参数区域化在全球水文模型FLEX-Global中的应用

王璟京^{1,2}, 高红凯^{1,2*}, 刘敏^{1,2}, 丁永建³, 王雁⁴, 赵舫^{1,2}, 夏军⁵

1. 华东师范大学地理信息科学教育部重点实验室, 上海 200241;
2. 华东师范大学地理科学学院, 上海 200241;
3. 中国科学院西北生态环境研究院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;
4. 安徽农业大学学报编辑部, 合肥 230036;
5. 武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室, 武汉 430072

* 通讯作者, E-mail: hkgao@geo.ecnu.edu.cn

收稿日期: 2020-07-23; 收修改稿日期: 2020-10-29; 接受日期: 2020-11-24; 网络版发表日期: 2021-02-09

国家自然科学基金项目(批准号: 42071081, 41801036, 41911530191)资助

摘要 全球水文模型是从全球视角解决全球变化相关水资源问题的重要工具, 但模型精度不高是长期困扰全球水文模型发展的瓶颈问题. 为了提升全球水文模型径流量模拟的精度, 本文基于水文模型参数区域化开发了全球水文模型FLEX-Global. FLEX-Global主要是以FLEX水文模型为框架, 并耦合HSC产流模块进行净雨量计算, 并用全球汇流模型CaMa-Flood进行河网汇流计算. 该模型以 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的空间分辨率模拟日时间步长的全球范围流域径流. 为检验模型精度, FLEX-Global首先与全球径流数据集GRDC中26个主要河流实测径流量进行比较, 并与现有的7个全球水文模型进行比较和验证, 进而分析了各模型精度在不同气候区的性能. 多指标评估结果表明, 采用参数区域化的FLEX-Global模型可以提高径流模拟精度, 尤其是在赤道气候带和干燥气候带提高效果显著. 基于参数区域化的该全球水文模型, 可为气候变化影响评估、全球水资源优化配置、多圈层耦合模拟、跨部门影响模型比较等提供科学支撑.

关键词 全球水文模型, 模型性能, 参数区域化

1 引言

水是人类社会发展和生态系统稳定最基本的要素之一, 确保足够的水量供应对人类福祉和可持续发展至关重要. 20世纪, 世界人口和经济的快速增长带来了水需求的大幅增长, 预计这一趋势在21世纪还将持续下去(Shiklomanov, 2000). 尽管地球71%是海洋, 常被称为“蓝色星球”, 但有关全球水资源短缺日益严重

的警告越来越多地见诸报端. 淡水稀缺(Jury和Vaux, 2005)和安全(Vörösmarty等, 2010)已被确定为21世纪的主要全球环境问题之一.

通常, 水资源的产生、运移和储存在相对独立的流域中进行. 因此, 对于大多数研究, 流域常被认为是分析和 管理水资源的适当空间单位(程国栋和李新, 2015). 然而, 由于自然和人为因素的共同作用, 陆地水循环系统处于持续快速变化之中, 极端事件增多、水

中文引用格式: 王璟京, 高红凯, 刘敏, 丁永建, 王雁, 赵舫, 夏军. 2021. 参数区域化在全球水文模型FLEX-Global中的应用. 中国科学: 地球科学, 51(5): 805–823, doi: [10.1360/SSTe-2020-0188](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0188)

英文引用格式: Wang J, Gao H, Liu M, Ding Y, Wang Y, Zhao F, Xia J. 2021. Parameter regionalization of the FLEX-Global hydrological model. Science China Earth Sciences, 64(4): 571–588, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9706-3>

灾害频发、水资源短缺等问题日益突出(王雁等, 2013; 谢志清等, 2018). 虽然这些水问题可能只发生在区域尺度, 但是其驱动因素或者影响与反馈却是全球性的(汤秋鸿, 2020), 故需要在比流域更大的空间尺度上(如全球尺度)对水资源的各方面进行分析评估. 由于水循环过程的多尺度极端复杂性, 及其与大气、土壤、地形、植被等多要素复杂的互馈关系, 在全球尺度单纯依靠观测手段难以实现对水循环过程及水资源定量的分析, 建立全球水文模型模拟是进行研究的重要手段. 首先, 气候变化对水资源的影响这一重大全球性问题是建立全球水文模型的主要驱动力之一. 温室气体排放增加导致的全球变暖致使许多地区的水资源时空分布发生变化, 在20世纪, 全球和区域水文循环受到气候变化的极大影响(Brutsaert和Parlange, 1998; Scanlon等, 2007; 夏军等, 2016). 其次, 像淡水稀缺这样的环境问题日益突出, 且有愈演愈烈的趋势(张利平等, 2009; Fedoroff等, 2010). 全球尺度径流的准确量化, 对于评估人类和环境的水资源的可用性和稀缺性至关重要(Oki和Kanae, 2006; Hoekstra等, 2012; Prudhomme等, 2014). 再次, 随着全球化的发展, 通过国际合作贸易解决区域水资源与经济发展不匹配不协调的问题成为可能. 全球水文模型将为在全球尺度合理利用和调配水资源提供重要支撑(韩海东等, 2007).

水文模型通常应用于流域尺度, 且具有一定数量需要在区域范围内校准或估计的参数, 如新安江模型(赵人俊, 1984)、SWAT (Neitsch等, 2002)、HBV (Lindström等, 1997)等. 尝试模拟全球水文及其相关过程的模型(GHMs)与许多独立的水文模型类似, 但它们在过程描述的参数化方案、参数评估方法、时间尺度以及输入数据和模拟的空间分辨率方面存在差异(Haddeland等, 2011). GHMs主要用来评估全球淡水资源的状况, 并解决洪水和干旱等与水有关的问题(Wu等, 2014; Gevaert等, 2018; Kundzewicz等, 2019; Yang等, 2019)和人类活动对淡水资源时空分布的影响(Hanasaki等, 2018). 1986年, 水文学家Eagleson首次提出全球尺度水文的概念, 1989年美国新罕布什尔大学Vörösmarty教授建立了首个全球尺度的水文模型WBM. 在过去的20年中, 已经使用不同的概念方法开发了数个全球水文模型(高红凯和赵舫, 2020). 例如, VIC (Nijssen等, 2001)、WaterGAP (Döll等, 2003)、PCR-GLOBWB (Van Beek和Bierkens, 2009)、DBH

(Tang等, 2007)、H08 (Hanasaki等, 2008b)等. 考虑到全球气象数据和计算资源的可用性, 所有的全球水文模型均以网格格式运行, 其中大多数模型的空间分辨率为0.5°, 时间分辨率为天. 借助更快的计算设备和更高分辨率输入数据的可用性, 更高分辨率的全球水文模型也初露端倪(Sood和Smakhtin, 2015).

全球水文模型已成为评估全球地表和地下水文过程动态变化的重要工具. 在流域尺度上, 水文模型通常采用站点实测径流数据对模型参数进行校准. 然而, 在全球尺度上, 由于全球水文模型输入输出数据量大、计算时间长、模型参数和流域特征间的关系不明确等原因, 大多数全球水文模型未经校准, 或使用简化的先验参数集在生态区、气候区或大流域尺度进行参数调整(Vörösmarty等, 1989; Döll等, 2003; Widén-Nilsson等, 2007). 全球水文模型模拟的结果可能比仅基于地面观测数据统计分析的估算结果有所改进, 但地面观测数据在全球范围内仍然有限, 因此仍包含许多不确定性(Rodda, 2007). 例如在北美、欧洲和亚洲的部分地区, 密集的测量网络能够实现模型参数较好的约束, 但在非洲、南美、澳大利亚和亚洲的数据缺乏地区, 模型参数基本采用默认值, 有较大不确定性. 另一种可行的方法是将模型的参数区域化. 将参数从已知流域转移到与其相似流域的过程通常称为参数区域化(Merz和Blöschl, 2004). 通过使用涵盖各种气候和景观特征的流域进行校准, 获得的参数随后可以被转移到具有相似特征的网格单元中(Beck等, 2016). 此外, 遥感技术的发展也为全球水文模型的构建提供了大量的数据支持. 遥感技术可以观测或反演降水、蒸散发、土壤水、雪冰、水体面积以及陆地水储量等几乎所有重要水循环变量(Tang等, 2010; Yu等, 2014; Biancamaria等, 2016; Long等, 2015; Tian等, 2018), 提供长时间序列的低成本空间分布数据, 但遥感数据本身也多由多种模型进行反演得到, 不确定性也不容忽视. 基于Budyko框架进行水文模型参数空间约束的概念研究, 发展出了无需使用任何其他数据校准水文模型参数的新方法(Greve等, 2020), 也在一定程度上改善了模型性能.

