

通用陆面模式对土壤质地和亮度的敏感性分析

梁 晓 戴永久

北京师范大学地理学与遥感科学学院/地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875

摘 要 使用前苏联 Valdai 1966~1971 年的气象观测资料, 研究了通用陆面模式 (Common Land Model, CoLM) 模拟的水分循环和地表通量在 12 种土壤质地和 8 种土壤亮度条件下的差异。结果表明, 在相同的气象条件下, 模拟的热通量对土壤质地和亮度都比较敏感, 而地表水文过程只对土壤质地敏感。土壤亮度相同时, 相对砂性土壤, 粘土含量高的土壤保水性强, 土壤湿度、地表蒸发和径流量都比较大 (月均最大差值: 土壤湿度约为 $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 地表蒸发和径流量约为年降水量的 7 % 和 1.2 %), 相应地在热通量分配上存在明显差异 (月均最大差值为 $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$); 土壤质地相同, 亮度由亮变暗时, 潜热通量变化很小, 地表温度略有升高, 而感热通量和净辐射增加显著 (月均最大差值为 $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)。土壤质地和亮度对模拟的影响主要存在于降水少、植被覆盖度低的 3~5 月。

关键词 通用陆面模式 土壤质地 土壤亮度 水分循环 能量平衡

文章编号 1006-9585 (2008) 05-0585-13 **中图分类号** P463 **文献标识码** A

A Sensitivity Study of the Common Land Model on Soil Texture and Soil Brightness

LIANG Xiao and DAI Yong-Jiu

*School of Geography / State Key Laboratory of Remote Sensing Science,
Beijing Normal University, Beijing 100875*

Abstract The Common Land Model sensitivity on soil texture and soil brightness is studied, which uses a meteorological and hydrological data spanning 6 years (1966—1971) from a grassland catchment at the Valdai water-balance research site in Russia. The result shows that under same meteorological conditions, the simulated heat fluxes are sensitive to both soil texture and soil brightness, while surface hydrological processes are only sensitive to soil texture. On the one hand, soil brightness being invariable, compared with sandy soil, soil containing larger percentage of clay has higher soil moisture, ground evaporation and surface runoff (the largest dispersions are $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 7 % and 1.2 % of annual precipitation, respectively), and accordingly, evidently different partitioning between heat fluxes (the largest standard deviation is $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). On the other hand, soil texture being invariable, as soil brightness alters from light to dark, latent heat flux slightly varies and ground temperature rises appreciably, while sensible heat flux and net radiation notably increase (the largest standard deviation is $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). The impact of soil texture and brightness on simulation results mainly exists from March to May, when precipitation and vegetation fraction are low.

Key words common land model, soil texture, soil brightness, hydrologic cycle, energy balance

收稿日期 2007-06-14 收到, 2008-03-16 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40225013

作者简介 梁晓, 女, 1984 年出生, 硕士研究生, 主要从事陆气相互作用及 Common Land Model 的不确定性分析研究。

E-mail: heart2468@163.com

通讯作者 戴永久, E-mail: yongjiudai@bnu.edu.cn

1 引言

作为天气和气候过程中重要的自然边界条件,陆面过程不仅影响局地天气,甚至影响区域和全球气候。陆气相互作用的主要途径是陆地与大气之间的动量、水分和能量通量的交换,而这种交换量的大小取决于下垫面土壤—植被和近地面大气的状态。陆地生态系统植被、土壤对全球碳循环、大气 CO_2 浓度变化起着非常重要的作用,通过改变地表物理特性和大气气体成分,从而调节陆气相互作用^[1]。

一方面,植被变化对气候影响显著, Henderson-Sellers 等^[2]、Dickinson 等^[3]、Shuttlerworth 等^[4]以及 Shukla 等^[5]先后针对 Amazon 流域热带雨林的砍伐问题进行了敏感性研究;Xue 等^[6]、Nicholson 等^[7]则研究了非洲 Sahel 的沙漠化问题。另一方面,土壤湿度通过改变地表水循环影响陆气间的水分交换和能量通量,Yeh 等^[8]和朱乾根等^[9]先后研究了土壤湿度异常对短期气候的影响;Walker 等^[10]、Shukla 等^[11]、Rowntree 等^[12]和孙岚等^[13]进行了气候对土壤湿度、陆面蒸发的敏感性研究;Kirsten 等^[14]用观测值检验了初始土壤饱和状况与随后降水的相关性,并指出它们之间存在物理反馈机制的可能,在此基础上 El-tahir^[15]通过理论分析和观测验证,提出了土壤湿度与降水之间的正反馈机制;Koster 等^[16]则通过多模式集合试验,对北半球夏季土壤湿度与降水耦合显著地区进行了估计,并指明其改善季节降水预报的可能性。此外,土壤温度和地表反照率都能通过影响地表能量平衡而对大气产生影响,王万秋^[17]通过数值模拟试验研究了土壤温湿异常对短期气候的影响;刘晓东等^[18]研究了青藏高原地表热状况异常对夏季大气环流的影响;赵勇和钱永甫^[19]对青藏高原地表温度变化特征与江淮地区夏季降水的关系进行了探究;Charney 等^[20]研究表明,地表反照率增大可导致局地降水明显减少;Chervin^[21]、Sud 等^[22]和 Laval 等^[23]则证实了地表反照率对局地及邻近地区大气环流和气候变化的重要影响。

事实上,土壤湿度、温度和地表反照率等物理性质都与土壤亮度和质地有关。Clapp 等^[24]指出土壤湿度转换系数(b 指数)与土壤质地相关且

不同土壤质地类型间的饱和水势差异显著;Cosby 等^[25]通过分析 1 448 种土壤样本,首次建立土壤水文参数与土壤成分之间的函数关系;Peters-Li-dard 等^[26]研究发现土壤导热率的参数化对地表热通量的分配和土壤温度的模拟有重要影响,而土壤导热率也与土壤成分有关^[27];Dickinson 等^[28]指出干湿土壤在可见光和近红外波段的反照率直接决定于土壤亮度。

总之,土壤质地和亮度会直接影响土壤物理性质,从而改变地表状态变量和能量通量的模拟。可见,研究陆面过程模拟的地表能量和水分循环过程对不同土壤质地和亮度的敏感度,对于分析探寻陆面模式最敏感的关键土壤物理参数,改善地表能量和水分循环过程的模拟,提高模式预报精度,最终改善降水等天气状况的可预报性,提高区域乃至全球气候的模拟能力是十分必要的。但是,目前这方面已有研究主要基于 BATS^[29]和 NCAR LSM^[30]等模式,对于国际上最新一代陆面模式——Common Land Model (CoLM)尚未进行。本工作立足于该模式,使用气象观测资料进行驱动,开展试验,研究不同土壤质地和亮度对于通用陆面模式模拟的水文和能量过程的影响及原因。

