

CMIP6 模式对中国东部地区水循环的模拟能力评估

赵丹^{1,2} 张丽霞¹ 周天军^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 本文基于观测和再分析资料, 采用 Brubaker 二元模型评估了第六次“国际耦合模式比较计划”(CMIP6)中 19 个模式对中国东部季风区气候态水循环过程的模拟能力, 并分析了模拟误差来源。结果表明, CMIP6 模式集合平均(MME)能够合理再现观测降水和蒸发的年平均气候态空间分布及年循环特征, 与观测值的空间相关系数分别为 0.92 和 0.87。较之观测, MME 高估了华北地区降水, 低估了华南沿海地区降水 (-0.3 mm day^{-1})。所有 CMIP6 模式均高估蒸发强度 (偏差 $0.03\sim 0.98 \text{ mm day}^{-1}$), 使得模拟的降水与蒸发之差偏少。模式整体能够模拟出我国东部季风区降水再循环率及不同边界水汽来源的贡献率, 但低估了由南边界进入季风区的水汽贡献, 导致东亚季风区偏干。通过分析模式对影响水汽通量的两个气象要素(风速和大气比湿)的模拟能力, 发现研究区南边界的风速大小决定了模式间水汽输送差异。南边界风速越大的模式, 由南边界进入的水汽通量越大, 模式模拟的降水越多。西北太平洋辐合带的东西位置是影响南边界南风风速的重要系统之一, 辐合带位置偏东的模式模拟的南风强度较弱, 使得水汽输送偏弱、降水偏少; 反之, 南边界水汽输送偏强、降水偏多。本文通过评估最新一代 CMIP6 模式在东亚水循环方面的模拟性能, 指出了当前气候模式在模拟西太平洋辐合带位置方面存在的偏差及其对东亚水循环的影响。

关键词: CMIP6 季风 水循环 降水再循环率 水汽输送

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21030

收稿日期 2020-02-09; 网络预出版日期

作者简介 赵丹, 女, 1995 年出生, 博士生, 主要从事大气水循环研究。 zhaodan@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 张丽霞 lixiazhang@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金委 42075037 和中国气象局兰州干旱气象研究所创新团队 (GHSCXTD-2020-2)。

Assessment on the performance of CMIP6 in simulating the water cycle over East China

Dan Zhao^{1,2}, Lixia Zhang¹ and Tianjun Zhou^{1,2}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract: The performances of 19 models from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) in simulating the water cycle over East China are evaluated based on observations and reanalysis data using Brubaker model in this study. The sources of model bias are also investigated. The CMIP6 multi-model ensemble (MME) can reasonably simulate the climatic distribution and annual cycle of precipitation and evaporation with pattern correlation coefficient of 0.92 and 0.87, respectively. Compared with observations, MME overestimates precipitation in North China (0.55 mm day⁻¹) but underestimates precipitation in coastal areas of South China (-0.3 mm day⁻¹). All 19 models overestimate evaporation with biases of 0.03-0.98 mm day⁻¹. Thus, the differences between precipitation and evaporation simulated by most of the models are smaller than the observation and reanalysis data. The MME can well simulate the annual cycle of the contribution of each moisture source to precipitation, but underestimates the contribution of remote moisture via southern boundary, resulting in dry bias over the study region. We find that the southerly wind speed over southern boundary determines the difference of water vapor transport among CMIP6 models. The stronger the southerly wind speed is in the model, the higher water vapor flux incomes via the southern boundary, and the more precipitation the model simulates. The position of the convergence zone over the Northwest Pacific is one of the important systems affecting the southerly wind speed over the southern boundary. The eastward shift of the convergence position in the model results in weaker southerly winds, leading to weaker moisture transport to the study region and less

precipitation, and vice versa. This study systematically evaluates the performance of CMIP6 in reproducing the East Asian water cycle, and demonstrates the limitation of the models in simulating the convergence zone over the Northwest Pacific and its impact on the East Asian water cycle.

Key words: CMIP6, monsoon, water cycle, precipitation recycling ratio, water vapor transport

1 引言

中国东部地处东亚季风区，人口和农业生产密集，区域水循环季节变化特征显著，水循环异常导致的旱涝灾害，常给当地生产生活造成巨大损失（Zhang and Zhou, 2015; Liu et al., 2018）。区域水循环包括降水、蒸发、大气水汽输送和地表径流等环节，各分量的时空特征各不相同却彼此连结且相互影响，降水是连接各环节的重要纽带（Trenberth and Guillemot, 1998; Held and Soden, 2006）。因此，理解和准确模拟我国东部季风区水循环各环节的变化，对当地旱涝灾害防控具有重要意义。