虽然全球水文模型仍存在一些局限(Sood和Smakhtin, 2015), 但全球水文模型仍不失为对全球陆地水资源的空间分布和时间变化进行评估的重要手段, 也是预估未来不同气候变化和人类活动情景影响

的最重要且可能唯一的科学工具. 解决现有全球水文模型的参数均一化, 采用区域化且与地表异质性相关联的模型参数, 提高模拟精度是亟待解决的科学问题, 直接关系到全球水文模型的科学性和可靠性(高红凯和赵航, 2020). 本文为了提升全球水文模型径流模拟的精度, 基于已有的全球区域化水文模型参数, 将无需参数率定产流模块HSC扩展到全球尺度, 开发了一个新的全球水文模型FLEX-Global, 并同已有的7个全球水文模型进行对比, 分析各个模型在不同气候区的模拟效果.

2 模型描述

2.1 概述

FLEX-Global包括两个部分: 陆面水文过程和河流汇流过程. FLEX-Global是基于包括积雪的流域水文模型FLEX模型框架(Fenicia等, 2008; Fenicia等, 2011; Gao等, 2014a), 在耦合了无需参数率定的降雨产流模块HSC-MCT (Gao等, 2014b; Gao等, 2019)以及全球河网汇流模型CaMa-Flood (Yamazaki等, 2011)的基础上发展而来的全球水文模型. FLEX模型基于对输入数据要求较低但精度较好的度日因子模型进行降雪积累和消融计算, HSC-MCT模块基于地形和遥感蒸散发数据进行无需参数校准的产流计算, CaMa-Flood模型基于地形数据, 利用扩散波方程来模拟河流动力学和回水效应进行无需参数校准的汇流计算. 模型框架见图1.

FLEX-Global是以栅格为单位计算水量平衡及描述陆地水文过程的, 其空间分辨率为 0.5° , 时间分辨率为1天. FLEX-Global的产流模型结构包括5个概念性水箱: 描述地表积雪的积雪水箱 S_w , 描述植被截留的截留水箱 S_l , 描述未饱和土壤根系区储水的未饱和区水箱 S_u 以及产流的快速响应水箱 S_f 和慢速响应水箱 S_s . 不同模块的水量平衡方程和结构方程见表1. 该模型使用台式电脑(八核CPU: i7-9700)运行5小时左右可以完成一年的产流计算, CaMa-Flood使用笔记本电脑(双核CPU: AMD Trinity APU A6-4400M)运行2小时左右可以完成一年的河流流量计算.

值得一提的是, 与植被截留相关的 S_{lMax} 参数由叶面积指数(LAI)计算得到, 无需率定; 与产流过程直接相关的过程采用HSC-MCT方法计算径流系数, 无需参数率定; 其他参数如 T_l 、 F_{DD} 、 C_e 、 D 、 K_f 和 K_s 的区域化值根据Beck等(2013, 2016)的研究获得, S_{uMax} 的区域化值根据Wang-Erlandsson等(2016)的研究获得, 以上参数除 D 外的空间分辨率均为 0.5° , 可直接适用于本模型, 参数 D 的空间分辨率为 0.125° , 经过转化后适用于本模型, 参数的空间分布见图2.

2.2 积雪和截留过程

在进入未饱和的土壤根系区前, 降水会先储存在积雪水箱或截留水箱中. 降雪的积累和消融基于度日因子模型进行计算. 当气温低于阈值气温 T_l ($^\circ\text{C}$)时, 降水 P (mm day^{-1})以降雪形式 P_s (mm day^{-1})增加积雪量 S_w (mm). 当气温高于阈值气温 T_l 时, 融雪量可由参数

图1 模型框架图

表 1 水量平衡方程和结构方程

子模块	水量平衡方程	结构方程
积雪模块	$\frac{dS_w}{dt} = \begin{cases} -M, & T > T_t \\ P_s, & T \leq T_t \end{cases} \quad (1)$	$M = \begin{cases} \min(S_w, F_{DD}(T - T_t)), & T > T_t \\ 0, & T \leq T_t \end{cases} \quad (2)$
截留模块	$\frac{dS_i}{dt} = P - E_i - P_c \quad (3)$	$E_i = \begin{cases} E_p, & S_i > 0 \\ 0, & S_i = 0 \end{cases} \quad (4)$ $P_c = \begin{cases} 0, & S_i < S_{iMax} \\ P, & S_i = S_{iMax} \end{cases} \quad (5)$ $S_{iMax} = 0.2LAI \quad (6)$
未饱和区模块	$\frac{dS_u}{dt} = P_c - E_a - R_u \quad (7)$	$\frac{E_a}{E_p - E_i} = \frac{S_u}{C_e \cdot S_{uMax}} \quad (8)$
分流过程		$R_f = R_u \cdot (1 - D) \quad (9)$ $R_s = R_u \cdot D$
快速退水模块	$\frac{dS_f}{dt} = R_f - Q_f \quad (10)$	$Q_f = S_f \cdot K_f \quad (11)$
慢速退水模块	$\frac{dS_s}{dt} = R_s - Q_s \quad (12)$	$Q_s = S_s \cdot K_s \quad (13)$

F_{DD} ($\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) 计算得到(式(2)). 此时的降水量包括初始降水量和融雪量.

截留过程发生在降水日. 截留水箱中截留的降水直接通过蒸发回到大气中. 截留蒸发 E_i (mm day^{-1}) 是由潜在蒸发 E_p (mm day^{-1})、截留水箱中的储水量 S_i (mm) 以及最大截留能力 S_{iMax} (mm) 计算得到的(式(4)~(6)). 根据 Dickinson(1984) 每片叶子在一侧覆盖 0.2mm 厚的水膜的假设, 最大截留能力 S_{iMax} 可由式(6) 计算得到, 其中 LAI 为叶面积指数. 根据 Zhu 等(2013) 的研究, 可获得 LAI 的全球空间动态分布数据, GIMMS $LAI3g$ 数据集的时间分辨率为 15 天, 空间分辨率为 $1/12^\circ$, 时间跨度覆盖 1981~2016 年, 对其进行分辨率转换后应用于本模型.