2 模式描述

通用陆面模式 (CoLM)^[31~34]是在 LSM、BATS 和 IAP94 模式的基础上发展起来的,自 1998 年底完成编码以来,已经历了严格的验证。CoLM 主要考虑了微气象、植被生理、土壤物理、辐射传输和水文等众多过程,使用 USGS 24 种植被类型和 12 种土壤质地类型,垂直分层为 1 层植被,10 层土壤(每个网格内的浅层和深层土壤质地类型不同),及最多 5 层的积雪。按照次网格处理方法,根据地表植被覆盖类型将每个网格分为若干次网格,并得到次网格权重,根据次网格的每种植被覆盖类型计算通量,最后按权重平均得到每个网格的平均状态输出。模式中,能量平衡使用 Crank-Nicholson 方案;土壤水分平衡考虑了土壤水分的冻结/融化过程和根的吸收;用 TOP-MODEL 的概念解决土壤水分和径流产生上的地形抑制;改进了植被光合作用—气孔阻抗子模式,

新的子模式把冠层划分为光直接照射叶片与荫蔽叶片两部分, 分别计算它们对冠层水分和能量平衡的贡献。

CoLM 需要输入的土壤参数, 包括土壤亮度和土壤质地-砂 (Sand)、粉砂 (Silt) 和粘土 (Clay) 的百分比含量。其中土壤亮度直接影响土壤在可见光和近红外波段的反照率, 土壤质地则决定土壤的热容量、导热率、 b 指数 (土壤湿度转换系数^[24])、孔隙度、土壤水势和导水率等热力、水文特性^[35]。

2.1 土壤亮度

裸土反照率是土壤湿度、饱和土壤和干土反照率的函数。CoLM 采用的是 BATS 数据集^[28] 的 8 种土壤亮度类型, 土壤亮度由亮变暗时, 干湿土壤在可见光和近红外波段的反照率都降低。

2.2 土壤质地

2.2.1 CoLM 中土壤质地类型

CoLM 中的土壤分为 12 类, 其各成分含量如图 1 所示^[36]。土壤质地不同, 其水热传导特性是不同的。质地变细, 孔隙度和 b 指数将增大, 导热率、导水率等物理参数也随之变化。此外, 土壤质地还会通过改变表层土壤湿度而间接影响反照率。

2.2.2 土壤质地对土壤热力特性的影响

土壤热容量 c 和导热率 λ 都与土壤质地有关, 图 2 和图 3 给出了 CoLM 中 12 种土壤质地类型的 c 和 λ 随土壤湿度的变化。可见, 在湿度较低时, 土壤质地越细, 其热容量越小; 湿度增大到一定水平后, 质地越细, 土壤的热容量越大。土壤导热率则始终随着土壤质地的变细而减小。 c 和 λ 的函数表达式如下所示:

土壤热容:

$$c = \rho_d c_d \theta_d + \rho_l c_l \theta_l + \rho_a c_a \theta_a, \quad (\text{单位: } \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$$

土壤导热率:

$$\lambda = K_e (\lambda_{\text{sat}} - \lambda_{\text{dry}}) + \lambda_{\text{dry}}, \quad (\text{单位: } \text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$$

干土的导热率:

$$\lambda_{\text{dry}} = \frac{0.135 \rho_d \theta_d + 64.7}{2700 - 0.947 \rho_d \theta_d}, \quad (\text{单位: } \text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$$

饱和土壤的导热率:

$$\lambda_{\text{sat}} = \lambda_d \theta_d \lambda_i^{1-\theta_d-\theta_l} \lambda_l^{1-\theta_d}, \quad (\text{单位: } \text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$$

式中, d 为土壤基质, i 为固态水, l 为液态水, sat 为饱和土壤, dry 为干土; ρ 为密度, θ 为体积水含量。 $\rho_d c_d$ 、 λ_d 、 $1-\theta_d$ 分别为土壤基质的热容量、导热率和孔隙度, 都是土壤质地的函数, 定义 S 和 C

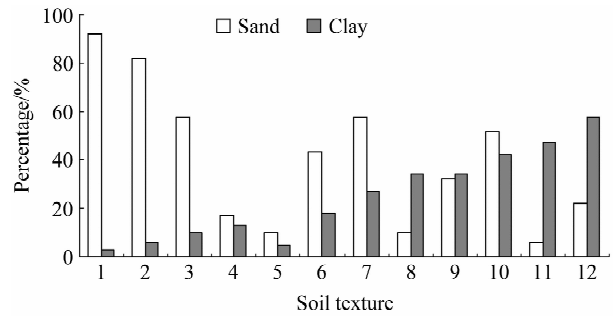


图 1 12 种土壤质地类型的砂和粘土含量
1: 砂土 Sand 2: 壤砂土 Loamy Sand 3: 砂壤土 Sandy Loam
4: 粉砂壤土 Silt Loam 5: 粉砂土 Silt 6: 壤土 Loam
7: 砂粘壤土 Sandy Clay Loam 8: 粉砂粘壤土 Silty Clay Loam
9: 粘壤土 Clay Loam 10: 砂粘土 Sandy Clay
11: 粉砂粘土 Silty Clay 12: 粘土 Clay

图 1 12 种土壤质地类型的砂和粘土含量

Fig. 1 The percentage of sand and clay for 12 classes of soil texture

分别为土壤中砂土和粘土的百分比含量, 则有

$$\rho_d c_d = \frac{2.128S + 2.385C}{S + C} \times 10^6, \quad (\text{单位: } \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$$

$$\lambda_d = \frac{8.80S + 2.92C}{S + C}, \quad (\text{单位: } \text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$$

$$1 - \theta_d = 0.489 - 0.00126S.$$

2.2.3 土壤质地对土壤水文特性的影响

土壤导水率 K 和土壤水势 Ψ 都与土壤质地密切相关。图 4、5 给出了 CoLM 中 12 种无机土壤质地类型的 K 和 Ψ 随土壤湿度的变化。可见, 在湿度较低时, 土壤水势受土壤质地类型的影响很小, 当湿度增大到一定水平时 (60% 附近), 随着土壤质地的变细, 导水率明显减小。土壤水势的绝对值则始终随着土壤质地的变细而增大。 K 和 Ψ 的函数表达式如下:

土壤导水率:

$$K = K_{\text{sat}} s^{2b+3}, \quad (\text{单位: } \text{mm} \cdot \text{s}^{-1})$$