受季风系统的调控作用，季风水汽输送对中国东部地区降水影响重大（Huang et al., 2004; Ding and Chan, 2005）。前人研究指出华南降水的外部水汽源地主要包括孟加拉湾、南海和西北太平洋，而中纬度西风带输送水汽对华北降水影响较大（Simmonds et al., 1999; Zhou and Yu, 2005）。最新研究通过箱体模型、欧拉和拉格朗日等解析和数值模型，量化了本地蒸发和外部水汽源对中国东部地区降水的相对贡献（Wei et al., 2012; Zhao et al., 2016; Guo et al., 2018; Zhao et al., 2021），指出对于东亚不同地区来说，外部输送水汽对气候态降水的贡献均占主导，本地蒸发对年平均降水的贡献约 20%，对气候态降水起主导作用的水汽来源并不一定主导降水年际变率。Brubaker 模型是一种基于在相对长时间尺度上假定固定区域内大气水汽量守恒的“箱体”解析模型，可以简便地计算出本地蒸发以及外部通过各边界输入水汽对区域降水的相对贡献，其中本地蒸发对区域降水的贡献比率称为降水再循环率（Brubaker et al., 1993）。Guo 等（2019）对比了 Brubaker 与两层水核算数值模型（WAM-2layers），发现二者表征的东亚气候态降水再循环率差异主要表现在高原地区。Brubaker 模型对边界选择较敏感，因此在地形复杂地区误差较大，而在其他地区结果与数值模型相近，因此可以采用 Brubaker 模型用于计算中国东部地区降水再循环率。

全球气候模式是研究过去气候变化机理和预估未来气候变化的重要工具，但受全球气候系统的复杂性、气候模式的稳定性等因素影响，全球气候模式对东亚

气候的模拟能力存在一定不足 (Masson and Knutti, 2011; Sperber and Annamalai, 2013; Song and Zhou, 2014a, b)。因此在采用气候模式开展气候变化机理研究和气候预估之前,有必要对其模拟能力进行检验和评估,既为改进模式性能提供依据,又有助于理解模式结果不确定性的来源。国际耦合模式比较计划 (CMIP) 提供了各国气候模式数据共享和评估的平台,对全球气候模式的发展和数据资源国际共享发挥了重要作用 (周天军等, 2019)。前人研究指出, CMIP3 和 CMIP5 全球气候模式可以模拟出中国地区降水由西北向东南递增的分布,对华南沿海地区降水表现为低估,对华北地区和青藏高原地区表现为高估,区域平均为系统性的高估 (刘敏和江志红, 2009; 陈晓晨等, 2014)。相对于再分析资料, CMIP5 模式集合平均高估黄河流域夏季蒸发,在长江流域偏差较小。对黄河流域和长江流域的夏季净水汽收入的模拟偏差与降水偏差一致,与模式对西太平洋副热带高压的强度和位置模拟相关 (Bao and Feng, 2014)。CMIP3 和 CMIP5 大气模式中夏季西太平洋副热带高压模拟位置偏北,导致梅雨雨带模拟的偏差,而夏季降水年际变率的模拟依赖于模式对印度洋—西太平洋反气旋遥相关的再现, CMIP5 大气模式较之 CMIP3 有显著改进 (Song and Zhou, 2014a,b)。

正在进行的 CMIP6 是最新一代模式比较计划,提供了相较于前几代数量更多、试验设计更完备的气候模式数据 (周天军等, 2019)。当前有关 CMIP6 的评估工作表明其对中国东部地区降水的模拟总体表现与 CMIP5 一致,但在空间分布和降水趋势模拟方面有所提升,这可能与 CMIP6 中西北太平洋海温的模拟偏差减小有关 (Xin et al., 2020; Jiang et al., 2020)。但是,目前新一代 CMIP6 模式对中国东部地区水循环的模拟能力尚不清楚。降水、蒸发和水汽输送是区域水循环的重要环节,是连接大气与陆地水圈的纽带,因此本文重点关注水循环的上述三个分量的气候态特征,围绕以下问题展开: (1) CMIP6 模式对东部季风区水循环各分量的气候平均态的模拟能力如何? (2) 局地蒸发和外部水汽输送对 CMIP6 模式中干湿偏差的贡献如何? (3) 模式中外外部水汽输送的偏差来源是什么?

本文其余部分安排如下: 第二节介绍数据和方法; 第三节评估模式对东部季风区水循环气候平均态的模拟能力,探讨模式中水汽来源的误差来源; 第四节给出本文总结。

2 资料与方法

2.1 模式和资料介绍

本文评估的 19 个 CMIP6 模式来自 7 个国家（地区）13 个不同机构，模式分辨率在 0.7° - 2.8° 之间，各模式信息见表 1。我们采用历史模拟试验数据，所用变量包括降水、蒸发、地面气压、各层比湿、经向风和纬向风。

