科学通报 2019 年 第 64 卷 第 4 期：444 ~ 455
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

NoahMP-RAPID 在高海拔山地流域的模拟检验与误差分析

王姝[1], 郑辉[2*], 林佩蓉[3], 郑兴[3], 杨宗良[2,3]

1. 中国电力科学研究院有限公司, 新能源与储能运行控制国家重点实验室, 北京 100192;
2. 中国科学院大气物理研究所, 东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;
3. The University of Texas at Austin, Austin, Texas 78713, USA
* 联系人, E-mail: zhenghui@tea.ac.cn

2018-08-02 收稿, 2018-10-12 修回, 2018-10-12 接受, 2018-11-23 网络版发表
国家重点研发计划(2018YFA0606004)、国家电网公司总部科技项目和国家自然科学基金(41605062, 41375088)资助

摘要 高海拔山地流域水能资源丰富、山洪易发; 但产汇流机制复杂、降水数据不确定性大, 准确的山地水文过程模拟面临较大困难. 本研究采用中国区域地面气象要素数据集CMFD(China Meteorological Forcing Dataset)驱动NoahMP陆面过程-RAPID河网汇流耦合模式, 模拟青藏高原东侧大渡河干流逐日流量, 并根据铜街子、龙头石流量站观测数据率定RAPID中的波速参数, 检验了NoahMP中SIMGM和NOAH两种不同的产流过程参数化方案的模拟能力, 评估了CMFD降水驱动数据的系统性偏差. 研究发现, 基于Philip入渗模型的NOAH方案优于基于TOPMODEL的SIMGM方案, 能较为准确地模拟大渡河干流流量逐日变化, 相关系数大于0.85、纳什系数约为0.3; 对纳什系数的数学分解发现, 纳什系数较低主要是由于模拟流量显著偏低造成的, 若剔除系统性偏差, NOAH方案的纳什系数可提高至约0.7. 模拟流量的系统性偏差主要来自于降水驱动数据; 与雨量站观测和反演数据相比, CMFD显著低估了大渡河流域平均降水量, 且其系统性偏差与高程有关, 在低海拔地区高估, 高海拔地区低估. 本研究表明, 使用NOAH产流方案的NoahMP-RAPID耦合模式对大渡河流域水文过程有较好的模拟能力, 可进一步应用于水库调度优化; 而提高雨量站密度、降低降水数据产品的系统性偏差是进一步改进高海拔山地流域水文过程模拟的关键.

关键词 水文过程模拟, 不确定性, 陆面过程模式, 河网汇流模式, 径流

陆地水文过程是地球气候系统中的重要分量, 一方面与地表蒸散发相互制约, 共同影响着陆气相互作用和天气、气候过程[1~3]; 另一方面与人类活动密切联系, 既受到土地利用变化、取用水等人类活动的影响, 又影响着水资源和极端水文事件的时空分布[4], 构成了人类生存环境的重要组成部分.

山地水文过程是陆地水文过程的主要类型之一. 山区面积占到全球陆地总面积的25%, 而径流量占到全球总径流量的32%[5]. 作为重要的水源地, 山地水文过程直接影响着全球26%生活在其中的人口[5], 山区发源的河流还影响了周边大范围区域的环境[6]. 山区蕴藏着丰富的水电资源, 青藏高原及其周边地区水电资源蕴藏量约占到了我国总蕴藏量的70%.

水文过程模式是深入认识水文过程机理、开展水文水资源模拟和极端水文事件预报的重要工具[7~9]. 水文过程模式经历了统计模式、集总式产汇流模式、

引用格式: 王姝, 郑辉, 林佩蓉, 等. NoahMP-RAPID 在高海拔山地流域的模拟检验与误差分析. 科学通报, 2019, 64: 444–455
Wang S, Zheng H, Lin P R, et al. Evaluation and uncertainty attribution of the simulated streamflow from NoahMP-RAPID over a high-altitude mountainous basin (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 444–455, doi: 10.1360/N972018-00598

© 2018《中国科学》杂志社

分布式产汇流模式的发展历程，模式的物理过程机制逐渐完善[10]，适用尺度从小流域尺度发展到区域尺度、洲际尺度．美国国家水模式(National Water Model of the United States, NWM)[11]是其中的典型代表．2016年8月，美国国家水模式在新成立的美国国家水中心(National Water Center of the United States)业务化运行，在原有约4000个流量站点预报的基础上[12]，新增提供了全美约267万条河流流量的实时和预报信息[11,13,14]．2017年，基于流量信息，NWM还提供了全美10 m、重点区域1 m分辨率的洪水淹没信息，有效帮助应急决策机构应对美国迄今降水最强的飓风哈维(Texas州Nederland市，飓风期间降水量达1538 mm)，取得了巨大的社会效益．

但是，准确的水文过程模拟还面临着一定的科学挑战[15]，尤其是山地水文过程模拟：一方面，山区降水类型多样(雨、雪)，地形降水效应显著，但受地形和海拔高度制约，山区降水观测站点稀少、站点空间代表性不足，降水观测数据具有较大的不确定性[16]，是影响山地水文过程模拟的主要原因之一；另一方面，山区地形地貌复杂，产汇流机制多样，积雪、土壤水、地下水对不同地区产流过程的影响有显著差异，缺乏准确的山地产汇流过程参数化方案也是制约模拟准确性的一个主要因素．

大渡河位于青藏高原东坡、四川盆地西侧，平均海拔3358 m；流域地形地貌复杂，海拔落差达6000 m，包括高原积雪、森林、草地等多种下垫面类型，对大渡河流域水文过程的准确模拟可有效检验模式模拟山地水文过程的能力．另一方面，大渡河水能资源丰富，干流技术可开发量约25.876 GW，2017年实际发电量总计约3.2×10^{10} kW h；是我国重要的水电基地，也是实现国家区域资源优化配置、实施“西电东输”战略的基础性水电开发项目．对该流域水文过程的准确模拟可为防洪发电业务的优化调度和有序适应气候变化的科学规划提供参考，具有显著的社会经济价值．

应用NWM中的核心模块——NoahMP(the Noah land surface model with multi-parameterizations)陆面过程和RAPID(routing application for parallel computation of discharge)河网汇流耦合模式——模拟大渡河干流流量的逐日变化，使用不同流量站观测数据率定模式参数、交叉检验模拟结果；对比并分析了NoahMP中2个不同的产流过程参数化方案对模拟的影响；并针对流量模拟的系统性偏差，使用地面站点观测和结合遥感潜在蒸散发的降水反演数据，评估了降水驱动数据的系统性偏差．

1 数据和模式

1.1 大渡河流域概况和流量观测数据

大渡河发源于青海省玉树藏族自治州，上游沿青藏高原东侧流向自北向南，在中游龙头石附近(四川省雅安市石棉县境内)转向自西向东，进入四川盆地，在四川省乐山市草鞋渡与其支流青衣江交汇，随即在乐山市萧公嘴注入长江支流岷江．图1是大渡河流域地形和河网，流域总面积9.04×10^4 km^2，干流全长1062 km，多年平均流量约1500 m^3 s^{-1}．模拟区域覆盖了大渡河全部流域范围．

