Noah-MP陆面模式在高寒草地生长季水热交换的模拟评估和改进

孙爽¹, 郑东海^{2†}, 刘绍民^{1*}, 徐自为¹, 徐同仁¹, 郑辉³, 杨晓帆¹

1. 北京师范大学地理科学学部, 地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;

2. 中国科学院青藏高原研究所青藏高原地球系统与资源环境国家重点实验室, 国家青藏高原科学数据中心, 北京 100101;

3. 中国科学院东亚区域气候环境重点实验室(全球变化东亚区域研究中心), 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: smliu@bnu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: zhengd@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2021-02-21; 收修改稿日期: 2021-08-30; 接受日期: 2021-09-30; 网络发表日期: 2021-12-17

中国科学院战略性先导科技专项(A类)项目(编号: XDA20100101、XDA20100103)资助

摘要 高寒草地是青藏高原的主要生态系统, 其水热交换的准确模拟对于加强高原陆气相互作用过程的认识具有十分重要的意义. 本文利用青藏高原东北部黑河流域上游地表过程综合观测网的四个高寒草地站点生长季观测数据, 对Noah-MP陆面模式的集合数值模拟进行了评估, 并对参数化方案进行了改进. 首先开展了生长季7个主要物理过程/物理量的集合数值模拟试验, 共计1008种参数化选项组合方案, 并基于泰勒技巧分选取适合高寒草地水热交换模拟的参数化选项组合方案; 在此基础上, 通过引入新的热力学粗糙度、土壤水力性质和根系垂直分布的参数化方案进一步改进了Noah-MP的水热交换模拟精度. 研究发现: (1) Noah-MP在高寒草地生长季的水热交换模拟主要受植被动态生长(Dveg)、冠层气孔阻抗(Crs)、地表径流与地下水(Run)和地表热力交换系数(Sfc)四个物理过程/物理量的影响, 它们的参数化选项对模拟结果影响较大; (2) Noah-MP框架下选取的最优参数化选项组合方案在所有站点均存在明显的感热通量(H)高估和土壤水分(θ)低估的问题; (3) 通过引入新的热力学粗糙度的参数化方案能够显著改进 H 的高估问题, 进一步引入考虑有机质影响的土壤水力性质参数化方案和新的根系垂直分布函数能够显著改进 θ 的低估问题. 本文的结果为进一步改进陆面模式在高寒草地的水热交换模拟提供了重要参考.

关键词 Noah-MP陆面模式, 高寒草地, 集合数值模拟试验, 参数化选项组合方案, 参数化方案改进

1 引言

青藏高原作为中纬度地区海拔最高、地形最为复杂的区域, 生态系统十分脆弱, 对全球气候变化响应强

烈, 其变化对周边地区甚至北半球水循环和能量平衡存在重要影响(Immerzeel等, 2010). 作为青藏高原的主要植被类型, 高寒草地一方面受到全球气候变化和人类活动的共同影响, 生态系统生产力下降、土壤和

中文引用格式: 孙爽, 郑东海, 刘绍民, 徐自为, 徐同仁, 郑辉, 杨晓帆. 2022. Noah-MP陆面模式在高寒草地生长季水热交换的模拟评估和改进. 中国科学: 地球科学, 52(4): 679–696, doi: [10.1360/SSTe-2021-0047](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0047)

英文引用格式: Sun S, Zheng D, Liu S, Xu Z, Xu T, Zheng H, Yang X. 2022. Assessment and improvement of Noah-MP for simulating water and heat exchange over alpine grassland in growing season. Science China Earth Sciences, 65(3): 536–552, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9852-2>

生态功能持续退化(王根绪等, 2007; Gao等, 2010; 郭冻等, 2012); 另一方面, 在全球变暖情况下, 青藏高原高寒草地生长季提前、生长速度增快(杨元合和朴世龙, 2006; 丁明军等, 2010), 但是大部分区域的植被覆盖度在1981~2012年间并没有显著变化(陈建军, 2020)。综上, 当前青藏高原高寒草地变化趋势与气候变化的关系还存在一定的争论, 对高寒草地与气候变化响应机制的认识仍显不足。因此, 为了揭示青藏高原高寒草地对气候变化的响应机制, 亟需对高寒草地的水热交换过程进行更进一步的探索分析, 提高对高寒草地陆气相互作用过程的理解与表达。

陆面模式(Land Surface Models, LSMs)是量化陆气相互作用的主要手段, 能够完整地模拟陆地表面的能量、物质(水、碳)和动量的交换过程。过去几十年, 陆面模式从第一代简单的“木桶”模式(Manabe, 1969)发展到第三代考虑物理生化过程的模式(Sellers等, 1997; Bonan等, 2002; Dai等, 2003; Ek等, 2003; Oleson等, 2008; Niu等, 2011), 物理机制更为完善, 能够对地表辐射以及地气之间能量、水分和二氧化碳的交换过程进行完整模拟(Santanello等, 2011), 参数的设置也越来越贴近真实, 其模拟性能大幅提高。作为其中的典型代表, Noah-MP陆面模式提供了一个多参数化的集成框架, 能够对多达4608种的参数化选项组合方案进行集合模拟(Niu等, 2011; Yang等, 2011), 极大提升了模式的模拟性能和应用范围。

过去十年来, 许多学者开展了Noah-MP的评估与改进工作(Hong等, 2014; Zhang等, 2016; Cuntz等, 2016; Ma等, 2017; Zheng等, 2019; Li等, 2019; You等, 2020)。Gayler等(2014)将动态植被根系模块引入Noah-MP并对集合数值模拟试验进行评估, 结果表明考虑动态植被根系过程能够提高土壤水分的模拟性能。Li等(2019)使用全球通量数据对Noah-MP集合数值模拟试验进行评估, 结果表明Noah-MP中地表交换系数、地表径流与地下水和蒸发的地表阻抗等物理过程/物理量对地表通量模拟影响较大, 不同区域的最优参数化选项组合方案也不同。You等(2020)使用自然选择和Tukey's两种敏感性检验方法对8个季节性积雪站点的Noah-MP集合数值模拟试验进行评估, 结果表明通过这两种敏感性检验方法可以优选出最优参数化选项组合方案, 并且各个站点的最优参数化选项组合方案存在差异, 同时最优与非最优参数化选项组合方案模拟

的结果之间也存在比较大的差异。这些研究表明, 在不同的下垫面和气候区, Noah-MP的最优参数化选项组合方案存在显著差异, 需要针对特定研究区域开展集合数值模拟试验并优选各个物理过程/物理量的参数化选项, 才能获得Noah-MP的最优模拟结果。

针对Noah-MP的评估与改进在青藏高原也已开展了一些研究。Gao等(2015)在安多高寒草甸站点使用前人研究推荐的参数化选项组合方案(Barlage等, 2015), 开展了8种不同模拟试验用于评估土壤结构和过程对水热交换模拟的影响, 改进了Noah-MP对土壤水分、土壤温度和地表通量的模拟精度。Zheng等(2015c)通过引入新的林下冠层湍流交换和植被根系吸水等参数化方案, 提高了Noah-MP在高原东部玛曲地区高寒草地的水热交换模拟精度。Li等(2021)在唐古拉观测站设计了集合数值模拟试验, 对Noah-MP土壤温度的模拟效果进行了评估, 并探讨了不同参数化选项组合方案对典型冻土区土壤温度模拟的敏感性; 结果表明, Noah-MP土壤温度的模拟存在低估, 这主要是由于热力学粗糙度长度和热传导率的参数化方案存在不足引起的。由此可知, 当前针对Noah-MP在青藏高原高寒草地的评估与改进主要是在单一站点进行, 多站点评估与改进研究仍比较欠缺, 基于Noah-MP参数化选项组合方案优选的模式改进工作仍需进一步加强。

因此, 本文利用青藏高原东北部四个高寒草站点站的生长季观测数据对Noah-MP的参数化选项进行了评估优选和进一步的改进, 以期提高Noah-MP在高寒草地的模拟性能。本文开展了包含生长季7个主要物理过程/物理量的共1008种参数化选项组合方案的集合数值模拟, 并基于泰勒技巧分选取高寒草地水热交换模拟的最优参数化选项组合方案; 在此基础上, 通过引入新的热力学粗糙度、土壤水力性质和根系垂直分布的参数化方案进一步改进了Noah-MP的模拟精度。针对Noah-MP在青藏高原高寒草地不同站点的水热交换模拟的评估优选与改进, 既可促进Noah-MP的进一步发展完善, 又可增强对高寒草地陆气相互作用过程的认识, 具有重要的科学意义。

2 数据与方法

2.1 观测站点和数据

本文选取位于青藏高原东北部黑河上游的景阳岭

站(JYL)、阿柔站(AR)、垭口站(YK)和大沙龙站(DSL)(图1)的生长季观测数据用于评估和改进Noah-MP. 表1总结了这些观测站点的基本信息, 如经纬度、海拔、植被和土壤类型等. 各观测站点下垫面均为高寒草地, 土壤质地均为粉砂壤土. 其中, 大沙龙站为沼泽草甸, 另外三个观测站点均为高寒草甸. 四个观测站点均配备了自动气象站(AWS)用于观测不同高度的风速(W_s)和风向、空气温度(t_a)、相对湿度、大气压、降水量和四分量辐射(向下、向上的短波和长波辐射)(表1), 并安装了涡动相关仪(EC)用于测量地表感热通量(H)、潜热通量(LE)和碳通量(Liu等, 2018). 此外, 在不同的土壤深度(表1), 同时安装了温湿度传感器用于测量不同深度的土壤温度(t_s)和土壤水分(θ). 其中各观测站点AWS获取的观测数据的时间分辨率为10min, EC观测数据时间分辨率为30min. 各观测站点的详细情况及仪器信息可进一步参考Liu等(2018)和Che等(2019).