2.3 土壤过程

土壤过程是 FLEX-Global 的核心部分, 决定了径流的产生. 根系区储水能力 S_{uMax} 决定了降水后产流量和下渗量间的分配. 水量累积曲线法(mass curve technique, MCT)(Gao 等, 2014b) 基于生态系统根据降雨特征和植被需水来最优化根系区储水能力, 根据消耗碳及营养元素最小的情况下最大程度地保障植被干旱季需

水这一假设, 通过气候和植被信息反演根系区储水能力. 生态系统这一生存策略假设已在泰国和美国 300 多个流域得到了验证, 并推广到了全球尺度(Wang-Erlandsson 等, 2016), 且已用于全球尺度上根区蓄水模拟的水文模型中(Mao 和 Liu, 2019). 地形驱动水文模型 HSC (HAND-based Storage Capacity curve) 将研究区复杂的三维地形简化为二维的山坡, 然后在 HAND (Nobre 等, 2011) 地形分析的基础上, 通过分析每个 0.5° 网格的 HAND 频率分布, 得到每个计算网格的非线性产流曲线, 基于当地根系区储水量与 HAND 呈线性正相关这一假设推导出根系区储水量 S_u 的分布. MCT 法计算得到的 S_{uMax} 与代表根系区蓄水能力空间分布的 HSC 曲线共同计算每日的径流系数, 可得到无需参数率定的 HSC-MCT 产流计算模块. 该模块依据蓄满产流机制, 降水首先补充未饱和土壤, 在土壤未饱和前不会产生径流. 通过判断储水量大于根系区储水能力的部分获得变源的产流面积, 进而得到产流量 R_u . 本文中的 HAND 的全球空间分布数据来自 90m 分辨率的 MERIT Hydro (Yamazaki 等, 2017).

根系区蓄水量对土壤的蒸发有限制作用, 土壤中的实际蒸散发 E_a (mm day^{-1}) 是由潜在蒸发 E_p 、相对土

图 2 模型参数的空间分布

壤含水量 S_u/S_{uMax} 、参数 C_e 决定的(式(8)). C_e 是一个阈值, 表示当实际蒸发与潜在蒸发相等时的土壤含水量, 当土壤含水量低于 C_e 时, 实际蒸发 E_a 与 S_u/S_{uMax} 呈线性正相关, 当土壤含水量高于 C_e 时, 实际蒸发 E_a 即为潜在蒸发 E_p .

2.4 响应过程

产流 R_u 通过参数 D 划分为地表径流及壤中流(即为快速响应过程)和地下径流(即为慢速响应过程)(式

(9)). 快速产流 R_f (mm)进入快速响应水箱 S_f , 基于线性方程(式(11))可以得到快速响应水箱的出流量 Q_f (mm day $^{-1}$). 慢速产流 R_s (mm)进入慢速响应水箱 S_s , 基于线性方程(式(13))可以得到慢速响应水箱的出流量 Q_s (mm day $^{-1}$). 模拟得到的径流 Q_m 即为二者相加. 其中, K_f 为快速退水系数(day $^{-1}$), K_s 为慢速退水系数(day $^{-1}$).

2.5 汇流过程

CaMa-Flood是一个全球河网汇流模型, 它将产流

模型模拟的径流量沿着河流网络汇流到海洋或内陆,并能计算每个格点的洪泛区蓄水、河流流量、水深和淹没面积(Yamazaki等, 2011). 与大多数全球水文模型的自身的汇流方案相比, CaMa-Flood在世界大部分地区模拟峰值流量方面有显著改善(Zhao等, 2017). 本次研究使用了CaMa-Flood版本3.6.2进行汇流计算, 其参数设置均为缺省值.

3 模型设置

FLEX-Global模型在1990~2010年的历史时期内模拟全球范围的河流流量, 时间分辨率为天, 空间分辨率为 0.5° . CaMa-Flood输入的径流空间分辨率为 0.5° , 输出的河流流量分辨率为 0.25° , 为了后续数据分析及保证模型空间分辨率的一致性, 将最后结果的空间分辨率转化为 0.5° . 考虑到模型需要进行预热(warm-up), 以消除模型初始状态不确定性对模拟结果的影响, 所以只采用1991~2010年的结果进行最终的统计分析.

3.1 输入数据

模型使用的输入数据包括降水数据、气温数据和潜在蒸发数据. 1990~2010年的降水数据和气温数据来源于基于观测的历史气候数据集GSWP3 (Global Soil Wetness Project Phase 3), 该数据集涵盖1901~2010年的数据, 对降雨的模拟有明显的改善, 并且近地表气温的均方根误差也显著减少(Dirmeyer, 2000), 该数据集作为跨领域国际影响模型比较计划ISIMIP的输入数据已被广泛使用(<https://esg.pik-potsdam.de/projects/isimip/>). 由于数据集GSWP3中未直接提供潜在蒸发数据, 若根据数据集中其他数据计算, 则需引入新的数据如地表反照率等, 故直接选择已有的精度较高的蒸发产品. 1990~2010年的潜在蒸发数据来源于由GLEAM (Global Land-surface Evaporation: the Amsterdam Methodology)遥感蒸散发模型(Miralles等, 2011; Martens等, 2017)计算得到的GLEAM v3.3a数据集. GLEAM蒸散发算法基于具有物理机制的Priestley-Taylor模型作为核心方法反演蒸散发. 该数据集涵盖1980~2018年的数据, 其蒸散发产品能较好地描述不同生态系统的蒸散发(杨秀芹等, 2015), 且已用于大量研究(Zhang等, 2016; Good等, 2017; Martens等, 2018; Schumacher等,

2019). 其中, 降水和气温数据的时间分辨率均为天, 空间分辨率均为 0.5° , 潜在蒸发数据的时间分辨率为天, 空间分辨率为 0.25° , 为使空间分辨率统一, 将其转化为 0.5° .

3.2 实测河道流量数据

实测河道流量数据来源于全球径流数据库(Global Runoff Data Centre, GRDC), 该数据库包括提供160个国家超过9300个站点的河流流量数据. 本次研究通过以下标准: 流域面积大于 9000km^2 , 在1991~2010年内月径流记录超过5年, 选取其中26个站点的数据进行验证, 站点的具体信息见表2, 在不同气候区的分布见图3.

3.3 其他全球水文模型数据

跨领域国际影响模型比较计划(ISIMIP2a)以基于观测的历史气候数据集GSWP3为输入, 在自然条件下(在ISIMIP2a协议中称为“NOSOC”)运行不同的全球水文模型得到了日径流数据(<https://www.isimip.org/>). 本文选择以下7个模型模拟出的径流量进行比较: DBH (Tang等, 2007; 2008), H08 (Hanasaki等, 2008a, 2008b), LPJmL (Rost等, 2008; von Bloh等, 2010), MATSIRO (Takata等, 2003; Pokhrel等, 2012; Pokhrel等, 2015), MPI-HM (Hagemann和Gates, 2003; Stacke和Hagemann, 2012), ORCHIDEE (Guimberteau等, 2014)和PCR-GLOBWB (Wada等, 2010; Wada等, 2011). 以上模型除MPI-HM使用某些有湿地影响流域的河流流量数据优化全局参数外, 其余模型未使用观测到的流量数据进行校准.

3.4 模型评价指标

为了更好地评估FLEX-Global模型性能以及与7个ISIMIP2a模型比较, 选取了以下4个指标进行分析评估: 纳什系数NSE、相关系数R、百分比偏差Bias%和均方根误差RMSE. 各评价指标的计算公式见表3. NSE用于衡量模拟和观测月平均流量之间的一致性, NSE越接近1表示二者之间的一致性越高. R用于衡量模拟和观测月平均流量之间线性相关程度, R越接近1表示二者之间的正相关性越高. Bias%和RMSE均用于衡量模拟和观测月平均流量的偏离程度, Bias%和RMSE越接近0表示二者之间的偏离程度越小.

