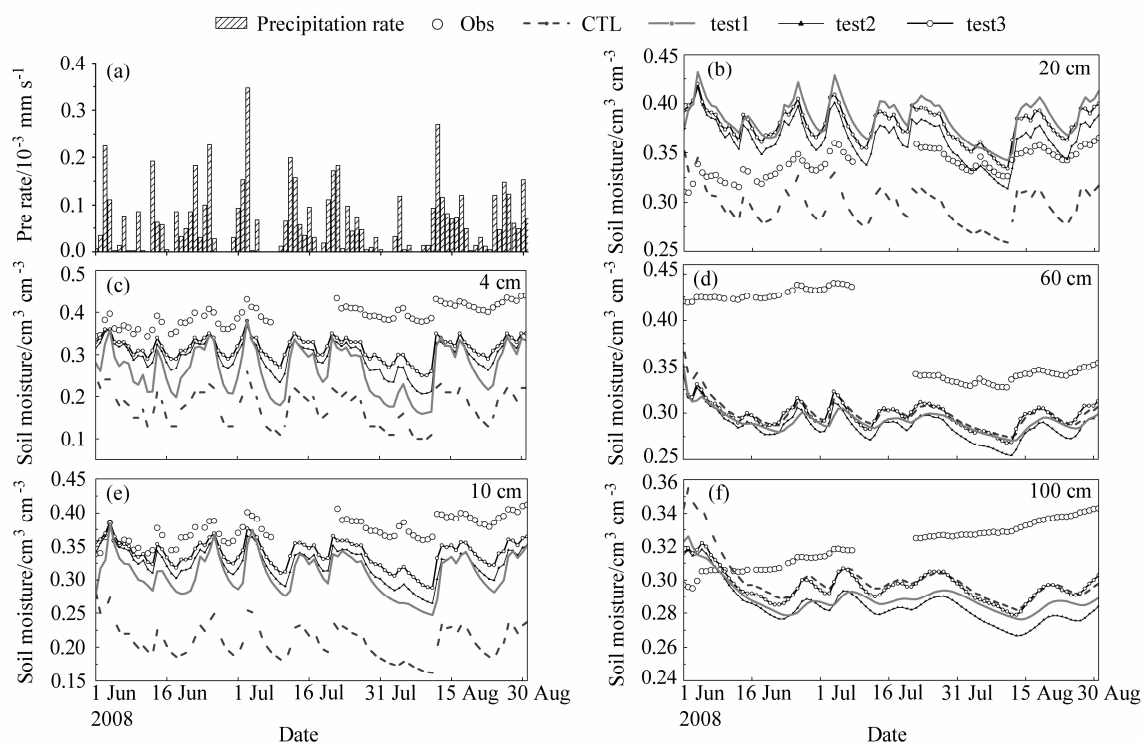


图2 藏东南观测站日平均 (a) 降水率和 (b-f) 各层土壤含水量变化

Fig. 2 The daily average values of (a) precipitation rate and (b-f) soil moisture at different depth at Southeast Tibet station