需要注意的是, 本文主要聚焦于高寒草地生长季水热交换模拟的评估优选与改进, 为避免积雪和土壤冻融过程的影响, 根据数据的获取情况, AR、YK、DSL站选取的观测数据时段为2016年7~9月, 而JYL站

选取的观测数据时段为2018年8~9月(表1). 所有数据均通过国家青藏高原科学数据中心网站(<http://data.tpdc.ac.cn/>)申请获取.

Noah-MP输入的叶面积指数(Leaf Area Index, LAI)和植被覆盖度(Green Vegetation Fraction, GVF)主要通过GLASS(Global Land Surface Satellite)的LAI产品(<http://www.bnu-datacenter.com/>)获取. 研究表明, GLASS LAI产品的精度优于MODIS产品(Xiao等, 2016), 但是该产品仅提供2018年以前的数据, 因此JYL站采用了MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)的LAI产品(MOD15A2H; <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>). 观测站点的土壤类型主要通过黑河流域数字土壤制图产品(Digital soil mapping dataset in the Heihe River Basin, DSHR)(Song等, 2016; <http://westdc.westgis.ac.cn/data/>)提取的土壤质地数据进行确定.

2.2 Noah-MP陆面模式

Noah-MP陆面模式是在Noah陆面模式(Ek等, 2003)的基础上发展起来的新一代模式, 其突出特点是提供了多参数化选项组合框架, 即提供了多个物理过

图1 黑河上游观测站点分布图

表1 观测站点基本信息^{a)}

基本信息	景阳岭(JYL)	阿柔(AR)	埡口(YK)	大沙龙(DSL)
纬度(N)	37.84°	38.05°	38.01°	38.84°
经度(E)	101.12°	100.46°	100.24°	98.94°
海拔(m)	3750	3033	4148	3739
植被类型	高寒草甸	高寒草甸	高寒草甸	沼泽草甸
土壤类型	粉砂壤土	粉砂壤土	粉砂壤土	粉砂壤土
风速 W_s (m s^{-1})、空气温度 t_a (°C)和空气湿度RH(%)的观测高度(m)*	W_s : 10 t_a 和RH: 5	W_s : 1, 2, 5, 10 , 15, 25 t_a 和RH: 1, 2 , 5, 10, 15, 25	W_s : 10 t_a 和RH: 5	W_s : 10 t_a 和RH: 5
向下短波和长波辐射的观测高度(m)	6	5	6	6
降水的观测高度(m)	10	5	2	10
土壤温度 t_s (°C)和水分 θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)的观测深度(cm)*	4, 10, 20, 40, 80, 120, 160	2, 4, 6, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 120, 160, 200, 240, 280, 320	4, 10, 20, 40, 80, 120, 160	4, 10, 20, 40, 80, 120, 160
感热通量 H (W m^{-2})和潜热通量 LE (W m^{-2})的观测高度(m)	4.5	3.5	3.2	4.5
模拟时段	2018-08~2018-09	2016-07~2016-09	2016-07~2016-09	2016-07~2016-09

a) *研究中使用的 t_a 和 W_s 的观测高度以及 t_s 和 θ 的观测深度在表中用粗体字表示

程/物理量的不同参数化选项(Niu等, 2011). Noah-MP主要继承了Noah的四层土壤水热传输参数化方案(各层土壤厚度为10、30、60和100cm), 但改进了以下物理机制: (1) 引入了双源能量平衡模块, 从而可以分别计算冠层和地表温度; (2) 引入了修正的二流近似辐射传输模块用于描述冠层辐射传输过程(Yang和Friedl, 2003; Niu和Yang, 2004); (3) 冠层气孔阻抗的计算增加了Ball-Berry选项(Ball等, 1987; Collatz等, 1991, 1992); (4) 增加了一个短期的植被动态生长模块用于模拟碳动态(Dickinson等, 1998); (5) 增加了一个简单的地下水模块和基于TOPMODEL的产流机制(Niu等2005, 2007). Noah-MP的详细介绍参见Niu等(2011). 考虑到青藏高原高寒草地生长季的特点, 本文选取Noah-MP七个主要物理过程/物理量的不同参数化选项组合方案进行评估(见表2), 参与评估的参数化选项组合方案为1008种. 这些物理过程/物理量及其参数化选项简要介绍如下.

(1) 植被动态生长(Dveg). Noah-MP采用短期动态植被生长模块(Dveg)来模拟碳动态(Dickinson等, 1998), 其中设计了四个参数化选项用于确定是否开启或关闭植被动态生长模块, 以及如何获取LAI和GVF(表2).

(2) 冠层气孔阻抗(Crs). 该物理量设计了两个参数化选项(表2), 即Ball-Berry参数化选项(Crs=1)(Ball

等, 1987)和Jarvis参数化选项(Crs=2)(Jarvis, 1976). Ball-Berry参数化选项(Crs=1)是根据光合作用速率估算叶片的阳面和阴面气孔阻抗(Ball等, 1987), 而Jarvis参数化选项(Crs=2)是环境要素的经验函数, 涉及的环境要素包括土壤水分、空气温度、净辐射、饱和水汽压差和LAI(Jarvis, 1976).

(3) 气孔阻抗的土壤水分限制因子(Btr). 该物理量设计了三个参数化选项(表2)用于估算控制气孔阻抗的Btr. 其中, Noah型参数化选项(Btr=1)是土壤水分的函数(Chen和Dudhia, 2001), CLM型参数化选项(Btr=2)(Oleson等, 2004)和SSiB型参数化选项(Btr=3)(Xue等, 1991)都取决于土壤水势, 其中后者采用指数函数形式. SSiB型参数化选项计算的限制因子在三种参数化选项中随土壤水分的变化范围最陡, Noah型参数化选项在湿/干土条件下分别表现出最强/弱的约束作用(Zheng等, 2015c).

(4) 径流和地下水(Run). 该物理过程设计了四个参数化选项(表2), 分别包括包含简单地下水模型的TOPMODEL(SIMGM, Run=1)径流参数化选项、包含均衡地下水位的TOPMODEL径流参数化选项(SIM-TOP, Run=2)、Noah型参数化选项(Run=3)和BATS型参数化选项(Run=4)(Yang和Dickinson, 1996).