土壤水势:

$$\Psi = \Psi_{\text{sat}} s^{-b}, \quad (\text{单位: } \text{mm})$$

土壤液态水饱和度:

$$s = \frac{\theta}{1 - \theta_d - \theta_l},$$

式中, K_{sat} 、 Ψ_{sat} 、 b 分别为表层土壤的饱和导水率、饱和水势和 b 指数, 都是土壤质地的函数:

$$K_{\text{sat}} = 0.0070556 \times 10^{-0.884 + 0.0153S},$$

$$(\text{单位: } \text{mm} \cdot \text{s}^{-1})$$

$$\Psi_{\text{sat}} = -10 \times 10^{1.88 - 0.013S}, \quad (\text{单位: } \text{mm})$$

$$b = 2.91 + 0.159C.$$

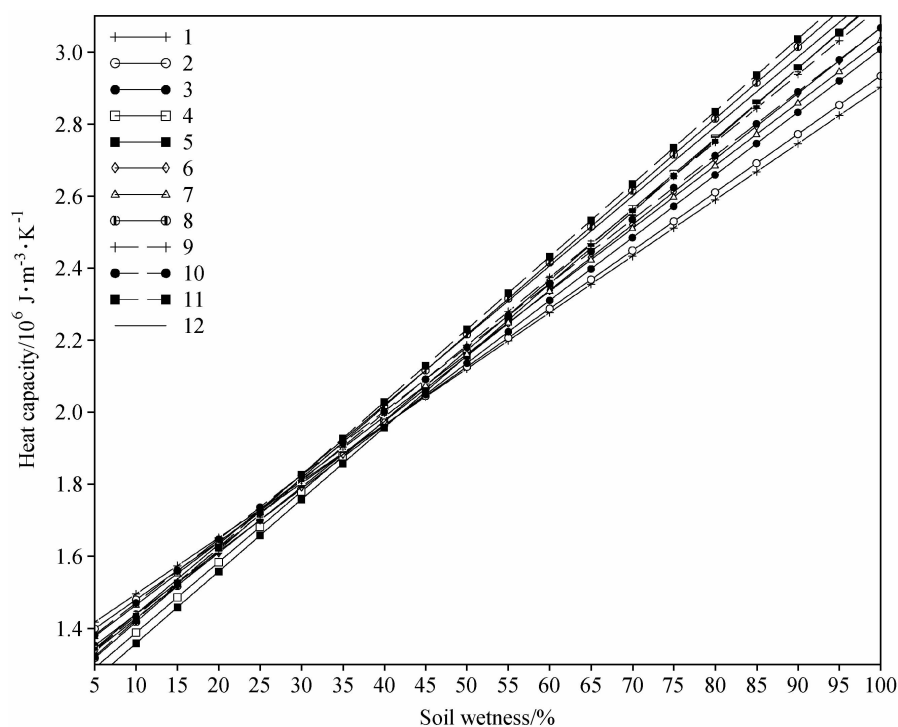


图2 不同质地类型的土壤热容量

Fig. 2 The heat capacity of 12 classes of soil textures

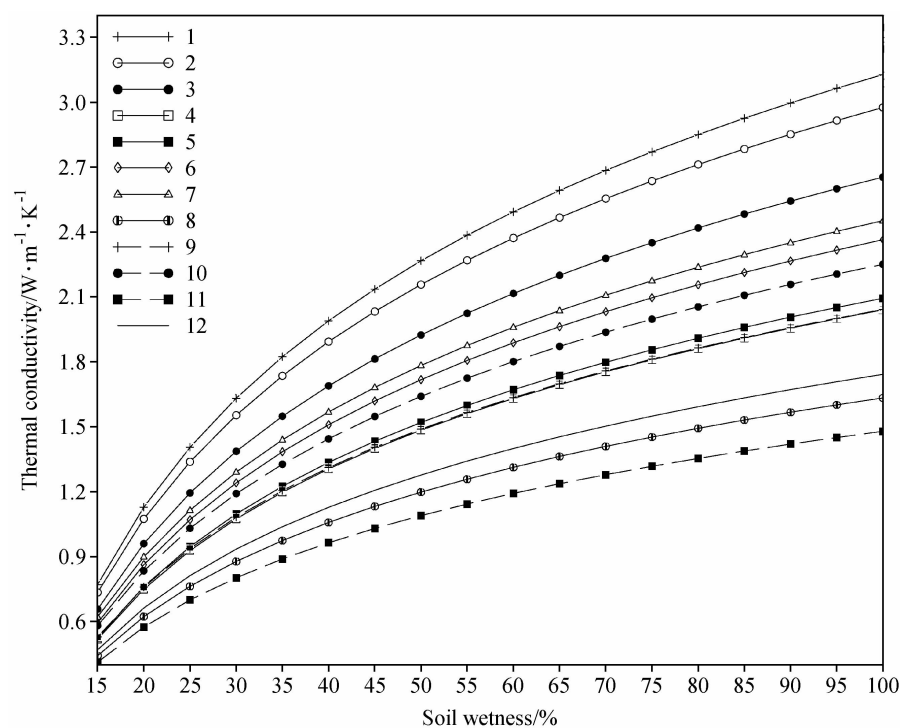


图3 不同质地类型的土壤导热率

Fig. 3 The thermal conductivity of 12 classes of soil textures

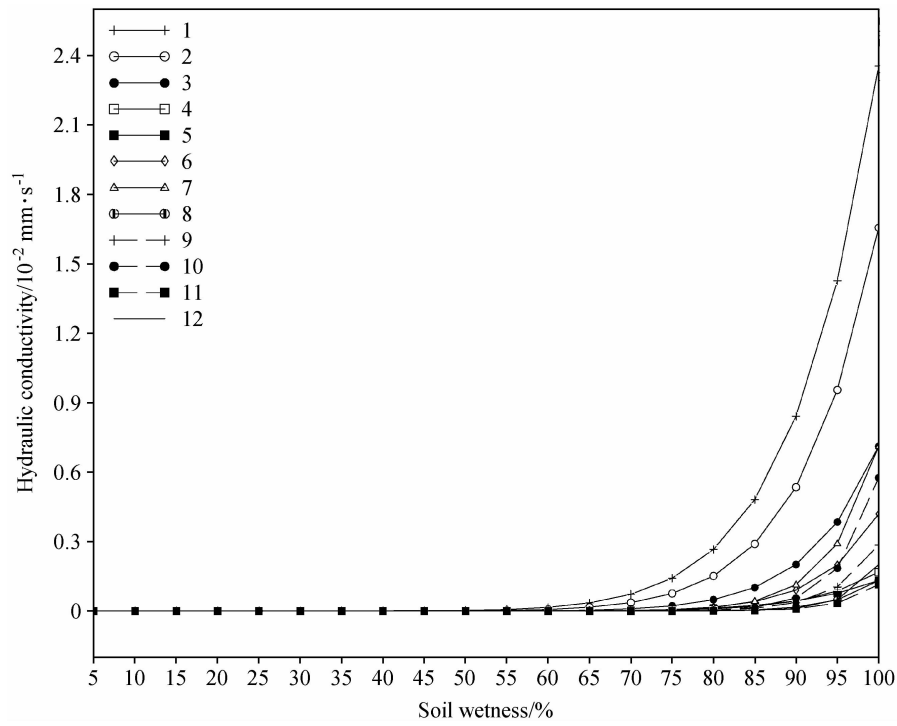


图 4 不同质地类型的土壤导水率

Fig. 4 The hydraulic conductivity of 12 classes of soil textures

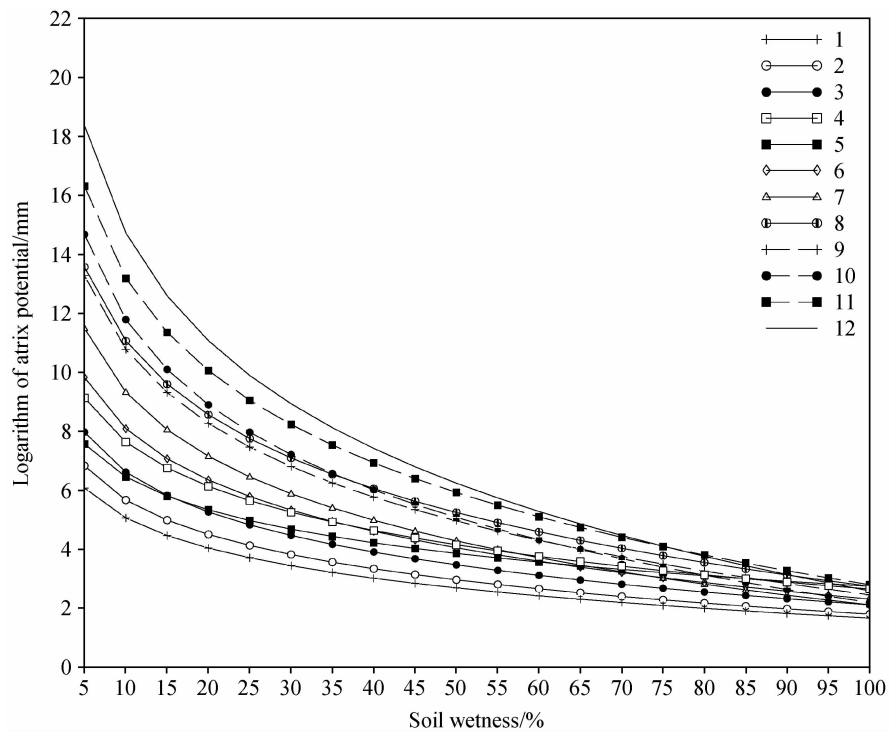


图 5 不同质地类型的土壤水势

Fig. 5 The matrix potential of 12 classes of soil textures

3 试验设计

3.1 研究区与气象资料

本研究采用的数据集来自曾被陆面参数化方案比较计划 (the Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, PILPS) 选用的坐落在北部森林区域的前苏联 Valdai 水分平衡研究站点 (57.6°N, 33.1°E), 包括 3 个集水盆地——Tayozhniy、Sinaya Gnilka 和 Usadievskiy 的 1960~1990 年的气象、水文和辐射观测值。至今, 已有很多陆面模型使用该资料检验模型性能, 如 Bucket、SSiB、BATS 和 SiB2 等^[37,38]。

试验区 Usadievskiy 盆地, 面积约 0.36 km², 主导植被类型为草地。该地区气候变化的季节性十分明显, 年总降水量约为 730 mm, 降水主要集中在夏秋两季; 近地面气温夏季高于 15 °C, 冬季低于 -10 °C, 年均气温约 4 °C; 积雪一般从 11 月到次年 3 月持续存在。本文选取 1966 年 1 月 1 日到 1971 年 12 月 31 日的气象和辐射观测资料作为强迫场驱动 CoLM, 以 1971 年的模拟结果为分析对象。气象观测资料包括 2 m 参考高度的气温、气压、比湿和 10 m 参考高度的风速, 开始采样间隔 3 h, 后为满足陆面模拟驱动的需要, 插值成 30 min; 入射太阳辐射和下行长波辐射无观测值, 用经验算法估计得到。

3.2 研究方案

