

唐伟, 林朝晖, 杨传国, 等. 2014. 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 [J]. 气候与环境研究, 19 (4): 463–476, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13066. Tang Wei, Lin Zhaohui, Yang Chuanguo, et al. 2014. Evaluation of a hydrological simulation over the Huaihe River basin using the coupled land surface and hydrologic model system and its uncertainty analysis [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (4): 463–476.

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

唐伟^{1,2} 林朝晖¹ 杨传国³ 骆利峰⁴

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 河海大学水文水资源学院, 南京 210098

4 密歇根州立大学地理系, 美国 48824

摘 要 利用最新的 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 再分析及观测的降水和地表气温资料驱动陆面水文耦合模式 CLHMS (Coupled Land surface and Hydrologic Model System), 对淮河流域 1980~2003 年共 24 年的水文水循环过程进行了模拟, 系统评估了 CLHMS 对淮河流域水文过程的模拟能力及其不确定性。分析结果表明, CLHMS 模式对淮河流域水文过程具有良好的模拟能力, 模式尤其对湿润年份流域的水量平衡以及河道流量的季节、年际变化具有很强的模拟能力, 而对降水偏少的干旱年份, 模式模拟的河道流量通常会高于观测实况, 与实况间存在着一定的偏差, 而这也是导致 CLHMS 对流域水文过程模拟能力存在显著年代际差异的主要原因。基于三组不同降水强迫的流域水文过程模拟结果比较表明, 降水驱动资料准确与否是陆面水文模拟最主要的不确定性来源之一, 正是由于 CFSR 再分析降水与观测降水之间存在较大的差异, 从而导致 CFSR 降水驱动下模式模拟的淮河流域河道流量与观测存在较大的偏差, 其模拟性能相对较差。进一步分析还表明, 可以保持较强降水日变化的时间解集方法, 也是保证合理模拟流域水文过程的重要因素。

关键词 陆面水文耦合模式 水文模拟不确定性 河道流量 时间解集

文章编号 1006-9585 (2014) 04-0463-14

中图分类号 P456.7

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13066

Evaluation of a Hydrological Simulation over the Huaihe River Basin Using the Coupled Land Surface and Hydrologic Model System and Its Uncertainty Analysis

TANG Wei^{1,2}, LIN Zhaohui¹, YANG Chuanguo³, and LUO Lifeng⁴

1 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098

4 Department of Geography, Michigan State University, USA 48824

Abstract The performance of the Coupled Land surface and Hydrologic Model System (CLHMS) in simulating the

收稿日期 2013-04-18 收到, 2013-05-23 收到修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110200, 国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421406, 国家自然科学基金项目 41175073、U1133603、41101016

作者简介 唐伟, 女, 1987 年出生, 博士, 主要从事短期气候水文预测研究。E-mail: tangwei@mail.iap.ac.cn

通讯作者 林朝晖, E-mail: lzh@mail.iap.ac.cn

hydrological processes over the Huaihe River basin is evaluated using a 24-year numerical simulation of its hydrological cycle between 1980 and 2003. The CLHMS model system is driven by CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) reanalysis data and observed precipitation and surface air temperature datasets over China. Generally, the CLHMS shows good performance in reproducing observed hydrological processes, and the model's skill is pretty higher for wet years in simulating the water balance, and in reproducing the seasonal and interannual variation of the observed streamflow over the Huaihe River basin. For dry years with less precipitation, the model discrepancies in overestimating the observed streamflow can be found in both Wangjiaba and Benbu hydrological stations. Significant differences in the model's performance are also found between the 1980s and the 1990s, and is largely ascribed to the differences in the model's skill for wet and dry years.

The uncertainties regarding these hydrological simulation results were further examined by three sets of numerical simulations using different precipitation forcing. It's found that the streamflow simulation using CFSR precipitation forcing exhibited a larger bias than simulations using EAG (East Asia Grid data) precipitation forcing. These results demonstrate the importance of the precipitation forcing chosen for hydrological simulation. Further comparative analysis suggests that the temporal disaggregation method for precipitation forcing preserves the strong diurnal variation, and is therefore also important when conducting hydrological simulations over the Huaihe River basin.

Keywords Coupled land surface and hydrologic model system, Uncertainty of hydrologic simulation, Streamflow, Temporal disaggregation

1 引言

陆面水循环是国际地圈—生物圈计划 (IGBP) 提出的地球系统中 3 个关键性的问题之一, 是全球能量与水循环实验 (GEWEX)、水文循环的生物圈方面 (BAHC) 等诸多国际计划的重点研究内容。全球气候变化背景下陆面水循环的演变, 以及水循环在全球气候和生态环境变化中所起的作用, 已成为国际上共同关注的科学问题 (Chahine, 1992; Entekhabi et al., 1999; Milly et al., 2005)。而有关气候变化背景下全球水循环及其演变过程的数值模拟, 以及陆面水循环对未来气候变化的响应, 已成为现阶段全球变化研究的热点问题 (Nohara et al., 2006)。

作为全球水循环的重要组成部分, 陆面水文过程对区域乃至全球气候有着十分重要的影响。因此发展陆面水文过程模式, 并用之开展陆面水文循环过程的数值模拟研究, 探讨气候变化背景下陆面水文循环的演变特征及其未来变化预估, 已成为气候变化研究的重要工具, 陆面水文模式也成为地球系统模式的重要组成部分 (曾庆存和林朝晖, 2010)。

基于流域水文模式开展流域水循环过程的模拟已有诸多研究, 包括集总式流域水文模型 (Burnash et al., 1973; Zhao, 1992) 以及分布式水文模型, 如 TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) (Beven and Kirkby, 1979), SHE (System Hydrologic European) (Abbott et al., 1986), SWAT

(Soil and Water Assessment Tool) (Arnold and Allen, 1996) 以及 HMS (Hydrologic Model System) (Yu et al., 1999; Yu, 2000) 模型等。上述模式也被广泛应用于我国的不同流域开展流域水文过程的模拟研究 (郭方等, 2000; Xie et al., 2003; 杨桂莲等, 2003; 余钟波等, 2006)。此外也有诸多研究致力于发展我国自主的分布式水文模型, 如基于概念水文模型—新安江模型发展得到的半分布式水文模型, 该模式也成功地应用于不同流域的水文模拟中 (苏凤阁和郝振纯, 2002; Chen et al., 2006)。

鉴于水文学模型更多是基于流域水量平衡而发展的, 重在陆面降雨径流模拟 (即产汇流问题) 计算上, 较少考虑地表与大气间的能量平衡过程 (杨传国, 2009); 而气候模式中的陆面过程虽然可以较好地模拟大气—陆面之间的能量和水分平衡过程, 但对于地表以及地下水文过程的模拟又存在着很大的不足 (Lohmann et al., 1998; 杨传国等, 2007; 林朝晖等, 2008)。因此进一步改进和完善现有的陆面过程模式中的水文过程的考虑, 充分考虑地表水、地下水的参数化方案, 是现阶段陆面水文模式研发的重要方向。Liang and Xie (2003) 和 Xie et al. (2003) 基于 VIC (Variable Infiltration Capacity) 模型, 发展了新的地表径流机制, 随后建立了 50 km×50 km 分辨率的中国区域大尺度陆面水文模式框架 (谢正辉等, 2004), 并在多个流域开展了模拟研究, 取得了很好的效果 (Yuan et al., 2004; Xie et al., 2007)。Zhang et al. (2003) 利用

区域系统环境集成模式 RIEMS (Regional Integrated Environment Modeling System) 与大尺度汇流模型 LRM (Large-scale Routing Model) 嵌套, 在黄河流域进行了流量模拟研究。有关淮河流域水循环的模拟, 也已有不少的研究工作, 如 Yang et al. (2010) 利用一个大尺度陆面—水文模式 LSX-HMS (Land-Surface-Transfer Scheme-Hydrologic Model System), 通过数值模拟分析了该模式对淮河流域水循环过程的模拟能力, 并通过引入人类活动影响模块, 改进了模式对流域水文过程的模拟能力。

在 Yu et al. (2006) 和 Yang et al. (2010) 所发展的 LSX-HMS 模式的基础上, Yang et al. (2011) 对其进行了进一步改进与完善, 通过引入向下的重力排水以及向上的水分扩散实现了土壤水与地下水的双向耦合, 建成了陆面水文耦合模式 CLHMS (Coupled Land surface and Hydrologic Model System)。本文将利用 CLHMS 陆面水文耦合模式, 结合最新的高分辨率 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 再分析资料 (Saha et al., 2010), 以及观测降水、气温资料开展 1980~2003 年 (24 年) 的流域尺度水文水循环过程的数值模拟, 评估模式对淮河流域水循环过程的模拟能力, 给出陆面水文模式对流域水循环过程模拟的不确定性及其可能的来源, 为进一步提高改进陆面水文模式, 改善模式对流域水循环的模拟能力提供依据。