表 2 GRDC 站点详细信息^{a)}

站点 编号	站点名称	站点 经度(°)	站点 纬度(°)	流域面积 (km ²)	所属河流
1196551	Beibrug D/S	29.99	-22.23	201001	林波波(Limpopo)河
2180712	黄河沿	98.20	34.90	21000	黄河
2181500	直门达	96.60	33.43	137704	通天河
2181900	大通	117.62	30.77	1705383	长江
2260500	Sagaing	96.10	21.98	117900	伊洛瓦底(Irrawaddy)河
2694450	Waegwan	128.39	36.00	11195	洛东(Naktong)江
2909150	Igarka	86.50	67.48	2440000	叶尼塞(Yenisey)河
3268270	Caimancito	-64.47	-23.73	25800	圣弗朗西斯科(San Francisco)河
3618090	Cucui	-66.85	1.22	61781	内格罗(Negro)河
3621400	Vila Bittencourt	-69.43	-1.39	197136	雅普拉(Japura)河
3624120	Gaviao	-66.85	-4.84	162000	茹鲁阿(Jurua)河
3627030	Manicore	-61.30	-5.82	1126700	马代拉(Madeira)河
3629000	Obidos-Porto	-55.51	-1.95	4640300	亚马逊(Amazonas)河
3629150	Fortaleza	-57.64	-6.05	358657	塔帕若斯(Tapajos)河
3650745	Ico	-38.87	-6.41	12000	萨尔加多(Salgado)河
4103800	Eagle AK	-141.20	64.79	293965	育空(Yukon)河
4115100	Salem, OR	-123.04	44.94	18855	威拉米特(Willamette)河
4115201	Beaver Army Terminal Near Quincy, OR	-123.18	46.18	665371	哥伦比亚(Columbia)河
4119100	St. Paul, MN	-93.11	44.93	95312	密西西比(Mississippi)河
4146281	Verona, CA	-121.60	38.77	55040	萨克拉门托(Sacramento)河
4150450	Wharton, Tex.	-96.10	29.31	108788	科罗拉多(Colorado)河
5109110	Gregory Downs	139.25	-18.64	12690	格雷戈里(Gregory)河
5109170	Rockfields	142.88	-18.20	10987	吉尔伯特(Gilbert)河
6335180	Worms	8.38	49.64	68827	莱茵(Rhine)河
6342800	Hofkirchen	13.12	48.68	47496	多瑙(Danube)河
6731310	Dovikfoss	9.91	59.88	16120	德拉门塞尔瓦(Dramselv)河

a) 经度正值表示东经, 负值表示西经; 纬度正值表示北纬, 负值表示南纬

4 结果

由于GRDC数据为月平均流量, 为了进行比较, 将模型计算的时间分辨率为天的结果均转化成为月平均流量进行分析。图4展示了不同模型和GRDC月平均流量的时间序列。图5展示了1991~2010年间模拟月平均流量与实测月平均流量之间的相关性。从图4和5中可以看出, 不同模型的模拟效果有较大差异性。在几乎所有流域, 多数模型有低估月平均径流趋势, 但在部分流域, 如在Tapajos河、Rhine河、Danube河等流域, 存在少数模型有高估月平均径流的现象。

图6总结了1991~2010年间不同模型的性能指标信

息(以各性能指标中位数作为评价模型的详细信息见表4)。结果发现, 虽然全球模型在部分流域有较好的表现, 但多个全球模型整体的平均的表现与实测结果仍有较大偏差, 这与Beck等(2016)的研究结果一致。在不考虑异常值的情况下, 模型FLEX-Global的整体表现要优于大部分模型, 各性能指标的下、上四分位数、中位数以及触须均有不同程度的改善。以各性能指标的中位数为标准进行评价, FLEX-Global的中位NSE仅低于MATSIRO和MPI-HM, 与最优中位NSE的差距仅为0.01; 所有模型的相关系数中位数无较大差距, 均大于0.6, FLEX-Global的相关系数中位数低于MPI-HM、H08和MATSIRO, 与最优中位相关系数的差距为0.07;

图3 26个流域在不同气候带的分布

表3 各评价指标计算公式^{a)}

评价指标	计算公式
NSE	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (14)$
R	$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})}{\left(\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2 \right)^{1/2}} \quad (15)$
$Bias\%$	$Bias\% = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i} - \sum_{i=1}^n Q_{obs,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \times 100\% \quad (16)$
$RMSE$	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{n}} \quad (17)$

a) Q_{obs} 表示GRDC实测的月径流量, Q_{sim} 表示模型模拟的月径流量, 上横线表示为在整个时间序列的平均值, i 表示第 i 个月, n 表示计算的总月数

除FLEX-Global和DBH表现出对实测径流量的高估(中位 $Bias\% > 0$)外, 其余模型均表现为低估(中位 $Bias\% < 0$), 但对结果高估的偏差总体小于对结果低估的偏

差; FLEX-Global的中位 $RMSE$ 仅劣于PCR-GLOBWB且优于其余模型, 误差相对于其他模型有所改善。

依据柯本气候分类(Peel等, 2007), 所选的26个流域站点中分别有6、5、6、6、3个流域站点位于赤道气候带A (Negro(Cucui)、Japura (Vila Bittencourt)、Jurua (Gaviao)、Madeira (Manicore)、Amazonas (Obidos-Porto)、Tapajos (Fortaleza)), 干燥气候带B (Limpopo (Beibrug D/S)、Salgado (Ico)、Colorado (Wharton, Tex.)、Gregory (Gregory Downs)、Gilbert (Rockfields)), 暖温气候带C (长江(大通)、Irrawaddy (Sagaing)、San Francisco (Caimancito)、Willamette (Salem, OR)、Sacramento (Verona, CA)、Rhine (Worms)), 冷温气候带D (Naktong (Waegwan)、Yenisey (Igarka)、Yukon(Eagle AK)、Columbia (Beaver Army Terminal Near Quincy, OR)、Mississippi (St. Paul, MN)、Danube (Hofkirchen))和极地气候带E (黄河(黄河沿)、通天河(直门达)、Dranselv (Dovikfoss)) (图3, 按站点所测流域面积中占比最大的气候带决定)。图7(月平均流量的相关性)、图8(月平均流量的 NSE)和图9(月平均流量的偏差)分别显示了不同的气候带各模型的性能, 以各性能指标中位数作为评价模型的详细信息见表5。

在不同的气候带中, 所有模型均表现出月平均流

图 4 FLEX-Global模型与ISIMIP2a七个模型在全球26个流域的模拟月平均流量与GRDC实测月平均流量的时间序列(1991~2010年)比较

图5 FLEX-Global模型与ISIMIP2a七个模型在全球26个流域的模拟月平均流量与实测月平均流量之间的相关性
红色虚线为斜率为1的辅助线

图6 1991~2010年月平均流量时间序列在所选26个流域不同模型的性能统计

表4 各模型不同性能指标的中位数

指标	DBH	H08	LPJmL	MATSIRO	MPI-HM	ORCHIDEE	PCR-GLOBWB	FLEX-Global
<i>NSE</i>	0.22	0.42	0.06	0.46	0.46	0.28	0.40	0.45
<i>R</i>	0.70	0.81	0.69	0.80	0.84	0.64	0.74	0.78
<i>Bias%</i>	3.69	-12.86	-12.72	-13.52	-16.10	-11.38	-8.84	6.03
<i>RMSE</i>	401.86	421.77	449.21	383.90	358.07	406.04	310.92	336.13

量模拟值与实测值的合理相关性(图7)。在赤道气候带A, FLEX-Global和MPI-HM的相关性最好(中位相关系数大于0.9), 其余模型的相关性在该气候带也较好, 中

位相关系数均大于0.6。在干燥气候带B, FLEX-Global的相关性低于LPJmL和H08, 优于其余模型, 与最优中位相关系数的差距为0.08。在暖温气候带C, FLEX-