(5) 地表热力交换系数(Sfc). 该物理量设计了两个参数化选项(表2): 广义的莫宁-奥布霍夫相似性理论参

表 2 Noah-MP 陆面模式的物理过程/物理量及其参数化选项

物理过程/物理量	参数化选项
植被动态生长(Dveg)	(1) 关闭(LAI和GVF来源为输入数据) (2) 开启(只能在Crs=1时打开, LAI和GVF通过植被动态生长模块估算) (3) 关闭(LAI来源为输入数据, GVF基于LAI计算: $GVF=1-\exp(-0.52 \times LAI)$) (4) 关闭(LAI来源为输入数据, GVF等于输入GVF数据的最大值)
冠层气孔阻抗(Crs)	(1) Ball-Berry方案(Ball等, 1987) (2) Jarvis方案(Jarvis, 1976)
气孔阻抗的土壤水分限制因子(Btr)	(1) Noah方案(土壤水分的函数)(Chen等, 1996) (2) CLM方案(土壤水势的函数)(Oleson等, 2004) (3) SSiB方案(土壤水势的函数)(Xue等, 1991)
径流与地下水(Run)	(1) 包含简单地下水模块的TOPMODEL径流参数化选项(SIMGM)(Niu等, 2007) (2) 包含均衡地下水位的TOPMODEL径流参数化选项(SIMTOP)(Niu等, 2005) (3) Noah方案(地表径流为超渗产流, 并假设自由下渗)(Schaake等, 1996) (4) BATS方案(地表径流为蓄满产流, 并假设自由下渗)(Yang和Dickinson, 1996)
地表热力交换系数(Sfc)	(1) 广义的Monin-Obukhov(M-O)选项(Brutsaert, 1982) (2) 未使用零平面位移高度的Chen97选项(源自于Noah)(Chen等, 1997)
冠层辐射传输(Rad)	(1) 修正的二流近似辐射传输方程(冠层间隙= $f(3D, \cos z) \leq 1 - GVF$)(Niu和Yang, 2004) (2) 网格单元的二流近似辐射传输方程(冠层间隙=0)(Niu和Yang, 2004) (3) 植被部分的二流近似辐射传输方程(冠层间隙= $1 - GVF$)(Niu和Yang, 2004)
土壤温度计算的下边界(Tbot)	(1) 底部热通量为零 (2) 从文件中读取的8m处的土壤温度(源自于Noah)(Chen等, 1996)

数化选项(M-O, Sfc=1)和Noah型参数化选项(Chen97, Sfc=2). 广义的M-O参数化选项中地表热力交换系数的计算考虑了零平面位移高度:

$$C_H = \frac{\kappa^2}{\left[\ln\left(\frac{z-d_0}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z-d_0}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z-d_0}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z-d_0}{L}\right) \right]}, \quad (1a)$$

$$z_{0h} = z_{0m}, \quad (1b)$$

式中, κ 为卡曼常数, z 为参考高度, L 为莫宁-奥布霍夫长度, d_0 为零平面位移高度, z_{0h} 和 z_{0m} 分别为热力学粗糙度和动力学粗糙度(Brutsaert, 1982). 而Noah型参数化选项(即Chen97选项)中地表热力交换系数的计算方程如下:

$$C_H = \frac{\kappa^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right]}, \quad (2a)$$

$$z_{0h} = z_{0m} \exp(-\kappa C_{zil} \sqrt{Re^*}), \quad (2b)$$

式中, Re^* 为粗糙度雷诺数, C_{zil} 为经验参数, 取值为0.1 (Chen等, 1997). 两种参数化选项使用相同的大气稳定

性修正函数, Chen97参数化选项忽略了 d_0 , 而广义的M-O参数化选项将 z_{0h} 等同于 z_{0m} .

(6) 冠层辐射传输(Rad). 该物理过程设计了三个参数化选项(表2): ① 修正的二流近似辐射传输方程参数化选项(Rad=1), 该参数化选项假设冠层间隙为太阳高度角($\cos z$)与植被冠层三维结构的函数, 即冠层间隙= $f(3D, \cos z)$ (冠层间隙 $\leq 1 - GVF$)(Yang和Friedl, 2003; Niu和Yang, 2004); ② 应用于整个网格单元的二流近似辐射传输方程参数化选项(Rad=2), 该参数化选项假设冠层间隙等于零; ③ 应用于网格单元植被部分的二流近似辐射传输方程参数化选项(Rad=3), 即冠层间隙= $1 - GVF$.

(7) 土壤温度计算的下边界(Tbot). 该物理量设计了两种参数化选项(表2): 参数化选项1(Tbot=1)假设土壤底部的热通量为零; 参数化选项2(Noah型参数化选项, Tbot=2)假设土壤温度的下边界位于8m深度, 该深度的土壤温度通常设置为年平均地表空气温度(Zheng等, 2015a).

2.3 Noah-MP陆面模式数值模拟试验

2.3.1 数值模拟试验的设计

为了评估Noah-MP陆面模式在高寒草地生长季水

热交换模拟中的性能以及优选参数化选项组合方案, 本文设计了两组数值模拟试验. 首先, 为了评估Noah-MP各参数化选项不同组合方案的模拟性能, 本文在四个观测站点分别开展了1008组不同参数化选项组合方案的集合数值模拟试验, 涉及的7个物理过程/物理量及其参数化选项见2.2节. 其次, 基于优选出的适用于高寒草地的参数化选项组合方案, 在每个观测站点开展了最优参数化选项组合方案的数值模拟试验(记为Opt1、Opt2), 并对模拟结果做了分析和评估. 对于每个站点的集合数值模拟试验, 每次试验通过对模拟时段重复运行50次, 使模式达到稳定状态. 在此基础上, 进一步将初始时刻土壤水分和土壤温度替换为实际观测数据进行模拟, 以便获取更为准确的模拟结果.

Noah-MP陆面模式的驱动数据包括风速、空气温度、相对湿度、大气压、向下短波和长波辐射以及降水量, 这些主要通过各站点的气象观测获取(表1, 第2.1节). 本文将各观测量的数据统一处理成0.5h间隔, 其中模式模拟中使用的风速和空气温度的观测高度见表1, 相对湿度与空气温度观测高度一致. 模式模拟所需的土壤类型通过黑河流域数字土壤数据集(Song等, 2016)获取, 月平均LAI通过GLASS和MODIS LAI产品获取(第2.1节), 并基于LAI估算月平均GVF和茎面积指数(Stem Area Index, SAI).

2.3.2 数值模拟结果的评估方法

(1) 泰勒技巧分. 泰勒技巧分(Taylor Skill Score)在对Noah-MP进行评估分析时表现较好(Gan等, 2019), 因此本文选择泰勒技巧分作为集合数值模拟试验的评估指标. 首先, 计算不同观测站点Noah-MP集合数值模拟试验模拟的感热通量(H)、潜热通量(LE)、土壤温度(t_s)和土壤水分(θ)的泰勒技巧分(Taylor, 2001), 评估Noah-MP不同参数化选项组合方案在单站点对单变量的模拟精度. 泰勒技巧分定义为

$$T = \frac{2(1+R)}{(\alpha+1/\alpha)^2}, \quad (3)$$

其中, R 为相关系数, α 为模拟值标准差与观测值标准差的比值. 泰勒技巧分的范围为0~1, 数值越接近于1, 表示模拟结果越准确. 本文将评估方法中所用的验证数据, 如 H 、 LE 、 t_s 和 θ (表1, 第2.1节), 均处理至0.5h, 并使用反距离权重法将 t_s 和 θ 观测数据的观测深度与模

型的模拟深度进行匹配.

其次, 通过对各观测站点以上模拟变量的泰勒技巧分进行加权平均, 评估Noah-MP不同参数化选项组合方案在各观测站点的综合模拟精度. 各站点加权平均泰勒技巧分(T)定义为(Gayler等, 2014)

$$T = \frac{1}{2} \left(\frac{T_H + T_{LE} + \sum_{i=1}^n T_{t_s, i} / n}{3} + \sum_{i=1}^n T_{\theta, i} / n \right), \quad (4)$$

其中, i 表示土壤的第 i 层, n 表示土壤层数, T_H 、 T_{LE} 、 T_{t_s} 、 T_{θ} 分别表示集合数值模拟试验模拟的 H 、 LE 、 t_s 和 θ 变量的泰勒技巧分. 第三层和第四层土壤温度和土壤水分数值较低, 观测误差较大, 易导致统计结果不稳定, 考虑到评估结果的稳定性, 在进行各变量权重平均的计算时, 本文仅选择第一层和第二层 t_s 和 θ 变量的泰勒技巧分参与加权平均计算, 即 $n=2$.

在 T 的基础上, 使用加权平均泰勒技巧分差(Delta Taylor Skill Score, ΔT)量化不同物理过程/物理量中参数化选项之间的差异性, ΔT 定义为集合数值模拟试验各物理过程/物理量不同参数化选项的 T 的平均值中最高值和最低值之间的差值:

$$\Delta T = \max(\bar{T}_{m,n}) - \min(\bar{T}_{m,n}), \quad (5)$$

其中, $m=Dveg$ 、 Crs 、 Btr 、 Run 、 Sfc 、 $Tbot$ 、 Rad ; n 为每个物理过程/物理量中的参数化选项, 范围为2~4(表2). ΔT 值越大, 表明该物理过程越敏感, 不同参数化选项的选择对模拟结果影响越大.

最后, 通过进一步对所有观测站点的 T 进行平均得到站点加权泰勒技巧分, 评估Noah-MP不同参数化选项组合方案在所有观测站点的综合模拟精度并选取最佳参数化选项组合方案. 计算公式如下:

$$T' = (T_{JYL} + T_{AR} + T_{YK} + T_{DSL}) / 4, \quad (6)$$

其中, T_{JYL} 、 T_{AR} 、 T_{YK} 、 T_{DSL} 分别表示JYL、AR、YK、DSL站点所选变量的加权平均泰勒技巧分(式(4)).