表 1：文中评估的 19 个 CMIP6 全球气候模式基本信息

Table1 Information of the 19 CMIP6 models evaluated in this study

模式名称	所属国家 (地区)	所属机构简称	大气资料水平分辨率 (纬度 $\times$ 经度)
BCC-CSM2	中国	BCC	$1.125^{\circ}\times 1.125^{\circ}$
BCC-ESM1	中国	BCC	$2.8^{\circ}\times 2.8^{\circ}$
CAMS-CSM1-0	中国	CAMS	$1.125^{\circ}\times 1.125^{\circ}$
CanESM5	加拿大	CCCma	$2.8^{\circ}\times 2.8^{\circ}$
CESM2	美国	NCAR	$0.9375^{\circ}\times 1.25^{\circ}$
CESM2-WACCM	美国	NCAR	$0.9375^{\circ}\times 1.25^{\circ}$
CNRM-CM6-1	法国	CNRM-CERFACS	$1.4^{\circ}\times 1.4^{\circ}$
CNRM-ESM2-1	法国	CNRM-CERFACS	$1.4^{\circ}\times 1.4^{\circ}$
EC-Earth3	欧盟	EC-Earth-Consortium	$0.7^{\circ}\times 0.7^{\circ}$
EC-Earth3-Veg	欧盟	EC-Earth-Consortium	$0.7^{\circ}\times 0.7^{\circ}$
GFDL-CM4	美国	NOAA-GFDL	$1^{\circ}\times 1.25^{\circ}$
GISS-E2-1-G	美国	NASA-GISS	$2^{\circ}\times 2.5^{\circ}$
GISS-E2-1-H	美国	NASA-GISS	$2^{\circ}\times 2.5^{\circ}$
IPSL-CM6A-LR	法国	IPSL	$1.25^{\circ}\times 2.5^{\circ}$
MIROC6	日本	MIROC	$1.4^{\circ}\times 1.4^{\circ}$
MIROC-ES2L	日本	MIROC	$2.8^{\circ}\times 2.8^{\circ}$
MRI-ESM2-0	日本	MRI	$1.125^{\circ}\times 1.125^{\circ}$

NESM3	中国	NUIST	1.875°×1.875°
UKESM1-0-LL	英国	MOHC	1.25°×1.875°

本文采用如下观测和再分析资料来评估模式模拟性能：1) CN05.1 逐月降水数据集，水平分辨率为 0.5°×0.5°（吴佳和高学杰，2013）；2) 全球陆面数据同化产品（Global Land Data Assimilation Systems, GLDAS）的蒸发数据（Rodell et al., 2004）；3) 欧洲中期天气预报中心（ECWMF）的 ERA-Interim 和 ERA5（Dee et al., 2011; Hersbach et al., 2019），美国国家航空航天局（NASA）的 MERRA2（Gelaro et al., 2017）以及日本气象厅（JMA）的 JRA-55（Kobayashi et al., 2015）再分析水汽和环流资料。

本文研究时段为 1979-2014 年，所用数据均为月平均数据，均采用双线性插值方法插值到 1°×1°分辨率以便于定量评估模式性能。文中春、夏、秋和冬季分别指 3~5 月，6~8 月，9~11 月和 12 月至次年 2 月。

2.2 外部水汽和当地蒸发对区域降水贡献的计算方法

本文采用二元大气水汽通量模型 Brubaker 模型（Brubaker et al., 1993）计算区域降水再循环率，计算公式如下：

$$\rho = \frac{EA}{EA + 2F^{in}}, \quad (1)$$

其中 ρ 为区域降水再循环率， E 为区域平均蒸发量， A 为区域面积， F^{in} 为流入区域内的整层水汽量。采用 Trenberth（1991）的方法计算大气整层积分纬向（ F_u ）和经向（ F_v ）水汽通量：

$$F_u(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{100} q(x, y, p, t) u(x, y, p, t) dp, \quad (2)$$

$$F_v(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{100} q(x, y, p, t) v(x, y, p, t) dp, \quad (3)$$

其中 q 为大气比湿， u 和 v 分别为纬向风和经向风， P_s 为地面气压， g 为重力加速度。

进一步采用 Guo 等（2018）提出的方法，计算通过研究区各边界外部输入水汽对区域内降水的贡献率：

$$\begin{aligned}\alpha_W &= \frac{2F_W^{in}}{EA+2F^{in}}; \quad \alpha_E = \frac{2F_E^{in}}{EA+2F^{in}}; \\ \alpha_N &= \frac{2F_N^{in}}{EA+2F^{in}}; \quad \alpha_S = \frac{2F_S^{in}}{EA+2F^{in}},\end{aligned}\quad (4)$$

其中 F_W^{in} 为通过西边界进入研究区的水汽量， α_W 为通过西边界进入的水汽对研究区降水的贡献，对于东（E）、北（N）和南（S）边界同理。

2.3 模式技巧评估方法

为了对各模式的模拟性能进行定量评估，我们采用此技巧评分公式对模式在水循环的多方面进行评分（Chen et al., 2013）：

$$Skill = \frac{(1+R)^2}{(SDR + \frac{1}{SDR})^2} \quad (5)$$

其中 R 为模式与观测的相关系数， SDR 为模式模拟的标准差与观测的标准差之间的比值。

3 结果分析

本文关注水循环的以下关键过程：降水、蒸发、水汽输送以及不同来源水汽对降水的贡献，将从年平均气候态、季节循环等角度对 CMIP6 模式进行系统评估，并分析模式误差的来源。