2 模式、气象驱动数据及试验设计

2.1 陆面水文耦合模式 CLHMS

本研究所采用的模式为 CLHMS 陆面水文耦合模式 (Yang et al., 2011), 其中陆面模式分量为 LSX (Land-Surface-Transfer Scheme) 模式 (Pollard and Thompson, 1995), 包括 2 层植被模块 (树木和草地)、3 层积雪模块和 6 层土壤模块 (0~4.25 m); 分布式水文模式为 HMS 水文模式, 包括地表水模块 (Terrestrial Hydrologic Model, THM)、土壤水模块 (Soil Hydrologic Model, SHM)、地下水模块 (Ground-water Hydrologic Model, GHM) 以及地下水与河流、湖泊的相互作用模块 (Channel Ground-water Interaction, CGI)。对于耦合的陆面水文模式 CLHMS 而言, 陆面和水文模块均采用 20 km 的计算网格, 陆面模块的积分步长是 30 min, 水文模块的积分步长是 24 h。CLHMS 可以显式计算每

层土壤的温度、液态水含量以及土壤含冰量, 计算每个网格的产流和下渗, 并可显式模拟河道流量、地下水位、河流湖泊与包气带的交换量、河流湖泊与地下水的交换量以及湖泊深度等。陆面与水文模式的耦合, 亦即土壤水与地下水的耦合, 是通过向下的重力排水以及向上的水分扩散实现水分的相互交换。对于河流, 模式将其概化为矩形河道, 并认为“河道”与地下水之间存在一个弱透水层, 通过该弱透水层实现与地下水的交互, 河流、湖泊与地下水的交互量采用 Darcy 定律进行计算。

2.2 气象驱动数据

降水和地表气温是影响陆面水文水循环过程的重要因素, 因此降水和气温驱动资料的准确与否, 直接影响着陆面水文模式对河道流量等水文要素的模拟能力。为了评估陆面水文耦合模式 CLHMS 在淮河流域河道流量的模拟能力, 以及降水、温度强迫场对模式模拟结果的影响, 本研究采用的地表气温驱动资料为中国区域的气温观测资料 (CN05) (Xu et al., 2009), 该资料是中国气象局发布的 1961~2009 年均一化逐日历史气温资料集, 空间分辨率为 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度), 空间范围是 ($14.5^\circ\text{N}\sim 5.5^\circ\text{N}$, $40.5^\circ\text{E}\sim 69.5^\circ\text{E}$)。此外, 本研究用到两组中国区域降水驱动资料。

第一组资料的降水场为东亚地区观测降水格点资料 (East Asia Grid data, EAG) (Xie et al., 2007), 该资料是美国国家海洋大气局 (NOAA) 气候预测中心 (CPC) 提供的基于台站观测分析的东亚地区 ($5^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$, $65^\circ\text{E}\sim 155^\circ\text{E}$) 逐日降水资料, 空间分辨率为 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度), 资料的时间范围为 1962 年 1 月 1 日至 2006 年 12 月 31 日。

第二组资料的降水和地表气温则取自美国国家环境预测中心 (NCEP) 2010 年 1 月发布的一套高分辨率 (大气水平分辨率为 T382, 约 38 km, 垂直 64 层) 全球再分析资料 CFSR (Saha et al., 2010)。该资料时间长度为 1979~2010 年 (共 32 年), 本研究所采用的为 6 h 一次的 CFSR 再分析资料。对于再分析资料中的降水, 在热带地区主要为卫星反演的 CMAP 逐候降水, 中纬度地区用雨量计降水, 高纬度地区的降水主要为模式计算而得。

对于 CLHMS 模拟所需要的近地表风速、比湿、气压、辐射通量等变量, 则均取自于 CFSR 的再分析资料。表 1 给出了用于驱动 CLHMS 进行离线模拟所需要的 CFSR 再分析资料的变量信息。

表 1 驱动 CLHMS 模式的 CFSR 气象驱动变量信息
Table 1 Information of CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) forcing variables for CLHMS (Coupled Land surface and Hydrologic Model System)

CFSR 变量	层次	单位	时间分	空间分辨率	时长
			分辨率		
降水率	地表	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	每日 4 次	T382(0.3125°)	1980~2010 年
纬向风速	10 m	m/s			
经向风速	10 m	m/s			
比湿	2 m	kg/kg			
地表气压	地表	Pa			
总云量	整层	%			
向下长波辐射	地表	W/m^2			
向下短波辐射	地表	W/m^2			

2.3 数据处理及试验设计

由于 CLHMS 陆面水文模式运行时所需要的驱动场为半小时的气象驱动资料，而观测的 EAG 以及 CN05 降水和温度资料均为日资料，为此我们需对上述资料进行时间上的解集，以获取半小时的驱动资料。

对于 CN05 地表日平均气温资料，本研究利用全球 3 h 一次的普林斯顿地表气温资料 (Sheffield et al., 2006) 将 CN05 映射到 3 h 的分辨率上，映射采用的公式为

$$T_{o,3h(i)} = \frac{T_{u,3h(i)}}{\sum_{i=1}^8 [T_{u,3h(i)}] / 8} \times T_{o,d}, \quad i = 1, 2, \dots, 8, \quad (1)$$

其中， $T_{o,d}$ 为 CN05 逐日资料， $T_{u,3h}$ 为普林斯顿气温资料， $T_{o,3h}$ 为 CN05 逐日资料解集后得到的 3 h 的气温数据。这个方法可以保证将 CN05 的地表气温时间解集后得到的日平均气温值不变，并且可以考虑合理的温度日变化。随后再利用线性插值方法得到半小时一次的气温资料，并利用双线性插值方法得到 20 km 的观测气温驱动。

对于 EAG 日降水资料，我们则采用随机函数组成的逐小时权重来做降水的解集，然后再通过空间双线性插值得到 20 km 分辨率的降水驱动。这里时

间解集的公式如下：

$$P_{i,h} = P_d \times r_{i,h} / \sum_{i=1}^{24} r_{i,h}, \quad i = 1, 2, \dots, 24, \quad (2)$$

其中， P_d 代表 EAG 日降水值（单位：mm/d）， $P_{i,h}$ 则代表解集后的小时降水值（单位：mm/h）， $r_{i,h}$ 代表不同时次的随机分配权重。本研究中我们分别选取两组不同的随机函数所对应的逐小时权重函数 r_1 和 r_2 来进行降水的解集，分别称为 Expt 1 和 Expt 2，其中 r_1 是 r_2 的二次方。通过 Expt 1 和 Expt 2 的比较来分析不同的降水时间降尺度方法对模式模拟结果的影响。

图 1 以 2003 年的降水解集为例，给出了 Expt 1、Expt 2 两组试验中降水逐小时解集的权重 r_1 、 r_2 的分布。显然 Expt 1 解集后的逐小时降水方差较大，而 Expt 2 的方差较小。从图中可以看出 r_1 、 r_2 均比较符合伽马分布的特征，其中 Expt 1 中逐小时降水的方差为 0.0052，Expt 2 的方差为 0.0022。对于解集得到的小时降水资料，再利用线性插值方法得到半小时一次的降水资料，并利用双线性插值方法得到 20 km 的降水驱动。

此外，我们还利用 CFSR 再分析的 6 h 一次的降水资料线性插值得到半小时的降水驱动来进行流量的模拟试验，记为 Expt 3 试验。上述 3 组试验均采用同样的初始场，地表气温驱动均采用 CN05 观测资料，其他气象驱动则为 CFSR 再分析资料。模式积分时间为 1980~2003 年（24 年）。具体试验设计见表 2。

2.4 模式评估指标及流量资料

本文我们选用 WBI（水量平衡系数）、NSI（Nash-Sutcliffe 效率系数）、PMC（Pearson 相关系数）、IOA（相似度）、NRSE（标准化均方根误差）5 个指标来检验陆面水文耦合模型在淮河流域的模拟性能。其中，WBI 是水量平衡系数，反映模型对流域水量平衡过程的模拟能力；NSI 是 Nash-Sutcliffe 效率系数，主要反映模式对观测流量峰值的模拟能力；PMC 是 Pearson 相关系数，描述观测

表 2 CLHMS 对淮河流域水文过程模拟的试验设计
Table 2 Experimental design for the hydrological simulation by CLHMS

试验设计	降水		地表气温数据	风场、气压、湿度、	模拟时段
	数据来源	降尺度方法	来源	辐射、云量等数据来源	
Expt 1	EAG 降水	随机函数解集，逐小时降水解集权重取为 r_1	CN05 地表气温	CFSR 再分析资料	1980~2003 年
Expt 2	EAG 降水	随机函数解集，逐小时降水解集权重取为 r_2 ，其中 r_1 是 r_2 的二次方	资料		
Expt 3	CFSR 再分析降水	时间线性插值，空间上双线性插值			