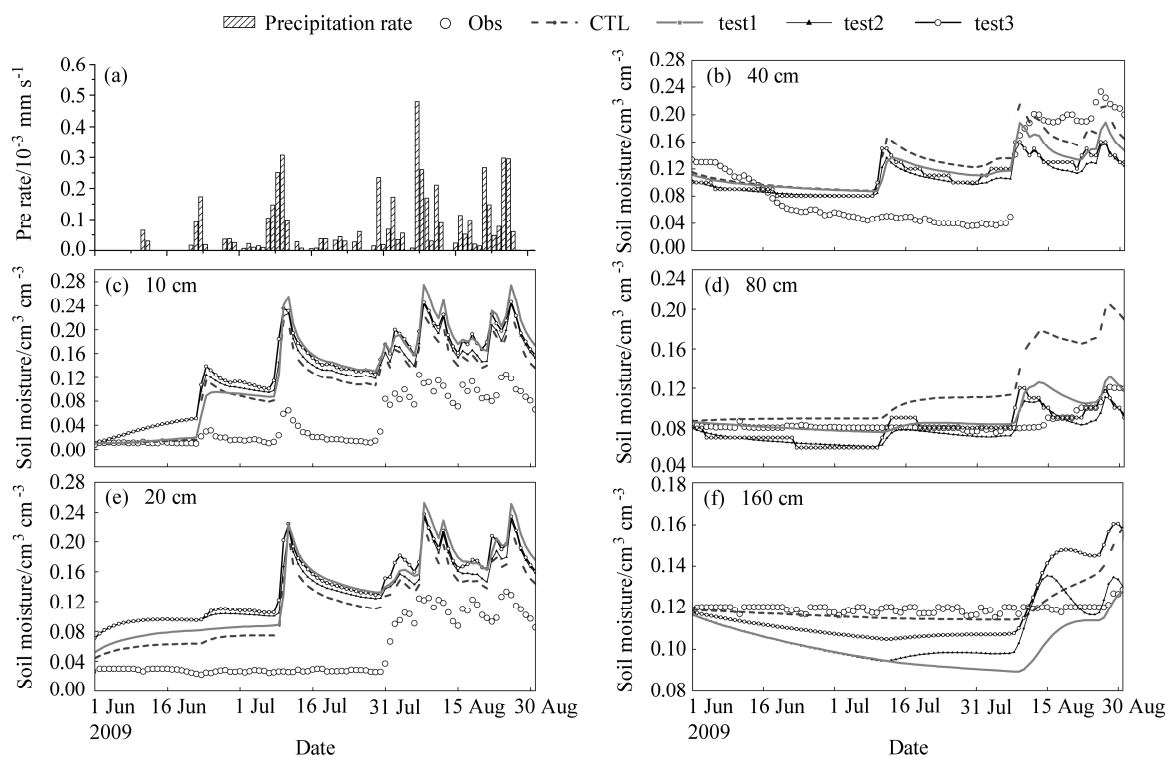


图3 同图2，但为纳木错站

Fig. 3 The same as Fig. 3, but for Namco station

10 cm 和 160 cm 土壤含水量的模拟相较于原模式 (CTL) 略有增大, 对其他土壤层湿度的模拟更接近观测值, 平均偏差约减小 0.01。(3) 增大地表蒸发阻抗以后 (test3) 相较于试验 2 没有显著改进, 相较于原模式浅层 20 cm 以上土壤湿度的模拟偏差略微增大。可能是模式中加入了地表蒸发阻抗以后, 地表蒸发减小, 也可能是对于表层土壤水分入渗考虑较为简单, 高估了土壤的持水能力, 以致对土壤湿度模拟偏大。总的来讲, 新的参数化方案更适用于像藏东南站有机质含量较高的地区。

4.2 土壤温度的模拟

土壤温度尤其是地表温度是检验陆面过程模式模拟性能的重要指标, 因为一个陆面过程模式中土壤温度计算的准确性关系到陆面与大气之间的能量和物质交换 (周锁铨等, 2004); 土壤温度异常会影响地表能量平衡, 进而影响大气环流 (Luo et al., 2009)。目前, 已有许多研究指出土壤温度的变化对气候产生的重要影响 (王万秋, 1991; Zheng et al., 2002; Zhang et al., 2005; 房云龙等, 2010)。因此, 正确模拟土壤温度是陆面过程模式数值模拟过程的一个重要环节。

图 4a 给出了藏东南观测站各层土壤温度的观测值和模拟值的日平均变化情况。原模式模拟上层

偏暖, 尤其是 7 月中旬和 8 月中旬的两个少雨时段, 10 cm 以下的中下层则偏冷。试验 1 模拟的表层略偏暖, 其他各层都略微偏冷。改进了水参数化方案之后, test2 试验模拟的温度变化趋势要平缓一些, 这主要是因为含水量模拟增大, 使得土壤热容增大。试验 1 和试验 2 模拟的土壤内部 10 cm 及以下的温度模拟相较于原模式偏小, 主要是因为新的热参数化方案计算的导热率较小 (见图 1a)。test3 的模拟结果最接近观测值, 虽然试验 3 对地表温度的模拟偏高, 平均偏高 2.7°C, 但是中层的温度模拟有不同程度的改进, 相较于原模式模拟结果与观测的偏差, 中层 10 cm、20 cm 的平均偏差分别减少 0.5°C、0.3°C, 下层 60 cm、100 cm 的平均偏差则分别增大 0.1°C 和 0.3°C (表 6)。相对而言, 那木错站各层的温度模拟都比观测值偏低, 尤其是 10 cm 至 40 cm 的中层土壤温度显著偏低 (图 4b), 这与该站土壤水分模拟偏高导致各层土壤热容偏大有关 (图 3)。对整个模拟时间段求平均, 试验 1 相较于原模式的模拟结果冷偏差增大, 与考虑土壤有机质使得表层能量向下传播受阻相一致。test2 试验比 CTL 和 test1 试验对 20 cm 以上各层温度的模拟有所改进, test3 试验模拟的 40 cm 以上各层温度都比 CTL 有所改进 (表 6)。

表 5 两个观测站土壤各层含水量的模拟值与观测值平均偏差

Table 5 Comparison of bias between observation and simulation of soil moisture over two stations

站点	模拟试验	不同深度的平均偏差/cm ³ cm ⁻³					
		4 cm	10 cm	20 cm	40 cm (藏东南为 60 cm)	80 cm (藏东南为 100 cm)	160 cm
藏东南站	CTL	-0.22	-0.17	-0.04	-0.08	-0.02	
	test1	-0.13	-0.07	0.05	-0.08	-0.03	
	test2	-0.10	-0.05	0.03	-0.09	-0.04	
	test3	-0.08	-0.04	0.04	-0.08	-0.02	
纳木错站	CTL		0.06	0.06	0.03	0.03	-0.001
	test1		0.08	0.07	0.02	0.005	-0.02
	test2		0.07	0.06	0.01	-0.008	0.01
	test3		0.07	0.07	0.01	-0.004	-0.002

表 6 两个观测站土壤各层温度的模拟值与观测值平均偏差

Table 6 Comparison of bias between observation and simulation of soil temperature over two stations

站点	模拟试验	不同深度的平均偏差/°C						
		0 cm	4 cm	10 cm	20 cm	40 cm (藏东南为 60 参谋)	80 cm (藏东南为 100)	160 cm
藏东南站	CTL	2.0	0.2	-1.2	-0.8	-0.3	-0.2	
	test1	1.5	-0.4	-2.0	-1.7	-1.3	-1.1	
	test2	1.2	-0.6	-2.0	-1.7	-1.1	-0.8	
	test3	2.7	0.8	-0.7	-0.5	-0.4	-0.5	
纳木错站	CTL	-1.8		-3.0	-2.7	-2.0	-0.6	0.5
	test1	-2.1		-3.8	-3.8	-3.5	-2.2	-1.1
	test2	-1.2		-2.0	-2.1	-2.1	-1.2	-0.4
	test3	-0.6		-2.2	-2.2	-1.9	-1.0	-0.6