图7 月平均流量的相关性

(a) 赤道气候带, (b) 干燥气候带, (c) 暖温气候带, (d) 冷温气候带, (e) 极地气候带

图8 月平均流量的NSE

(a) 赤道气候带, (b) 干燥气候带, (c) 暖温气候带, (d) 冷温气候带, (e) 极地气候带

图 9 月平均流量的Bias%

(a) 赤道气候带, (b) 干燥气候带, (c) 暖温气候带, (d) 冷温气候带, (e) 极地气候带

表 5 不同气候类型下各模型不同性能指标的中位数

气候带	指标	DBH	H08	LPJmL	MATSIRO	MPI-HM	ORCHIDEE	PCR-GLOBWB	FLEX-Global
A (6)	NSE	0.12	0.30	0.15	0.60	0.67	0.47	0.31	0.69
	R	0.63	0.83	0.71	0.81	0.91	0.86	0.71	0.92
	Bias%	13.42	7.51	-0.07	-4.47	19.90	3.59	-20.99	3.91
	RMSE	4971.21	6787.96	6673.11	3709.45	4589.93	3689.83	4965.11	4433.37
B (5)	NSE	0.41	0.47	0.60	0.25	0.01	0.15	0.40	0.43
	R	0.65	0.72	0.77	0.56	0.50	0.60	0.68	0.69
	Bias%	4.05	-42.39	11.52	-10.15	-69.08	-56.43	8.21	14.57
	RMSE	62.79	60.75	61.34	71.00	83.87	79.55	63.45	53.41
C (6)	NSE	0.37	0.45	0.35	0.46	0.68	0.40	0.56	0.45
	R	0.83	0.83	0.84	0.85	0.86	0.72	0.86	0.77
	Bias%	1.54	-23.95	-12.72	-27.89	-10.28	-12.13	-3.39	8.27
	RMSE	401.86	565.23	524.98	427.34	352.51	394.68	342.82	355.02
D (6)	NSE	0.33	0.41	-0.40	0.54	0.45	0.15	0.41	0.45
	R	0.75	0.79	0.48	0.83	0.79	0.60	0.87	0.72
	Bias%	6.99	-3.55	-21.45	-17.89	-17.47	-22.94	-2.56	8.36
	RMSE	622.41	782.02	1770.45	849.65	976.21	1319.30	942.83	926.34
E (3)	NSE	0.13	-0.20	-0.16	0.02	-0.32	-0.43	0.18	-0.22
	R	0.67	0.60	0.46	0.78	0.69	0.45	0.68	0.59
	Bias%	-37.45	-46.82	-59.28	-31.35	-18.43	-38.08	21.98	-65.75
	RMSE	137.68	184.46	226.66	110.61	156.07	166.08	129.00	149.96

Global的中位相关系数虽仅优于ORCHIDEE, 但其值为0.77表明FLEX-Global在该气候带仍具有较好的相关性。在冷温气候带D, LPJmL和ORCHIDEE的相关性相对较差, 其余模型的相关性良好, 中位相关系数均大于0.7。在极地气候带E, 除ORCHIDEE和LPJmL外, 其余模型的中位相关系数均大于0.5, 有良好的相关性。

在不同的气候带中, 各模型的月径流模拟值与实测值吻合程度不同, 模拟月径流过程与天然径流过程一致性有所差异(图8)。在赤道气候带A, FLEX-Global表现最好, MPI-HM、MATSIRO表现次之, 中位NSE均大于0.6, 其余模型相比于上述三个模型表现较差。在干燥气候带B, LPJmL表现最好, 中位NSE大于0.6, H08、FLEX-Global、DBH和PCR-GLOBWB的表现次之, 中位NSE均大于0.4; 其余模型相比于上述模型表现较差, 中位NSE均小于0.3。在暖温气候带C, MPI-HM表现最好, 中位NSE大于0.6; 其余模型表现良好, 中位NSE均大于0.3。在冷温气候带D, 除LPJmL和ORCHIDEE中位NSE小于0.3; 其余模型均表现良好, 中位NSE大于0.3。在极地气候带E, 所有模型均表现较差, 中位NSE小于0.3, 其中只有MATSIRO和ORCHIDEE的中位NSE大于0, 其余模型则为负值。

在不同的气候带中, 各模型均表现出月平均流量模拟值与实测值的不同程度的偏差(图9, Bias%为正则高估, 为负则低估)。以中位Bias%为标准评价, 在赤道气候带A, MPI-HM、DBH、H08、FLEX-Global和ORCHIDEE表现出对实测径流量的高估, 其余模型则表现为低估, 且各模型的偏差较小, 中位|Bias%|均小于30%。在干燥气候带B, FLEX-Global、LPJmL和PCR-GLOBWB以高估为主, 其余模型则以低估为主, 其中MPI-HM的偏差最大, 中位|Bias%|大于60%, H08和ORCHIDEE的偏差较大, 中位|Bias%|位于30~60%。其余模型的偏差较小, 中位|Bias%|小于30%。在暖温气候带C和冷温气候带D, 除FLEX-Global和DBH外, 其余模型对实测流量均呈现出不同程度的低估, 所有模型的偏差均较小, 中位|Bias%|小于30%。在极地气候带E, 所有模型均表现出不同程度的低估, 且偏离程度都较大, 尤其是FLEX-Global, 中位|Bias%|大于60%。

各模型在不同气候带的RMSE也有很大的差异(表5), 以中位RMSE为评价标准, 在赤道气候带A, ORCHIDEE的误差最小, FLEX-Global的误差与大部分模型相比, 误差仍较小。在干燥气候带B, FLEX-Global的误

差最小, 与其余模型相比, 误差有较大的改善。在暖温气候带C, PCR-GLOBWB的误差最小, MPI-HM和FLEX-Global的中位RSME与其中位RSME很接近, 相比于其余模型误差仍较小。在冷温气候带D, DBH的误差最小, FLEX-Global的误差只优于少部分模型。在极地气候带E, MATSIRO的误差最小, FLEX-Global的误差也只优于少部分模型。

为了进一步体现模型核心产流模块HSC-MCT对模型FLEX-Global结果的影响, 分别关闭了FLEX-Global的MCT模块和HSC模块, 即将由MCT法计算出的根系区储水能力 S_{uMax} 在全球范围内设定为定值158mm (该值为FLEX-Global使用的 S_{uMax} 全球空间分布的均值), 和将由HSC法计算得到的地形曲线在全球范围内设定为统一, 根据新安江模型, 通过 $r=1-(1-S_u/S_{uMax})^B$ 计算径流系数, 其中参数B取0.4 (赵人俊和王佩兰, 1988)。以同样的数据驱动、流域选择及评价指标, 结果展示见图10, 各指标的详细信息见表6。

由以上图表可得, HSC线型的应用相比于应用固定的参数B计算径流系数, 模型整体表现有较大的改善, 各性能指标的下、上四分位数、中位数、均值以及触须大都有不同程度的改善。其中NSE的中位数和平均值分别由0.34和0.33上升到0.45和0.44。通过MCT法将 S_{uMax} 全球化的结果与采用统一 S_{uMax} 值的结果相比, 模型表现有所提升, 各性能指标的下四分位数、上四分位数、均值和触须大都有不同程度的改善, 但中位数还略有降低。这可能是由于 S_{uMax} 全球平均值158mm与处于中位数流域的 S_{uMax} 值更为接近, 加之MCT方法采用遥感降水和蒸散发产品, 并未考虑不同植被的差异性水分存储策略造成的不确定性有关。总之, HSC-MCT模块的综合应用可以在一定程度上提高模型的性能。

综上所述, 虽然各模型均有优劣, 但本文提出的FLEX-Global模型在整体上提高了全球水文模型的表现, 说明参数区域化能较好地提高模型模拟效果。

5 讨论与结论

在本研究中, 基于水文模型参数全球尺度的区域化, 建立了FLEX-Global全球水文模型, 旨在提升全球水文模型模拟径流量的性能以便提高其在无/缺资料地区的模拟结果。根系区储水能力决定了植被蒸腾潜