3.1 东部季风区水循环各环节气候态的模拟

我们首先评估 CMIP6 模式对东部季风区的降水、蒸发及大气水汽收支气候平均态的模拟能力。图 1 为观测和模式模拟的 1979-2014 年平均降水强度的水平分布及差值，观测中降水呈现由西北向东南递增的特征（图 1a），模式集合平均（MME）可以较好地模拟出该特征，与观测的空间相关系数为 0.92（图 1b）。19 个模式与观测的相关系数最高为 0.94（UKESM1-0-LL），最低为 0.67（BCC-ESM1）。MME 模拟的降水整体偏多，研究区区域平均的降水较之观测偏

多 0.28 mm day^{-1} (图 1c)。其中有 7 个模式相对观测降水偏多, 12 个模式偏少, 最大湿偏差为 1.04 mm day^{-1} (MIROC-ES2L), 最大干偏差为 $-0.48 \text{ mm day}^{-1}$ (MRI-ESM2-0)。对于华南沿海地区, 90% 的模式模拟的降水偏少, 上述特征与 CMIP3 和 CMIP5 模式偏差一致。此外, CMIP3 和 CMIP5 模式模拟的华北降水偏多 (陈晓晨等, 2014), CMIP6 模式中约 50% 的模式在华北地区模拟的降水偏多, 模式 MME 为弱正偏差 (0.12 mm day^{-1}), 体现了 CMIP6 在华北降水模拟方面的改善。

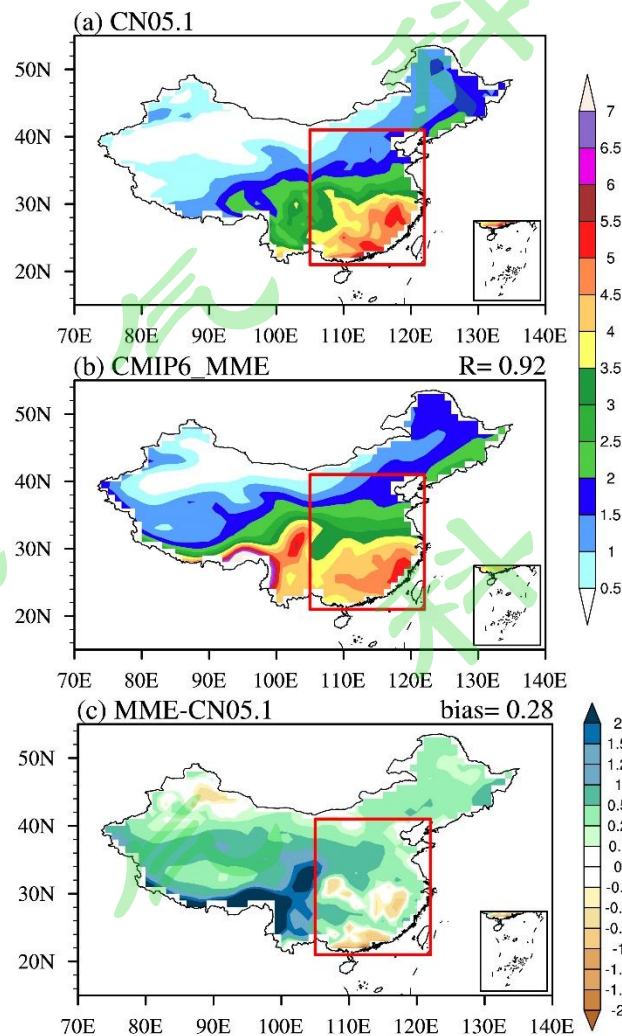


图 1 1979-2014 年中国东部地区年平均降水强度 (mm day^{-1}) 的水平分布, (a) CN05.1, (b) CMIP6 模式 MME, (c) MME 与 CN05.1 的差值, 其中红框为本文的研究区域, R 表示 MME 与观测在研究区内的空间相关系数, bias 表示研究区区域平均的 MME 相对于观测的偏差。

Figure1 Spatial distributions of the climatological annual mean precipitation intensity (mm day^{-1}) for 1979-2014, (a) CN05.1, (b) CMIP6 MME, (c) difference between MME and CN05.1. The red box indicates the target region in this study. R is the spatial correlation coefficient between MME and CN05.1 over the study area, and bias represents the difference of regional average precipitation between MME and CN05.1.

图 2 为 1979-2014 年 GLDAS 与 CMIP6 模式模拟的年平均蒸发强度分布及差值。从 GLDAS 的空间分布来看,研究区的气候态蒸发量与降水量分布特征一致,由西北向东南递增(图 2a)。模式 MME 的结果基本可以模拟出观测中蒸发的分布特征,与观测的空间相关系数为 0.89,大值中心较之观测偏南(图 2b)。模式与观测的空间相关系数范围为 0.71~0.92,其中最高的为欧洲中心两个模式,最低为 CESM2-WACCM,模式间差异较小。19 个模式表现为一致的正偏差($0.03\sim0.98 \text{ mm day}^{-1}$),MME 与观测的差值为 0.34 mm day^{-1} (图 2c)。