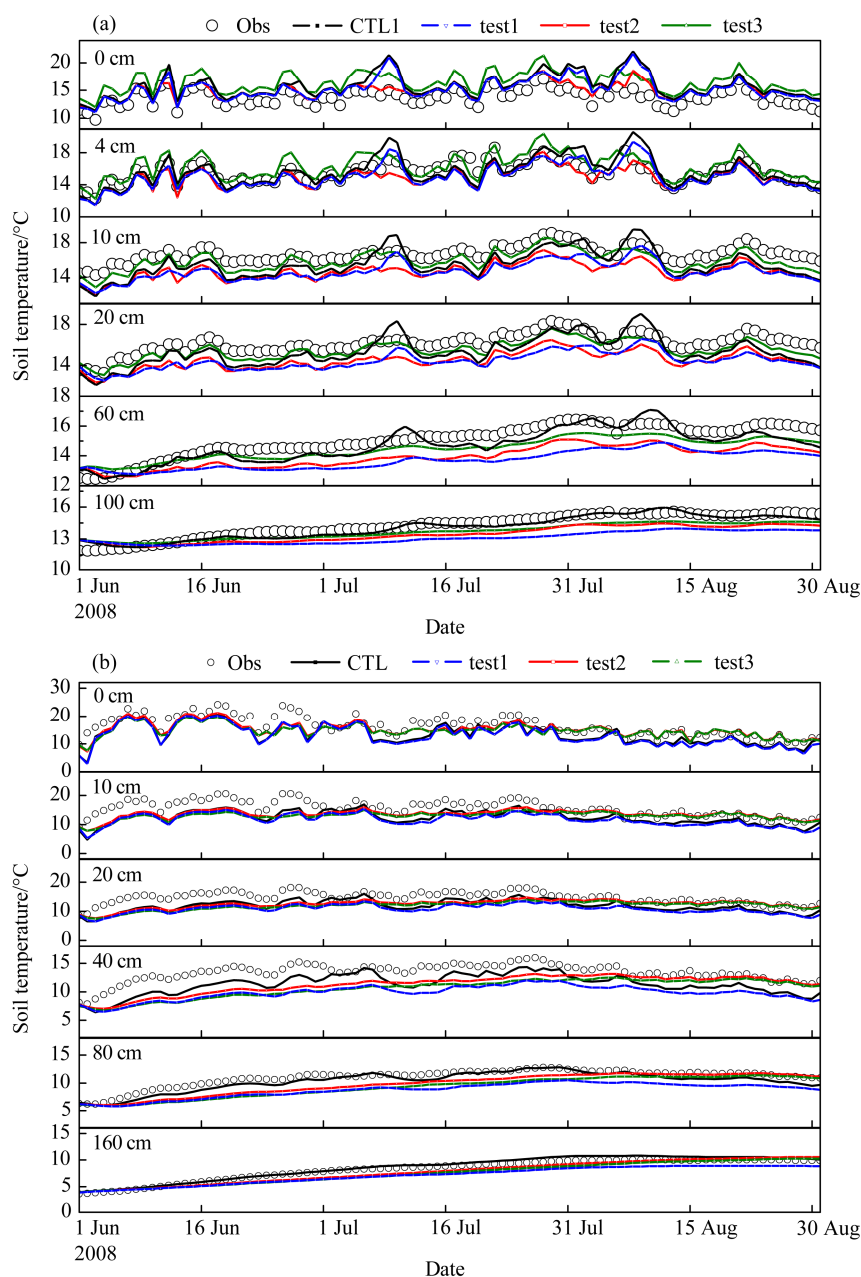


图4 两个观测站日平均各层土壤温度变化: (a) 藏东南站; (b) 纳木错站

Fig. 4 The daily average values of soil temperature at different depth at two stations: (a) Southeast Tibet station; (b) Namco station

从前面分析可知, 综合考虑三种因素的 test3 试验结果较好, 下面分析该方案与原方案模拟的土壤温度剖面。图 5 是藏东南站日平均土壤温度的时间—深度剖面图。藏东南站表面土壤温度较低, 最高温度位于 10 cm 深度附近, 温度波动随着季节向下传播的特征明显, 表层的多个低温时间段都与图 2 所示的降水过程对应。原方案 (CTL) 模拟的土壤温度偏差主要表现在表层偏暖, 7 月 7 日前后以及 8 月上旬少雨时段的暖偏差可传至 20 cm 甚至更深, 由 10 cm 处暖中心向上、向下的热传导导致该

层附近在大多数时段偏冷 (图 5b)。在采用新方案后 (test3), 由于土壤导热率减小, 从 10 cm 处暖中心向上、向下的热传导减弱, 该层的冷偏差因而减弱, 而上述两个少雨时段表层的暖偏差及其向下传播的深度都减弱 (图 5c)。从图 5b 和 c 中可以看出, 新旧方案对于表层温度模拟的暖偏差较大, 除了模式中表面通量的计算误差以外, 也可能是因为观测站点植被覆盖的影响导致土壤表层温度的观测值偏低。