(2) 其他评估指标. 考虑到单一评估指标难以同时反映模拟值和观测值之间的相关性和偏差, 如泰勒技巧分仅能反映模拟值和观测值之间的相关性, 因此本文在泰勒技巧分评估的基础上, 将进一步基于均方根误差(RMSE)这一评估指标对集合数值模拟试验的模拟结果进行评估与优选, 以探讨评估指标差异对评

估结果的影响. 由于不同变量(如 H 、 LE 、 t_s 和 θ)的RMSE具有单位的差异, 在进行站点综合评估前, 对1008种参数化选项组合方案获取的各变量的RMSE进行零-均值规范化(z-score标准化), 记为 RI :

$$RI = \frac{RMSE - \overline{RMSE}}{\sigma}, \quad (7)$$

其中, $\overline{RMSE}$ 为集合数值模拟试验1008种参数化选项组合方案获取的各变量RMSE的均值, σ 为集合数值模拟试验各变量RMSE的标准差. RI 的均值为0, 标准差为1. 根据RMSE越小, 模拟结果越好的特点, 则 RI 越小, 对应的参数化选项组合方案的模拟性能越好. 在站点综合评估中, 采取类似式(4)和(6)的计算方法(即将公式中的泰勒技巧分 T 换为 RI), 最后根据计算的多站点平均归一化RMSE的负数(记为 $-RI$)进行评估与优选.

3 研究结果

3.1 单站点、单变量的模拟评估

图2显示了Noah-MP集合数值模拟试验获取的各观测站点 H 和 LE 的泰勒技巧分及其与7个物理过程/物理量不同参数化选项的关系. 由图可知, 对于 H 和 LE 的模拟, Dveg、Crs和Sfc三个物理过程/物理量(表2)的不同参数化选项之间的泰勒技巧分差异较大, 说明 H 和 LE 的模拟对这三个物理过程/物理量比较敏感, 参数化选项的选择会对模拟结果产生较大影响. 其中, Dveg物理过程针对LAI和GVF的计算直接影响 LE 和 H 的模拟; Crs物理量直接影响 LE 的模拟, 进而影响 H 的模拟; Sfc物理量直接影响 LE 和 H 的模拟.

在不同观测站点, 以上三个物理过程/物理量的参数化选项对 H 和 LE 的模拟影响不尽相同. 其中, Dveg物理过程中, 相比参数化选项2(即植被动态生长模块开启, 表2), 其他三个参数化选项(即植被动态生长模块关闭)在AR、YK和DSL站的 H 和 LE 模拟表现较好(即泰勒技巧分箱型图的上四分位线和中位数的数值均较高), 而参数化选项2仅在JYL站模拟表现较好. Crs物理量中, Jarvis参数化选项(Crs=2)在YK和DSL站的 H 和 LE 模拟表现较好, Ball-Berry参数化选项(Crs=1)在AR站的模拟表现较好. Sfc物理量中, Chen97参数化选项(Sfc=2)在各个站点 H 和 LE 模拟中, 整体表现优于M-O参数化选项(Sfc=1).

除了以上三个物理过程/物理量, Rad物理过程的不同参数化选项对JYL和AR站 LE 的模拟也存在相对明显的影响, 该物理过程通过冠层间隙的计算影响穿过冠层的辐射, 进而影响 H 和 LE 的计算. 其他物理过程/物理量的参数化选项对各个观测站点 H 和 LE 的模拟影响很小(其泰勒技巧分分布的差异不明显), 参数化选项的选择并不会对模拟结果产生明显影响.

图3显示了集合数值模拟试验获取的各观测站点第二层土壤温度(t_{s25})和土壤水分(θ_{25})的泰勒技巧分及其与各个物理过程/物理量不同参数化选项的关系. 第一层和第二层土壤温度和土壤水分的模拟结果类似, 考虑到展示篇幅, 本文仅展示 t_{s25} 和 θ_{25} 的模拟结果. 对于土壤温度的模拟(图3a), 其对Sfc物理量最为敏感(其不同参数化选项的泰勒技巧分差异最大), Rad物理过程次之, 它们的参数化选项的选择对土壤温度的模拟结果会产生较大的影响. Sfc物理量通过影响 H 和 LE 的模拟进而影响土壤热通量的计算, 从而影响土壤温度的模拟; Rad物理过程则通过影响穿过冠层的辐射计算, 进而影响土壤温度的模拟. 通过对比Sfc和Rad物理过程/物理量不同参数化选项的泰勒技巧分, 可以发现这两个物理过程/物理量的不同参数化选项在不同站点的表现也不同. Sfc物理量中, Chen97选项在各个观测站点土壤温度的模拟表现较好(即泰勒技巧分箱型图的中位数和上四分位数数值较高), 这与 H 和 LE 的模拟表现一致, 说明Chen97选项更适合高寒草地陆气间水热交换的模拟. Rad物理过程中, 参数化选项3(即冠层间隙=1-GVF)相比其他两个参数化选项整体表现较好, 其在AR、YK和DSL站的泰勒技巧分箱型图的最高值和中位数的数值均高于其他参数化选项. 除了上述物理过程/物理量, AR站土壤温度的模拟对Crs物理量和径流和地下水(Run)物理过程的参数化选项的选择也比较敏感. 其他物理过程/物理量的参数化选项对土壤温度模拟的影响很小.

对于土壤水分的模拟(图3b), 其对Crs、Dveg和Run物理过程/物理量比较敏感, 这些物理过程/物理量不同参数化选项的泰勒技巧分差异较大. Crs物理量和Dveg物理过程通过影响 LE 的模拟, 进而影响土壤水分的模拟; Run物理过程通过影响入渗直接影响土壤水分的模拟. Crs物理量的Ball-Berry选项在AR和DSL站的模拟表现明显较好(即泰勒技巧分明显较高), 而Jarvis选项在JYL和YK站表现较好, 与 LE 的模拟基本

图2 各观测站点Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量参数化选项模拟结果的泰勒技巧分箱型图

(a) 感热通量; (b) 潜热通量。其中箱型图为1008个集合数值试验模拟结果的泰勒技巧分, 红色十字为异常值(极好/极差值), 黑色长横虚线为所有参数化选项组合方案泰勒技巧分的平均值, 箱型图内短横线为中位数, 箱型图的上/下边缘为上/下四分位数

一致。除了JYL站, Dveg物理过程的参数化选项2(即植被动态生长模块开启)相比其他参数化选项(即植被动态生长模块关闭)表现较差。Run物理过程参数化选项1(即SIMGM)在YK和DSL站模拟较好, 而在JYL和AR站, 不同参数化选项的表现相近。其他物理过程/物理量的参数化选项对土壤水分模拟的影响很小。

综上所述, 不同观测站点不同变量的模拟对Noah-MP不同物理过程/物理量参数化选项的敏感性不同。整体上, 青藏高原高寒草地的 H 和 LE 模拟主要受Crs、Dveg和Sfc的影响, 其中Sfc物理量的Chen97参数化选项在各观测站点的模拟优于M-O参数化选项, Crs物理量和Dveg物理过程不同参数化选项在不同观测站点的模拟各有优劣。土壤温度的模拟主要受到Sfc物理量和Rad物理过程的影响, 其中Sfc物理量的Chen97参数化选项表现较优, Rad物理过程的参数化选项3(即泰勒技巧分 $=1-GVF$)相比其他两个参数化选项整体表现较好。土壤水分的模拟主要受到Crs物理量、Dveg和

Run物理过程的影响, 三个物理过程/物理量中不同参数化选项在不同观测站点的模拟各有优劣。

3.2 单站点多变量的综合评估

为了进一步分析Noah-MP各参数化选项组合方案在各观测站点的性能, 对集合数值模拟试验获取的各观测站点 H 、 LE 、第一层和第二层(5和25cm)的 t_s 和 θ 的泰勒技巧分(第3.1节)进行加权平均(式(4)), 得到加权平均泰勒技巧分(T), 用 T 评估Noah-MP陆面模式在各观测站点的综合表现。图4显示了各观测站点的 T 及其与各个物理过程/物理量不同参数化选项的关系。图中红色线表示各个物理过程的参数化选项选择的标准线, 设置为 T 的最大值, 用于优选各个观测站点的最优参数化选项组合方案。为了更加直观地显示各物理过程/物理量不同参数化选项间的差异, 使用 ΔT (式(5))表达各个物理过程/物理量不同参数化选项之间的差异性(图5, 第2.3节), ΔT 越大, 物理过程/物理量越敏感。与