本文选取了大渡河干流上2个流量站的观测数据率定模式参数、检验模拟性能，分别是中游的龙头石(LTS)和下游的铜街子(TJZ)，流量站位置如图1圆点所示．龙头石上游集水区面积占大渡河流域总面积的70%，集水区平均海拔3925 m；铜街子上游集水区面积占大渡河流域总面积的85%，平均海拔3643 m．观测数据包括2014~2015年全部730 d的日均流量(m^3 s^{-1})．

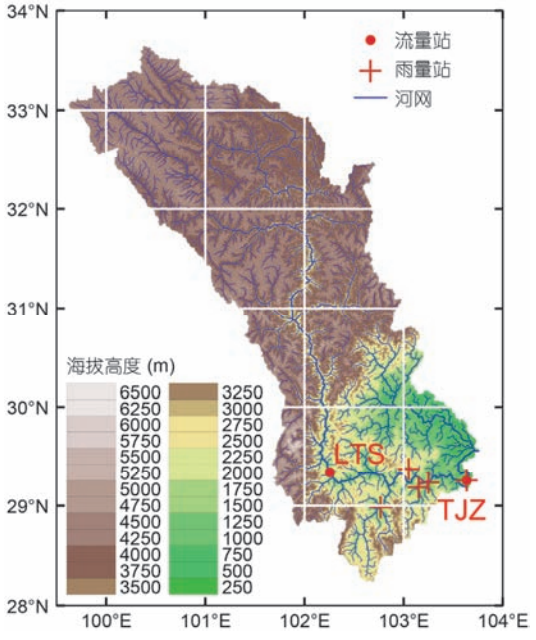


图 1 大渡河流域地形、河网以及流量站和雨量站位置

Figure 1 Topography, river network, stream gauges, and rain gauges over the Daduhe River Basin

1.2 NoahMP陆面过程-RAPID河网汇流耦合模式

NoahMP-RAPID耦合模式模拟河流流量的流程如图2所示. 本文使用中国区域地面气象要素数据集CMFD(Chinese Meteorological Forcing Dataset)[17], 驱动NoahMP陆面过程模式模拟陆面栅格的产流, 进而驱动RAPID河网汇流模式模拟矢量河网中的河流流量. NoahMP模拟栅格和CMFD数据栅格相同, 空间分辨率为0.1. RAPID矢量河网数据为HydroSHED (hydrological data and maps based on shuttle elevation derivatives at multiple scales); 该数据根据30 s分辨率(约1 km)的数字高程模型处理、提取得到[18,19].

NoahMP陆面过程模式是在Noah陆面过程模式的基础上改进而来, 用于模拟地表能量平衡和水分平衡过程, 包含陆面栅格上的积雪、融雪、地表入渗、产流、土壤水、冻融等水文过程[20,21]和辐射、湍流交换等能量平衡过程及其对水文过程的影响; 模式包含4层土壤, 耦合求解Richard方程和热扩散方程, 模拟土壤中水分、热量垂直输送过程. 相比于Noah陆面过程模式, NoahMP的主要改进包括: (1) 引入了三层雪模型, 改进了积雪过程的模拟; (2) 引入了一层植被冠层模型, 能够模拟植被的动态变化, 更为真实地反映植被对地表蒸散发和能量平衡的影响; (3) 引入了地下水模块, 改进了陆地水储量的模拟; (4) 为多个关键物理过程提供了多种不同的参数化方案选项. NoahMP在北美得到了充分检验[22~24], 模拟性能较好, 已被用于WRF(weather research and forecast)天气预报模式和美国国家水模式(national water model of the United States).

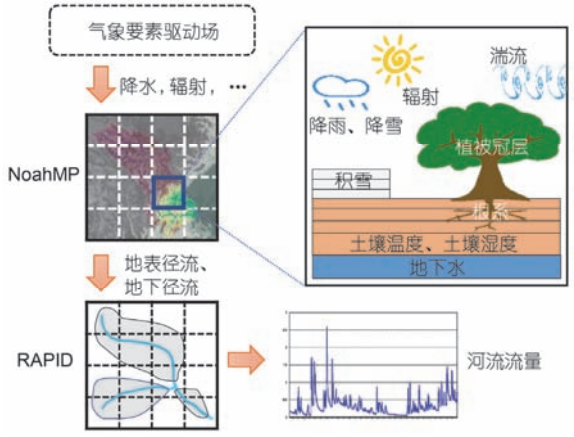


图 2 NoahMP-RAPID耦合模式模拟河流流量的示意图

Figure 2 Schematic diagram showing the NoahMP-RAPID coupled model for the streamflow simulation

产流过程参数化方案直接影响陆面过程模式对地表产流的模拟、进而影响河道流量演算; 本文选用NoahMP中2种不同的产流过程参数化方案, 分别用SIMGM和NOAH表示. SIMGM方案[25]基于TOPMODEL[26], 地表产流是地下水位的函数, 方案包含了地下水模块, 使用Richard方程计算土壤层和地下水的水量交换, 模拟地下水储量和水位的变化, 进而计算降水在土壤入渗和地表产流的分配. NOAH方案和Noah陆面过程模式中的产流方案相同[27,28], 考虑了栅格内的空间非均匀性, 基于Philip入渗模型[29], 使用土壤湿度计算地表入渗, 到达地面的降水与入渗之差即为地表产流; NOAH不包括地下水模块, 土壤层下边界为重力下渗, 下渗水量即为地下产流. SIMGM方案是NoahMP默认的产流过程参数化方案, 而NOAH方案是NWM业务运行所采用的方案.

NoahMP输出的产流输入RAPID. RAPID以每条河段对应集水区内产流为输入, 结合河网中河段的上下游拓扑关系, 根据马斯京根方法(Muskingum method), 演算每条河段的流量[30]. 马斯京根方法是运动波和扩散波方程的一阶近似[31], 包含了2个需要率定的参数: 波速c(flow wave celerity, m s^{-1})和流量比重系数x(无量纲). 研究表明[30], 模拟结果对x不敏感; 本文参考北美地区模拟的设置, 使用x=0.3. 而波速参数需要率定. RAPID中每条河段的波速参数可以分别率定, 但受制于观测站点数目的限制, 本文采用统一值率定波速参数, 然后利用两个站点的率定值交叉检验模拟结果.

1.3 模拟步骤

NoahMP和RAPID均需要预热以达到平衡态. 为此, 模拟分以下步骤进行: (1) 预热NoahMP, 首先使用1979年CMFD数据反复驱动NoahMP运行100次, 然后使用1980~2012年CMFD驱动NoahMP生成2013年1月1日的陆面初始状态, 预热总时长133年, 可以保证陆面状态达到了平衡态[22,32]; (2) 使用CMFD驱动NoahMP模拟生成2013~2015共3年逐小时的地表产流(surface runoff)和地下产流(subsurface runoff); (3) 计算每条河段对应集水区内的产流总量, 输入RAPID河网汇流模式, 模拟河网中每条河段2013~2015共3年的逐小时流量, 其中2013年作为RAPID模式的预热, 2014和2015两年模拟流量的日均值用于性能评估和误差分析.