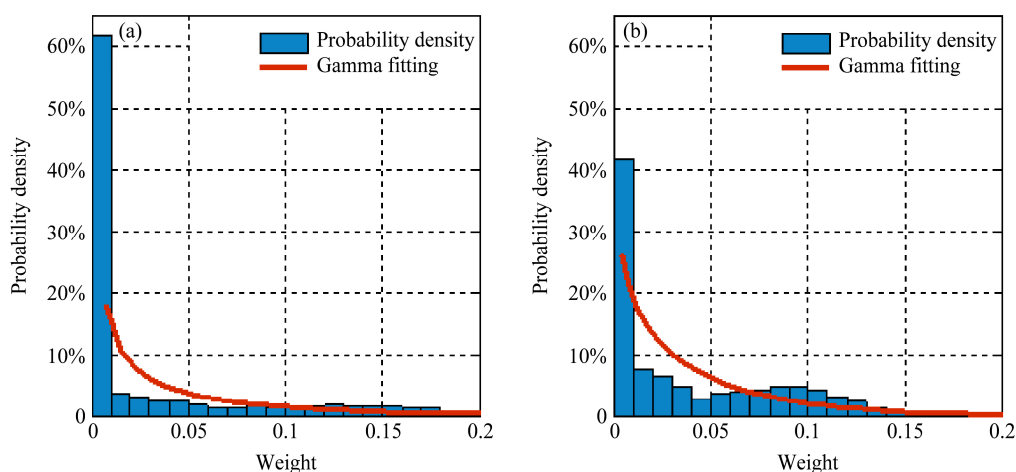


图 1 (a) Expt 1 和 (b) Expt 2 选取不同随机函数将淮河流域日降水集集到小时降水的逐小时权重函数的分布

Fig. 1 Probability density distribution of weighting function for disaggregation of daily precipitation data into hourly data for (a) Expt 1 and (b) Expt 2 over the Huaihe River basin

和模拟流量的时间相关程度; IOA 表征两组序列的相似度; NRSE 是改写后的标准化均方根误差, 即将均方根误差除以各自站点的观测序列平均值, 并用 1 减去该值得到。使用 NRSE 指标便于进行不同站点的统一比较。上述 5 个指标均是越接近于 1, 说明模式的模拟精度越高。

上述检验指标的具体计算公式如下:

$$WBI = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{\sum_{i=1}^N O_i}, \quad (3)$$

$$NSI = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}, \quad (4)$$

$$PMC = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{\left[\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2 \right]^{0.5} \left[\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \right]^{0.5}}, \quad (5)$$

$$IOA = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|O_i - \bar{O}| + |P_i - \bar{P}|)^2}, \quad (6)$$

$$NRSE = 1.0 - \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{P_i - O_i}{\bar{O}} \right)^2}, \quad (7)$$

其中, P_i 和 O_i 分别是第 i 个时段的模拟值和观测值, $\bar{P}$ 和 $\bar{O}$ 分别是模拟序列和观测序列的平均值, N 是

样本总数, 本研究中为 288 个月。

本研究中采用的检验资料是淮河流域王家坝 (32.43°N, 115.6°E) 和蚌埠 (32.93°N, 117.38°E) 两个水文站点的 24 年 (1980~2003 年) 实测流量资料以及其 21 年 (1980~2000 年) 还原后的天然流量资料。

3 模拟结果分析

3.1 不同降水强迫对模式模拟结果的影响

图 2 为不同降水强迫驱动的 3 组试验对淮河流域王家坝和蚌埠两个控制站的 24 年 (1980~2003 年) 的逐月流量模拟结果以及与观测流量的比较, 其中红色实线是 EAG 降水驱动的时间解集分配权重为 r_1 的 Expt 1 试验的流量模拟结果, 蓝色虚线是 EAG 降水驱动的时间解集分配权重为 r_2 的 Expt 2 试验的模拟结果, 而灰色点线则是 CFSR 降水驱动的线性解集的 Expt 3 试验的模拟结果。图 3 给出了基于 WBI、NSI、PMC、IOA 以及 NRSE 的 CLHMS 模式对王家坝站和蚌埠站流量模拟的性能评估结果。

从图 2 可以发现, 淮河流域在夏季为丰水期, 冬季为枯水期, 观测的河道流量在丰水年的夏季常可见一个或两个洪峰, 且淮河流域的观测流量呈现出显著的年际变化特征。蚌埠站位于王家坝站的下游, 其流量远大于王家坝站的流量。模拟与观测流量的比较表明, 总体说来, Expt 1、Expt 2、Expt 3

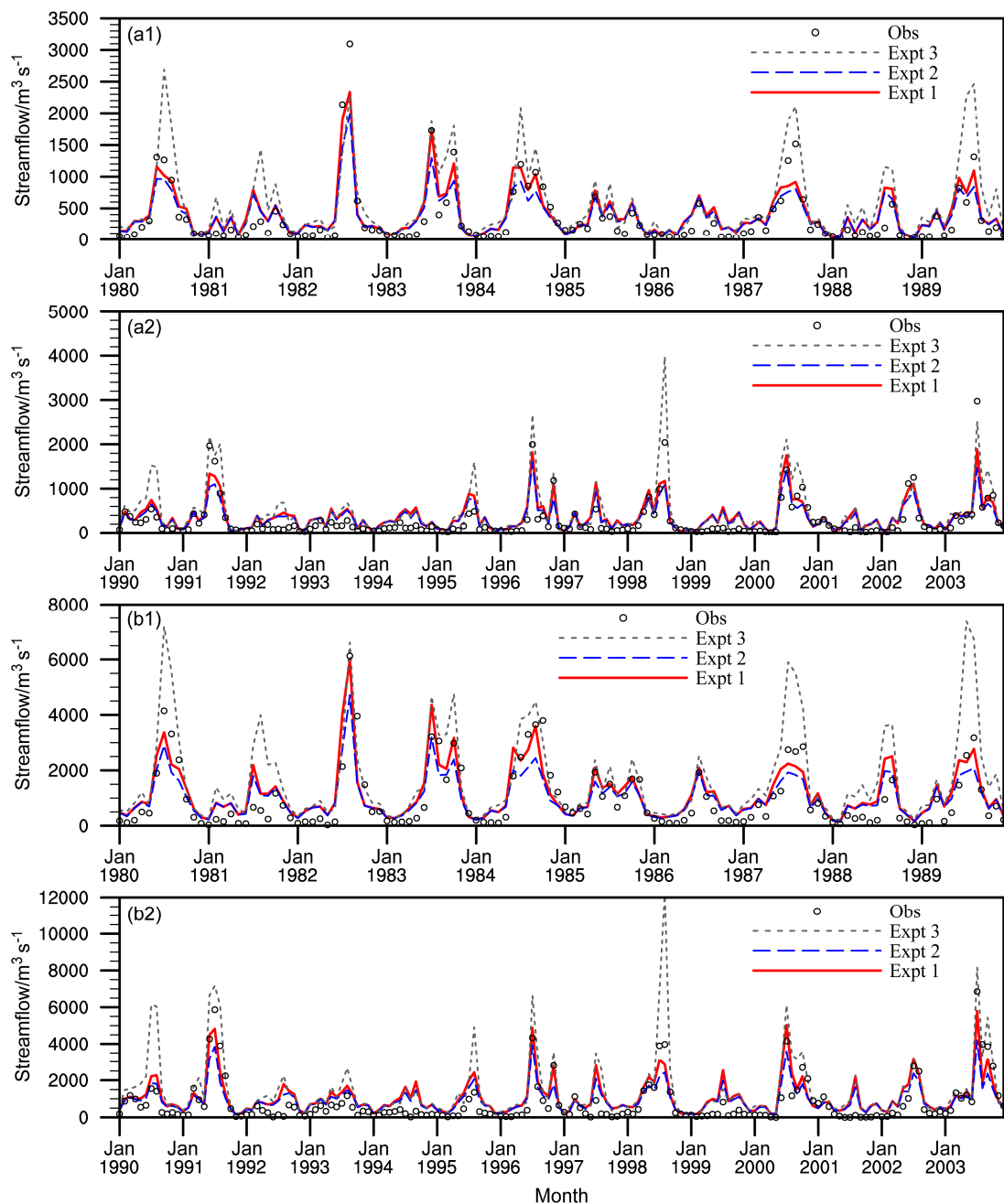


图 2 1980~2003 年三组降水驱动下 CLHMS 对淮河流域 (a1、a2) 王家坝站和 (b1、b2) 蚌埠站的逐月流量模拟结果

Fig. 2 Simulated monthly streamflow over Huaihe River basin by CLHMS (Coupled Land surface and Hydrologic Model System) during 1980–2003 at (a1, a2) Wangjiaba and (b1, b2) Bengbu station with the three different precipitation forcings

三组模拟试验均可较好地模拟出王家坝和蚌埠站观测流量的季节以及年际变化特征,三组试验中模拟与观测的王家坝站月平均流量的 Pearson 相关系数分别为 0.91、0.90 和 0.86,而对于蚌埠站则分别为 0.89、0.89 和 0.86 (图 3),模拟与观测结果之间具有相当高的相关。