CoLM 的土壤水热物理性质与土壤质地和亮度密切相关。USDA (United States Department of Agriculture) 根据土壤成分将其分为 12 种基本类型 (图 1), 本文利用这 12 种土壤作为试验的土壤质地类型, 而将 CoLM 中采用的 8 种亮度作为试验的土壤亮度, 研究通用陆面模式对土壤物理性质的敏感性。

本研究为单点试验。模式从 1966 年 1 月 1 日开始积分, 初始场中地表、各层土壤和植被温度都取为 283 K, 各层土壤固态水含量为 0, 液态水含量由公式“每层厚度×孔隙度×水的密度”算出。积分时间步长为 1 800 s。为尽量消除人为给定初始场对模拟的影响, 需要一段时间进行 spin-up (起转), 使模式达到平衡态, 再用该平衡态作为模式初值进行模拟。当模式初始水分含量取为

饱和含水量时, Yang 等^[39]对 22 个陆面模式的研究表明, 对于草地下垫面的研究区, spin-up 时间通常为 1~6 年; 而在 Schlosser 等^[37]的研究中, 使用的是与本研究相同站点——Valdai 的气象数据作驱动, 取 1966 年 1 年的时间进行 spin-up, 然后对 1967 年以后的模拟结果进行分析。因此, 在本研究中, 为充分消除初始场的影响, 取 5 年 spin-up 时间, spin-up 之后再改变土壤质地或亮度。最后针对 1971 年的月均模拟结果进行敏感性分析。

试验分 3 大组进行: 第 1 组为控制试验, 运行模式, 用包括 USGS (U. S. Geological Survey) 植被和 DEM 数据文件、FAO 和 STATSGO 数据融合后的土壤数据文件等在内的 30 s⁻¹ 分辨率原始数据集创建静态陆面数据 (其中土壤亮度值为 7, 上 5 层、下 5 层的砂和粘土含量分别为 56.39 % 和 9.72 %、41.81 % 和 17.5 %), 然后进行初始化和模式积分, 算出地表状态变量和通量; 后两组为针对土壤亮度和质地的敏感试验: 第 2 组, 土壤亮度取控制试验值不变, 只改变土壤成分含量, 再进行初始化和模式积分, 共 12 小组试验; 第 3 组, 土壤质地取控制试验值不变, 只改变土壤亮度, 再进行初始化和模式积分, 共 8 小组试验。

4 敏感性分析结果

4.1 不同土壤质地的模拟结果

4.1.1 水分循环

4.1.1.1 表层土壤湿度与冠层蒸散发

图 6a 和 6b 为 12 种土壤质地类型的月均表层土壤湿度和冠层蒸散发。随着含砂量的减少, 土壤湿度增大且变率降低, 砂土和粘土间差异最大值接近 5 kg·m⁻²。冠层蒸散发减少。这是由于含砂量低的土壤导水率小, 且孔径细小, 毛管孔隙多, 毛管作用力强, 具有较好的蓄水保水性能, 而砂性土壤的水分容易下渗至深层或流失; 冠层蒸散发的减少则表明了植被覆盖率很高的地区, 叶片蒸腾在水分循环中的重要作用。根据 Eagleson^[40]的气候、土壤和植被协同进化理论, 植被相同而土壤质地类型不同的地区在相同气象条件下将产生不同的蒸散发速率, 且差别随着土壤液态水饱和度的降低和不同土壤质地间液态水饱和度

差异的增加而增大。图 6b 冠层蒸散发的模拟结果和该理论吻合较好：3 月前的冬季，各类型的液态水含量都很低，差别很小，冠层蒸散发速率很接近；3~5 月，随着积雪和冰的迅速融化，各土壤质地类型的液态水含量迅速增加，但仍较小，由

于含砂量低的土壤持水性较好，而砂性土壤的水分多下渗至深层，液态水含量差异迅速增大，各土壤质地类型的冠层蒸散发差别也明显增大；5 月以后，降水量剧增，各土壤类型的液态水含量都迅速增加直至饱和，故冠层蒸散发差别又逐渐减小。