图 6 给出了纳木错站土壤温度的时间—深度剖

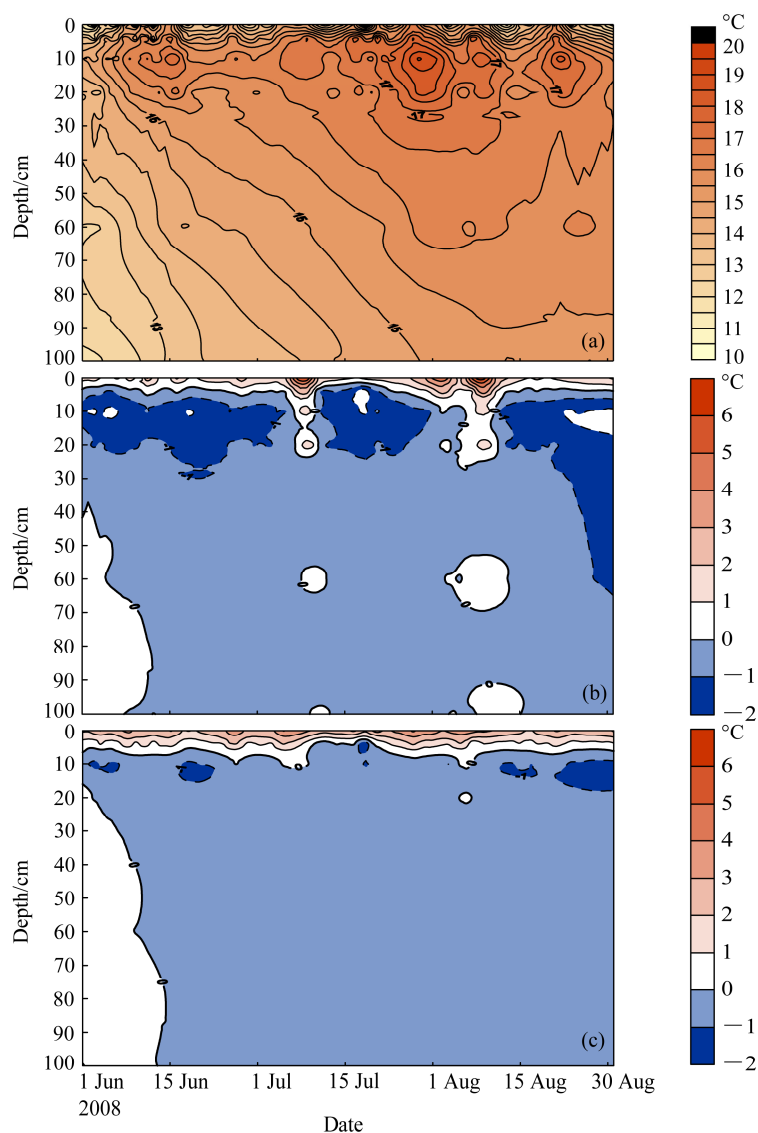


图5 藏东南站日平均土壤温度的时间—深度剖面：(a) 观测值；(b) CTL 模拟值与观测值的差值；(c) test3 模拟值与观测值的差值

Fig. 5 The time-depth crosssections of daily mean soil temperature at Southeast Tibet station: (a) Observation; (b) differences between CTL and observation; (c) differences between expttest3 and observation

面图。纳木错站植被稀疏，表层土壤温度最高，在初夏少雨时期，偶然的降水事件导致表层土壤温度降低，比如6月下旬、7月中旬（图6a）。原方案（CTL）对于纳木错站土壤温度的模拟偏差表现为120 cm以上偏冷，可能原因是土壤湿度模拟偏高而导致的土壤热容偏大，深层略微偏暖（图6b）。而采用新方案后（test3），由于孔隙度的计算较原方案更接近实测值（见表3），而且有机质的热传导率较低，以致计算得到的土壤热传导率较低，从图6c中可以看出试验3模拟的冷偏差略有加大。但是在降水较多的8月份，因为试验3减少了表面蒸发而提高了表层温度，所以下层土壤温度模拟的冷偏差

有较明显的改进。当然，新参数化方案仍存在一些问題，土壤内部温度模拟没有明显改善，需要进一步研究。

4.3 能量通量的模拟

图7给出了藏东南站净辐射（向下的短波辐射与长波辐射之和减去向上的短波辐射与长波辐射之和）、感热通量和潜热通量的日平均值变化。从图中可以看出，在该站夏季的表面能量收支中，潜热通量起主要作用。随着方案改进程度的逐步递进，各个能量通量的模拟也更加接近观测值：对于净辐射的模拟，各个试验模拟结果相近，与观测值相比偏差不大。模式对辐射通量的模