就洪峰的模拟而言,基于 CFSR 降水强迫的 Expt 3 试验模拟的流量峰值在多个年份 (1980、

1987、1989、1990 和 1998 年等)要远大于观测的流量,模拟出虚假的洪水 (图 2)。如王家坝站在 1980 年夏季观测的流量峰值为 $1308 \text{ m}^3/\text{s}$ (6 月),然而 Expt 3 模拟的流量峰值出现在 7 月,为 $2688 \text{ m}^3/\text{s}$,远大于观测的流量峰值和观测的 7 月流量 $1265 \text{ m}^3/\text{s}$ (图 2a),6 月模拟流量则为 $1150 \text{ m}^3/\text{s}$;蚌埠站 1989 年夏季观测的流量峰值约为 $3177 \text{ m}^3/\text{s}$ (8 月),而 Expt 3 模拟的峰值则为 $6728 \text{ m}^3/\text{s}$ (8

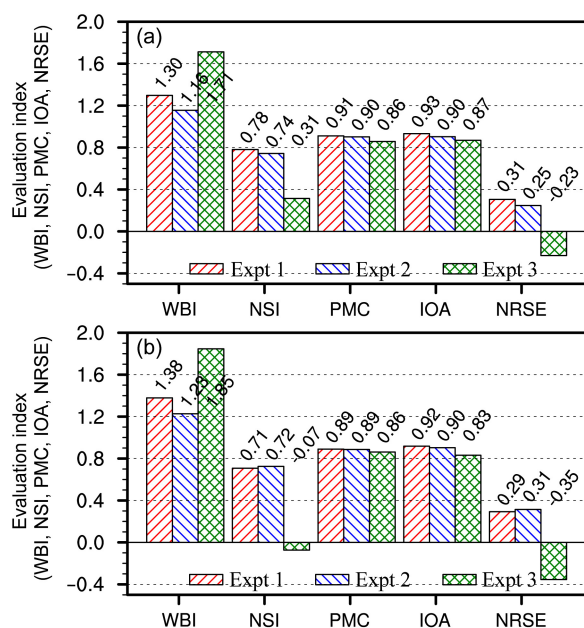


图 3 Expt 1、Expt 2 和 Expt 3 三组试验对淮河流域 (a) 王家坝站和 (b) 蚌埠站的流量模拟性能比较

Fig. 3 Comparisons of simulation performance for streamflow at (a) Wangjiaba and (b) Bengbu stations over the Huaihe River basin in the three experiments (Expt 1, Expt 2, and Expt 3)

月) (图 2b)。从图 3 可以看到, Expt 3 试验的 NSI 在王家坝站为 0.31, 在蚌埠站为 -0.07, 说明 CFSR 驱动下的 Expt 3 试验模拟的洪峰与观测相比有很大的偏差。

而在 EAG 降水驱动下的 Expt 1、Expt 2 两组试验则均对洪峰具有较好的模拟能力, 如 Expt 1 和 Expt 2 模拟的 1980 年夏季王家坝站的流量峰值分别为 $1156 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $966 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 与观测的流量峰值 ($1300 \text{ m}^3/\text{s}$) 较为接近 (图 2a) 且均出现在 6 月, 对于王家坝而言, Expt 1、Expt 2 的效率系数分别为 0.78、0.74; 而对蚌埠站而言, Expt 1 和 Expt 2 模拟的 1989 年夏季流量峰值分别为 $2772 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $2073 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 与观测 ($3177 \text{ m}^3/\text{s}$) 相比也较为接近且均出现在 8 月, 其 NSI 则分别为 0.71 和 0.72 (图 3)。

图 3 还给出了三组模拟结果的水量平衡系数 WBI、相似度 IOA 以及标准化均方根误差 NRSE。就相似度而言, Expt 1 模拟的结果在王家坝站为 0.93, 在蚌埠站为 0.92, 为三组试验中最高; Expt 2 模拟的结果在王家坝和蚌埠站均为 0.90; 而 Expt 3 在王家坝和蚌埠站则分别为 0.87 和 0.83, 为三组试验中最小。就标准化的均方根误差指标 NRSE 而言,

Expt 1 模拟的结果在王家坝站为 0.31, 在蚌埠站为 0.29; Expt 2 模拟的结果在王家坝为 0.25, 在蚌埠站为 0.31; 而 Expt 3 在王家坝和蚌埠站则分别为 -0.23 和 -0.35, 为三组试验中最小。就水量平衡而言, Expt 2 模拟的效果最好, 在王家坝站为 1.16, 在蚌埠站为 1.23, 在三组试验中最接近于 1; 而 Expt 1 在王家坝和蚌埠站模拟的水量平衡分别为 1.30 和 1.38; Expt 3 模拟的王家坝和蚌埠站的水量平衡系数 WBI 分别为 1.71 和 1.85, 相对其它两组试验而言与 1 的偏差最大, 说明 Expt 3 对水量平衡的模拟效果最差。

为了分析 CFSR 降水强迫的 Expt 3 试验模拟流量偏大的原因, 我们比较了淮河流域区域平均的 EAG 和 CFSR 再分析月平均降水的差别 (图 4)。由图可见, 在淮河流域, EAG 和 CFSR 再分析降水均呈现出明显的季节变化和年际变化, 具有相同的变化特征; 但相对而言, CFSR 降水总是明显强于 EAG 的降水, 1980~2003 年期间, EAG 资料计算得到的淮河流域年平均降水为 870 mm , 而 CFSR 再分析降水的年平均降水为 1020 mm , 比 EAG 资料要偏大 17%。尤其在夏季, CFSR 的降水强度在不少年份 (如 1980、1981、1987、1988、1989、1990、1991 和 1998 年等) 较 EAG 的要偏强很多, 如 1981 年 7 月份 EAG 降水约为 4.87 mm/d , 但是 CFSR 的降水则为 8.37 mm/d , 显然更强的降水强度使得 CFSR 再分析降水驱动的 Expt 3 试验中, CLHMS 模拟的流量和洪峰均比实测要偏大很多。

从图 3 的比较结果还可以发现, Expt 1 模拟的流量比 Expt 2 模拟的流量与实测的相关系数更高, 与观测更为接近; 此外, 就 NSI 而言, Expt 1 在王家坝站的 NSI 为 0.78, 也要高于 Expt 2 试验中的 0.74, 从图 2 同样可以看到 Expt 1 试验模拟的流量幅值大都要大于 Expt 2 的模拟结果, 更接近于实际观测。从 2.3 节的数据处理可知, Expt 1 试验中的逐小时解集的权重函数 r_1 要大于 Expt 2 中的权重函数 r_2 , 也就是说 Expt 2 试验中解集后的小时降水日变化较小。图 5 给出了 Expt 1、Expt 2 两组试验中, 2003 年 7 月 2~5 日的日降水解集到小时降水后的时间序列, 从图中可以看到解集后的 Expt 1 试验的降水日变化确实显著强于 Expt 2 中的降水日变化, Expt 1 中的降水大值要强于 Expt 2 中的幅值, 而小时降水小值也要低于 Expt 2 中降水强度。