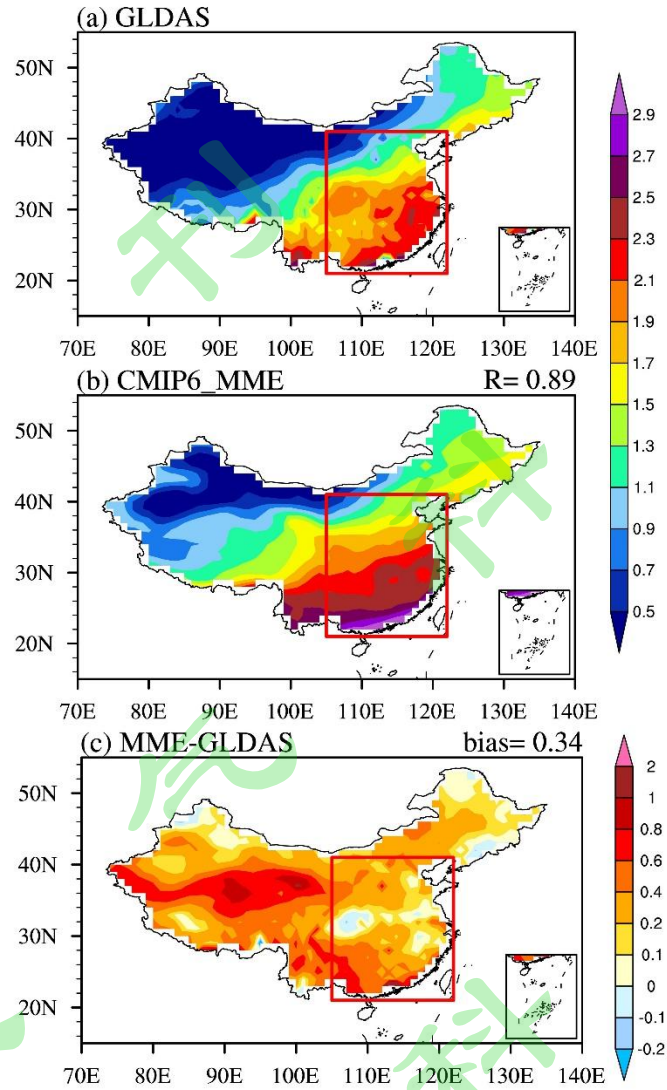


图 2 同图 1，但为 1979-2014 年气候态年平均蒸发强度 (mm day^{-1}) 的结果，
(a) GLDAS，(b) CMIP6 模式 MME，(c) 二者之差。

Figure 2 Same as Figure 1, but for the climatological annual evaporation intensity (mm day^{-1}), (a) GLDAS, (b) CMIP6 MME, (c) difference between MME and GLDAS.

我们进一步给出了观测、多套再分析资料以及 CMIP6 模式中东部季风区(图 1-2 红框区域)水分平衡的年循环分布(图 3)。受季风影响，观测及四套再分析资料的降水和蒸发年循环均表现为夏季的单峰分布，降水在 6 月达到最大，蒸发则在 7 月最强。观测的降水峰值为 5.61 mm day^{-1} ，各再分析资料的降水峰值略高于观测，几套再分析资料集合平均的峰值为 6.25 mm day^{-1} 。各月的蒸发均低于降

水，观测和再分析资料集合平均的蒸发峰值分别为 3.10 mm day^{-1} 和 3.51 mm day^{-1} 。就降水与蒸发之差（P-E）而言，再分析资料与观测的年循环特征基本一致，峰值出现在 6 月，前者峰值（ 3.22 mm day^{-1} ）较之后者（ 2.88 mm day^{-1} ）偏高。CMIP6 模式 MME 可再现观测的降水、蒸发及 P-E 的年循环单峰特征，只是降水和 P-E 的峰值均滞后于观测一个月，蒸发的峰值与观测一致，出现在 7 月。MME 的降水在冬春季略大于观测，夏季与观测接近，蒸发则在全年均大于观测，P-E 在夏季小于观测和所有的再分析资料。

就各模式间的差异而言，蒸发的模式间离差最小，P-E 最大，最大差异均出现在夏季。较之观测的降水、蒸发和 P-E，均方根误差（RMSE）最小的模式分别为 IPSL-CM6A-LR（ 0.41 mm day^{-1} ），MRI-ESM2-0（ 0.14 mm day^{-1} ）和 CESM2（ 0.33 mm day^{-1} ），RMSE 最大的模式分别为 MIROC-ES2L（ 1.30 mm day^{-1} ），MIROC-ES2L（ 1.01 mm day^{-1} ）和 GISS-E2-1-H（ 1.05 mm day^{-1} ）。由图 3（c）可以看到大多数模式模拟的 P-E 较之观测和再分析资料偏小，但仍有部分模式较之观测和再分析资料偏多。同时我们发现，BCC-ESM1、CAMS-CSM1-0、GISS-E2-1-G、GISS-E2-1-H 和 NESM 五个模式的 P-E 年循环分布与观测不符，峰值出现在春季而不在夏季，且其夏季的 P-E 较之观测和其他模式显著偏少，此偏差主要是由降水年循环的模拟偏差造成，春季降水偏多，夏季降水显著偏少（图略）。从年平均的降水和 P-E 来看，这五个模式在全部模式中属于偏高，但在夏季其 P-E 和降水都偏少，则无法根据它们正确地分析干、湿模式的模拟差异，故在分析模式模拟误差来源时将其排除。