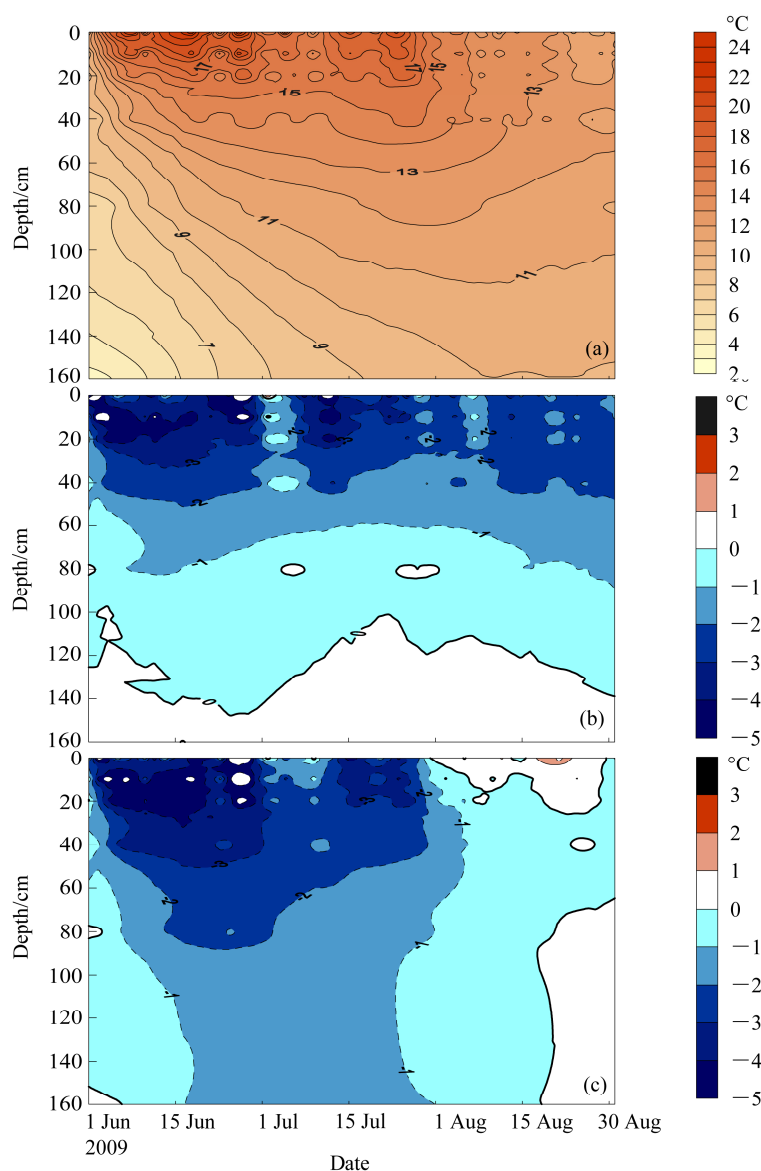


图6 同图5, 但为纳木错站

Fig.6 The same as Fig.5, but for Namco station

拟直接影响到对地表能量平衡的模拟，同时关系到净辐射在感热通量和潜热通量之间的分配。整个模拟时段平均而言，新参数化方案（test3）对各个能量通量的模拟均偏高，净辐射、感热通量和潜热通量分别偏高 14.1 W m^{-2} 、 2.6 W m^{-2} 和 34.6 W m^{-2} 。虽然 test3 对净辐射的模拟偏差比 CTL 试验略微增大，但是与观测结果的决定系数提高到 0.985；对感热通量的模拟相对于原方案的提高约 0.2，表面感热通量偏大主要是因为地表温度的模拟偏高。各组试验对于潜热通量的模拟整体偏高，test3 试验加入地表蒸发阻抗以后，对蒸发潜热的模拟有明显改进，普遍比原方案减弱，更接近观测值，与观测值的相关系数的平方达到 0.87

（表 7）。

图 8 给出了纳木错站净辐射、感热通量和潜热通量的日平均值变化，从图中可以看出 CTL 与 test3 的模拟结果较为接近。新方案（test3）对三个通量的模拟值与观测的决定系数分别为 0.882、0.703 和 0.568，都比原方案的模拟有所提高。对于净辐射的模拟，新旧方案的模拟均偏大，但是新方案更接近观测值，平均偏差减小近 10 W m^{-2} ；新方案对潜热通量模拟的改进最为明显，平均偏差减小了 20.2 W m^{-2} ，虽然两种方案对土壤含水量的模拟都比观测值大，但是因为纳木错站土壤含水量较低，新方案表面蒸发阻抗较大，导致潜热通量模拟降低，更接近观测值。

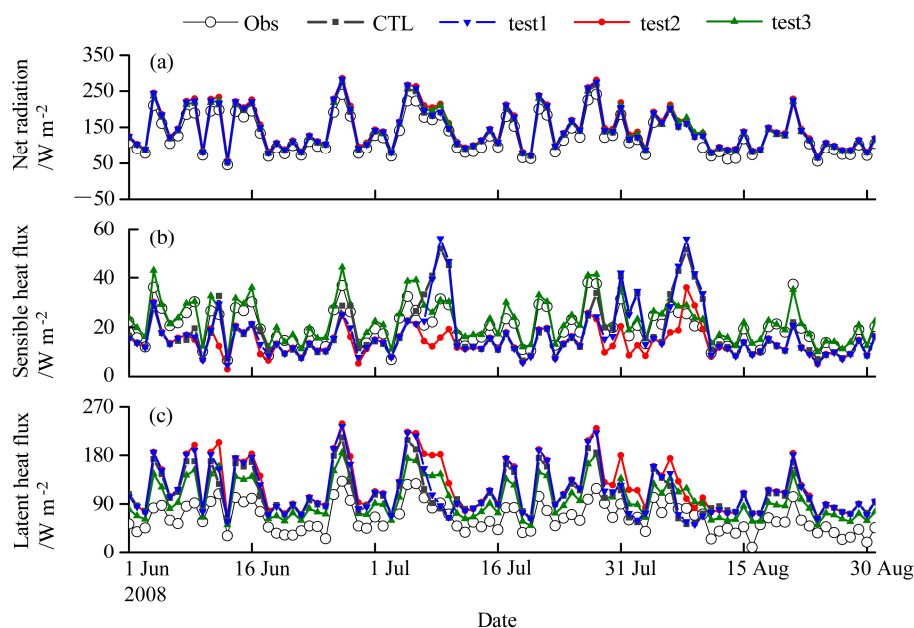


图7 藏东南站 (a) 净辐射、(b) 感热和 (c) 潜热的日平均值变化

Fig. 7 The daily average values of (a) net radiation, (b) sensible heat flux, and (c) latent heat flux over Southeast Tibet station