表 3 给出了 Expt 1 和 Expt 2 两组试验对 2003

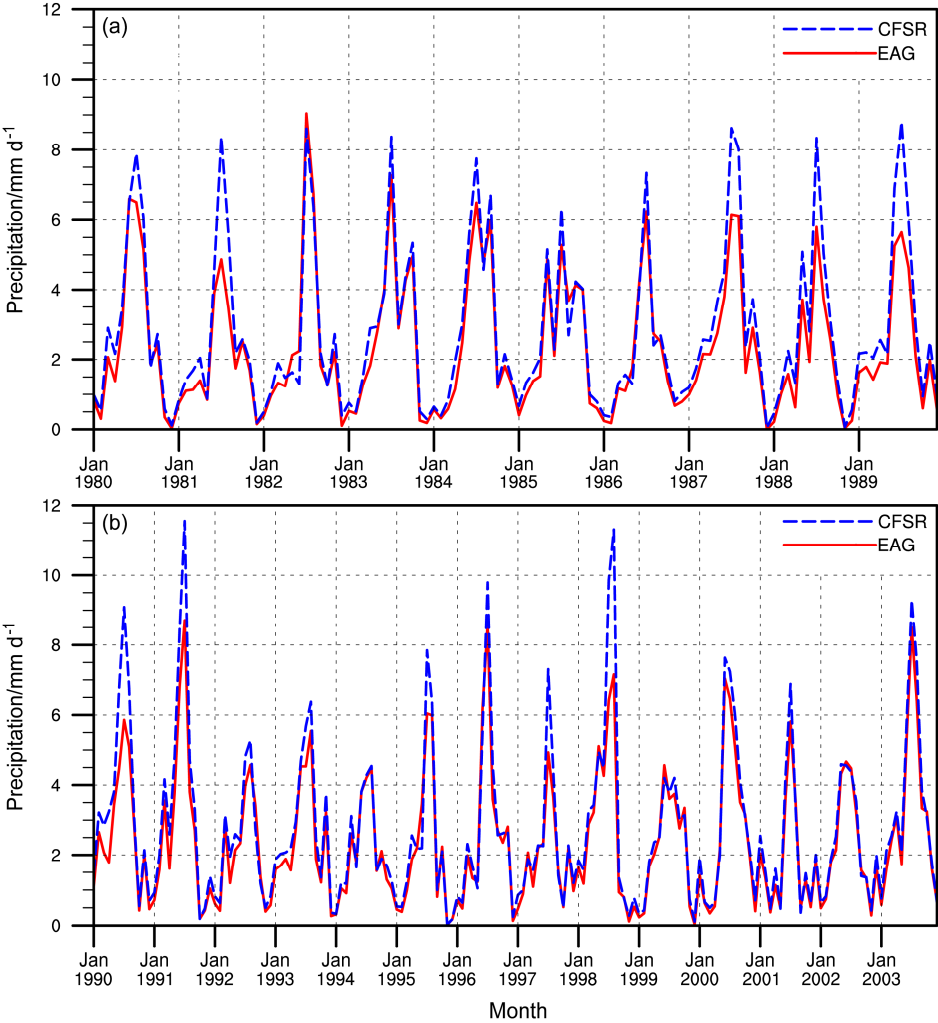


图4 EAG 和 CFSR 在淮河流域 (30.92°N~36.6°N, 111.92°E~121.42°E) 的区域平均降水量比较 (1980~2003 年)

Fig. 4 Comparisons of regional average precipitation over the Huaihe River basin (30.92°N~36.6°N, 111.92°E~121.42°E) during 1980~2003 based on EAG (East Asia Grid data) and CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) precipitation

年 7 月 2~5 日的流量模拟及其误差, 我们可以发现, Expt 2 试验模拟的流量均要小于 Expt 1 的模拟流量, 且 Expt 2 模拟的流量误差也均比 Expt 1 大。对于较为湿润的淮河流域而言, 其产流在很大程度上取决于降水强度, 因此对于具有较大雨强的 Expt 1 而言, CLHMS 模式模拟的地表产流相对较大, 从而 Expt 1 试验中模式模拟的河道流量峰值要大于 Expt 2 模拟的流量峰值。

从以上的分析可以发现, 降水强迫对 CLHMS 陆面过程模式的模拟结果具有重要的影响, 基于 CFSR 再分析降水驱动的 Expt 3 试验对淮河流域流量模拟的能力相对较差, 主要是由于该降水与观测有较大的差异。即便对于相同的 EAG 观测降水驱动, 如何从日资料解集到小时降水资料 (亦即日降

表 3 Expt 1 和 Expt 2 试验对淮河流域 2003 年 7 月 2~5 日王家坝站和蚌埠站的逐日河道流量的模拟结果及其误差

Table 3 Simulated daily streamflow and the percentage biases at Wangjiaba and Bengbu stations from 2 Jul to 5 Jul 2003 in Expt 1 and Expt 2

水文站	日期	观测流量 /m ³ s ⁻¹	模拟流量/m ³ s ⁻¹		模拟误差	
			Expt 1	Expt 2	Expt 1	Expt 2
王家坝	2003 年 7 月 2 日	5960	4149.2	3017.6	-30.38%	-49.37%
	2003 年 7 月 3 日	7250	3230.3	2649.1	-55.44%	-63.46%
	2003 年 7 月 4 日	6210	2736.9	2306.1	-55.93%	-62.86%
蚌埠	2004 年 07 月 5 日	4760	2363.6	1990.8	-50.34%	-58.18%
	2003 年 07 月 2 日	5210	6925.1	4315.9	32.92%	-17.16%
	2003 年 07 月 3 日	6640	7689.2	4805.0	15.80%	-27.64%
	2003 年 07 月 4 日	7780	7907.8	5032.1	1.64%	-35.32%
	2003 年 07 月 5 日	8210	7694.7	4914.9	-6.28%	-40.14%

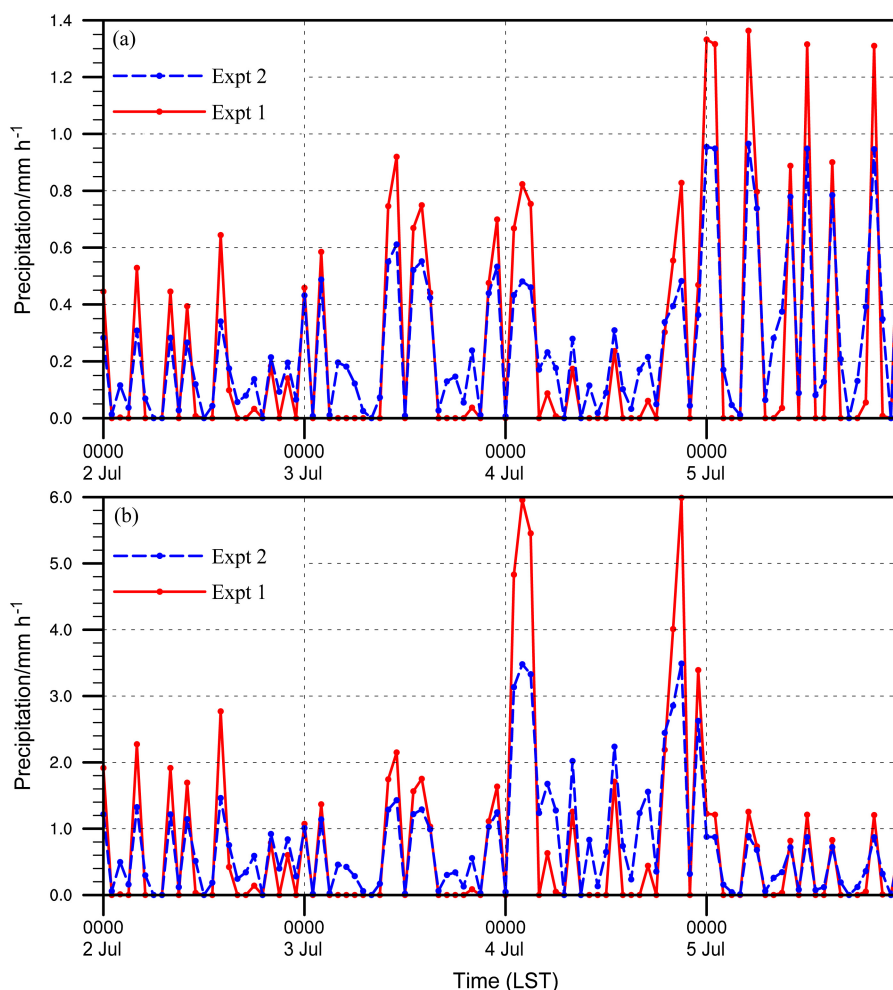


图5 Expt 1和Expt 2对淮河流域(a)王家坝站和(b)蚌埠站2003年7月2~5日逐小时降水驱动比较

Fig. 5 Comparisons of hourly precipitation forcings during 2 Jul to 5 Jul 2003 at (a) Wangjiaba and (b) Bengbu stations in Expt 1 and Expt 2

水资料的解集方法), 对模拟试验的结果同样具有相当重要的影响。从本文的分析可知, 基于 EAG 降水驱动的 Expt 1 试验对淮河流域的流量具有较好的模拟能力, 因此在随后的分析中, 我们均采用 Expt 1 试验的模拟结果。

3.2 不同流量资料对模式模拟性能评估的影响

众所周知, 人类活动对自然环境的影响日益增强, 水文系统受到人类活动的影响尤为显著 (Ye et al., 2003)。在淮河流域, 人类活动强度较大, 包括兴建水库闸坝灌渠、跨流域调水、农业灌溉、工业生活用水等人类活动直接影响着水循环要素的变化, 在前面模式模拟评估中所用到的王家坝、蚌埠等流域控制站实测得到的流量, 实际上已经包含了人类活动的影响作用, 并不能真正代表实际的天然流量。

图 6 给出了 1980~2000 年淮河流域王家坝和蚌埠水文站的实测流量与经还原后的天然流量的差异。从图中可以看到, 淮河流域的人类活动对河道流量有很大的影响, 总体说来实测流量在 1980 年代、1990 年代大多数月份都比天然流量少, 且流量差异在夏季最大, 冬季最小。其中王家坝水文站的最大差异可达 $600 \text{ m}^3/\text{s}$, 多年平均实测流量比天然流量要偏小 10% 左右; 蚌埠站的流量差异最大可达 $1500 \text{ m}^3/\text{s}$, 而多年平均实测流量比天然流量要偏少 16% 左右。从图 6 还可发现, 实测流量在秋冬季部分月份比天然流量大, 这体现了秋冬季水库对河道流量的调节作用。此外, 淮河流域 1990 年代实测流量和天然流量的差异比 1980 年代更为显著, 这一方面主要源于气候因素, 因为淮河流域在 1990 年代大多年份为干旱年 (1990、1992、1993、1994、