1.4 流量模拟性能指标

本研究使用纳什系数和3个相关的指标评估模拟性能. 4个指标分别为: 纳什系数NSE(Nash-Sutcliffe efficiency)、归一化偏差NB(normalized bias)、归一化标准差ND(normalized standard deviation)、相关系数CC(correlation coefficient). 计算公式如下:

$$\mathrm{NSE}=1-\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(Q_{\mathrm{m}}^{i}-Q_{\mathrm{o}}^{i}\right)^{2}}{\sum_{i=1}^{N}\left(Q_{\mathrm{o}}^{i}-\mu_{0}\right)^{2}}, \tag{1}$$

$$\mathrm{NB}=\frac{\mu_{\mathrm{m}}-\mu_{\mathrm{o}}}{\sigma_{\mathrm{o}}}, \tag{2}$$

$$\mathrm{ND}=\frac{\sigma_{\mathrm{m}}}{\sigma_{\mathrm{o}}}, \tag{3}$$

$$\mathrm{CC}=\frac{\mathrm{cov}\left(Q_{\mathrm{m}},Q_{\mathrm{o}}\right)}{\sigma_{\mathrm{o}}\cdot\sigma_{\mathrm{m}}}, \tag{4}$$

其中, Q_{o}是观测流量, μ_{o}是观测流量的平均值, σ_{o}是观测流量的标准差, Q_{m}是模拟流量, μ_{m}是模拟流量的平均值, σ_{m}是模拟流量的标准差.

NSE是一个综合的模拟性能指标; 取值范围$(-\infty,1]$, 值越大, 模拟值越接近观测值, 模拟效果越好; NSE=1表示模拟值和观测值完全吻合; 负值表示模式模拟误差较大. 本文根据NSE取值最大, 率定波速参数.

NSE与NB, ND, CC的关系如下[33]:

$$\mathrm{NSE}=2\cdot\mathrm{ND}\cdot\mathrm{CC}-\mathrm{ND}^{2}-\mathrm{NB}^{2}. \tag{5}$$

NB反映模拟流量的系统性偏差, NB=0表示模拟流量没有系统性偏差, NB>0表示模拟流量偏高, NB=0表示模拟流量系统性偏低. ND是模拟流量变化幅度与观测值的相对大小, ND=1表示模拟的流量变化幅度和观测值吻合, ND<1表示模拟流量变化幅度小于观测值, ND>1表示模拟流量变化幅度大于观测值. ND可用于反映模式对洪峰大小的模拟能力. CC是模拟流量与观测值的相关系数, 反映模拟流量变化的相位(变化的方向和时间); CC取值范围[–1,1], CC=1表示模拟流量变化的方向和时间均和观测值完全吻合; CC=0表示模拟流量变化的方向和时间与观测值没有明显关系; CC=–1表明模拟流量变化的时间和观测相同, 但变化的方向相反. CC可用于反映模式对洪峰到达时间的模拟能力.

1.5 降水驱动数据及其系统性偏差的分析评估方法

CMFD降水数据由TRMM(Tropical Rainfall measuring mission) 3B42产品、APHRODITE(Asian precipitation-highly-resolved observational data integration toward evaluation of the water resources)、中国气象局740个常规观测站的降水观测数据融合而成[17]. 其中, TRMM 3B42为微波、红外、雷达多源传感器融合的卫星遥感产品, APHRODITE为基于站点观测数据的分析产品. TRMM 3B42卫星遥感降水产品空间覆盖范围较完整, 也能较好地反映极端降水事件, 但不能准确反映地形降水效应[34], 山区降水存在明显的系统性偏差, 需要利用地面观测数据修正. 青藏高原东侧海拔较高, 雨量站稀少, 且地形起伏, 地面降水观测数据的空间代表性不足; 均制约了其对卫星遥感降水产品系统性偏差的有效修正. 本文采用以下3种方法, 综合评估和分析CMFD降水驱动数据的系统性偏差.

首先使用5个雨量站的观测数据, 评估CMFD降水在观测站点上的系统性偏差. 5个雨量站的位置如图1中十字标记所示, 均处于铜街子流量站的上游集水区内. 降水观测数据包括2014和2015两年的累积降水量.

然后根据Budyko关系曲线[35], 结合铜街子流量站观测数据和MODIS 16A3(MOderate Resolution Imaging Spectroradiometer Product 16A3)潜在蒸散发(potential evapotranspiration)遥感数据[36], 反演铜街子站上游集水区的平均年降水量, 进而评估CMFD降水数据在大渡河流域的平均偏差. 反演方法如下.

根据流域出口处流量和流域内平均径流的定义, 有

$$D=R\cdot A, \tag{6}$$

其中, D为流域出口处平均流量($\mathrm{m^3\ s^{-1}}$), A为流域面积($\mathrm{m^2}$), R为流域内平均径流($\mathrm{m\ s^{-1}}$).

忽略流域内水储量变化, 根据地表水量平衡有

$$R=P-ET, \tag{7}$$

其中, P为流域平均降水($\mathrm{m\ s^{-1}}$), ET为流域平均实际蒸散发($\mathrm{m\ s^{-1}}$).

根据Budyko关系, 可以建立ET和P的关系[37]:

$$\frac{ET}{P}=\left[\varphi\tanh\left(\frac{1}{\varphi}\right)\left(1-\exp\left(-\varphi\right)\right)\right]^{\frac{1}{2}}, \tag{8}$$

$$\varphi = \frac{PET}{P}, \tag{9}$$

其中, φ为Budyko干旱度(无量纲), PET为流域平均潜在蒸发量(m s^{-1}). Budyko关系在面积大于1000 km^2的流域, 具有广泛的适用性[37].

联立公式(6)~(9), 输入遥感反演的PET, 即可得到流域平均降水P和流域出口处平均流量D的关系; 结合流量的实际观测数据, 即可反演得到流域平均降水. 这种结合遥感数据得到的流域平均降水, 能够反映高海拔地区地表能量、水分平衡状况, 已被用于修正全球山区降水数据[38], 改进了山区水文过程模拟.

此外, 本文还分析了CMFD降水随海拔高度的变化关系. 根据中游雅安地区气象台站资料, 大渡河夏季汛期时, 主导风向为偏东风[39], 而流域地形西高东低, 流域处于东亚夏季风的迎风面. 根据地形降水效应, 迎风坡降水一般随海拔高度增加而增加. 通过分析降水与海拔高度的关系, 可以间接评估CMFD刻画地形降水效应的能力及相应的系统性偏差.

2 结果和讨论

2.1 波速参数对流量模拟性能的影响及率定

本文首先在铜街子站, 针对2种不同的产流过程参数化方案, 率定RAPID汇流模式中的波速参数(1.2节), 比较2种方案所率定的波速值和相应的模拟性能; 在此基础上, 进一步根据龙头石流量站观测数据率定波速参数, 比较龙头石和铜街子两站所率定波速参数值的差异和流量模拟性能的不同. 通过上述2个步骤, 分析汇流模式参数和产流过程参数化方案对模拟的影响, 评估2种产流过程参数化方案在大渡河流域的适用性.