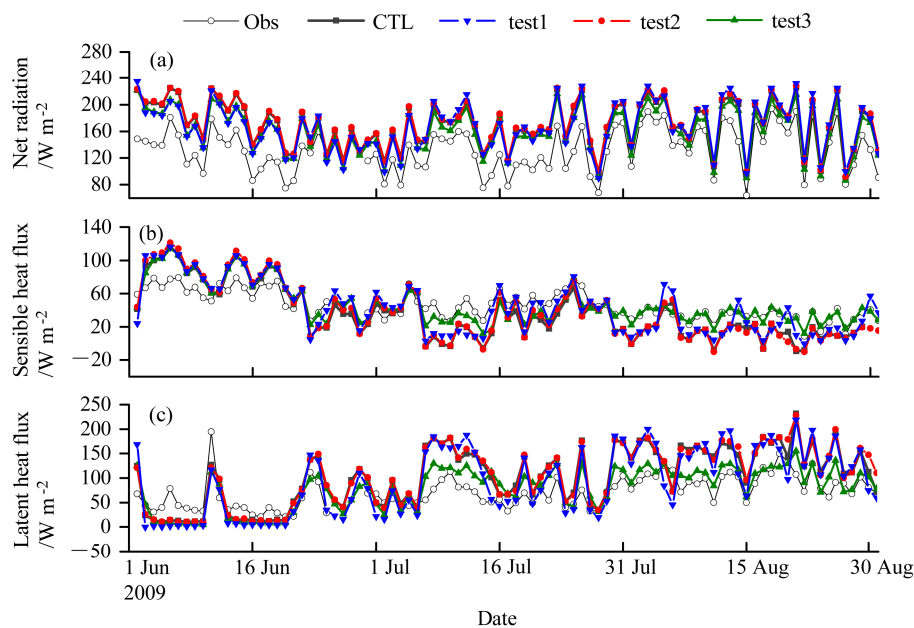


图8 同图7, 但为纳木错站

Fig.8 The same as Fig. 8, but for Namco station

5 结论与讨论

青藏高原具有独特的地理位置和地形高度, 其陆面过程相较其他地区存在着一定的特殊性。高原地区土壤发育较差, 土壤层较薄, 东南部地区较同纬度其他地区温度偏低, 土壤有机质含量高, 且土壤质地较粗, 局部地方石块和砾石含量较多。根据这个特点, 我们在 Chen et al. (2012) 的土壤热参数

化方案和 Lawrence and Slater (2008) 的水传输特性参数化方案的基础上, 发展了一个新的参数化方案以描述土壤有机质和砾石对土壤水热传输的影响, 并用站点的实测资料对新方案进行了检验。本文对 CoLM 陆面模式中的土壤水、热参数化方案以及地表蒸发阻抗三方面进行了改进, 并对青藏高原藏东南站和纳木错站进行了单点数值模拟试验。通过对比分析, 主要得到以下几点结论:

表 7 新旧方案模拟的能量通量与观测值的决定系数和平均偏差
Table 7 The coefficient of determination (R^2) and the simulated bias between observation and simulation of energy flux over two stations

观测站	模拟试验	净辐射		感热		潜热	
		R^2	偏差/ W m^2	R^2	偏差/ W m^2	R^2	偏差/ W m^2
藏东南站	CTL	0.982	13.5	0.747	-2.0	0.745	44.3
	Test1	0.982	16.9	0.725	-2.5	0.796	49.3
	Test2	0.984	19.5	0.924	-5.7	0.836	58.0
	Test3	0.985	14.1	0.945	2.6	0.870	34.6
纳木错站	CTL	0.873	35.1	0.674	-4.0	0.479	21.9
	test1	0.881	33.3	0.648	-2.8	0.519	24.6
	test2	0.874	38.1	0.676	-2.3	0.483	22.6
	test3	0.882	29.1	0.703	4.3	0.568	1.7

(1) 藏东南站的砂粒含量相较于纳木错站较低，20 cm 以上土壤层粘粒含量较高，有机质含量大约是纳木错站的 2 倍，20 cm 以下有机质含量极少，40 cm 以上砾石含量很低，可以忽略不计；而纳木错站砂粒含量很高，粘粒含量几乎为零，20 cm 以下砾石含量超过 25%，比有机质所占比例要高出很多。

(2) 新参数化方案计算的藏东南站土壤孔隙度较实测值平均偏高 5.7%，浅层土壤 10 cm 和 20 cm 比观测值平均高出 6.5%，30 cm 和 40 cm 土壤层平均偏低 8.38%，更接近观测值；纳木错站原方案对孔隙度的计算平均偏低 2%，新方案略偏高 0.49%，更接近观测值。

(3) 新方案计算的藏东南站的热传导率均值为 $0.594 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，较观测值稍微偏低，但是比原方案更接近观测值。而对于纳木错站，在土壤含水量低于 0.1 时，热传导率平均值为 $0.241 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，比观测值高出 $0.043 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ；当含水量大于 0.1 时，新方案计算的平均值比观测值高 $0.356 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，但相较于与原方案更接近观测值。

(4) 各个控制试验对藏东南站土壤湿度的模拟都有所改善，其中在所有参数优化后（test3）的模拟改进效果显著：五层的平均偏差由 0.106 减小到 0.04，更接近实测值；而新方案对纳木错站浅层 20 cm 以上土壤含水量的模拟相较于控制试验 CTL 的模拟偏差略微增大。

(5) 参数方案优化后模式均能较好模拟出日平均温度变化，但是仍存在着一定的偏差，在藏东南站新参数化方案对表层土壤温度模拟偏高，可能是因为净辐射的模拟偏高，另外，新方案考虑土壤有机质的低导热率，使得夏季地表面的净辐射不易向深层土壤传导而在表面积累，从而导致表面温度模

拟偏高。10 cm 以下土壤温度的模拟值较观测值稍微偏低，比原方案模拟的平均误差减小 0.1°C 。对纳木错站而言，新方案对地表温度的模拟有较明显的改进，平均偏差从 -1.8°C 减小到 -0.6°C ，中层土壤温度模拟的冷偏差也有不同程度的改善。