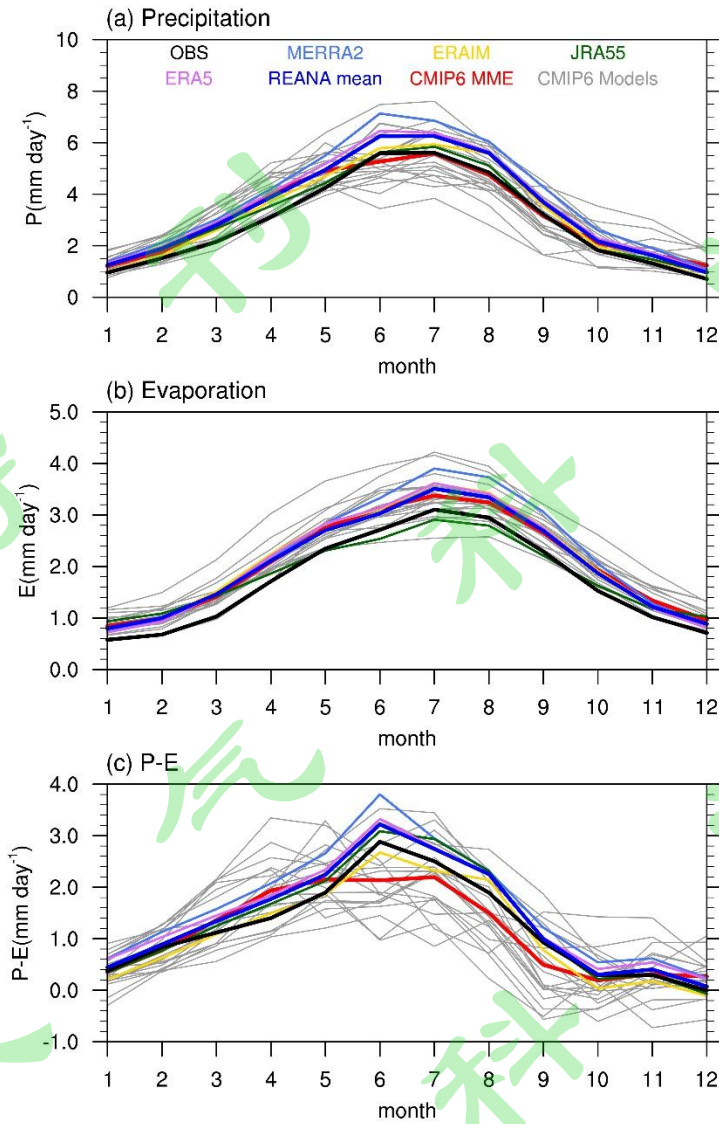


图3 观测、再分析资料及 CMIP6 模式中 1979-2014 年中国东部地区区域平均的 (a) 降水、(b) 蒸发及 (c) 降水与蒸发之差 (P-E) 的气候态年循环分布。黑色、红色和深蓝色线分别代表观测、模式 MME 和再分析资料集合平均, 浅蓝色、黄色、绿色和紫色线分别代表 MERRA2、ERA-Interim、JRA55 和 ERA5, 灰色线代表 CMIP6 各模式。

Figure 3 Climatological annual cycle of the (a) precipitation, (b) evaporation and (c) their difference (P-E) in the observations, reanalyses and CMIP6 models area-averaged over the target region for 1979-2014. The black, red and dark blue line represents observation, MME and reanalysis mean, respectively. The light blue, yellow, green and purple line represents MERRA2, ERA-Interim, JRA55

and ERA5, respectively. Gray lines denote the CMIP6 models.

为了分析不同模式中干、湿差异的产生原因，我们以再分析资料中的 ERA5 作为参考场，选取与观测和再分析资料干湿季年循环分布一致的模式（即排除上述五个模式）中模拟 P-E 值最大的五个模式（UKESM1-0-LL、CESM2-WACCM、CESM2、MIROC6、MIROC-ES2L）和最小的五个模式（BCC-CSM2、MRI-ESM2-0、IPSL-CM6A-LR、GFDL-CM4、EC-Earth3-Veg）分别代表 CMIP6 模式中偏湿和偏干的模式。因 CMIP6 模式整体的降水与蒸发之差相对于各再分析资料均偏小（表现为干偏差），故文中只选取 ERA5 作为参考场对模式间的差异进行比较分析。

我们进一步定量评估了模式中本地蒸发及各边界输入水汽对研究区降水的相对贡献（图 4）。对于中国东部地区降水而言，ERA5 中降水再循环率呈现自冬季向秋季逐渐增加的年循环特征，9 月达到最大（31%），冬季最小（约 5%），说明研究区外输入的水汽对该地区降水起主导作用。南边界输入水汽贡献率的年循环特征与降水一致，夏季达峰值（约 65%），其余月份降水由西边界输入水汽主导（41%-76%），东边界和北边界输入水汽的贡献率仅为 0-20%。CMIP6 模式整体可以模拟出降水各水汽来源贡献率的年循环特征。与 ERA5 相比，模式 MME 的差异主要表现在本地蒸发以及东边界和北边界输入水汽的贡献偏大，而西边界和南边界输入水汽的贡献偏小，偏差依次为 4.8%，2.37%，1.52%，-3.72%和 -4.98%。比较干模式和湿模式模拟结果，两类模式在西边界的偏差与模式 MME 比较一致，整体而言湿模式均比干模式以及 MME 结果更接近 ERA5，尤其是湿模式对南边界输入水汽贡献的模拟与 ERA5 非常接近，而干模式的偏差则较 MME 更大。