图3是铜街子站流量模拟性能随波速的变化关系. 图3(a)可以看到, 模拟流量显著偏低, 且偏差随波速变化不大, 率定RAPID中的波速参数不能降低模拟流量的系统性偏差, 表明模拟流量偏低主要是由驱动RAPID的NoahMP产流偏低造成的; 而NoahMP中SIMGM和NOAH两种方案差别不大, 表明产流过程参数化方案不是产流偏低的主要原因, 产流偏低主要是由驱动NoahMP的CMFD降水数据系统性偏低造成的. 对于流量变化幅度(图3(b)), SIMGM和NOAH的模拟值均低于观测值, 偏低约20%, NOAH略优于SIMGM. SIMGM模拟流量变化的振幅随波速变化不大, NOAH模拟流量变化振幅随波速略有增加. 图3(c)表明, 模拟流量变化的相位(变化的时间和方向)受到波速参数的显著影响, NOAH相关系数最大值约0.88, 优于SIMGM(最大值约0.82), 模拟

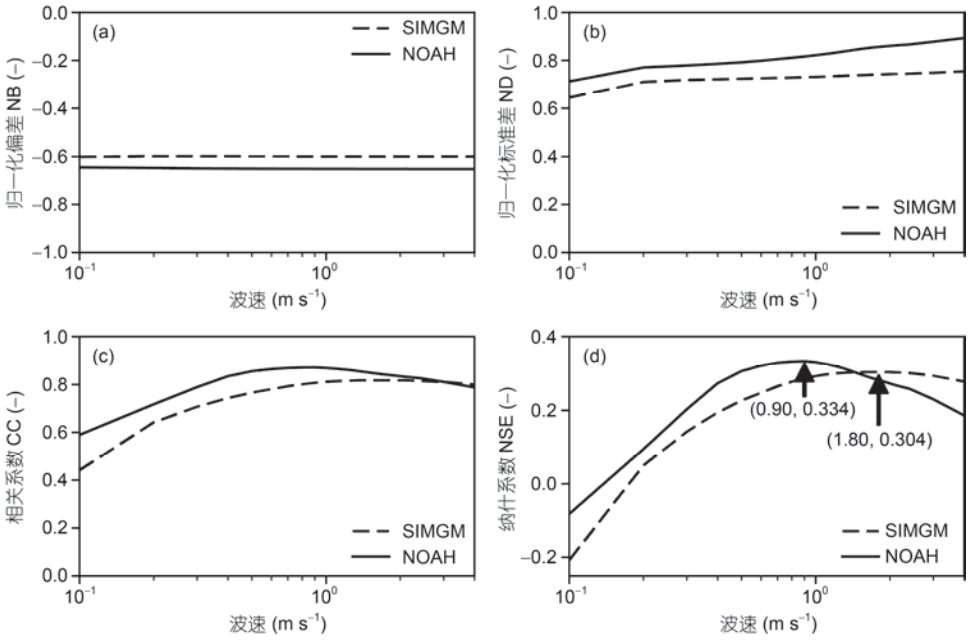


图 3 马斯京根波速参数对铜街子站流量模拟性能的影响及率定

Figure 3 The streamflow simulation performance and the calibration of flow wave celerity at Tongjiezi

与观测较吻合.

图3(d)是纳什系数随波速的变化关系. 根据纳什系数取值最大, SIMGM方案和NOAH方案所率定的波速分别为1.80和0.90 m s^{-1}, 均高于在北美基于773个流量站观测数据得到的波速值0.675 m s^{-1}[40], 较高的波速反映了大渡河流域海拔落差大、流速高的特点.

SIMGM方案和NOAH方案模拟性能随波速变化的差异反映了2种参数化方案中产流对降水事件响应过程的不同. NOAH方案中的产流与土壤湿度直接相关, 而SIMGM方案中的产流根据地下水位计算. 降水到达地面之后, 首先影响土壤湿度, 下渗到土壤层底部后, 继而影响地下水位; 因此NOAH方案中产流对降水的响应速度快于SIMGM方案中产流对降水的响应速度, 且产流的变化幅度较大. 考虑降水从到达地面、影响土壤湿度和地下水位、进而在河道中传输的全过程, 给定降水驱动数据和流量观测值, SIMGM较慢的产流速度对应着较大的波速率定值.

使用铜街子站观测流量所率定的波速值, NoahMP-RAPID模拟铜街子流量的性能指标如表1所示. SIMGM方案的纳什系数为0.304, 低于NOAH方案的0.334; SIMGM方案的相关系数为0.818, 也低于NOAH方案的相关系数0.872. NOAH方案模拟能力优于SIMGM方案, 更适用于大渡河流域水文过程模拟.

图4是龙头石站流量模拟性能随波速的变化及参数率定. 类似于铜街子站, 模拟流量的平均值和变化的幅度均显著偏低, 且偏差随波速变化不大, 而2种产流过程参数化方案的差别较小; 表明改变汇流模式中的波速参数和产流过程参数化方案均不能有效降低模拟偏差. 模拟流量变化的相位与观测值吻合较好, NOAH方案优于SIMGM方案. 纳什系数取值最大时, NOAH和SIMGM所对应的波速率定值分别为1.40和1.70 m s^{-1}, 平均而言高于铜街子观测流量所率定的波速值, 这与龙头石站上游河道地形坡度更大有关. 率定波速参数后, NoahMP-RAPID模拟龙头石站流量的性能指标如表1所示. NOAH方案在龙头石站的纳什系数为0.303, 与该方案在铜街子站的纳什系数接近; 而SIMGM方案在龙头石站的纳什系数为0.148, 显著低于该方案在铜街子站的纳什系数. NOAH方案的模拟能力优于SIMGM方案, 且在大渡河流域不同区域均有较好的适用性.

根据纳什系数的数学分解式(5), 若无系统性偏差(NB=0), NOAH方案模拟铜街子和龙头石站的纳什系数可分别提高至0.757和0.656. 这表明, 纳什系数偏低主要是由模拟流量偏低造成的.

2.2 流量模拟性能的交叉检验

为了进一步检验NoahMP-RAPID的模拟能力、分析全局率定的波速参数值在大渡河流域内不同区域的适用性, 本节分别针对SIMGM和NOAH两种产流过程参数化方案, 在铜街子和龙头石两站率定参数并交叉检验模拟结果.

图5(a)比较了铜街子流量的观测值、SIMGM方案分别在铜街子站率定波速和在龙头石站率定波速所对应的模拟值. 可以看到, SIMGM显著低估了铜街子站流量, 但较为准确地模拟了流量的季节变化, 而模拟的洪峰到达时间略有滞后. 采用铜街子流量站观测数据所率定的波速值, 铜街子站流量的模拟性能指标如表1所示; 采用龙头石流量站观测数据所率定的波速值, 铜街子站流量的模拟性能指标如表2所示. 比较发现, 采用不同流量站观测数据所率定的波速值, SIMGM方案模拟铜街子站流量的性能几乎不变.