(6) 参数化方案优化后，模式对两个观测站能量通量的模拟有不同程度的改进。藏东南站净辐射、感热通量和潜热通量的模拟相较于观测值分别偏高 14.1、2.6 和 34.6 W m^{-2} ，从模拟值与观测值的决定系数来看，净辐射、感热通量、潜热通量的相关系数的平方分别达到 0.985，0.945，0.87，其中感热通量的模拟改进最显著，相较于原方案提高约 0.2；纳木错站对能量通量的日变化模拟也较好，相关系数的平方分别为 0.882、0.703 和 0.568，但改进效果不如藏东南站。

(7) 模式在改进土壤热参数化方案后（test1），对有机质含量较多的藏东南站土壤湿度的模拟结果有所改进，而对比较干燥且有机质含量较少的纳木错站土壤湿度的改进效果不明显，该站土壤温度的模拟反而更差；进一步改进土壤水参数化方案后（test2），对两个观测站土壤温、湿度的模拟有一定程度的改进，但是对地表通量的模拟并不理想；将所有参数化方案优化后的试验（test3）对地表能量通量的模拟有显著改善，相较于 test2 对土壤温、湿度的模拟则没有明显改进。总的来讲，test3 相较于其他模拟试验的模拟结果更接近观测值。

虽然新的参数化方案对于两个观测站的模拟有不同程度的提高，但仍存在着一些问题：一方面，新的参数化方案更适用于有机质含量较高的地区，而对于像纳木错站这样有机质含量较低的地区，更要考虑砾石对土壤水热传输特性的影响。砾石含量高的土壤通透性好，导致土壤水分下渗量大。但土壤

中砾石含量对导水率的影响较为复杂,而我们的参数化方案对砾石的考虑较为简单,需要进一步改善。另一方面,模式中地表蒸发阻抗增大后,土壤浅层含水量以及土壤内部温度的模拟结果在纳木错站并不理想。由于地表蒸发阻抗无法用实验仪器进行直接观测,所以参数化方案的选用给模式带来了很大的不确定性。

参考文献 (References)

- Beringer J, Lynch A H, Chapin F S, et al. 2001. The representation of arctic soils in the land surface model: The importance of mosses [J]. *J. Climate*, 14 (15): 3324–3335.
- 卞林根, 陆龙骅, 逯昌贵, 等. 2001. 1998 年夏季青藏高原辐射平衡分量特征 [J]. *大气科学*, 25 (5): 577–588. Bian L G, Lu L H, Lu C G, et al. 2001. The characteristics of radiation balance components of the Tibetan Plateau in the summer of 1998 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (5): 577–588.
- Box J E. 1981. The effects of surface slaty fragments on soil erosion by water [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 (1): 111–116.
- Cerdà A. 2001. Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion [J]. *European Journal of Soil Science*, 52 (1): 59–68.
- Chen Y Y, Yang K, Tang W J, et al. 2012. Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for eastern Tibet grass-lands [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 55 (6): 1001–1011.
- Clapp R B, Hornberger G M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties [J]. *Water Resour. Res.*, 14 (4): 601–604.
- Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils [J]. *Water Resour. Res.*, 20 (6): 682–690.
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The common land model [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (8): 1013–1023.
- Dai Y J, Dickinson R E, Wang Y P. 2004. A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis and stomatal conductance [J]. *J. Climate*, 17 (12): 2281–2299.
- Farouki O T. 1981. The thermal properties of soils in cold regions [J]. *Cold. Reg. Sci. Technol.*, 5 (1): 67–75.
- 方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 1996. 中国陆地生态系统的碳库 [C]// 王庚辰, 温玉璞. 温室气体浓度和排放监测及相关过程. 北京: 中国环境科学出版社, 109–128. Fang J Y, Liu G H, Xu S L. 1996. Carbon reservoir of terrestrial eco system in China [C]// Wang Gengchen, Wen Yupu, Eds. *Monitoring and Relevant Process of Greenhouse Gas Concentration and Emission (in Chinese)*. Beijing: China Environment Sciences Publishing House, 109–128.
- 房云龙, 孙菽芬, 李倩, 等. 2010. 干旱区陆面过程模型参数优化和地气相互作用特征的模拟研究 [J]. *大气科学*, 34 (2): 290–306. Fang Y L, Sun S F, Li Q, et al. 2010. The optimization of parameters of land surface model in arid region and the simulation of land-atmosphere interaction [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (2): 290–306.
- 符素华. 2005. 土壤中砾石存在对入渗影响研究进展 [J]. *水土保持学报*, 19 (1): 171–175. Fu S H. 2005. Effect of soil containing rock fragment on infiltration [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 19 (1): 171–175.
- Hanson C T, Blevins R L. 1979. Soil water in coarse fragments [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 (4): 819–820.
- Johansen O. 1975. Thermal conductivity of soils [D]. Ph. D. dissertation. University of Trondheim.
- Kondo J, Nobuko S, Takeshi S. 1990. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces [J]. *J. Appl. Meteor.*, 29 (5): 385–389.
- Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z C, et al. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation [J]. *Science*, 305 (5687): 1138–1140.
- Lawrence D M, Slater A G. 2008. Incorporating organic soil into a global climate model [J]. *Climate Dyn.*, 30 (2–3): 145–160.
- Letts M G, Roulet N T, Comer N T, et al. 2000. Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme [J]. *Atmos. Ocean*, 38 (1): 141–160.
- 李燕, 高明, 魏朝富, 等. 2006. 土壤砾石的分布及其对水文过程的影响 [J]. *中国农学通报*, 22 (5): 271–276. Li Y, Gao M, Wei C F, et al. 2006. Spatial distribution of rock fragment and its influences on soil hydrological processes [J]. *Chinese Agricultural Science Bulletin (in Chinese)*, 22 (5): 271–276.
- 李燕, 刘新, 李伟平. 2012. 青藏高原地区不同下垫面陆面过程的数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 31 (3): 581–591. Li Y, Liu X, Li W P. 2012. Numerical simulation of land surface process at different underlying surfaces in Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 31 (3): 581–591.
- 梁晓, 戴永久. 2008. 通用陆面模式对土壤质地和亮度的敏感性分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (5): 585–597. Liang X, Dai Y J. 2008. A sensitivity study of the Common Land Model on soil texture and soil brightness [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (5): 585–597.
- 林朝晖, 杨小松, 郭裕福. 2001. 陆面过程模式对土壤含水量初值的敏感性研究 [J]. *气候与环境研究*, 6 (2): 240–248. Lin Z H, Yang X S, Guo Y F. 2001. Sensitivity of land surface model to the initial condition of soil moisture [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 6 (2): 240–248.
- 刘少锋, 林朝晖. 2005. 通用陆面模式 CLM 在东亚不同典型下垫面的验证试验 [J]. *气候与环境研究*, 10 (3): 684–699. Liu S F, Lin Z H. Validation of common land model using field experiment data over typical land cover types in East Asia [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10 (3): 684–699.
- 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. 2008. 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*, 27 (2): 259–271. Luo S Q, Lü S H, Zhang Y, et al. 2008. Simulation analysis on land surface process of BJ site of central Tibetan Plateau using CoLM [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27 (2): 259–271.
- Luo S Q, Lü S H, Zhang Y. 2009. Development and validation of the frozen soil parameterization scheme in Common Land Model [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 55 (1): 130–140.
- 马柱国, 符宗斌, 谢力, 等. 2001. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题 [J]. *地球科学进展*, 16 (4): 563–568. Ma Z G, Fu C B, Xie L,