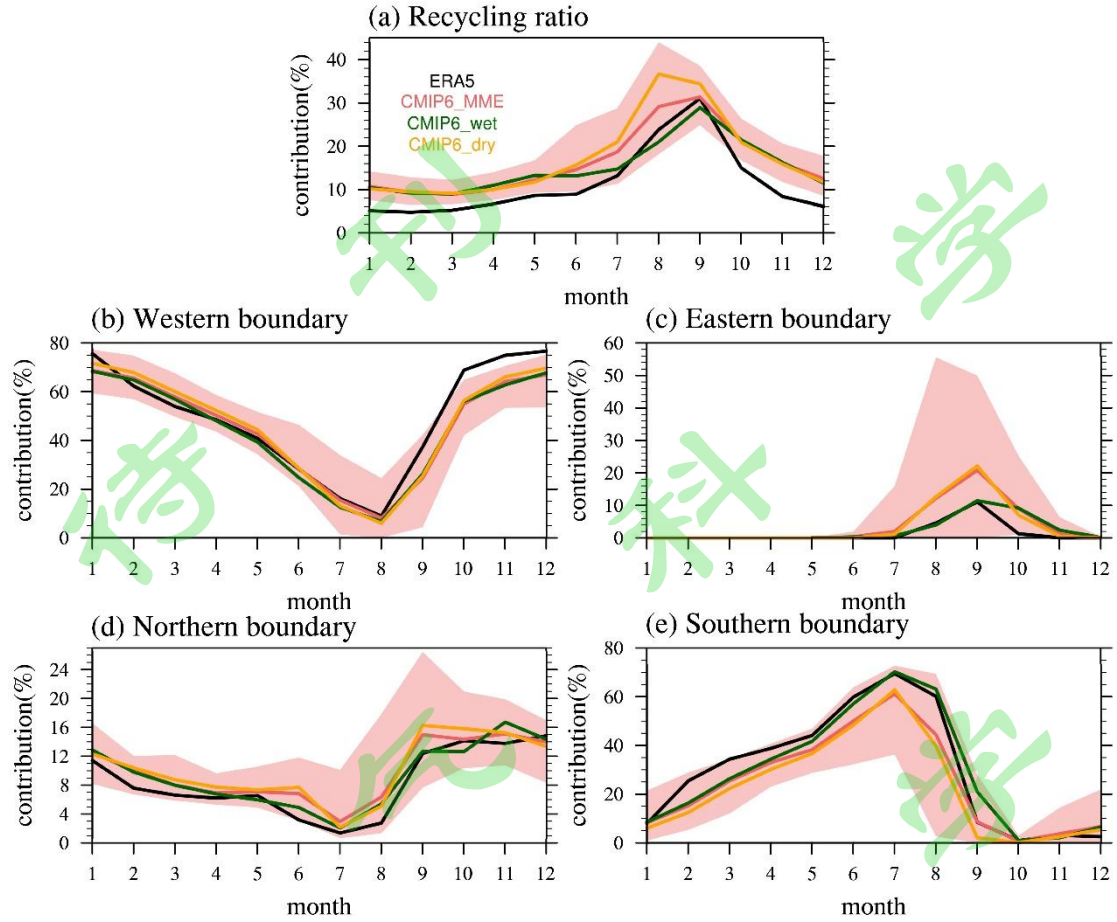


图4 ERA5 与 CMIP6 模式中 1979-2014 年本地蒸发和各边界外部来源水汽对中国东部地区降水贡献率 (%) 的年循环, (a)降水再循环率, (b)-(e)通过各边界的外部水汽贡献, ERA5、CMIP6 模式 MME、湿模式平均和干模式平均分别用黑色、红色、绿色和黄色线表示, 阴影表示 19 个 CMIP6 模式的范围。

Figure 4 The climate mean annual cycles of the contributions to precipitation over Eastern China from the (a) local evaporation and (b-e) moisture influxes from different directions derived from ERA5 and CMIP6 during 1979-2014. The results for ERA5, CMIP6 MME, wet models mean and dry models mean are represented by black, red, green and yellow lines, respectively. The shadings indicate the range of 19 CMIP6 models.