图5(b)是NOAH方案模拟的铜街子站流量. 相比

表 1 率定波速参数后NoahMP-RAPID中两种不同的产流过程参数化方案的模拟性能

Table 1 The simulation performance of SIMGN and NOAH after the flow wave celerity calibrated

	纳什系数 NSE(-)	偏差 (m^3 s^{-1})	归一化偏差 NB(-)	标准差 (m^3 s^{-1})	归一化标准差 ND(-)	相关系数 CC(-)	剔除偏差的纳什系数(-)
铜街子(TJZ)模拟流量, 波速参数率定于铜街子(TJZ)							
SIMGM	0.304	–577	–0.599	713	0.741	0.818	0.663
NOAH	0.334	–626	–0.650	785	0.816	0.872	0.757
龙头石(LTS)模拟流量, 波速参数率定于龙头石(LTS)							
SIMGM	0.148	–476	–0.550	393	0.454	0.723	0.450
NOAH	0.303	–514	–0.593	468	0.540	0.877	0.656

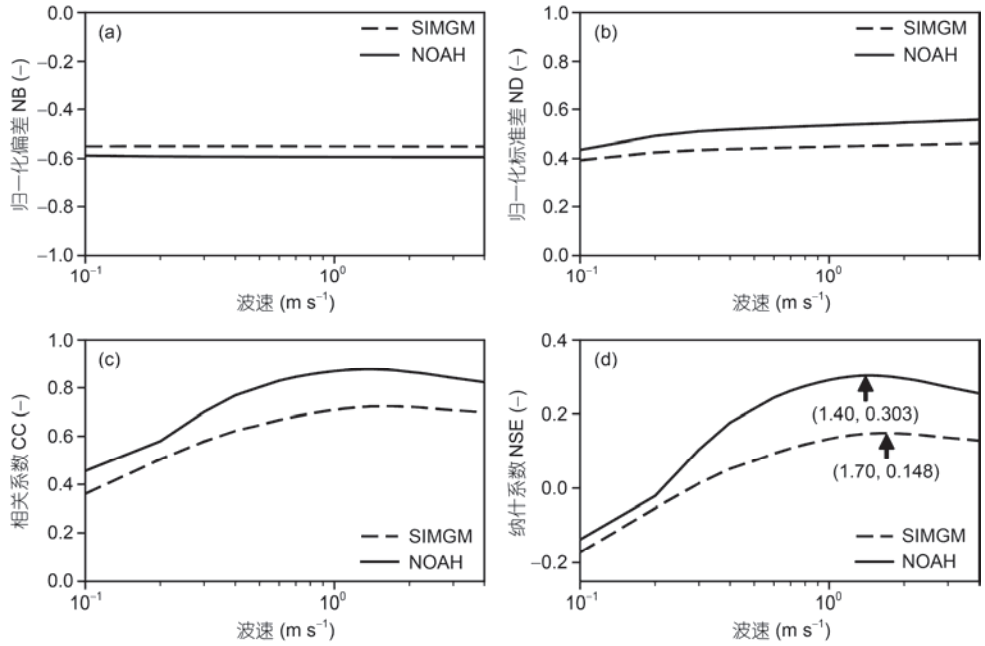


图 4 马斯京根波速参数对龙头石站流量模拟性能的影响及率定

Figure 4 The streamflow simulation performance and the calibration of flow wave celerity at Longtoushi

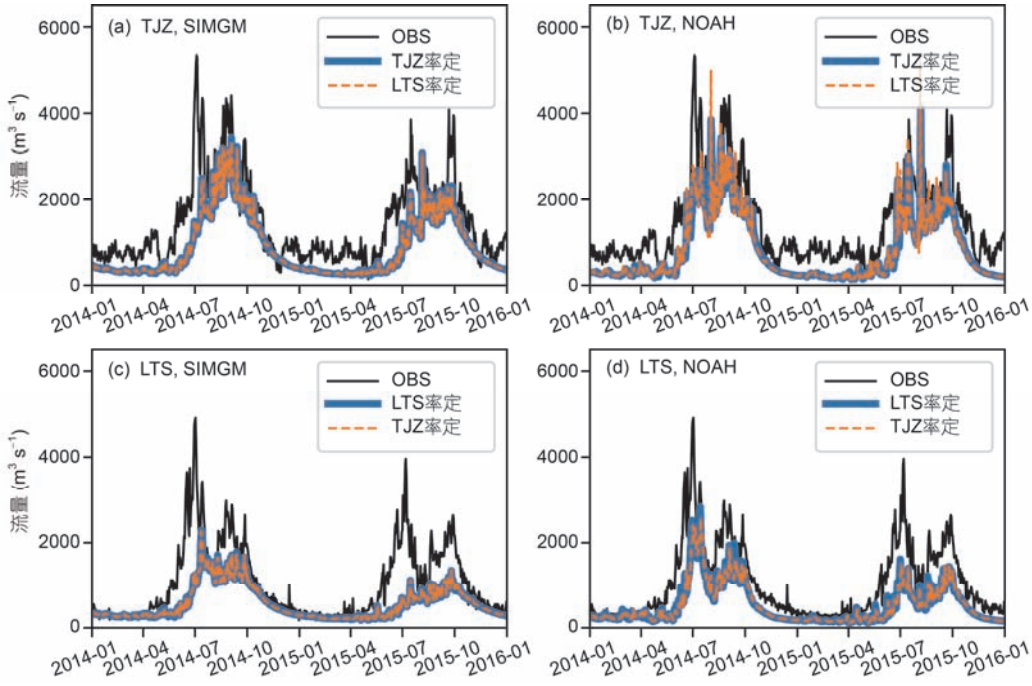


图 5 NoahMP-RAPID在大渡河铜街子(TJZ)和龙头石(LTS)流量站模拟结果的交叉检验. (a) SIMGM产流方案在铜街子站的交叉检验, (b) NOAH产流方案在铜街子站的交叉检验, (c) SIMGM产流方案在龙头石站的交叉检验, (d) NOAH产流方案在龙头石站的交叉检验. 图中黑色实线是观测值; (a)和(b)中蓝色曲线是铜街子站率定波速参数的模拟值, 红色曲线是龙头石站率定波速的模拟值; (c)和(d)中蓝色曲线是龙头石站率定波速的模拟值, 红色曲线是铜街子站率定波速的模拟值

Figure 5 Cross-validation of NoahMP-RAPID at Tongjiezi (TJZ) and Longtoushi (LTS). (a) The cross-validation of SIMGM at TJZ; (b) the cross-validation of NOAH at TJZ; (c) the cross-validation of SIMGM at LTS; (d) the cross-validation of NOAH at LTS. Black lines are observations. In (a) and (b), the blue lines represented the simulations using the parameters calibrated at TJZ, whereas the red lines are calibrated at LTS. In (c) and (d), the blue lines are calibrated at LTS, whereas the red lines are calibrated at TJZ

表 2　NoahMP-RAPID流量模拟的交叉检验

Table 2　Cross-validation of the performance of NoahMP-RAPID

	纳什系数 NSE(-)	偏差 ($m^3\ s^{-1}$)	归一化偏差 NB(-)	标准差 ($m^3\ s^{-1}$)	归一化标准差 ND(-)	相关系数 CC(-)	剔除偏差的纳什系数(-)
铜街子(TJZ)模拟流量，波速参数率定于龙头石(LTS)							
SIMGM	0.304	−577	−0.599	712	0.740	0.818	0.663
NOAH	0.307	−626	−0.651	810	0.842	0.854	0.729
龙头石(LTS)模拟流量，波速参数率定于铜街子(TJZ)							
SIMGM	0.148	−476	−0.550	394	0.454	0.723	0.450
NOAH	0.284	−514	−0.593	461	0.532	0.863	0.635