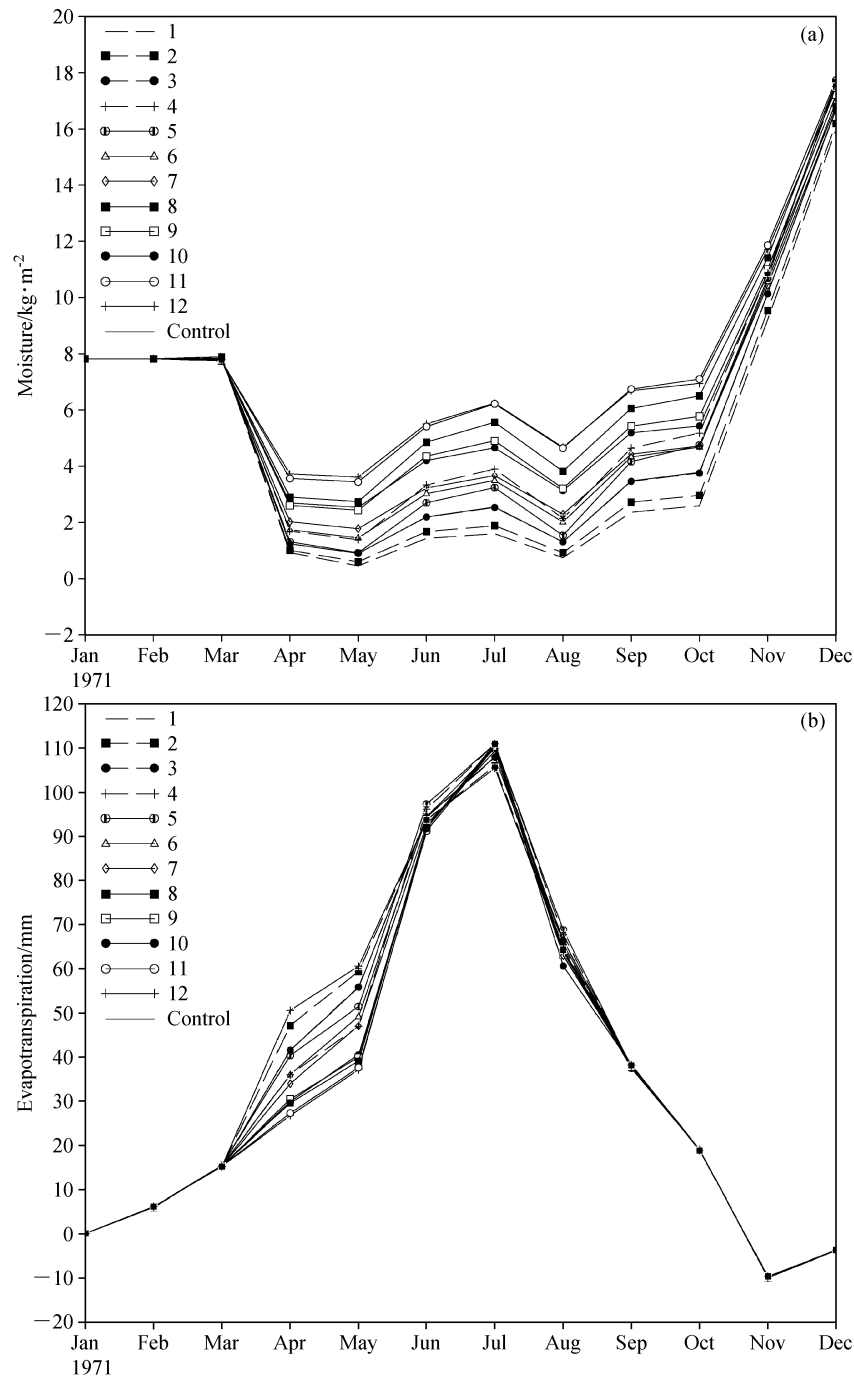


图 6 12 种土壤质地类型的月均水分循环分量：(a) 表层土壤湿度；(b) 冠层蒸散发；(c) 月均地表蒸发量；(d) 月均地表径流量

Fig. 6 Monthly mean hydrologic cycle components for 12 classes of soil texture: (a) Soil moisture in the first layer; (b) Evapotranspiration from canopy to atmosphere; (c) Evaporation from ground; (d) Surface runoff