图 10 分别关闭MCT和HSC模块后1991~2010年月平均流量时间序列在所选26个流域的性能统计

FLEX-Global-S 代表将 MCT 模块关闭, S_{uMax} 取全球均值 158mm; FLEX-Global-B 代表将 HSC 模块关闭, 新安江模型蓄水容量的线型参数取 0.4, 圆圈表示均值

表 6 分别关闭MCT和HSC模块后不同性能指标的详细信息

指标		FLEX-Global	FLEX-Global-S	FLEX-Global-B
NSE	上触须	0.84	0.87	0.84
	下触须	0.13	-0.22	-0.19
	上四分位数	0.63	0.62	0.52
	下四分位数	0.33	0.26	0.20
	中位数	0.45	0.48	0.34
	均值	0.44	0.42	0.33
R	上触须	0.94	0.94	0.95
	下触须	0.47	0.42	0.40
	上四分位数	0.86	0.86	0.86
	下四分位数	0.68	0.66	0.63
	中位数	0.78	0.80	0.76
	均值	0.75	0.76	0.73
Bias%	上触须	47.52	40.72	59.28
	下触须	-33.98	-45.68	-65.70
	上四分位数	13.06	11.57	21.62
	下四分位数	-9.69	-14.89	-31.48
	中位数	13.06	3.31	11.18
	均值	-1.49	-4.36	-0.42

在的土壤水分的最大值, 对于正确模拟补给和地表径流至关重要(Milly, 1994). 然而, 根系区储水能力在流域尺度或更大尺度是很难测量和观察得到的. Wang-Erlandsson等(2016)基于植被生存策略理论(Gao等, 2014b)将根系区储水能力数据扩展至全球尺度, 为本次建模提供了关键的基础数据. HSC产流模块直接采用全球HAND数据进行产流过程非线性线型的推求

(Gao等, 2019), 为产流量的模拟提供了关键过程的解决方案. Beck等(2013, 2016)通过使用涵盖各种气候和景观特征的流域进行校准, 将基流指数、降水模拟为降雪时的阈值温度、积雪融化率、实际蒸发达到潜在蒸发的土壤水分值、退水系数等关键水文参数扩展到了全球尺度, 也为本次建模提供了基础数据. 但这些全球水文参数的不确定性依然存在, 未来仍需继续研究.

例如, 全球遥感数据也为模型参数估计提供了新的可能性, 重力测量和气候实验卫星(Gravity Recovery and Climate Experiment, GRACE)或许能用来估计退水系数(Savenije和Hrachowitz, 2017); 再如, 遥感反演的蒸散发产品也为限制模型自由度, 甚至作为模型直接输入, 从而提高模拟精度提供了独立数据源(Zhang等, 2020).

值得一提的是, FLEX-Global整体在流量模拟中表现出了较好的性能, 特别是在赤道气候带和暖温气候带优势明显. 这可能是由于HSC线型基于的HAND指标最初是基于赤道气候区地形和水文气候状况开发的(Rennó等, 2008), 并多在暖温气候带进行相关验证有关(Gharari等, 2011). 冷温气候带部分流域和极地气候带显示的性能较差, 可能与HSC线型的基本假设在寒区的适用性受局限, 以及冻土等重要寒区过程的缺失和输入气象数据的分辨率较差有关. 驱动数据 0.5° 的空间分辨率不足以表示空间差异性极大的局地尺度降水、温度和地形影响的降雪融雪过程(Gudmundsson等, 2012). 为了更精准的模拟, 全球水文模型的模拟精度还有待提高. 如Lin等(2019)利用 0.1° 的全球产品作为驱动数据, 通过网格-网格的模型参数校准以及对径流模拟的偏差校正, 使用了高精度的数字高程模型($\pm 90\text{m}$)作为河流流路基础构建了VIC-RAPID模型, 该模型的结果显示, 模型精度的提高对模拟结果有所改善. 还需要注意的是, 气候产品的质量也影响到全球水文模型的性能. 例如, 降水是全球水文模型模拟不确定性的最大原因之一(Döll和Fiedler, 2008; Biemans等, 2009), 尽管降水产品数量较多, 但不确定性依然很大, 许多产品在地势较高的地区表现不佳(Immerzeel等, 2013). 并且气候产品的分辨率对模型的性能也有很大影响, 如果降雨在大网格单元的空间均匀分布, 径流将被低估(Tang等, 2007). 不同全球水文模型开发的目标均有不同侧重, 对过程的描述以及参数选择方面均有所不同(Sood和Smakhtin, 2015), 并且汇流方案的选择对模拟河流流量及其峰值有相当大的影响(Zhao等, 2017), 这也是各模型模拟结果有各种差异的原因. 此外, ISIMIP2a中数个模型在进行模拟对比时, 对模型有不同程度的简化, 这导致其模拟结果并未达到最优.

总之, 新开发的全球水文模型FLEX-Global在水文参数区域化的基础上提高了对径流模拟的性能, 与未进行参数区域化的模型相比, 基于水文参数区域化的

方法可以提供较好的结果, 有望为气候变化影响评估、全球水资源优化配置、多圈层耦合模拟、跨部门影响模型提供较新的工具支撑.

致谢 感谢两位匿名审稿人提出的宝贵建议和建设性的意见.

参考文献

- 程国栋, 李新. 2015. 流域科学及其集成研究方法. 中国科学: 地球科学, 45: 811–819
- 高红凯, 赵舫. 2020. 全球尺度水文模型: 机遇、挑战与展望. 冰川冻土, 42: 224–233
- 韩海东, 艾合麦提·阿西木, 刘时银, 丁永建. 2007. 高分辨率全球尺度水文模型发展综述. 中国沙漠, 4: 677–683
- 汤秋鸿. 2020. 全球变化水文学: 陆地水循环与全球变化. 中国科学: 地球科学, 50: 436–438
- 王雁, 丁永建, 叶柏生, LIU F, 王杰, 王杰. 2013. 黄河与长江流域水资源变化原因. 中国科学: 地球科学, 43: 1207–1219
- 夏军, 刘春蓁, 刘志雨, 罗勇, 段青云, 莫兴国, 谢正辉. 2016. 气候变化对中国东部季风区水循环及水资源影响与适应对策. 自然杂志, 38: 167–176
- 谢志清, 杜银, 曾燕, 苗茜. 2018. 江淮流域年极端降水事件分类特征及其致洪风险. 中国科学: 地球科学, 48: 1153–1168
- 杨秀芹, 王国杰, 叶金印, 李雅琴. 2015. 基于GLEAM模型的淮河流域地表蒸散量时空变化特征. 农业工程学报, 31: 133–139
- 张利平, 夏军, 胡志芳. 2009. 中国水资源状况与水资源安全问题分析. 长江流域资源与环境, 18: 116–120
- 赵人俊. 1984. 流域水文模拟: 新安江模型与陕北模型. 北京: 水利电力出版社
- 赵人俊, 王佩兰. 1988. 新安江模型参数的分析. 水文, 6: 2–9
- Beck H E, van Dijk A I J M, de Roo A, Miralles D G, McVicar T R, Schellekens J, Bruijnzeel L A. 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resour Res*, 52: 3599–3622
- Beck H E, van Dijk A I J M, Miralles D G, de Jeu R A M, Sampurno Bruijnzeel L A, McVicar T R, Schellekens J. 2013. Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resour Res*, 49: 7843–7863
- Biancamaria S, Lettenmaier D P, Pavelsky T M. 2016. The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surv Geophys*, 37: 307–337
- Biemans H, Hutjes R W A, Kabat P, Strengers B J, Gerten D, Rost S. 2009. Effects of precipitation uncertainty on discharge calculations for main river basins. *J Hydrometeorol*, 10: 1011–1025
- Brutsaert W, Parlange M B. 1998. Hydrologic cycle explains the