于SIMGM方案(图5(a))，NOAH更为准确地模拟了流量变化和洪峰到达时间．比较表2和1，采用龙头石站观测数据率定的波速值，NOAH方案的纳什系数略有下降，主要是由相关系数(反映流量变化的相位)下降造成，但下降幅度不大，取值仍然较高，为0.854．

图5(c)和(d)分别为SIMGM和NOAH方案在龙头石站交叉检验的结果．比较发现，NOAH方案模拟的流量变化和洪峰到达时间均优于SIMGM方案．采用龙头石流量站观测数据率定波速参数，2种方案模拟龙头石站流量的性能指标如表1所示；采用铜街子流量站观测数据率定波速参数，2种方案模拟龙头石站流量的性能指标如表2所示．使用两个不同流量站所率定的波速值，SIMGM模拟龙头石站流量的性能几乎不变；而NOAH方案的纳什系数略有下降，主要是由相关系数下降造成的，但下降幅度较小(0.877~0.863)．

以上交叉检验结果进一步表明NOAH方案模拟能力优于SIMGM方案，更适用于大渡河流域水文过程模拟．Noah方案对流量变化时间的模拟较为准确，在龙头石和铜街子两站的相关系数均高于0.85．

图5(a)和(b)中，枯水期铜街子站流量观测值(约800 $m^3\ s^{-1}$)显著高于模拟值(约350 $m^3\ s^{-1}$)，这主要是由于铜街子站上游水库调度造成的．大渡河水库众多，干流可调节库容共约4.0×10^9 m^3，其中位于铜街子站上游的瀑布沟水库可调节库容约3.8×10^9 m^3，约占总可调节库容的95%．瀑布沟水库在枯水期释放库容以保证下游电站稳定发电，造成铜街子站实测流量高于自然流量．按照自然流量约等于模拟值350 $m^3\ s^{-1}$计算，枯水期7个月(11~5月)释放库容共约0.8×10^9 m^3．枯水期释放的库容来自于汛期蓄水，按照汛期5个月(6~10月)计算，汛期平均净入库流量约600 $m^3\ s^{-1}$；根据实测流量约2600 $m^3\ s^{-1}$，可知汛期自然流量约3200 $m^3\ s^{-1}$，实测流量略低于自然流量．比较自然流量和实测流量的相对大小，可认为瀑布沟水库调度主要影响铜街子站枯水期流量．

龙头石流量站位于瀑布沟水库上游，不受瀑布沟水库调度的影响(图5(c)和(d))；除瀑布沟水库外，其余大渡河干流水库可调节库容共约0.2×10^9 m^3，远小于年均总流量(约4.7×10^9 m^3)，可以忽略．

2.3　降水驱动数据的系统性偏差

表1和2说明纳什系数较低主要是由于模拟流量显著偏低造成的，图3(a)和4(a)说明流量低估与RAPID中的波速参数以及NoahMP中的产流过程参数化方案关系不大，模拟流量偏低主要来自降水驱动数据的系统性偏差．本节将分析CMFD中的地形降水效应，并分别利用结合遥感潜在蒸散发的降水反演数据和雨量站观测数据，评估CMFD降水驱动数据的系统性偏差．

图6为铜街子上游集水区内CMFD年降水量的空间分布及随海拔高度的变化关系．可以看到，CMFD降水量随海拔升高而减少，递减率为−0.85 mm a^{-1} m^{-1}．这与迎风坡地形降水的一般分布规律不符(2.5节)，表明CMFD未能准确刻画大渡河流域内的地形降水效应．

图7是结合MODIS遥感资料和Budyko关系建立的铜街子站流量和集水区降水的关系曲线(方法见2.5节)，集水区内降水量越大，流域出口处的流量越大．根据2014~2015年铜街子站观测流量的平均值(1455 $m^3\ s^{-1}$)，得到铜街子上游集水区内平均年降水量为1710 mm．比较CMFD降水在铜街子上游集水区内平均年降水量782 mm(表3)，CMFD显著低估了流

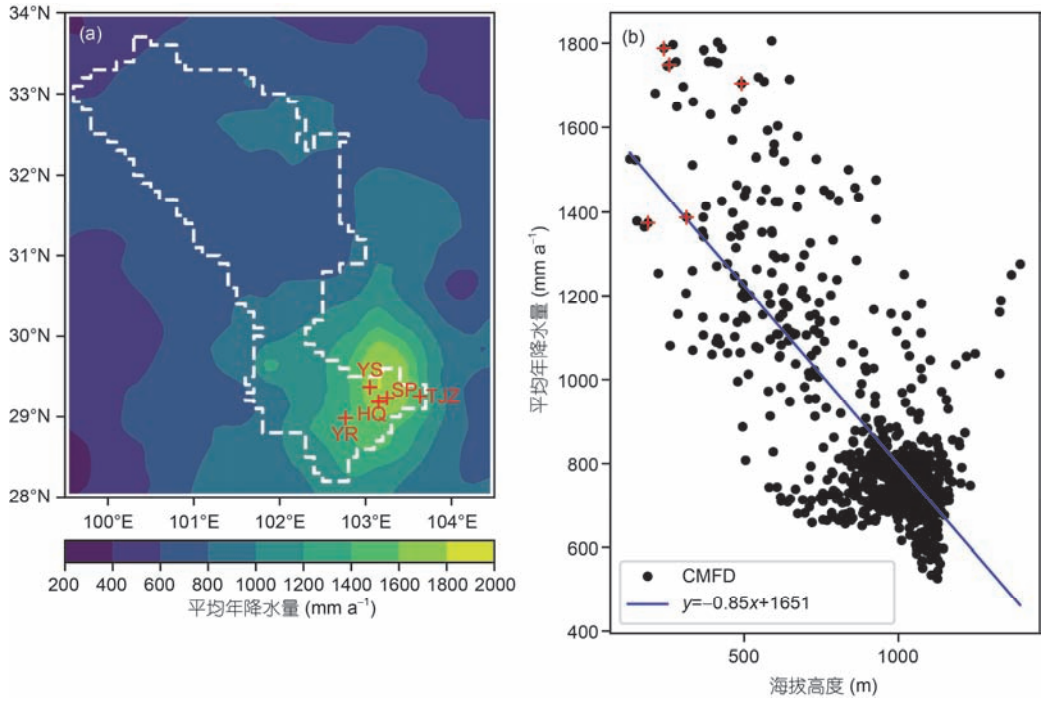


图 6 铜街子站上游集水区内CMFD降水分布(a)及其随海拔高度(b)的变化关系. (a)中白色虚线为铜街子站上游集水区边界. (a)和(b)中红色十字标记了雨量站的位置和观测值. (b)中蓝色实线为降水随高度变化关系的线性最小二乘拟合线

Figure 6 Spatial distribution of the CMFD precipitation (a) and the dependency on elevation (b) over the Tongjiezi watershed (white dashed line). Precipitation gauges are marked as red crosses. The blue line denotes the linear least squares regression

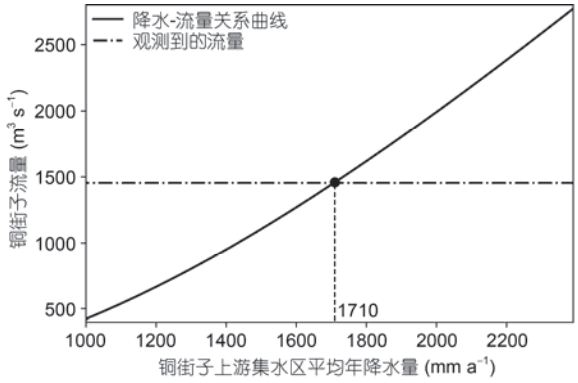


图 7 铜街子站流量和上游集水区降水的关系曲线以及降水反演

Figure 7 Estimation of the precipitation over the Tongjiezi upstream basin based on the relationship between basin-outlet streamflow and basin- averaged precipitation

域平均降水量, 与模拟流量显著偏低一致.