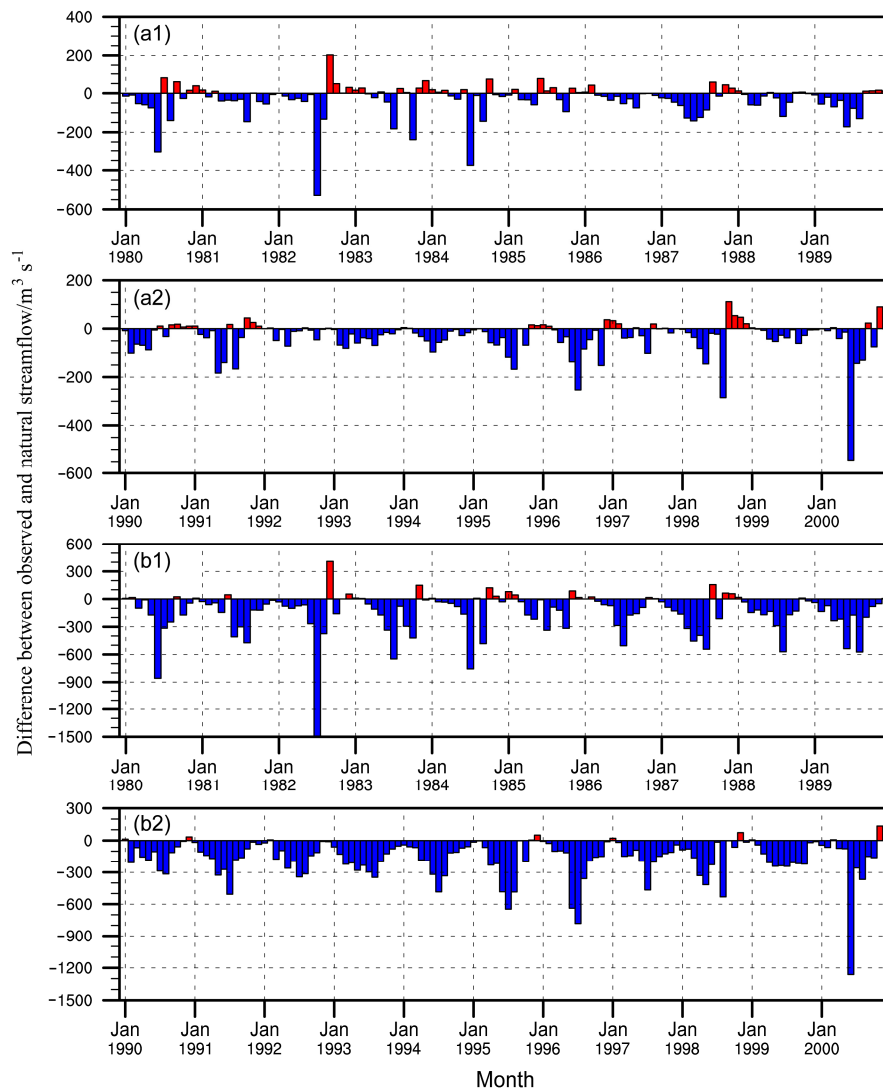


图 6 1980~2000 年淮河流域 (a1、a2) 王家坝站和 (b1、b2) 蚌埠站的观测流量和天然流量的逐月差异

Fig. 6 Differences between observed streamflow and natural streamflow during 1980–2000 at (a1, a2) Wangjiaba and (b1, b2) Bengbu stations over the Huaihe River basin

1995、1997 和 1999 年), 显然在干旱年份人类活动对于水循环的干预和影响更大; 当然另一方面也体现了经济社会的发展, 淮河流域的人类活动及其影响逐渐增强。

为了考察不同的流量资料对 CLHMS 模式模拟性能评估的影响, 我们将 CLHMS 模拟流量分别和实测流量以及天然流量进行比较 (图 7), 从图中可以发现, 天然流量在枯水期流量大都比观测流量大, 模拟流量与天然流量更为接近。图 8 则分别给出了基于观测流量以及天然流量的模式模拟性能的五個评估指标的数值, 从图 8 可以发现, 与天然流量相比, CLHMS 模式模拟的水量平衡系数 WBI 在王家坝站为 1.19, 在蚌埠站为 1.15, 均要优于基

于实测流量的评估结果 (分别为 1.32、1.37)。基于天然流量的纳什效率系数 (NSI) 在王家坝和蚌埠水文站均为 0.81; 而基于水文站的实测流量时, 模式模拟的 NSI 在王家坝站为 0.78, 在蚌埠站为 0.68, 均要显著低于基于还原后的天然流量的比较结果。

此外, 若以天然流量为真值作为评估模式模拟性能的标准, CLHMS 模式模拟的 PMC、IOA 以及 NRSE 在王家坝站分别为 0.92、0.94 和 0.36, 在蚌埠站分别为 0.91、0.94 和 0.47。这些指标均要高于以水文站实测流量为真值作为评估标准所得到的数值, 其相应的 PMC、IOA 以及 NRSE 在王家坝站分别为 0.91、0.93 和 0.31, 而在蚌埠站分别为 0.87、0.91 和 0.25。

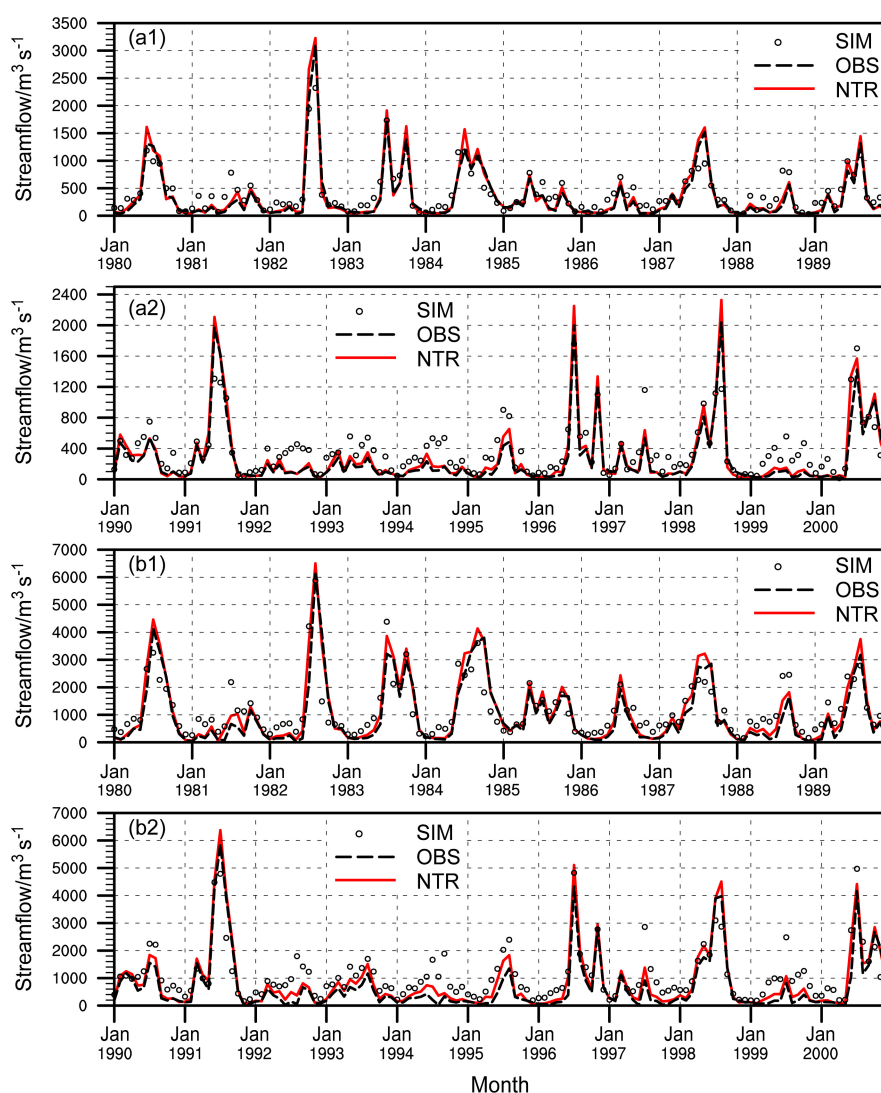


图 7 1980~2000 年淮河流域 (a1、a2) 王家坝站和 (b1、b2) 蚌埠站的模拟流量 (SIM) 和观测流量 (OBS) 以及天然流量 (NTR) 的逐月序列比较
Fig. 7 Comparisons of simulated streamflow (SIM), observed streamflow (OBS), and natural streamflow (NTR) during 1980–2000 at (a1, a2) Wangjiaba and (b1, b2) Bengbu stations over the Huaihe River basin

基于不同的流量资料为标准来评估陆面水文模式的性能, 在结果上必然会存在一定的差异。若以还原后的天然流量作为实际标准, 我们发现 CLHMS 模式的模拟性能要优于以实测流量为标准所得到的结果。由于本研究中所用到的 CLHMS 陆面水文模式并没有考虑到人类活动影响的模块, 因此基于还原后的天然流量作为真值来进行模式的性能评估更为合理。本节的比较分析一方面表明 CLHMS 对淮河流域水文过程具有较好的模拟能力, 同时也说明选取合适的资料作为真值来进行模式的性能评估是相当重要的。

3.3 模式模拟性能的年代际差异

前述分析给出了 CLHMS 模式对淮河流域过去

20 年水文过程模拟能力的总体评估, 总体说来模式可以较好地模拟出淮河流域观测的河道流量以及水量平衡等, 但是究竟模式对水文过程的模拟能力是否在不同的年代有所不同? 模式的模拟性能是否随旱涝年份的不同而不同?