图3 各观测站点Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量参数化选项模拟结果的泰勒技巧分箱型图

(a) 25cm土壤温度; (b) 25cm土壤水分。其中箱型图为1008个集合数值试验模拟结果的泰勒技巧分, 红色十字为异常值(极好/极差值), 黑色长横虚线为所有参数化选项组合方案泰勒技巧分的平均值, 箱型图内短横线为中位数, 箱型图的上/下边缘为上/下四分位数

图4 各观测站点Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量参数化选项模拟结果的加权平均泰勒技巧分箱型图

箱型图为1008个集合数值试验模拟结果的加权平均泰勒技巧分, 红色十字为异常值(极好/极差值), 黑色长横虚线为所有参数化选项组合方案泰勒技巧分的平均值, 箱内短横线为中位数, 箱子的上/下边缘为上/下四分位数, 长红色线为数值模拟试验中加权平均泰勒技巧分的最大值

第3.1节的结论类似, 图4和图5均显示了在四个观测站点的模拟中, 对Crs物理量最为敏感(即 T 差异最大), Dveg、Run和Sfc三个物理过程/物理量次之。其中, JYL站Rad物理过程的 ΔT 最大, 其次是Dveg物理过程和Sfc物理量; AR站Crs物理量的 ΔT 最大, 其次是Dveg

物理过程和Sfc物理量; YK站Sfc物理量的 ΔT 最大, 其次是Crs物理量和Dveg物理过程; DSL站Run物理过程的 ΔT 最大, 其次是Crs物理量和Dveg物理过程。总的来看, 四个观测站点各变量的模拟结果对Crs、Dveg和Sfc三个物理过程/物理量更敏感, 表明高寒草地的水

图5 各观测站点Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量的加权平均泰勒技巧分差(ΔT)

表3 各观测站点Noah-MP陆面模式的最优参数化选项组合方案

物理过程/物理量	JYL	AR	YK	DSL
Dveg	2	1	1	1
Crs	1	1	2	1
Btr	1/2/3	1	1/2/3	1
Run	2	2/4	1/2	1
Sfc	2	2	2	2
Rad	3	2	1	2
Tbot	1/2	1/2	1/2	1/2

热交换模拟主要受地表热量交换模拟的影响,进而影响土壤温度和水分的模拟。由于JYL站点位于山顶平地,植被相对稀疏,导致地表热量交换的模拟更易受辐射传输过程模拟(Rad)的影响;而DSL站点位于河谷沼泽草甸,暖季地表经常被水淹没,导致其水热交换的模拟主要受入渗和径流过程模拟(Run)的影响。

根据各物理过程/物理量不同参数化选项对应的 T 的最大值,优选出各观测站点的最优参数化选项组合方案,详细结果列入表3。由表3可知,每个观测站点的最优参数化组合方案不同,这主要是由于各站点的下垫面状况不同导致的。对于所有观测站点,Sfc物理量的参数化选项2(即Chen97参数化选项)模拟效果优于参数化选项1(即M-O参数化选项),Btr物理量的参数化选项1(即Noah型参数化选项)普遍优于其他参数化选项,而Tbot物理量两个参数选项的模拟效果接近。对于大部分观测站点,Dveg物理过程的参数化选项1(即将卫星LAI和GVF产品作为输入)的模拟效果优于其他选项,Crs物理量的参数化选项1(即Ball-Berry参数化选项)优于参数化选项2(即Jarvis参数化选项)。对于Run物理过程,参数化选项1(SIMGM)在DSL站点模拟效果

明显优于其他参数化选项,而不同参数化选项在其他站点的模拟效果接近。

综上所述,不同观测站点对Noah-MP不同物理过程参数化选项的敏感性不同,导致每个观测站点的最优参数化选项组合方案也不同。整体上,Noah-MP在青藏高原高寒草地的模拟对Crs、Dveg、Run和Sfc四个物理过程/物理量比较敏感,其中Crs物理量的Ball-Berry参数化选项(Crs=1)、Dveg物理过程的参数化选项1(即将卫星LAI和GVF产品作为输入)和Sfc物理量的Chen97参数化选项(Sfc=2)模拟结果较优。

3.3 最优参数化选项组合方案的选取

为了优选出Noah-MP在青藏高原高寒草地的最优参数化选项组合方案,首先使用式(6)定义的站点加权泰勒技巧分(T)进行优选(第2.3节)。图6显示了集合数值模拟试验中四个观测站点平均的 T 及其与各个物理过程/物理量不同参数化选项的关系,图中红色长线表示各个物理过程/物理量参数化选项选择的标准线,设置为 T 的最大值。由图6可知,与第3.1和3.2节的发现一致,青藏高原高寒草地的水热交换模拟对Dveg、Crs、Run和Sfc这四个物理过程/物理量比较敏感(即不同参数化选项的 T 值差异较大)。其中,Dveg物理过程的参数化选项1(即将卫星LAI和GVF产品作为输入)、Crs物理量的参数化选项1(Ball-Berry参数化选项)、Run物理过程的参数化选项1(SIMGM参数化选项)和Sfc物理量的参数化选项2(Chen97参数化选项)的 T 明显较高,表明这些参数化选项的模拟效果最好。而对于Btr、Rad和Tbot三个物理过程/物理量,它们的参数化选项之间的 T 值差异较小,说明青藏高原高寒草地水热交换模拟对这三个物理过程的敏感性较小。根据 T 值优选出适合青藏高原高寒草地的最优参数化选项组合方案,相关结果如表4所示。需要注意的是,Rad参数化选项1和2,以及Tbot的两个参数化选项的 T 值差异很小,导致了这两个物理过程分别有两个最优参数化选项,而高寒草地的最优参数化选项组合方案则相应的有4种。

图7a和7b分别显示各观测站点观测和基于Noah-MP最优参数化选项组合方案(即Opt1模拟试验,第2.3节)模拟的 H 和 LE 的月平均日变化特征的比较,其中最优参数化选项组合Opt1模拟试验中Rad物理过程和Tbot物理量分别采用参数化选项2和1。表5列出了各观

图 6 多观测站点Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量参数化选项模拟结果的站点加权泰勒技巧分箱型图
其中箱型图为1008个集合数值试验模拟结果的站点加权泰勒技巧分, 红色十字为异常值(极好/极差值), 黑色长横虚线为所有参数化选项组合方案泰勒技巧分的平均值, 箱内短横线为中位数, 箱子的上/下边缘为上/下四分位数, 长红色线为数值模拟试验中站点加权泰勒技巧分的最大值

测站点Opt1模拟试验中 H 和 LE 的观测和模拟值之间的RMSE. 由图7和表5可知, 最优参数化选项组合方案能较好地模拟各观测站点观测的 LE 的日变化特征, 而 H 的模拟结果存在明显的高估. 同时, 表5列出了各观测站点 t_{ss} 、 t_{s25} 观测值和模拟值之间的RMSE值. 由表5可知, 各个站点最优参数化选项组合方案 t_{s25} 的RMSE值低于 t_{ss} 的RMSE值, 其中JYL站的平均RMSE值最低, 而YK站的平均RMSE值最高.

图8a和8b显示了各观测站点观测和基于Noah-MP最优参数化选项组合方案模拟的5和25cm处的土壤水分 θ , 表6列出了各观测站点 θ 观测值和模拟值之间的RMSE值. 由图8和表6可知, 最优参数化选项组合方案能较好模拟各观测站点观测的 θ 变化特征及其对降水的响应, 然而各观测站点 θ 的模拟结果均存在明显低估, θ 模拟值的RMSE约为 $0.1\sim 0.15\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$.

3.4 不同评估指标对最优参数化选项组合方案选取的影响

图9显示了Noah-MP集合数值模拟试验中四个观测站点平均的 $-RI'$ (计算方法详见2.3.2节)及其与7个物理过程/物理量不同参数化选项的关系, 图中红色线表示各个物理过程/物理量参数化选项选择的标准线, 设置为 $-RI'$ 的最大值. 由图7可知, 四个观测站点的水热交换模拟主要受Dveg、Crs、Run和Sfc这四个物理过程/物理量的影响(即不同参数化选项的 $-RI'$ 值差异较大), 该结果与使用泰勒技巧分的评估结果一致. 根据 $-RI'$ 值优选出适合四个观测站点的最优参数化选项组合方案, 相关结果如表4所示. 由表4可知, 使用 $-RI'$ 作为指标优选出的参数化选项组合方案与基于泰勒技巧分选取的方案基本一致, 但前者存在更多的最优参数化选项组合方案.