表3进一步比较了雨量站观测的2014~2015年平均降水量和CMFD降水驱动数据. 在全部5个雨量站, CMFD降水均显著高于观测值. 但值得注意的是, 5个雨量站均处于海拔较低的河谷地区, 平均海拔仅为298 m(表3), 远低于铜街子站上游集水区的平均海拔3643 m. 相比于反演数据, CMFD低估了流域平均降水量; 而在低海拔雨量站, CMFD降水量偏高; 因此在高海拔地区, CMFD降水量偏低.

3 结论

本文使用CMFD地面气象要素数据集驱动NoahMP-RAPID耦合模式模拟了2014和2015年大渡河干流铜街子和龙头石2个流量站所观测的日均流量, 评估了模式的模拟能力, 并针对RAPID汇流模式中的波速参数、NoahMP陆面过程模式中的产流过程参数化方案、以及CMFD降水驱动数据, 分析了模拟误差的原因. 主要结论如下:

(1) NoahMP中SIMGM和NOAH两种不同的产流过程参数化方案对降水事件的响应过程不同; 相比于基于TOPMODEL的SIMGM方案, 基于Philip入渗模型的NOAH方案模拟性能更好, 更适用于大渡河流域水文过程模拟. 在大渡河干流铜街子、龙头石2个不同站点, NOAH方案模拟日均流量的相关系数大于0.85、纳什系数约为0.3.

(2) 对纳什系数的数学分解发现, 纳什系数总体较低主要是由模拟流量偏低造成的, 若剔除系统性

表 3　降水驱动场数据和反演值、站点观测值的比较

Table 3　Evaluation of the CMFD precipitation with rain gauge observations and the estimated basin-averaged precipitation

	观测或反演值(mm a^{-1})	CMFD降水(mm a^{-1})	偏差(mm a^{-1})	海拔高度(m)
铜街子上游集水区平均	1710(反演值)	782	–928	3643
红旗(HQ)	932	1750	818	257
岩润(YR)	938	1387	449	313
沙坪(SP)	761	1788	1027	240
铜街子(TJZ)	1012	1374	362	188
永胜(YS)	1132	1705	573	492

偏差, NOAH方案的纳什系数可提高到约为0.7.

(3) 模拟流量偏低与NoahMP中的产流过程参数化方案以及RAPID河网汇流模式中的波速参数关系不大, 主要是由CMFD降水驱动数据的系统性偏差造成的. 比较结合Budyko关系和遥感数据所反演的流域平均降水, CMFD低估了流域平均降水; 比较低海拔地区雨量站观测数据, CMFD高估了低海拔地区降水; 表明CMFD降水在高海拔地区偏低. CMFD降水数据未能准确反映流域内的地形降水效应, 降水随海拔高度的增加而减少, 与大渡河流域处于东亚夏季风的迎风面、降水随高度增加而增加的一般情况不符.

本文没有考虑水库库容的影响, 是枯水期铜街子站流量模拟偏差的主要原因. NoahMP-RAPID具备模拟水库库容管理的能力, 在NWM中已经考虑了全美约1260个大型水库调度. 结合实际水库调度数据, 可以进一步改进本文中的模拟结果; 此外, 结合气象预报资料, NoahMP-RAPID还能模拟不同的调度方案对流域全部河段流量的影响, 为优化调度决策提供参考.

参考文献

1 Zeng Q C, Zhou G Q, Pu Y F, et al. Research on the earth system dynamic model and some related numerical simulations (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2008, 32: 653–690 [曾庆存, 周广庆, 浦一芬, 等. 地球系统动力学模式及模拟研究. 大气科学, 2008, 32: 653–690]

2 Archfield S A, Clark M P, Arheimer B, et al. Accelerating advances in continental domain hydrologic modeling. Water Resour Res, 2015, 51: 10078–10091

3 Clark M P, Fan Y, Lawrence D M, et al. Improving the representation of hydrologic processes in Earth System Models. Water Resour Res, 2015, 51: 5929–5956

4 Wada Y, van Beek L P H, Wanders N, et al. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. Environ Res Lett, 2013, 8: 034036

5 Meybeck M, Green P, Vörösmarty C. A new typology for mountains and other relief classes. Mt Res Dev, 2001, 21: 34–45

6 Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. Science, 2010, 328: 1382–1385

7 Freeze R A, Harlan R L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. J Hydrol, 1969, 9: 237–258

8 Tang W, Lin Z H, Yang C G, et al. Evaluation of a hydrological simulation over the Huaihe River basin using the coupled land surface and hydrologic model system and its uncertainty analysis (in Chinese). Clim Environ Res, 2014, 19: 463–476 [唐伟, 林朝晖, 杨传国, 等. 基于陆面水文耦合模式 CLHMS 的淮河流域水文过程的模拟评估及其不确定性分析. 气候与环境研究, 2014, 19: 463–476]

9 Li M, Lin Z H, Shao Y P, et al. Improvement of a coupled land surface-hydrological model with calibrated hydraulic parameters (in Chinese). Clim Environ Res, 2015, 20: 141–153 [李敏, 林朝晖, 绍亚平, 等. 陆面-水文耦合模式的参数率定及改进研究. 气候与环境研究, 2015, 20: 141–153]

10 Devia G K, Ganasri B P, Dwarakish G S. A review on hydrological models. Aquat Proced, 2015, 4: 1001–1007

11 Maidment D R. Conceptual framework for the National Flood Interoperability Experiment. J Am Water Resour Assoc, 2016, 53: 245–257

12 McEnery J, Ingram J, Duan Q, et al. NOAA's advanced hydrologic prediction service. Bull Am Meteorol Soc, 2005, 86: 375–386

13 Lin P, Rajib M A, Yang Z L, et al. Spatiotemporal evaluation of simulated evapotranspiration and streamflow over Texas using the WRF-Hydro-RAPID modeling framework. J Am Water Resour Assoc, 2018, 54: 40–54

14 Salas F R, Somos-Valenzuela M A, Dugger A, et al. Towards real-time continental scale streamflow simulation in continuous and discrete space. J Am Water Resour Assoc, 2018, 54: 7–27