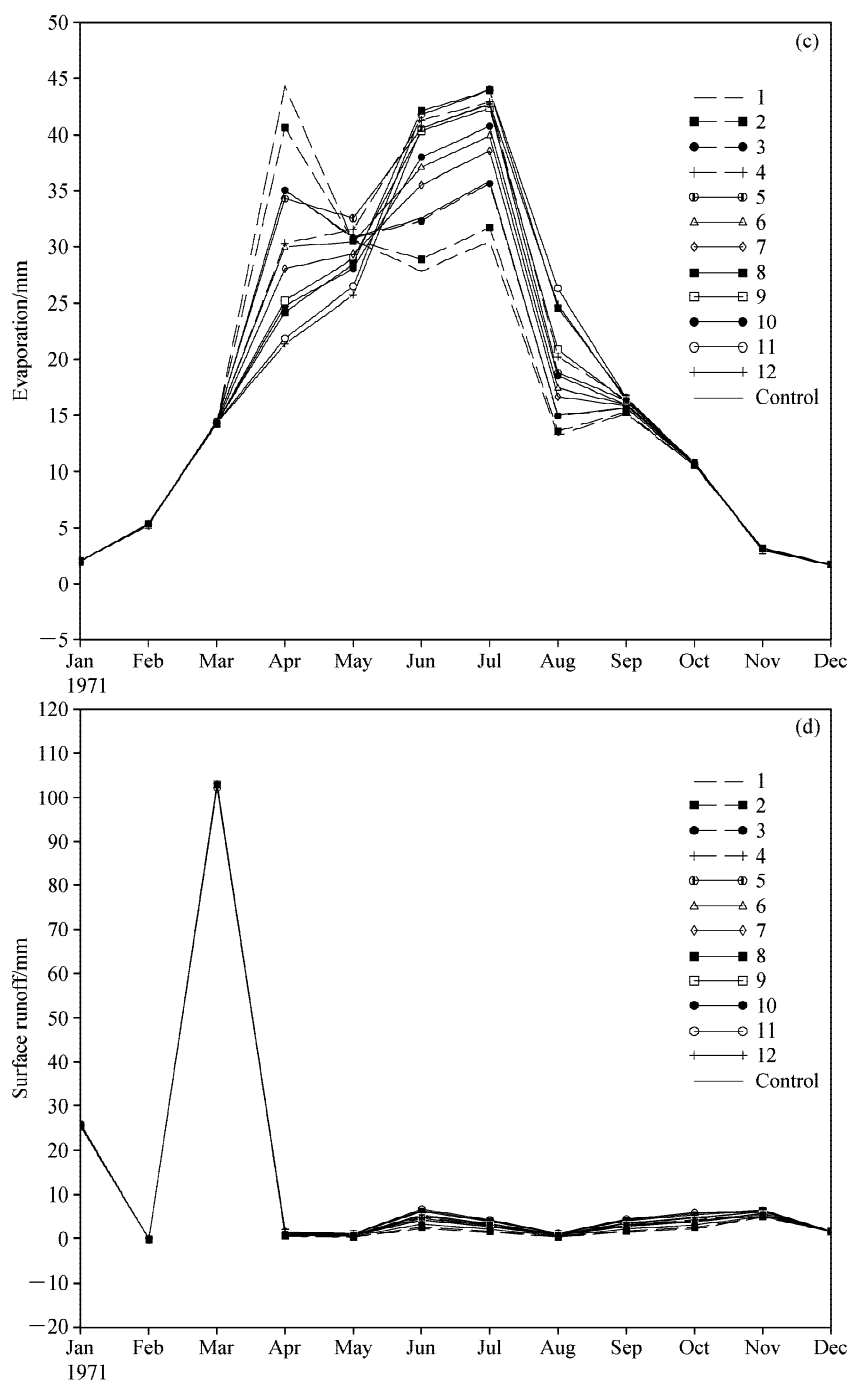


图 6 (续) Fig. 6 (Continued)

4.1.1.2 地表蒸发

图 6c 为月均地表蒸发量。与表层土壤湿度有关, 在 3、4 月的春季和整个夏季, 各类型土壤地表蒸发量的差异都很大, 最大差值在 4 月达到年降水量的 7 % 左右 ($\approx 50.3 \text{ mm}$)。而在 10 月后的整个冬季, 虽然表层土壤湿度差异仍在 $1.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 地表蒸发却几乎相同, 这是由于从 10 月开始

土壤已有固态水 (图 7), 此时地表蒸发主要决定于冰的升华。在 5 月后的夏秋两季, 地表蒸发随着土壤含砂量的增加而减少, 而在降水较少的春季, 与保水能力强的粘性土壤相比, 砂性土壤的地表蒸发量却更大, 这与张宇和吕世华^[30]使用 NCAR LSM1 进行的类似研究在春季得出的结论恰恰相反。结合气象条件和表层土壤冰晶含量

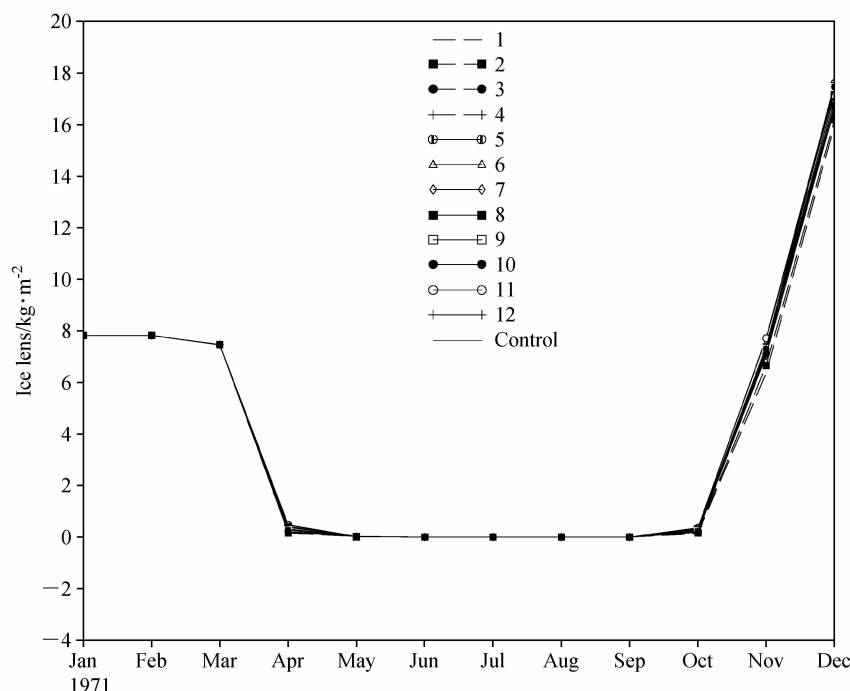


图 7 月均表层土壤冰晶含量
Fig. 7 Monthly mean ice lens in first soil layer

(图 7) 分析原因, 主要应该是: 张宇等的研究中采用的气象驱动数据是 1987 年荷兰 Cabauw 的资料, 从文中给出的气象资料月均值看, 该站点几乎全年气温均在冰点以上, 冬季土壤中的固态冰很少; 而本文研究区的情况十分不同, 从 11 月到次年 3 月气温都低于冰点, 土壤层中冰晶含量较多。而且, 含砂量大的土壤中大孔隙多, 毛管孔隙少, 与孔径细小的粘性土壤相比, 能够存储更多的冰。因此, 当 3 月底气温开始高于冰点时, 土壤中的冰急剧融化, 砂性土壤中较多的水分迅速蒸发, 致使地表蒸发量迅速升高, 并在 4 月达到顶峰; 此后冰晶消融殆尽, 粘性土壤由于能够较好地保持水分, 地表蒸发量便开始逐步升高。两者研究结果的区别强调了不同气候条件对模式敏感性分析的重要影响, 因此, 以下将使用反映更广泛的气候、水文和地质环境的各种数据集来开展类似的敏感性分析, 以使研究结果更具普遍意义。

4.1.1.3 地表径流

图 6d 表明, 地表径流量的差异主要出现在降水较多的月份, 最大差值在 6 月达到年降水量的 1.2 % 左右 ($\approx 8.6 \text{ mm}$)。砂性土壤径流量小, 这

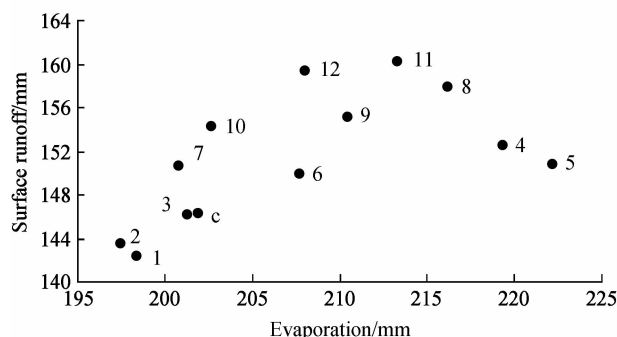


图 8 12 种土壤质地类型的年均地表蒸发和径流
Fig. 8 Monthly mean ground evaporation and surface runoff for 12 classes of soil texture

同样是由于砂性土壤导水率高, 土壤水势绝对值小, 大孔隙多, 透水性较强, 水分易下渗至深层而难以形成径流。

图 8 给出了年平均状况下, 各土壤质地类型地表蒸发和径流量的比较。可见, 由于表层土壤湿度低且透水性强, 含砂量高的土壤地表蒸发和径流量都较小, 与粘性土壤的最大差异都达到了年降水量的 3 % ($\approx 21.5 \text{ mm}$) 以上。