- et al. 2001. Some problems in the study on the relationship between soil moisture and climatic change [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 16 (4): 563–568.
- Mehuys G R, Stolzey L H, Letey J, et al. 1975. Effect of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 39 (1): 37–42.
- Miller F T, Guthrie R L. 1984. Classification and distribution of soils containing rock fragments in the United States [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 13: 1–6.
- Poesen J, Lavee H. 1994. Rock fragments in top soils: Significance and processes [J]. *CATENA*, 23 (1–2): 1–28.
- 单秀芝, 魏由庆, 严慧峻, 等. 1998. 土壤有机质含量对土壤水动力学参数的影响 [J]. *土壤学报*, 35 (1): 1–9. Shan X Z, Wei Y Q, Yan H J, et al. 1998. Influence of organic matter content on soil hydrodynamic parameters [J]. *Acta Pedologica Sinica (in Chinese)*, 35 (1): 1–9.
- 孙菽芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 303pp. Sun S F. 2005. Parameterization Study of Physical and Biochemical Mechanism in Land Surface Process (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 303pp.
- 王澄海, 师锐. 2007. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析 [J]. *冰川冻土*, 29 (1): 73–81. Wang C H, Shi R. 2007. Simulation of the land surface processes in the western Tibetan Plateau in summer [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 29 (1): 73–81.
- 王根绪, 陈国栋, 沈永平. 2002. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义 [J]. *冰川冻土*, 24 (6): 693–700. Wang G X, Chen G D, Shen Y P. 2002. Soil organic carbon pool of grasslands on the Tibetan Plateau and its global implication [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24 (6): 693–700.
- 王介民. 1999. 陆面过程实验和地气相互作用研究——从 HEIFE 到 IMGRASS 和 GAME-Tibet/TIPEX [J]. *高原气象*, 18 (3): 280–294. Wang J M. 1999. Land surface process experiments and interaction study in China—From HEIFE to IMGERASS and GAME-Tibet/TIPEX [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18 (3): 280–294.
- 王万秋. 1991. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验 [J]. *大气科学*, 15 (5): 115–123. Wang W Q. 1991. Numerical experiments of the soil temperature and moisture anomalies' effects on the short term climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 15 (5): 115–123.
- Yang K, Koike T, Ye B S, et al. 2005. Correction to “Inverse analysis of the role of soil vertical heterogeneity in controlling surface soil state and energy partition” [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D13): D08101, doi:10.1029/2004JD005500.
- Yang K, Chen Y Y, Qin J. 2009. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau [J]. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13 (5): 687–701.
- Zhang Y, Chen W J, Smith S L, et al. 2005. Soil temperature in Canada during the twentieth century: Complex responses to atmospheric climate change [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D3): D03112, doi:10.1029/2004JD004910.
- 赵勇, 钱永甫. 2007. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系 [J]. *大气科学*, 31 (1): 145–154. Zhao Y, Qian Y F. 2007. Relationships between the surface thermal anomalies in the Tibetan Plateau and the rainfall in the Jianghuai area in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 145–154.
- Zheng Y Q, Qian Y F, Yu G, et al. 2002. Simulations of the effects of soil temperature and humidity disturbances on regional climate of China [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 81 (1–2): 85–102.
- 周锁铨, 张翠, 王小宁, 等. 多层土壤温度模拟及其检验 [J]. *南京气象学院学报*, 2004, 27 (2): 200–209. Zhou S Q, Zhang C, Wang X N, et al. 2004. Simulation of soil temperature with a multi-layer model and its verification [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 27 (2): 200–209.