- evaporation paradox. *Nature*, 396: 30
- Dickinson R E. 1984. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen J E, Takahashi T, eds. *Climate Processes and Climate Sensitivity*. New York: American Geophysical Union
- Dirmeyer P A. 2000. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. *J Clim*, 13: 2900–2922
- Döll P, Fiedler K. 2008. Global-scale modeling of groundwater recharge. *Hydrol Earth Syst Sci*, 12: 863–885
- Döll P, Kaspar F, Lehner B. 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation. *J Hydrol*, 270: 105–134
- Fedoroff N V, Battisti D S, Beachy R N, Cooper P J M, Fischhoff D A, Hodges C N, Knauf V C, Lobell D, Mazur B J, Molden D, Reynolds M P, Ronald P C, Rosegrant M W, Sanchez P A, Vonshak A, Zhu J K. 2010. Radically rethinking agriculture for the 21st century. *Science*, 327: 833–834
- Fenicia F, Kavetski D, Savenije H H G. 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Water Resour Res*, 47: W11510
- Fenicia F, Savenije H H G, Matgen P, Pfister L. 2008. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resour Res*, 44: W01402
- Gao H, Birkel C, Hrachowitz M, Tetzlaff D, Soulsby C, Savenije H H G. 2019. A simple topography-driven and calibration-free runoff generation module. *Hydrol Earth Syst Sci*, 23: 787–809
- Gao H, Hrachowitz M, Fenicia F, Gharari S, Savenije H H G. 2014a. Testing the realism of a topography-driven model (FLEX-Topo) in the nested catchments of the upper Heihe, China. *Hydrol Earth Syst Sci*, 18: 1895–1915
- Gao H, Hrachowitz M, Schymanski S J, Fenicia F, Sriwongsitanon N, Savenije H H G. 2014b. Climate controls how ecosystems size the root zone storage capacity at catchment scale. *Geophys Res Lett*, 41: 7916–7923
- Gevaert A I, Veldkamp T I E, Ward P J. 2018. The effect of climate type on timescales of drought propagation in an ensemble of global hydrological models. *Hydrol Earth Syst Sci*, 22: 4649–4665
- Gharari S, Hrachowitz M, Fenicia F, Savenije H H G. 2011. Hydrological landscape classification: Investigating the performance of HAND based landscape classifications in a central European meso-scale catchment. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15: 3275–3291
- Good S P, Moore G W, Miralles D G. 2017. A mesic maximum in biological water use demarcates biome sensitivity to aridity shifts. *Nat Ecol Evol*, 1: 1883–1888
- Greve P, Burek P, Wada Y. 2020. Using the Budyko framework for calibrating a global hydrological model. *Water Resour Res*, 56: e2019WR026280
- Gudmundsson L, Wagener T, Tallaksen L M, Engeland K. 2012. Evaluation of nine large-scale hydrological models with respect to the seasonal runoff climatology in Europe. *Water Resour Res*, 48: W11504
- Guimbertau M, Ducharme A, Ciais P, Boisier J P, Peng S, De Weirtd M, Verbeeck H. 2014. Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the Amazon Basin. *Geosci Model Dev*, 7: 1115–1136
- Haddeland I, Clark D B, Franssen W, Ludwig F, Voß F, Arnell N W, Bertrand N, Best M, Folwell S, Gerten D, Gomes S, Gosling S N, Hagemann S, Hanasaki N, Harding R, Heinke J, Kabat P, Koirala S, Oki T, Polcher J, Stacke T, Viterbo P, Weedon G P, Yeh P. 2011. Multimodel estimate of the global terrestrial water balance: Setup and first results. *J Hydrometeorol*, 12: 869–884
- Hagemann S, Gates L D. 2003. Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Clim Dyn*, 21: 349–359
- Hanasaki N, Kanae S, Oki T, Masuda K, Motoya K, Shirakawa N, Shen Y, Tanaka K. 2008a. An integrated model for the assessment of global water resources—Part 2: Applications and assessments. *Hydrol Earth Syst Sci*, 12: 1027–1037
- Hanasaki N, Kanae S, Oki T, Masuda K, Motoya K, Shirakawa N, Shen Y, Tanaka K. 2008b. An integrated model for the assessment of global water resources—Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrol Earth Syst Sci*, 12: 1007–1025
- Hanasaki N, Yoshikawa S, Pokhrel Y, Kanae S. 2018. A quantitative investigation of the thresholds for two conventional water scarcity indicators using a state-of-the-art global hydrological model with human activities. *Water Resour Res*, 54: 8279–8294
- Hoekstra A Y, Mekonnen M M, Chapagain A K, Mathews R E, Richter B D. 2012. Global monthly water scarcity: Blue water footprints versus blue water availability. *PLoS ONE*, 7: e32688
- Immerzeel W W, Pellicciotti F, Bierkens M F P. 2013. Rising river flows throughout the twenty-first century in two Himalayan glacierized watersheds. *Nat Geosci*, 6: 742–745
- Jury W A, Vaux H J. 2005. The role of science in solving the world's emerging water problems. *Proc Natl Acad Sci USA*, 102: 15715–15720
- Kundzewicz Z W, Su B, Wang Y, Wang G, Wang G, Huang J, Jiang T. 2019. Flood risk in a range of spatial perspectives—From global to local scales. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 19: 1319–1328
- Lin P, Pan M, Beck H E, Yang Y, Yamazaki D, Frasson R, David C H, Durand M, Pavelsky T M, Allen G H, Gleason C J, Wood E F. 2019.