从图 6~8 都可以看出, 控制试验模拟结果与砂壤土 (Sandy Loam) 敏感性试验的模拟结果十

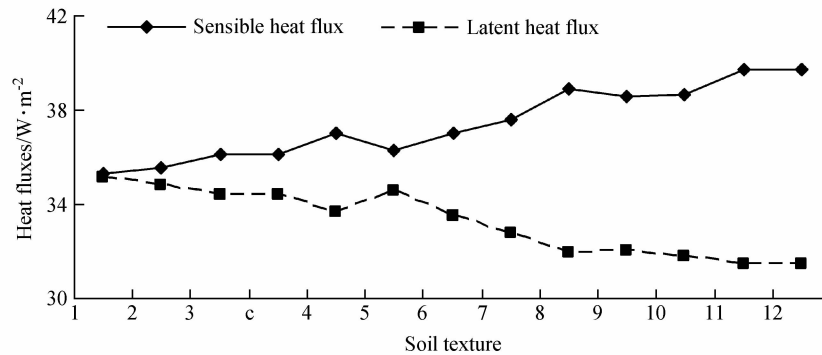


图9 12种土壤质地类型的年均感热、潜热通量

Fig. 9 Annual mean sensible heat flux and latent heat flux for 12 classes of soil texture

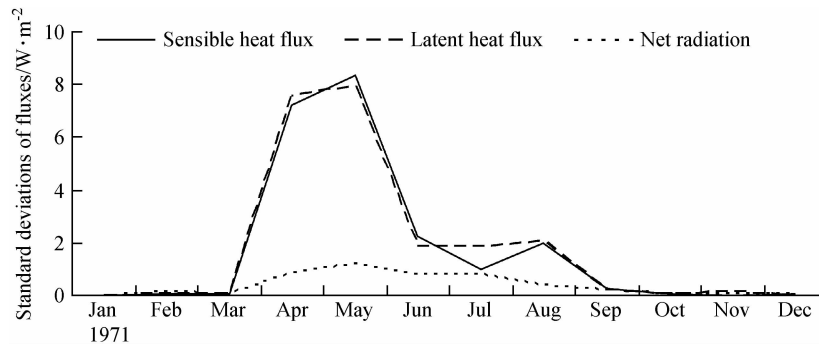


图10 12种土壤质地能量通量模拟值的逐月标准差

Fig. 10 Standard deviations of monthly mean heat flux for 12 classes of soil texture

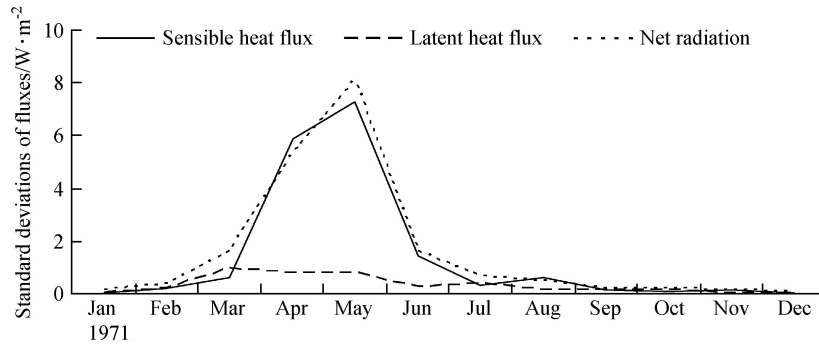


图11 8种土壤亮度能量通量模拟值的逐月标准差

Fig. 11 Standard deviations of monthly mean heat flux for 8 classes of soil color

分接近,究其原因,是由于控制试验中的上5层土壤质地(砂、粘土含量分别为56.39%和9.72%)与敏感性试验中砂壤土的土壤质地(砂、粘土含量分别为58%和10%)很相似。这也从一个侧面证实了敏感性试验的可信性。

4.1.2 能量平衡

感热和潜热通量是地表能量平衡的重要组成部分,是陆面和大气间能量输送的主要形式,对这些通量的模拟是表征模型性能的重要指标。图9

和图10给出了各种土壤质地的年均感热、潜热通量和能量平衡各分量的逐月标准差。可以发现,改变土壤质地后,净辐射即感热与潜热通量的和基本不变,这表明,在植被覆盖度很高且土壤亮度不变的情况下,模式较难模拟出土壤质地通过改变土壤湿度进而对辐射平衡产生的影响。但是,土壤质地对能量在感热和潜热之间的分配(波文比)影响比较显著,从图9可看出,随着含砂量的降低,冠层高度的潜热通量降低(与图6b冠层

蒸散发的变化趋势一致), 感热通量升高。图 10 则进一步表明, 在不同土壤质地类型条件下, 模式模拟的差异主要存在于 3~5 月, 时值降水少的春季, 各类型土壤湿度都较低且差异较大, 故潜热通量差别大, 感热则与潜热反相变化, 此时标准差约为 $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

4.2 不同土壤亮度的模拟结果

暗色土壤反照率小, 吸收太阳短波辐射多。敏感试验表明, 土壤亮度由亮变暗时, 水分循环和潜热通量模拟受到的影响很小, 地表温度略有升高, 而感热通量和净辐射增加显著。图 11 是 8 种土壤亮度下模式模拟的能量通量的逐月标准差。可以看出, 土壤亮度不同造成的感热通量和净辐射的差异主要出现在 3~5 月, 标准差约为 $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 这段时间植被覆盖稀疏, 裸土反照率起主要作用, 模拟受土壤亮度影响较大。而在其他时段, 或是植被覆盖十分茂密, 植被反照率占主导地位; 或是地表积雪较多, 雪的反照率居主导地位, 因此土壤亮度对模拟影响很小。与土壤质地相比, 模式对土壤亮度的敏感性比较直观。

5 结论

本文使用陆面模式 CoLM, 分别对 12 种土壤质地类型和 8 种土壤亮度进行了敏感性分析, 对于估计因土壤参数偏差所产生的模式误差, 改进陆气相互作用中地表状态和能量通量的模拟, 具有一定意义。研究结果表明:

(1) 在相同的气象强迫场驱动下, 模式模拟的能量通量对土壤质地和亮度都很敏感, 而地表的水分收支只对土壤质地敏感, 受土壤亮度影响不大。

(2) 土壤亮度相同时, 粘土含量高、质地细的土壤因具有较好的持水能力, 表层土壤湿度明显高于质地粗的砂质土壤 (最大差值约为 $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$), 且变率低, 并具有较高的地表蒸发和径流量, 其月均值与砂土的最大差异分别达到了年降水量的 7% 和 1.2% 左右, 年均最大差异则都达到年降水量的 3% 以上, 冠层蒸散发却比砂质土壤少, 这反映了叶片蒸腾对水分收支的重要影响; 在能量通量的模拟上, 净辐射基本不变, 但其在感热和潜热通量之间的分配变化显著, 表现为随着含砂量

降低, 感热通量增大, 潜热通量减小, 差异最大值出现在降水较少的 3~5 月, 此时各土壤质地类型间的标准差约为 $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