各观测站点基于 $-RI'$ 优选的Noah-MP最优参数化选项组合方案(即Opt2模拟试验)模拟的 H 和 LE 的月平均日变化特征也分别显示在图7a和7b, 其中Dveg、Btr、Run、Rad和Tbot五个物理过程/物理量分别采用参数化选项1、3、2、2和1. 表5同样列出了各观测站点Opt2模拟试验中 H 和 LE 的RMSE. 对比Opt1和Opt2模拟试验, 两者仅在Btr物理量和Run物理过程参数化选项的选择上存在差异. 由图7和表5, Opt2模拟试验与Opt1模拟试验对各观测站点 H 和 LE 的模拟性能非常接近, RMSE相差不大, 且均存在 H 模拟结果高估的情况. 各观测站点基于Opt2模拟试验模拟的5和25cm处的 θ 也分别显示在图8a和8b, 其对应的RMSE结果同样列于表6. 同样的, Opt2模拟试验与Opt1模拟试验对各观测站点 θ 的模拟效果类似, 也都存在 θ 模拟结果低估

表 4 Noah-MP陆面模式在高寒草地的最优参数化选项组合方案

物理过程/物理量	基于 T' 的最优参数化选项组合方案	基于 RI' 的最优参数化选项组合方案
Dveg	1=关闭(LAI和GVF为输入数据)	1, 或3=关闭(LAI来源为输入数据, GVF基于LAI计算), 或4=关闭(LAI来源为输入数据, GVF等于输入GVF数据的最大值)
Crs	1=Ball-Berry	1
Btr	1=Noah	1, 或2=CLM, 或3=SSiB
Run	1=SIMG	1, 或2=SIMTOP
Sfc	2=Chen97	2
Rad	1=冠层间隙(3D, cosz), 或2=冠层间隙=0	1, 或2
Tbot	1=土壤底部为0热通量(ZBOT和TBOT未使用), 或2=从文件中读取的8m处的土壤温度(源自于Noah)	1, 或2

图7 各观测站点Noah-MP模拟试验的模拟值和观测值的月平均日变化的比较
(a) 感热通量; (b) 潜热通量

表5 各观测站点Noah-MP模拟试验 H 、 LE 、 t_{s5} 、 t_{s25} 模拟值的均方根误差(RMSE)

站点	$H(\text{W m}^{-2})$			$LE(\text{W m}^{-2})$			$t_{s5}(\text{K})$			$t_{s25}(\text{K})$		
	Opt1	Opt2	Exp1	Opt1	Opt2	Exp1	Opt1	Opt2	Exp1	Opt1	Opt2	Exp1
JYL	38.70	37.69	29.82	34.16	33.57	34.02	2.39	2.39	2.41	0.49	0.49	1.02
AR	49.34	41.46	30.11	48.85	42.18	42.71	3.15	3.31	2.89	1.50	1.77	1.04
YK	59.54	65.88	39.25	40.99	40.89	41.34	4.65	4.28	6.76	3.47	3.33	5.50
DSL	44.88	45.17	26.78	55.89	54.01	53.80	2.66	2.60	3.57	1.01	0.94	2.12

的现象.

综上所述, Dveg、Crs、Run和Sfc物理过程/物理量在多观测站点综合变量的评估中对模拟结果影响较

大, 而对不敏感的物理过程/物理量, 参数化选项对模拟结果造成的差异不大. 基于泰勒技巧分和 $-RI$ 优选出的最优参数化选项组合方案类似, 都能够模拟出

图 8 各观测站点Noah-MP模拟试验土壤水分模拟值和观测值的比较
(a) 5cm土壤水分; (b) 25cm土壤水分

表 6 各观测站点Noah-MP模拟试验中 θ_5 和 θ_{25} 模拟值的均方根误差(RMSE)

站点	$\theta_5(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$					$\theta_{25}(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$				
	Opt1	Opt2	Exp2a	Exp2b	Exp2c	Opt1	Opt2	Exp2a	Exp2b	Exp2c
JYL	0.15	0.15	0.09	0.10	0.05	0.15	0.15	0.10	0.10	0.07
AR	0.11	0.11	0.03	0.11	0.04	0.11	0.11	0.03	0.11	0.01
YK	0.10	0.09	0.06	0.10	0.05	0.08	0.08	0.04	0.08	0.03
DSL	0.18	0.18	0.16	0.19	0.13	0.06	0.06	0.04	0.06	0.03

H 、 LE 以及土壤温湿度的变化特征, 两者对四个站点各变量模拟结果的RMSE值非常接近, 但均存在 H 的高估和 θ 的低估两个突出问题.

4 讨论

由第3.3节的结果可知, 使用泰勒技巧分和 $-RI'$ 优

图9 Noah-MP集合数值模拟试验7个物理过程/物理量参数化选项模拟结果的多站点平均归一化RMSE的负数($-RI'$)箱型图

其中箱型图为1008个集合数值试验模拟结果的多站点平均归一化RMSE的负数,红色十字为异常值(极好/极差值),黑色长横虚线为所有参数化选项组合方案多站点平均归一化RMSE的负数($-RI'$)的平均值,箱内短横线为中位数,箱子的上/下边缘为上/下四分位数,长红色线为数值模拟试验中 $-RI'$ 的最大值

选出的Noah-MP最优参数化选项组合方案在各观测站点的模拟结果均存在明显的感热通量 H 高估和土壤水分 θ 低估等问题,类似的问题也存在其他陆面模式在青藏高原的应用中(Yang等, 2009; Chen等, 2013; Zheng等, 2015c; Bi等, 2016)。因此,本节基于前人研究对Noah-MP相关的参数化方案进行改进,以解决最优参数化选项组合方案模拟(即Opt)中存在的上述突出问题。

4.1 C_{zil} 系数对感热通量模拟的影响

C_{zil} 系数是地表热力交换系数(Sfc)物理量中Chen97参数化选项计算热力学粗糙度(z_{0h})和热力交换系数的关键经验参数(方程(2b))。Zheng等(2014, 2015b)同样发现Chen97参数化选项在青藏高原高寒草地模拟中存在 H 高估的问题,并通过将Chen97参数化选项中经验参数 C_{zil} 的值($C_{zil}=0.1$)替换为Chen和Zhang(2009)提出的参数化方案 $C_{zil} = 10^{-0.4z_{0h}/0.07}$,从而有效解决了 H 高估的问题。因此,本节参考Zheng等(2014, 2015b)的工作,在Noah-MP中引入了Chen和Zhang(2009)提出的 C_{zil} 参数化方案,并开展新的一组模拟试验(记为Exp1)评估其模拟性能。Exp1模拟试验的其他参数化选项组合方案与Opt1模拟试验保持一致。

各观测站点Exp1模拟试验模拟的 H 和 LE 的月平均日变化结果同样在图7中显示。由图7可知,Exp1模拟试验通过引入新的 C_{zil} 参数化方案很好地模拟了 H 和 LE 的月平均日变化特征,并且较大地降低了Opt1模拟试验中 H 模拟值在日间的高估,对 LE 的模拟也有一定

的改进。表5列出了各观测站点Exp1模拟试验 H 、 LE 、 t_{s5} 和 t_{s25} 的RMSE值,由表5可知,Exp1模拟试验中各观测站点 H 的模拟精度均明显提高, RMSE相较于Opt1模拟试验中 H 的RMSE降低了约10~20 W m⁻²。同时, LE 、 t_{s5} 和 t_{s25} 的RMSE也有一定程度的降低。Exp1模拟试验结果表明,通过对最优参数化选项组合方案中的Chen97参数化选项的参数 C_{zil} 进行修改,能够有效地解决Opt1模拟试验中各观测站点存在的 H 高估问题。

4.2 土壤有机质对土壤水分模拟的影响

已有大量研究(Yang等, 2009; Chen等, 2012; Zheng等, 2015a, 2015b)表明,不同的陆面模式在青藏高原均存在土壤水分模拟低估的问题,并指出这主要是由于当前陆面模式没有很好考虑高原土壤表层植被根系发达、有机质含量富集这一特征造成的。Zheng等(2015a)通过发展考虑有机质影响的土壤水力性质参数化方案和新的植被根系垂直分布参数化方案,有效解决了Noah陆面模式土壤水分模拟低估的问题。此外, Zheng等(2015c)评估了三种植被根系垂直分布参数化方案在Noah-MP中的模拟效果,发现指数形式的表达更贴近青藏高原高寒草地实际根系的垂直分布情况。因此,本节参考Zheng等(2015a, 2015c)的研究工作,在Noah-MP中引入考虑有机质影响的土壤水力性质参数化方案和指数形式的植被根系垂直分布参数化方案(具体方法见网络版附录, <http://earthcn.scichina.com>),并开展新的一组模拟试验(记为Exp2)评估其性能。模拟所需的土壤有机质含量数据通过三种土壤产品获取: (1) 黑河流域数字土壤制图(Digital soil mapping dataset in the Heihe River Basin, DSHR)(Song等, 2016; <http://westdc.westgis.ac.cn/data/>), (2) 中国土壤数据集(Soil Database of China for Land Surface Modeling, SDC)(Shangguan等, 2014; <http://globalchange.bnu.edu.cn/research/soil2>), (3) SoilGrids数据集(SGD)(<https://soilgrids.org/>)。因此, Exp2模拟试验包括三组模拟,分别通过以上三组土壤产品获取土壤有机质作为模型输入: (1) Exp2a模拟试验使用DSHR产品, (2) Exp2b模拟试验使用SDC产品, (3) Exp2c模拟试验使用SGD产品。Exp2模拟试验中的参数化选项组合方案与Exp1模拟试验一致。