- Global reconstruction of naturalized river flows at 2.94 million reaches. *Water Resour Res*, 55: 6499–6516
- Lindström G, Johansson B, Persson M, Gardelin M, Bergström S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J Hydrol*, 201: 272–288
- Long D, Longuevergne L, Scanlon B R. 2015. Global analysis of approaches for deriving total water storage changes from GRACE satellites. *Water Resour Res*, 51: 2574–2594
- Mao G, Liu J. 2019. WAYS v1: A hydrological model for root zone water storage simulation on a global scale. *Geosci Model Dev*, 12: 5267–5289
- Martens B, Miralles D G, Lievens H, van der Schalie R, de Jeu R A M, Fernández-Prieto D, Beck H E, Dorigo W A, Verhoest N E C. 2017. GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geosci Model Dev*, 10: 1903–1925
- Martens B, Waegeman W, Dorigo W A, Verhoest N E C, Miralles D G. 2018. Terrestrial evaporation response to modes of climate variability. *npj Clim Atmos Sci*, 1: 43
- Merz R, Blöschl G. 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *J Hydrol*, 287: 95–123
- Milly P C D. 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resour Res*, 30: 2143–2156
- Miralles D G, Holmes T R H, de Jeu R A M, Gash J H, Meesters A G C A, Dolman A J. 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15: 453–469
- Neitsch S, Arnold J, Kiniry J, Williams J, King K. 2002. Soil and water assessment tool (SWAT): Theoretical documentation, version 2000
- Nijssen B, O'Donnell G M, Lettenmaier D P, Lohmann D, Wood E F. 2001. Predicting the discharge of global rivers. *J Clim*, 14: 3307–3323
- Nobre A D, Cuartas L A, Hodnett M, Rennó C D, Rodrigues G, Silveira A, Waterloo M, Saleska S. 2011. Height above the nearest drainage—A hydrologically relevant new terrain model. *J Hydrol*, 404: 13–29
- Oki T, Kanae S. 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313: 1068–1072
- Peel M C, Finlayson B L, McMahon T A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol Earth Syst Sci*, 11: 1633–1644
- Pokhrel Y, Hanasaki N, Koirala S, Cho J, Yeh P J F, Kim H, Kanae S, Oki T. 2012. Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model. *J Hydrometeorol*, 13: 255–269
- Pokhrel Y N, Koirala S, Yeh P J F, Hanasaki N, Longuevergne L, Kanae S, Oki T. 2015. Incorporation of groundwater pumping in a global land surface model with the representation of human impacts. *Water Resour Res*, 51: 78–96
- Prudhomme C, Giuntoli I, Robinson E L, Clark D B, Arnell N W, Dankers R, Fekete B M, Franssen W, Gerten D, Gosling S N, Hagemann S, Hannah D M, Kim H, Masaki Y, Satoh Y, Stacke T, Wada Y, Wisser D. 2014. Hydrological droughts in the 21st century, hotspots and uncertainties from a global multimodel ensemble experiment. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 3262–3267
- Rennó C D, Nobre A D, Cuartas L A, Soares J V, Hodnett M G, Tomasella J, Waterloo M J. 2008. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sens Environ*, 112: 3469–3481
- Rodda J C. 1995. Guessing or assessing the world's water resources? *Water Environ J*, 9: 360–368
- Rodda J. 2007. Guessing or Assessing the World's Water Resources? *Water Environ J*, 9: 360–368
- Rost S, Gerten D, Bondeau A, Lucht W, Rohwer J, Schaphoff S. 2008. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. *Water Resour Res*, 44: W09405
- Savenije H H G, Hrachowitz M. 2017. HESS Opinions Catchments as meta-organisms—A new blueprint for hydrological modelling. *Hydrol Earth Syst Sci*, 21: 1107–1116
- Scanlon T M, Caylor K K, Levin S A, Rodriguez-Iturbe I. 2007. Positive feedbacks promote power-law clustering of Kalahari vegetation. *Nature*, 449: 209–212
- Schumacher D L, Keune J, van Heerwaarden C C, Vilà-Guerau de Arellano J, Teuling A J, Miralles D G. 2019. Amplification of mega-heatwaves through heat torrents fuelled by upwind drought. *Nat Geosci*, 12: 712–717
- Shiklomanov I A. 2000. Appraisal and assessment of world water resources. *Water Int*, 25: 11–32
- Sood A, Smakhtin V. 2015. Global hydrological models: A review. *Hydrol Sci J*, 60: 549–565
- Stacke T, Hagemann S. 2012. Development and evaluation of a global dynamical wetlands extent scheme. *Hydrol Earth Syst Sci*, 16: 2915–2933
- Takata K, Emori S, Watanabe T. 2003. Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Glob Planet Change*, 38: 209–222
- Tang Q, Durand M, Lettenmaier D P, Hong Y. 2010. Satellite-based observations of hydrological processes. *Int J Remote Sens*, 31: 3661–3667
- Tang Q, Oki T, Kanae S, Hu H. 2007. The influence of precipitation variability and partial irrigation within grid cells on a hydrological simulation. *J Hydrometeorol*, 8: 499–512
- Tang Q, Oki T, Kanae S, Hu H. 2008. Hydrological cycles change in the Yellow River Basin during the last half of the twentieth century. *J*

- Clim*, 21: 1790–1806
- Tian F, Hou S, Yang L, Hu H, Hou A. 2018. How does the evaluation of the GPM IMERG rainfall product depend on gauge density and rainfall intensity? *J Hydrometeorol*, 19: 339–349
- Van Beek L, Bierkens M. 2009. The global hydrological model PCR-GLOBWB: Conceptualization, parameterization and verification. Report Department of Physical Geography. Utrecht: Utrecht University. 1: 25–26
- von Bloh W, Rost S, Gerten D, Lucht W. 2010. Efficient parallelization of a dynamic global vegetation model with river routing. *Environ Model Software*, 25: 685–690
- Vörösmarty C J, McIntyre P B, Gessner M O, Dudgeon D, Prusevich A, Green P, Glidden S, Bunn S E, Sullivan C A, Liermann C R, Davies P M. 2010. Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467: 555–561
- Vörösmarty C J, Moore B III, Grace A L, Gildea M P, Melillo J M, Peterson B J, Rastetter E B, Steudler P A. 1989. Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America. *Glob Biogeochem Cycle*, 3: 241–265
- Wada Y, van Beek L P H, van Kempen C M, Reckman J W T M, Vasak S, Bierkens M F P. 2010. Global depletion of groundwater resources. *Geophys Res Lett*, 37: L20402
- Wada Y, van Beek L P H, Viviroli D, Dürr H H, Weingartner R, Bierkens M F P. 2011. Global monthly water stress: 2. Water demand and severity of water stress. *Water Resour Res*, 47: W07518
- Wang-Erlandsson L, Bastiaanssen W G M, Gao H, Jägermeyr J, Senay G B, van Dijk A I J M, Guerschman J P, Keys P W, Gordon L J, Savenije H H G. 2016. Global root zone storage capacity from satellite-based evaporation. *Hydrol Earth Syst Sci*, 20: 1459–1481
- Widén-Nilsson E, Halldin S, Xu C Y. 2007. Global water-balance modelling with WASMOD-M: Parameter estimation and regionalisation. *J Hydrol*, 340: 105–118
- Wu H, Adler R F, Tian Y, Huffman G J, Li H, Wang J J. 2014. Real-time global flood estimation using satellite-based precipitation and a coupled land surface and routing model. *Water Resour Res*, 50: 2693–2717
- Yamazaki D, Ikeshima D, Tawatari R, Yamaguchi T, O’Loughlin F, Neal J, Sampson C, Kanae S, Bates P. 2017. A high accuracy map of global terrain elevations: Accurate global terrain elevation map. *Geophys Res Lett*, 44: 5844–5853
- Yamazaki D, Kanae S, Kim H, Oki T. 2011. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour Res*, 47: W04501
- Yang T, Sun F B, Gentile P, Liu W B, Wang H, Yin J B, Du M Y, Liu C M. 2019. Evaluation and machine learning improvement of global hydrological model-based flood simulations. *Environ Res Lett*, 14: 114027
- Yu Z, Fu X, Luo L, Lü H, Ju Q, Liu D, Kalin D A, Huang D, Yang C, Zhao L. 2014. One-dimensional soil temperature simulation with common land model by assimilating in situ observations and MODISLST with the ensemble particle filter. *Water Resour Res*, 50: 6950–6965
- Zhang Y, Peña-Arancibia J L, McVicar T R, Chiew F H S, Vaze J, Liu C, Lu X, Zheng H, Wang Y, Liu Y Y, Miralles D G, Pan M. 2016. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Sci Rep*, 6: 19124
- Zhang Y, Chiew F H S, Liu C, Tang Q, Xia J, Tian J, Kong D, Li C. 2020. Can remotely sensed actual evapotranspiration facilitate hydrological prediction in ungauged regions without runoff calibration? *Water Resour Res*, 56: e26236
- Zhao F, Veldkamp T I E, Frieler K, Schewe J, Ostberg S, Willner S, Schauburger B, Gosling S N, Schmied H M, Portmann F T, Leng G Y, Huang M Y, Liu X C, Tang Q H, Hanasaki N, Biemans H, Gerten D, Satoh Y, Pokhrel Y, Stacke T, Ciais P, Chang J F, Ducharne A, Guimberteau M, Wada Y, Kim H, Yamazaki D. 2017. The critical role of the routing scheme in simulating peak river discharge in global hydrological models. *Environ Res Lett*, 12: 075003
- Zhu Z, Bi J, Pan Y, Ganguly S, Anav A, Xu L, Samanta A, Piao S, Nemani R R, Myneni R B. 2013. Global Data Sets of Vegetation Leaf Area Index (LAI)3g and Fraction of Photosynthetically Active Radiation (FPAR)3g Derived from Global Inventory Modeling and Mapping Studies (GIMMS) Normalized Difference Vegetation Index (NDVI3g) for the Period 1981 to 2011. *Remote Sens*, 5: 927–948

(责任编辑: 汤秋鸿)