(3) 土壤质地相同, 亮度由亮变暗时, 潜热通量受到的影响很小, 地表温度略有升高, 而感热通量和净辐射增加显著, 各土壤亮度间感热通量和净辐射模拟结果的差异主要出现在植被较稀疏且地表无积雪覆盖的 3~5 月, 此时标准差约为 $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

(4) 目前大部分先进的陆面模式都使用与 CoLM 类似的经验参数和参数化过程, 故本研究对于陆面过程模式团体 (LSMs) 很有价值; 然而, 由于仅针对较高纬度、草地下垫面的单点试验区进行, 以上分析结论只能在使用地表植被类型相近的北方气候区域数据进行模拟的背景中适用。为了保证研究成果对陆面模式的发展更具普遍意义和可信性, 下一步的工作, 将使用反映更广泛的气候、水文和地质环境的各种数据集来开展类似的敏感性分析。

参考文献 (References)

- [1] 毛嘉富, 王斌, 戴永久. 陆地生态系统模型及其与气候模式耦合的回顾. 气候与环境研究, 2006, **11** (6): 763~771
Mao Jiafu, Wang Bin, Dai Yongjiu. Perspective on terrestrial ecosystem models and their coupling with climate system models. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2006, **11** (6): 763~771
- [2] Henderson-Sellers A, Dickinson R E, Walson M F. Tropical deforestation: Important processes for climate models. *Climatic Change*, 1988, **13** (1): 43~69
- [3] Dickinson R E, Henderson-Sellers A. Modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1988, **114** (480): 439~462
- [4] Shuttleworth W J, Dickinson R E. Comments on "modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1989, **115** (489): 1177~1179
- [5] Shukla J, Nobre C, Sellers P J. Amazonian deforestation and climate change. *Science*, 1990, **247** (4948): 1322~1325
- [6] Xue Y, Shukla J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *J. Climate*, 1993, **6** (12): 2232~2245

- [7] Nicholson E, Tucker C J. Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, **79** (5): 815~819
- [8] Yeh T C, Wetherald R I, Manabe S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change-A numerical experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 474~490
- [9] 朱乾根, 兰红平. 土壤湿度和地表反射率变化对中国北方气候影响的数值研究. *气象学报*, 1996, **54** (4): 493~500
Zhu Qiangen, Lan Hongping. Numerical study of the influence of soil moisture and surface albedo on climate of north part of China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1996, **54** (4): 493~500
- [10] Walker J M, Rowntree P R. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1977, **103** (435): 29~46
- [11] Shukla J, Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 1982, **215** (4539): 1498~1501
- [12] Rowntree P R, Bolton J A. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1983, **109** (461): 501~526
- [13] 孙岚, 吴国雄. 陆面蒸散对气候变化的影响. *中国科学 (D辑)*, 2001, **31** (1): 59~60
Sun Lan, Wu Guoxiong. The effects of land surface evapotranspiration on climate change. *Science in China (Ser. D)* (in Chinese), 2001, **31** (1): 59~60
- [14] Findell K, Elfatih E A B. An analysis of the soil moisture-rainfall feedback, based on direct observations from Illinois. *Water Resour. Res.*, 1997, **33**: 725~735
- [15] Eltahir E A B. A soil moisture rainfall feedback mechanism; 1. Theory and observations. *Water Resour. Res.*, 1998, **34**: 765~776
- [16] Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z, et al. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 2004, **305**: 1138~1140
- [17] 王万秋. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验. *大气科学*, 1991, **15** (5): 115~123
Wang Wanqiu. Numerical experiments of the soil temperature and moisture anomalies effects on the short term climate. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1991, **15** (5): 115~123
- [18] 刘晓东, 罗四维, 钱永甫. 青藏高原地表热状况对夏季大气环流影响的数值试验. *高原气象*, 1989, **8** (3): 205~216
Liu Xiaodong, Luo Siwei, Qian Yongfu. Numerical experiments of the effects of the surface thermal states in the Tibetan Plateau on circulation in summer. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1989, **8** (3): 205~216
- [19] 赵勇, 钱永甫. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系. *大气科学*, 2007, **31** (1): 145~154
- Zhao Yong, Qian Yongfu. Relationships between the surface thermal anomalies in the Tibetan Plateau and the rainfall in the Jianghuai area in summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 145~154
- [20] Charney J G, Quirk W J, Chow S H, et al. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, 1977, **34** (9): 1366~1385
- [21] Chervin R M. Response of the NCAR general circulation model to changed land surface albedo. GARP Publ. Series, 1979, **1** (22): 563~581
- [22] Sud Y C, Fennessy M. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. *J. Climatol.*, 1982, **2** (2): 105~125
- [23] Laval K, Picon L. Effects of change of the surface albedo of the Sahel on climate. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43** (21): 2418~2429
- [24] Clapp R, Hornberger G. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 1978, **14**: 601~604
- [25] Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 1984, **20**: 682~690
- [26] Peters-Lidard C D, Blackburn E, Liang X, et al. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperature. *J. Atmos. Sci.*, 1998, **55**: 1209~1224
- [27] Farouki O T. Thermal properties of soils in cold regions. *Cold Regions Science and Technology*, 1981, **5**: 67~75
- [28] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NCAR, TN-378+STR, 1993
- [29] Wilson M F, Henderson-Sellers A, Dickinson R E. Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**: 341~362
- [30] 张宇, 吕世华. 陆面过程模式对不同土壤物理性质的敏感性研究. *冰川冻土*, 2001, **3** (23): 270~275
Zhang Yu, Lü Shihua. A sensitivity study of the land surface model to different soil physical properties. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 2001, **3** (23): 270~275
- [31] Zeng X, Shaikh M, Dai Y, et al. Coupling the Common Land Model to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate*, 2002, **15**: 1832~1854
- [32] Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, et al. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate model. *J. Climate*, 2002, **15**: 1115~1130
- [33] Dai Y, Zeng X, Dickinson R E, et al. The Common Land

- Model. *American Meteorological Society*, 2003, **8** : 1013~1023
- [34] Dai Y, Dickinson R E, Wang Y. A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis and stomatal conductance. *J. Climate*, 2004, **17** : 2281~2299
- [35] Dai Y, Zeng X, Dickinson R E, et al. Common Land Model (CoLM), Technical Documentation and User's Guide, NCAR Technical Note, 2001
- [36] Miller D A, White R A. A conterminous United States multilayer soil characteristics dataset for regional climate and hydrology modeling. *Earth Interactions*, 1998, **2** (2): 1~26
- [37] Schlosser C A, Robock A, Vinnikov K Y, et al. 18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125** : 3279~3296
- [38] Schlosser C A, Slater A, Robock A, et al. Simulation of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia; PII/PS phase 2 (d). *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128** : 301~321
- [39] Yang Z L, Dickinson R E, Henderson-Sellers A, et al. Preliminary study of spin-up process in land surface models with the first stage data of project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 1 (a). *J. Geophys. Res.*, 1995, **16** : 553~578
- [40] Eagleson P S. Ecological optimality in water-limited soil-vegetation systems; 1. Theory and hypothesis. *Water Resour. Res.*, 1985, **18** : 323~340