为此我们在表 4 分别给出了 CLHMS 模式对 1980~1989 年以及 1990~2000 年两个时段淮河流域水文过程的模拟能力的评估, 使用天然流量资料作为对比。比较 1980 年代和 1990 年代的模式模拟性能可以看到 (表 4), 对于王家坝站, 模式对 1980 年代的水量平衡模拟性能较好 (WBI 为 1.12), 而对 1990 年代的流量模拟偏大较多 (WBI 为 1.27); 模式对王家坝站 1980 年代流量的季节变化和洪峰

的模拟性能也优于 1990 年代, NSI 分别为 0.84 和 0.77, PMC 分别为 0.94 和 0.9, IOA 分别为 0.95 和 0.93, NRSE 分别为 0.43 和 0.29。蚌埠站的模拟结果和王家坝站相似, 模式对 1980 年代水文过程的模拟能力要优于 1990 年代, 模式模拟的 1980 年代的水量平衡系数为 1.05, 相当接近于 1, 而对 1990 年代模拟的水量平衡系数为 1.26, 与观测偏差较大; 就效率系数 NSI 而言, 模式对 1980 年代的模拟结果为 0.83, 而 1990 年代则为 0.78, 也有较大的差异。所以总的说来, CLHMS 对 1980 年代淮河流域水文过程的模拟性能要优于 1990 年代。

表 4 CLHMS 模式对王家坝站和蚌埠站水文过程的模拟性能的评估

Table 4 Evaluation of the performance of CLHMS on the hydrological simulation at Wangjiaba and Bengbu stations during 1980–2000

水文站	年代	WBI	NSI	PMC	IOA	NRSE
王家坝	1980~2000 年	1.19	0.81	0.92	0.94	0.36
	1980~1989 年	1.12	0.84	0.94	0.95	0.43
	1990~2000 年	1.27	0.77	0.90	0.93	0.29
	偏湿年	1.01	0.85	0.95	0.95	0.50
	偏干年	1.84	-0.60	0.79	0.75	-0.14
蚌埠	1980~2000 年	1.15	0.81	0.91	0.94	0.47
	1980~1989 年	1.05	0.83	0.92	0.94	0.54
	1990~2000 年	1.26	0.78	0.91	0.93	0.39
	偏湿年	1.00	0.85	0.93	0.95	0.58
	偏干年	1.60	0.02	0.79	0.80	0.13

为了进一步分析 CLHMS 模式对不同年代模拟性能差异的原因, 我们根据 1980~2000 年期间淮河流域每年降水量的多寡, 将上述 21 年分为 10 个偏湿年份 (1980、1982、1983、1984、1987、1989、1991、1996、1998、2000 年) 和 11 个偏干年份 (1981、1985、1986、1988、1990、1992、1993、1994、1995、1997 和 1999 年), 并在表 4 中还按照干、湿年的合成, 分别给出了 CLHMS 模式对干、湿年份水文过程模拟性能的评估及其差异。

从表 4 的结果可以发现, 模式对偏湿年份的水量平衡、洪峰以及季节变化的模拟性能都显著优于偏干年份, 以王家坝站为例, 模式对偏湿年份和偏干年份的 WBI 分别为 1.01 和 1.84, NSI 分别为 0.85 和 -0.6, PMC 分别为 0.95 和 0.79, IOA 分别为 0.95 和 0.75, NRSE 分别为 0.5 和 -0.14, 说明模式对湿润年份的模拟性能较好, 而对于干旱年份的模拟偏差较大。对于蚌埠水文站, 模式对偏湿年模拟的水量

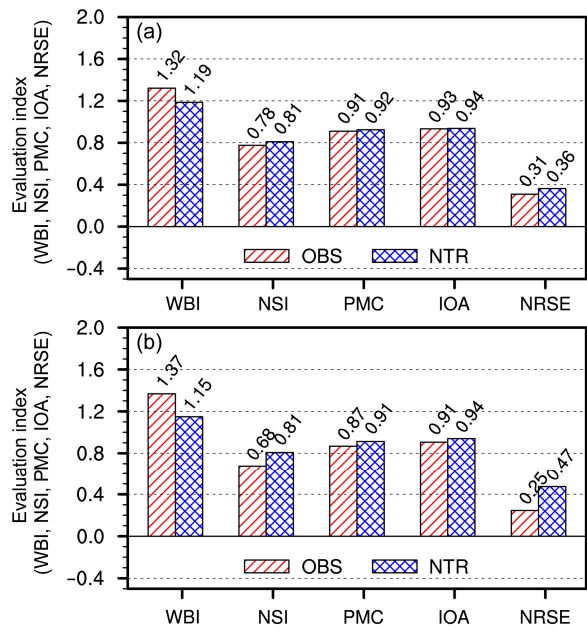


图 8 CLHMS 对淮河流域 (a) 王家坝站和 (b) 蚌埠站 1980~2000 年的模拟流量分别与观测流量 (OBS) 以及天然流量 (NTR) 的比较结果
Fig. 8 Comparisons between simulated streamflow and observed streamflow (OBS), simulated stream flow and natural streamflow (NTR) from 1980 to 2000 at (a) Wangjiaba and (b) Bengbu stations over the Huaihe River basin

平衡系数为 1.0, 相关系数可达 0.93, NSI 系数为 0.85; 相对于偏干年而言, 模式模拟的上述系数则分别为 1.6、0.79 和 0.02, 同样可以看到模式对降水偏多年流域水文过程的模拟能力相对更好。

结合降水的多寡年份, 我们还可以看到, 1980 年代有 6 年是偏湿年份, 4 年是偏干年份; 而 1990~2000 年只有 4 个偏湿年份, 有 7 个偏干年份。这说明 CLHMS 模式之所以对淮河流域 1990 年代水文过程模拟能力相对偏低, 主要原因是由于 1990 年代多为降水偏少的干旱年, 而模式对枯水期流量的模拟大都偏高的缘故。显然如何改进和完善 CLHMS 陆面水文模式中的参数化方案, 提高模式对于干旱季节水文水循环过程的模拟能力, 已成为下一步 CLHMS 模式发展的重要内容。

4 小结

本文基于陆面水文耦合模式 CLHMS, 采用最新的高分辨率 CFSR 再分析资料以及观测降水、气温资料, 通过设计了三组不同降水强迫驱动的数字试验, 对淮河流域 1980~2003 年共 24 年的水文水循环过程进行了模拟, 考察了不同降水强迫以及不

同随机时间降尺度方法对 CLHMS 模式模拟结果的影响, 并分别利用实测流量、还原后的天然流量系统评估了 CLHMS 陆面水文模式对淮河流域水文过程的模拟能力。

分析结果表明, 总体说来 CLHMS 模式对淮河流域水文过程具有良好的模拟能力, 但分别用实测流量和天然流量作为标准来评估模式性能时, 基于水量平衡系数、Nash 效率系数以及相关系数等指标的模式模拟性能会有所不同。由于本研究中所用的 CLHMS 模式并未考虑人类活动影响的模块, 因此基于还原后的天然流量为标准进行的模式性能评估更为合理。

基于 1980~2000 年的模拟结果比较分析表明, 在降水偏多的湿润年份, 模式对流域的水量平衡以及河道流量的季节、年际变化有更好的模拟能力, 其水量平衡系数在王家坝和蚌埠站分别为 1.01 和 1.0, 而模式模拟的 NSI 效率系数在王家坝和蚌埠站均可达到 0.85。此外模式模拟的流量与天然流量之间的相关系数在王家坝为 0.95, 在蚌埠站为 0.93。然而对于降水偏少的干旱年份, 模式模拟的河道流量通常会高于观测实况, 与实况间存在着一定的偏差, 如在王家坝站, 模式对干旱年份淮河流域河道流量模拟结果的水量平衡系数为 1.84, 在蚌埠站为 1.60, 而相应的效率系数 NSI 在上述两个站点则分别为 -0.6 和 0.02。对于不同的降水驱动, 我们均可发现类似的结果, 亦即模式对偏早年水文水循环过程的模拟存在着较大的偏差, 这也进一步说明干旱年份水文水循环的模拟, 是现阶段陆面水文模式的难点之一。