图8a和8b分别显示了各观测站点观测和Exp2模拟试验模拟的 θ_5 和 θ_{25} 。由图8可知, Exp2模拟试验通过引

入新的考虑有机质影响的土壤水力性质参数化方案和指数形式的植被根系垂直分布参数化方案,使得 θ 的模拟精度得到明显提高.其中,Exp2a和Exp2c模拟试验对 θ 模拟精度的提高都非常明显,Exp2c模拟试验表现最好.表6列出了各观测站点Exp2模拟试验获取的 θ_5 和 θ_{25} 的RMSE值.由表6可知,Exp2a和Exp2c模拟试验获取的 θ 与Opt1模拟试验获取的 θ 相比,其RMSE降低了约 $0.05\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$,表明土壤有机质和合理根系垂直分布参数化方案的缺失是导致Noah-MP低估 θ 的主要原因之一.此外,需要注意的是,考虑有机质影响的土壤水力性质参数化方案对输入的土壤有机质比较敏感,不同产品的模拟效果存在一定差异,其中SGD产品的模拟表现最佳.

5 结论

本文选取位于青藏高原东北部黑河流域上游的JYL、AR、YK和DSL四个高寒草地观测站点开展了Noah-MP的集合数值模拟试验,涉及1008种参数化选项组合方案,并通过泰勒技巧分和归一化RMSE的负数($-RI'$)评估和获取了Noah-MP在青藏高原高寒草地生长季水热交换模拟中的最优参数化选项组合方案,以及分析了不同评估指标对数值模拟结果的影响.在此基础上,进一步改进了最优参数化选项组合方案中热力学粗糙度的计算,并在土壤参数的计算中考虑了土壤有机质的影响,引入了更适合高寒草地的垂直根系分布函数,从而提高了Noah-MP在青藏高原高寒草地的模拟效果.本文的主要结论如下.

(1) 使用不同的评估指标对Noah-MP集合数值模拟试验的结果表明,青藏高原高寒草地生长季水热交换模拟对植被动态生长(Dveg)、冠层气孔阻抗(Crs)、径流和地下水(Run)以及地表热力交换系数(Sfc)四个物理过程/物理量比较敏感,这些物理过程/物理量参数化选项的选择对模拟结果的影响比较大;而对气孔阻抗的土壤水分限制因子(Btr)、冠层辐射传输(Rad)和土壤温度计算的下边界(Tbot)等物理过程/物理量不敏感,它们参数化选项的选择对模拟结果影响很小.

(2) 四个敏感物理过程/物理量中,Crs物理量的Ball-Berry参数化选项($Crs=1$),Dveg物理过程的参数化选项1(即将卫星LAI和GVF产品作为输入)和Sfc物理量的Chen97参数化选项($Sfc=2$)的模拟结果较优,而

Run物理过程的参数化选项不同评估指标选取的结果存在差异.不敏感的物理过程/物理量中,Rad和Tbot各自的两个参数化选项的差异非常小.同时,基于泰勒技巧分和 $-RI'$ 优选出的最优参数化选项组合方案类似,均能够很好地模拟观测到的 H 、 LE 以及 t_s 和 θ 的变化特征,但在各观测站点依然存在 H 的高估和 θ 的低估等突出问题.

(3) 通过引入新的 C_{zil} 计算方法($C_{zil} = 10^{-0.4z_{0m}/0.07}$)代替常数值0.1,能够有效改进Noah-MP对 H 的高估问题;通过引入考虑土壤有机质影响的土壤水力参数化方案和使用更适用高寒草地的指数形式根系垂直分布函数,能够改进Noah-MP对土壤水分 θ 的低估问题.这表明需要在Noah-MP的框架内引入新的参数化方案才能更好地模拟青藏高原高寒草地生长季的水热交换过程.

本文针对Noah-MP在青藏高原高寒草地生长季水热交换模拟的评估优选和改进有助于更好地理解高寒草地的陆气相互作用过程,相关改进也拓展了Noah-MP在青藏高原研究的应用前景.然而,在未来的工作中,土壤温度的模拟还需要提高,同时Noah-MP相关改进方案在非生长季(如寒季,包含积雪和土壤冻融过程)的模拟性能仍需要进一步评估和拓展,从而获取多年连续、高精度的水热交换模拟结果.

致谢 感谢所有参与WATER和HiWATER科学试验的科学家、工程师和学生,三位匿名审稿人给予了详细指导意见,谨致谢忱.如需获取数据,请联系通讯作者刘绍民(email: smliu@bnu.edu.cn).

参考文献

- 陈建军. 2020. 青藏高原高寒草地植被覆盖度变化及其环境影响因子研究. 测绘学报, 49: 533
- 丁明军, 张懿铨, 刘林山, 王兆峰. 2010. 1982~2009年青藏高原草地覆盖度时空变化特征. 自然资源学报, 25: 2114~2122
- 郭冻, 杜世宏, 薛达远, 蔡亮. 2012. 长江源区土地覆盖变化与草地退化格局的时空分异. 应用生态学报, 23: 1219~1225
- 王根绪, 胡宏昌, 王一博, 陈琳. 2007. 青藏高原多年冻土区典型高寒草地生物量对气候变化的响应. 冰川冻土, 29: 671~679
- 杨元合, 朴世龙. 2006. 青藏高原草地植被覆盖变化及其与因子之间的关系. 植物生态学报, 30: 1~8
- Ball J T, Woodrow I E, Berry J A. 1987. A Model Predicting Stomatal Conductance and Its Contribution to the Control of Photosynthesis