15 Fatichi S, Vivoni E R, Ogden F L, et al. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. J Hydrol, 2016, 537: 45–60
16 Henn B, Newman A J, Livneh B, et al. An assessment of differences in gridded precipitation datasets in complex terrain. J Hydrol, 2018, 556: 1205–1219
17 Yang K, He J, Tang W, et al. On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions: Observation and modeling in the Tibetan Plateau. Agric For Meteorol, 2010, 150: 38–46
18 Lehner B, Verdin K, Jarvis A. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. Eos Trans Am Geophys Union, 2008, 89: 93–94
19 Lehner B, Grill G. Global river hydrography and network routing: Baseline data and new approaches to study the world's large river systems. Hydrol Process, 2013, 27: 2171–2186
20 Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. J Geophys Res Atmos, 2011, 116: D12109
21 Yang Z L, Niu G Y, Mitchell K E, et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. J Geophys Res Atmos, 2011, 116: D12110
22 Cai X, Yang Z L, David C H, et al. Hydrological evaluation of the Noah-MP land surface model for the Mississippi River Basin. J Geophys Res Atmos, 2014, 119: 23–38
23 Cai X, Yang Z L, Xia Y, et al. Assessment of simulated water balance from Noah, Noah-MP, CLM, and VIC over CONUS using the NLDAS test bed. J Geophys Res Atmos, 2014, 119: 13751–13770
24 Ma N, Niu G Y, Xia Y, et al. A systematic evaluation of Noah-MP in simulating land-atmosphere energy, water, and carbon exchanges over the continental United States. J Geophys Res Atmos, 2017, 122: 12245–12268
25 Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with gravity recovery and climate experiment data. J Geophys Res Atmos, 2007, 112: D07103
26 Beven K J, Kirkby M J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol Sci Bull, 1979, 24: 43–69
27 Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon Weather Rev, 2001, 129: 569–585
28 Schaake J C, Koren V I, Duan Q Y, et al. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. J Geophys Res Atmos, 1996, 101: 7461–7475
29 Philip J R. Theory of Infiltration. In: Chow V T, ed. Advances in Hydroscience, vol. 5. New York: Academic Press, 1969. 215–296
30 David C H, Maidment D R, Niu G Y, et al. River network routing on the NHDPlus dataset. J Hydrometeorol, 2011, 12: 913–934
31 Cunge J A. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). J Hydraul Res, 1969, 7: 205–230
32 Zheng H, Yang Z L. Effects of soil-type datasets on regional terrestrial water cycle simulations under different climatic regimes. J Geophys Res Atmos, 2016, 121: 14387–14402
33 Gupta H V, Kling H, Yilmaz K K, et al. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. J Hydrol, 2009, 377: 80–91
34 Chen Y, Ebert E E, Walsh K J E, et al. Evaluation of TRMM 3B42 precipitation estimates of tropical cyclone rainfall using PACRAIN data. J Geophys Res Atmos, 2013, 118: 2184–2196
35 Budyko M I. Climate and Life. New York: Academic Press, 1974
36 Mu Q, Zhao M, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. Remote Sens Environ, 2011, 115: 1781–1800
37 Gentine P, D'Odorico P, Lintner B R, et al. Interdependence of climate, soil, and vegetation as constrained by the Budyko curve. Geophys Res Lett, 2012, 39: L19404
38 Adam J C, Clark E A, Lettenmaier D P, et al. Correction of global precipitation products for orographic effects. J Clim, 2006, 19: 15–38
39 Peng G K. Statistical analysis of summer-time upper wind over Ya'An (in Chinese). Plateau Mt Meteorol Res, 1992, 1: 3–7 [彭贵康. 夏季雅安高空风的统计分析. 高原山地气象研究, 1992, 1: 3–7]
40 David C H, Yang Z L, Hong S. Regional-scale river flow modeling using off-the-shelf runoff products, thousands of mapped rivers and hundreds of stream flow gauges. Environ Model Softw, 2013, 42: 116–132

Summary for "NoahMP-RAPID 在高海拔山地流域的模拟检验与误差分析"

Evaluation and uncertainty attribution of the simulated streamflow from NoahMP-RAPID over a high-altitude mountainous basin

Shu Wang[1], Hui Zheng[2*], Peirong Lin[3], Xing Zheng[3] & Zong-Liang Yang[2,3]

[1] *State Key Laboratory of Operation and Control of Renewable Energy and Storage Systems, China Electric Power Research Institute Limited Corporation, Beijing 100192, China;*
[2] *CAS Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[3] *The University of Texas at Austin, Austin, Texas 78713, USA*
* Corresponding author, E-mail: zhenghui@tea.ac.cn

Accurate hydrological simulations in high-altitude mountainous basins are important for optimizing reservoir operations in hydropower production and flood control. However, the simulations experience substantial uncertainties from the sparse precipitation measurements over complex mountainous topography and the imperfect hydrological process representations over the heterogeneous surface. At the Daduhe river basin, which is a high-altitude mountainous river basin located in the eastern slope of the Tibetan Plateau, daily streamflow over the 2-year period of 2014 and 2015 is simulated using the Noah land surface model with multi-parameterizations (NoahMP) and Routing Application for Parallel computation of Discharge (RAPID) coupled model driven by the Chinese Meteorological Forcing Dataset (CMFD). Two different runoff parameterization schemes of NoahMP are used for the simulations: SIMGM, which is derived from TOPMODEL and parameterizes surface runoff using water table depth, and NOAH, in which surface runoff is parameterized using soil moisture content based on the Philip infiltration model. The simulated streamflow is evaluated at two mainstream gauges on the Daduhe river, Tongjiezi and Longtoushi, in terms of Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE), correlation coefficient, bias, and standard deviation. The uncertainty of the simulated streamflow is attributed to different runoff parameterization in NoahMP, the flow wave celerity parameter of RAPID, and the forcing CMFD precipitation data.

Results show that the NOAH runoff parameterization scheme outperforms the SIMGM scheme. NOAH satisfactorily reproduced the observed streamflow anomaly and flood timing at the two mainstream gauges, and the correlation coefficients between the simulated and observed streamflow are above 0.85. The NSE for NOAH is approximately 0.3. The mathematical decomposition of NSE reveals that the relatively low NSE value is mainly attributed to the significant streamflow bias. Without the bias, NSE can be improved to approximately 0.7. The bias shows little dependency on the flow wave celerity parameter of RAPID and the runoff parameterization of NoahMP, whereas it closely corresponds to the forcing CMFD precipitation data bias. Comparing the estimated precipitation from Budyko's curve and the observed streamflow, CMFD significantly underestimates the basin-averaged precipitation, which leads to the significant streamflow underestimation in the hydrological simulations. CMFD does not correctly represent the orographic effects on precipitation in the Daduhe river basin. Comparing the rain gauge measurements located in low-altitude river valleys, the CMFD precipitation is significant underestimated, suggesting a significantly underestimation in high-altitude precipitation.

This study shows that streamflow bias can be reduced by densifying rain gauges at high altitudes. Despite the bias, the NoahMP RAPID coupled model can satisfactorily reproduce streamflow anomalies and flood timing in mountainous basins. As a dam model is already included, the coupled model can be further used to optimize reservoir operations for hydropower production and flood control.

hydrological modeling, uncertainty, land surface model, river routing model, streamflow

doi: 10.1360/N972018-00598