进一步分析还可发现, CLHMS 模式对淮河流域水文过程的模拟技巧具有显著的年代际差异, 相对而言模式在 1980 年代的模拟能力较强, 而对 1990 年代淮河流域水文过程的模拟能力则相对偏低。而这主要是由于 1990 年代多为降水偏少的干旱年, 而模式对枯水期流量的模拟大都偏高的缘故。

基于不同降水强迫的三组数值试验比较结果进一步证实了降水是水文模拟不确定的最主要来源之一。本文研究表明, 基于 CFSR 再分析降水驱动的模拟试验对淮河流域流量模拟的能力相对最差, 主要是由于该降水与观测有较大的差异。由于缺少高时间分辨率的降水驱动资料, 在进行流域陆面水文过程的模拟试验时, 通常均需要将观测降水资料进行时间上的解集 (降尺度), 因此不同的解

集方法对模拟试验的结果同样具有相当重要的影响。当采用方差较大的随机分布函数做逐日降水的解集时, 模式对淮河流域的水量平衡、流量季节变化等有相对更好的模拟精度, 这显然与陆面水文耦合模式中地表产流的模拟紧密相关, 同时也表明降水日变化过程也是模式能否合理模拟产流的重要因素。

值得指出的是, 本文重点在于分析降水驱动场及其解集方法对陆面水循环过程模拟的影响, 但作为陆面水文模式的另外一个重要气象驱动场, 地表温度直接影响土壤的蒸散发过程, 因而也可能影响到模式对产流、径流等流域水循环的模拟, 因此有关地表气温资料的不确定性对陆面水文模式模拟结果的影响, 也是我们下一步拟开展的工作之一。

致谢 中国气象局的徐颖和高学杰研究员提供了中国地区 CN05 格点气温资料, 美国 CPC 的谢平平教授提供了 EAG 格点降水资料, 美国 NCEP 提供了 CFSR 再分析资料, 在此一并表示感谢。

参考文献 (References)

- Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. 1986. An introduction to the European hydrological system-systeme hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system [J]. *J. Hydrol.*, 87 (1-2): 45-59.
- Arnold J, Allen P. 1996. Estimating hydrologic budgets for three Illinois watersheds [J]. *J. Hydrol.*, 176 (1-4): 57-77.
- Beven K J, Kirkby M J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology [J]. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24 (1): 43-69.
- Burnash R J, Ferral R L, McGuire R A. 1973. A generalized streamflow simulation system: Conceptual modeling for digital computers [R]. Sacramento: Joint Federal-State River Forecast Center, U. S. National Weather Service and California Department of Water Resources Tech. Rep., 204pp.
- Chahine M T. 1992. The hydrological cycle and its influence on climate [J]. *Nature*, 359 (6394): 373-380.
- Chen X, Chen Y D, Xu C Y. 2006. A distributed monthly hydrological model for integrating spatial variations of basin topography and rainfall [J]. *Hydrological Processes*, 21 (2): 242-252.
- Entekhabi D, Asrar G R, Betts A K, et al. 1999. An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (10): 2043-2058.
- 郭方, 刘新仁, 任立良. 2000. 以地形为基础的流域水文模型: TOPMODEL 及其拓宽应用 [J]. *水科学进展*, 11 (3): 296-301.
- Guo Fang, Liu Xinren, Ren Liliang. 2000. A topography based hydrological model: TOPMODEL and its widened application [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*, 11 (3): 296-301.

- Liang X, Xie Z H. 2003. Important factors in land-atmosphere interactions: Surface runoff generations and interactions between surface and groundwater [J]. *Global and Planetary Change*, 38 (1-2): 101-114.
- 林朝晖, 刘辉志, 谢正辉, 等. 2008. 陆面水文过程研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 935-949. Lin Zhaohui, Liu Huizhi, Xie Zhenghui, et al. 2008. Recent progress in the land-surface and hydrological process studies [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 935-949.
- Lohmann D, Lettenmaier D, Liang X, et al. 1998. The Project for Intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2 (c) Red-Arkansas river basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes [J]. *Global and Planetary Change*, 19 (1-4): 161-179.
- Milly P C D, Dunne K A, Vecchia A V. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate [J]. *Nature*, 438 (7066): 347-350.
- Nohara D, Kitoh A, Hosaka M, et al. 2006. Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 7 (5): 1076-1089.
- Pollard D, Thompson S L. 1995. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model: The response to doubling stomatal resistance [J]. *Global and Planetary Change*, 10 (1-4): 129-161.
- Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91 (8): 1015-1057.
- Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling [J]. *J. Climate*, 19 (13): 3088-3111.
- 苏凤阁, 郝振纯. 2002. 一种陆面过程模式对径流的模拟研究 [J]. *气候与环境研究*, 7 (4): 423-432. Su Fengge, Hao Zhenchun. 2002. A study of streamflow simulations using a land surface model [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (4): 423-432.
- Xie P P, Yatagai A, Chen M Y, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (3): 607-626.
- Xie Z H, Su F G, Liang X, et al. 2003. Applications of a surface runoff model with Horton and Dunne runoff for VIC [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (2): 165-172.
- 谢正辉, 刘谦, 袁飞, 等. 2004. 基于全国 50 km×50 km 网格的大尺度陆面水文模型框架 [J]. *水利学报*, 35 (5): 76-82. Xie Zhenghui, Liu Qian, Yuan Fei, et al. 2004. Macro-scale land hydrological model based on 50 km×50 km grids system [J]. *Journal of Hydraulic Engineering (in Chinese)*, 35 (5): 76-82.
- Xie Z H, Yuan F, Duan Q Y, et al. 2007. Regional parameter estimation of the VIC land surface model: Methodology and application to river basins in China [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (3): 447-468.
- Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. 2009. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26 (4): 763-772.
- 杨传国. 2009. 区域陆面——水文耦合模拟研究与应用[D]. 河海大学博士学位论文, 159pp. Yang Chuanguo. 2009. Research on coupling land surface-hydrology model and application [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Hohai University, 159pp.
- 杨传国, 林朝晖, 郝振纯, 等. 2007. 大气水文模式耦合研究综述 [J]. *地球科学进展*, 22 (8): 810-817. Yang Chuanguo, Lin Zhaohui, Hao Zhenchun, et al. 2007. Review of coupling atmospheric and hydrologic models [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (8): 810-817.
- Yang C G, Lin Z H, Yu Z B, et al. 2010. Analysis and simulation of human activity impact on streamflow in the Huaihe River basin with a large-scale hydrologic model [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 11 (3): 810-821.
- Yang C, Shao Y, Lin Z, et al. 2011. Development of a two-way coupled land surface-hydrology model: Method and application [C]// *Proceedings of International Symposium on Climate Change and Water (ISCCW)*. Nanjing, 309-317.
- 杨桂莲, 郝芳华, 刘昌明, 等. 2003. 基于 SWAT 模型的基流估算及评价——以洛河流域为例 [J]. *地理科学进展*, 22 (5): 463-471. Yang Guilian, Hao Fanghua, Liu Changming, et al. 2003. The study on baseflow estimation and assessment in SWAT—Luohe basin as an example [J]. *Progress in Geography (in Chinese)*, 22 (5): 463-471.
- Ye B S, Yang D Q, Kane D. 2003. Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations [J]. *Water Resour. Res.*, 39 (7): 1200.
- Yu Z. 2000. Assessing the response of subgrid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system [J]. *Global and Planetary Change*, 25 (1-2): 1-17.
- Yu Z, Lakhtakia M, Yarnal B, et al. 1999. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system [J]. *Journal of Hydrology*, 218 (1): 72-91.
- 余钟波, 潘峰, 梁川, 等. 2006. 水文模型系统在峨嵋河流域洪水模拟中的应用 [J]. *水科学进展*, 17 (5): 645-652. Yu Zhongbo, Pan Feng, Liang Chuan, et al. 2006. Application of hydrologic model system to the flood simulation in the Emei stream watershed [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*, 17 (5): 645-652.
- Yu Z B, Pollard D, Cheng L. 2006. On continental-scale hydrologic simulations with a coupled hydrologic model [J]. *J. Hydrol.*, 331 (1-2): 110-124.
- Yuan F, Xie Z H, Liu Q, et al. 2004. An application of the VIC-3L land surface model and remote sensing data in simulating streamflow for the Hanjiang River basin [J]. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30 (5): 680-690.
- Zhao R J. 1992. The Xinanjiang model applied in China [J]. *J. Hydrol.*, 135 (1): 371-381.
- Zhang J W, Dong W J, Fu C B, et al. 2003. Streamflow simulation for the Yellow River basin using RIEMS and LRM [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (3): 415-424.
- 曾庆存, 林朝晖. 2010. 地球系统动力学模式和模拟研究的进展[J]. *地球科学进展*, 25 (1): 1-6. Zeng Qingcun, Lin Zhaohui. 2010. Recent progress on the earth system dynamical model and its numerical simulations [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 25 (1): 1-6.