- Under Different Environmental Conditions. In: Biggins J, ed. Process in Photosynthesis Research, vol. 1. Dordrecht: Martinus Nijhoff. 221–234
- Barlage M, Tewari M, Chen F, Miguez-Macho G, Yang Z L, Niu G Y. 2015. The effect of groundwater interaction in North American regional climate simulations with WRF/Noah-MP. *Clim Change*, 129: 485–498
- Bi H, Ma J, Zheng W, Zeng J. 2016. Comparison of soil moisture in GLDAS model simulations and *in situ* observations over the Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 2658–2678
- Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, Levis S, Zeng X, Dai Y, Dickinson R E, Yang Z L. 2002. The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model. *J Clim*, 15: 3123–3149
- Brutsaert W A. 1982. Evaporation into the Atmosphere. Dordrecht: D. Reidel. 299
- Che T, Li X, Liu S M, Li H, Xu Z W, Tan J, Zhang Y, Ren Z G, Xiao L, Deng J, Jin R, Ma M G, Wang J, Yang X. 2019. Integrated hydrometeorological, snow and frozen-ground observations in the alpine region of the Heihe River Basin, China. *Earth Syst Sci Data*, 11: 1483–1499
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn state-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon Weather Rev*, 129: 569–585
- Chen F, Janjić Z, Mitchell K. 1997. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. *Bound-Layer Meteor*, 85: 391–421
- Chen F, Zhang Y. 2009. On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: From viewpoint of surface exchange coefficients. *Geophys Res Lett*, 36: L10404
- Chen F K, Mitchell K, Schaake J, Xue Y, Pan H L, Koren V, Duan Q Y, Ek M, Betts A. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J Geophys Res*, 101: 7251–7268
- Chen X, Su Z, Ma Y, Yang K, Wen J, Zhang Y. 2013. An improvement of roughness height parameterization of the Surface Energy Balance System (SEBS) over the Tibetan Plateau. *J Appl Meteor Climatol*, 52: 607–622
- Chen Y Y, Yang K, Tang W J, Qin J, Zhao L. 2012. Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for Eastern Tibet grasslands. *Sci China Earth Sci*, 55: 1001–1011
- Collatz G J, Ball J T, Grivet C, Berry J A. 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: A model that includes a laminar boundary layer. *Agric For Meteorol*, 54: 107–136
- Collatz G J, Ribas-Carbo M, Berry J A. 1992. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C₄ plants. *Funct Plant Biol*, 19: 519–538
- Cuntz M, Mai J, Samaniego L, Clark M, Wulfmeyer V, Branch O, Attinger S, Thober S. 2016. The impact of standard and hard-coded parameters on the hydrologic fluxes in the Noah-MP land surface model: Hard-coded parameters in Noah-MP. *J Geophys Res Atmos*, 121: 10,676–10,700
- Dai Y, Zeng X, Dickinson R E, Baker I, Bonan G B, Bosilovich M G, Denning A S, Dirmeyer P A, Houser P R, Niu G, Oleson K W, Schlosser C A, Yang Z L. 2003. The common land model. *Bull Am Meteorol Soc*, 84: 1013–1024
- Dickinson R E, Shaikh M, Bryant R, Graumlich L. 1998. Interactive canopies for a climate model. *J Clim*, 11: 2823–2836
- Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, Rogers E, Grunmann P, Koren V, Gayno G, Tarpley J D. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J Geophys Res*, 108: 2002JD003296
- Gan Y J, Liang X Z, Duan Q Y, Chen F, Li J, Zhang Y. 2019. Assessment and reduction of the physical parameterization uncertainty for Noah-MP land surface model. *Water Resour Res*, 55: 5518–5538
- Gao Q Z, Wan Y F, Xu H M, Li Y, Jiangcun W Z, Borjigidai A. 2010. Alpine grassland degradation index and its response to recent climate variability in Northern Tibet, China. *Quat Int*, 226: 143–150
- Gao Y, Li K, Chen F, Jiang Y, Lu C. 2015. Assessing and improving Noah-MP land model simulations for the central Tibetan Plateau. *J Geophys Res Atmos*, 120: 9258–9278
- Gayler S, Wöhling T, Grzeschik M, Ingwersen J, Wizemann H D, Warrach-Sagi K, Högy P, Attinger S, Streck T, Wulfmeyer V. 2014. Incorporating dynamic root growth enhances the performance of Noah-MP at two contrasting winter wheat field sites. *Water Resour Res*, 50: 1337–1356
- Hong S, Yu X, Park S K, Choi Y S, Myoung B. 2014. Assessing optimal set of implemented physical parameterization schemes in a multi-physics land surface model using genetic algorithm. *Geosci Model Dev*, 7: 2517–2529
- Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 328: 1382–1385
- Jarvis P G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil Trans R Soc Lond B*, 273: 593–610
- Li J, Zhang G, Chen F, Peng X, Gan Y. 2019. Evaluation of land surface subprocesses and their impacts on model performance with global flux data. *J Adv Model Earth Syst*, 11: 1329–1348

- Li X, Wu T, Wu X, Chen J, Zhu X, Hu G, Li R, Qiao Y, Yang C, Hao J, Ni J, Ma W. 2021. Assessing the simulated soil hydrothermal regime of the active layer from the Noah-MP land surface model (v1.1) in the permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geosci Model Dev*, 14: 1753–1771
- Liu S M, Li X, Xu Z W, Che T, Xiao Q, Ma M, Liu Q, Jin R, Guo J, Wang L, Wang W, Qi Y, Li H, Xu T, Ran Y, Hu X, Shi S, Zhu Z, Tan J, Zhang Y, Ren Z. 2018. The Heihe integrated observatory network: A basin-scale land surface processes observatory in China. *Vadose Zone J*, 17: 180072
- Ma N, Niu G Y, Xia Y, Cai X, Zhang Y, Ma Y, Fang Y. 2017. A systematic evaluation of Noah-MP in simulating land-atmosphere energy, water, and carbon exchanges over the continental United States. *J Geophys Res Atmos*, 122: 12,245
- Manabe S. 1969. Climate and ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Rev*, 97: 939–805
- Niu G Y, Yang Z L. 2004. Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances. *J Geophys Res*, 109: D23111
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, Gulden L E. 2005. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *J Geophys Res*, 110: D21106
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, Gulden L E, Su H. 2007. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *J Geophys Res*, 112: D07103
- Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, Chen F, Ek M B, Barlage M, Kumar A, Manning K, Niyogi D, Rosero E, Tewari M, Xia Y. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *J Geophys Res*, 116: D12109
- Oleson K W, Dai Y, Bonan G B, Bosilovich M, Dickinson R, Dirmeyer P, Hoffman F, Houser P, Levis S, Niu G Y, Thornton P, Vertenstein M, Yang Z L, Zeng X. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM). Technical Report. National Center for Atmosphere Research. 174
- Oleson K W, Niu G Y, Yang Z L, Lawrence D M, Thornton P E, Lawrence P J, Stöckli R, Dickinson R E, Bonan G B, Levis S, Dai A, Qian T. 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *J Geophys Res*, 113: G01021
- Santanello Jr. J A, Peters-Lidard C D, Kumar S V. 2011. Diagnosing the sensitivity of local land-atmosphere coupling via the soil moisture-boundary layer interaction. *J Hydrometeorol*, 12: 766–786
- Schaake J C, Koren V I, Duan Q Y, Mitchell K, Chen F. 1996. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J Geophys Res*, 101: 7461–7475
- Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A, Betts A K, Hall F G, Berry J A, Collatz G J, Denning A S, Mooney H A, Nobre C A, Sato N, Field C B, Henderson-Sellers A. 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 275: 502–509
- Shangguan W, Dai Y, Duan Q, Liu B, Yuan H. 2014. A global soil data set for earth system modeling. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 249–263
- Song X D, Brus D J, Liu F, Li D C, Zhao Y G, Yang J L, Zhang G L. 2016. Mapping soil organic carbon content by geographically weighted regression: A case study in the Heihe River Basin, China. *Geoderma*, 261: 11–22
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106: 7183–7192
- Xiao Z, Liang S, Wang J, Xiang Y, Zhao X, Song J. 2016. Long-time-series global land surface satellite leaf area index product derived from modis and avhrr surface reflectance. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 54: 5301–5318
- Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, Shukla J. 1991. A simplified biosphere model for global climate studies. *J Clim*, 4: 345–364
- Yang K, Chen Y Y, Qin J. 2009. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau. *Hydrol Earth Syst Sci*, 13: 687–701
- Yang R, Friedl M A. 2003. Modeling the effects of three-dimensional vegetation structure on surface radiation and energy balance in boreal forests. *J Geophys Res*, 108: 8615
- Yang Z L, Dickinson R E. 1996. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the soil moisture workshop and evaluation of its performance. *Glob Planet Change*, 13: 117–134
- Yang Z L, Niu G Y, Mitchell K E, Chen F, Ek M B, Barlage M, Longuevergne L, Manning K, Niyogi D, Tewari M, Xia Y. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. *J Geophys Res*, 116: D12110
- You Y, Huang C, Yang Z, Zhang Y, Bai Y, Gu J. 2020. Assessing Noah-MP parameterization sensitivity and uncertainty interval across snow climates. *J Geophys Res Atmos*, 125: e30417
- Zhang G, Chen F, Gan Y. 2016. Assessing uncertainties in the Noah-MP ensemble simulations of a cropland site during the Tibet Joint International Cooperation program field campaign. *J Geophys Res Atmos*, 121: 9576–9596
- Zheng D, van der Velde R, Su Z, Booi M J, Hoekstra A Y, Wen J. 2014. Assessment of roughness length schemes implemented within the Noah land surface model for high-altitude regions. *J Hydrometeorol*, 15: 921–937

- Zheng D, van der Velde R, Su Z, Wang X, Wen J, Booi M J, Hoekstra A Y, Chen Y. 2015a. Augmentations to the Noah model physics for application to the Yellow River source area. Part I: Soil water flow. *J Hydrometeorol*, 16: 2659–2676
- Zheng D, van der Velde R, Su Z, Wang X, Wen J, Booi M J, Hoekstra A Y, Chen Y. 2015b. Augmentations to the Noah model physics for application to the Yellow River source area. Part II: Turbulent heat fluxes and soil heat transport. *J Hydrometeorol*, 16: 2677–2694
- Zheng D, van der Velde R, Su Z, Wen J, Booi M J, Hoekstra A Y, Wang X. 2015c. Under-canopy turbulence and root water uptake of a Tibetan meadow ecosystem modeled by Noah-MP. *Water Resour Res*, 51: 5735–5755
- Zheng H, Yang Z L, Lin P, Wei J, Wu W Y, Li L, Zhao L, Wang S. 2019. On the sensitivity of the precipitation partitioning into evapotranspiration and runoff in land surface parameterizations. *Water Resour Res*, 55: 95–111

(责任编辑: 施建成)