图5给出了CMIP6各模式在气候态平均降水、蒸发分布, 降水、蒸发, P-E, 降水再循环率, 西、东、北及南边界输入水汽对降水贡献率的年循环分布方面的技巧评分。可以看到, 模式整体在蒸发年循环分布方面模拟技巧最高(模式平均

评分 0.97)，而对东边界输入水汽的降水贡献率模拟较差（0.45）。对于 P-E 年循环分布与观测不符的五个模式，其中 CAMS-CSM1-0、GISS-E2-1-G、GISS-E2-1-H 为降水年循环评分最低的三个，同时这五个模式的降水和 P-E 年循环与观测的相关系数均是较低的模式。19 个模式中各项平均评分最高的模式为 CNRM-ESM2-1（0.89），最低的模式为 GISS-E2-1-H（0.68）。

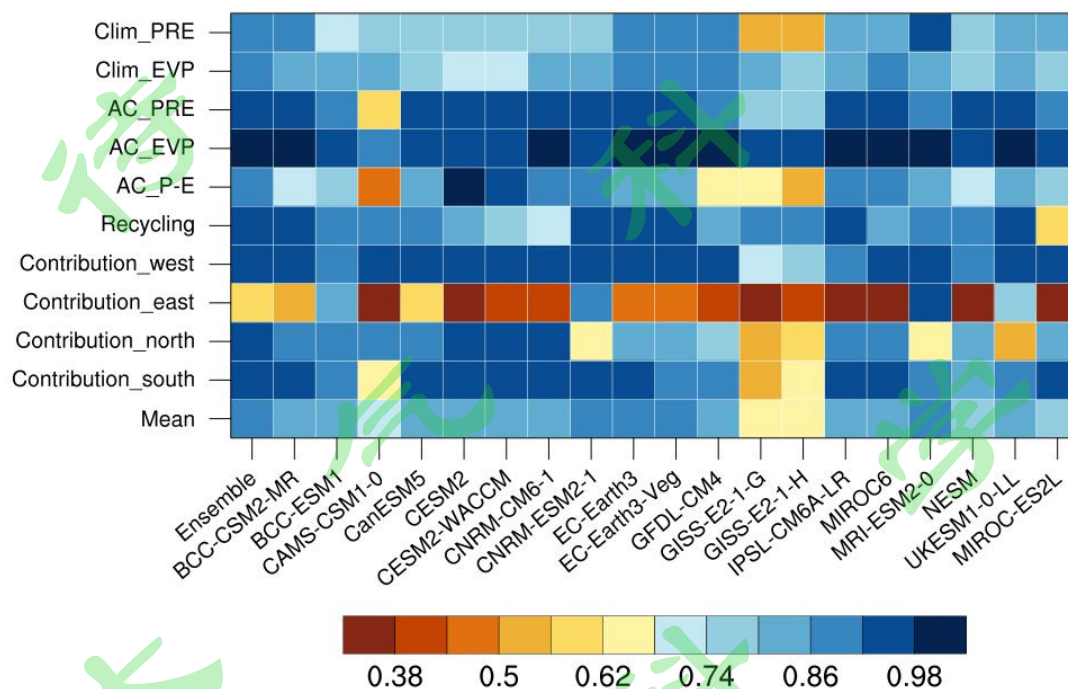


图 5 CMIP6 各模式在气候态平均降水(Clim_PRE)、蒸发分布(Clim_EVP)，降水(AC_PRE)、蒸发(AC_EVP)，P-E (AC_P-E)，降水再循环率(Recycling)，西(Contribution_west)、东(Contribution_east)、北(Contribution_north)及南(Contribution_south)边界输入水汽对降水贡献率的年循环分布方面的技巧评分

Figure 5 Skill score of each CMIP6 model in simulating the climatological precipitation (Clim_PRE) and evaporation (Clim_EVP), annual cycle of precipitation (AC_PRE), evaporation(AC_EVP), P-E (AC_P-E), recycling ratio (Recycling), contribution of western (Contribution_west), eastern (Contribution_east), northern (Contribution_north) and southern (Contribution_south) influx to precipitation (from top to bottom).

3.2 水汽输送对降水贡献的模拟误差来源

前文分析发现 CMIP6 模式对蒸发年循环及降水再循环率的模拟偏差较小，说明降水水汽来源偏差主要源自对外部输入水汽的模拟。因此，我们给出了外部四个方向进入研究区的水汽通量，以解释模式偏差及模式间的差异（图 6）。ERA5 中研究区内总水汽输入量年循环特征与 P-E 类似，在 6 月达到峰值（ $532.39 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ ）。就各边界而言，由南边界输入的水汽量年循环特征与输入的水汽总量一致，6 月份占比达 66%（ $352.41 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ ）。与 ERA5 相比，模式模拟的输入水汽总量在 10 到 5 月份期间与 ERA5 相当，模式偏差及模式间差异在夏季最大，输入的水汽总量少于 ERA5，导致图 4（a）中降水再循环率整体偏高，其中干模式结果偏差更大。模式在南边界的差异与输入水汽总量一致，模式总体偏少，干模式偏差较 MME 偏差更大，湿模式则略多于 ERA5。而对于其它三条边界，在各边界上水汽输入量的大值时段，模式 MME 的水汽输入量相对 ERA5 偏多，湿模式在各边界上同样更接近 ERA5。总体而言，模式中输入到研究区的水汽总量差异主要由夏季的南边界水汽输入量主导。

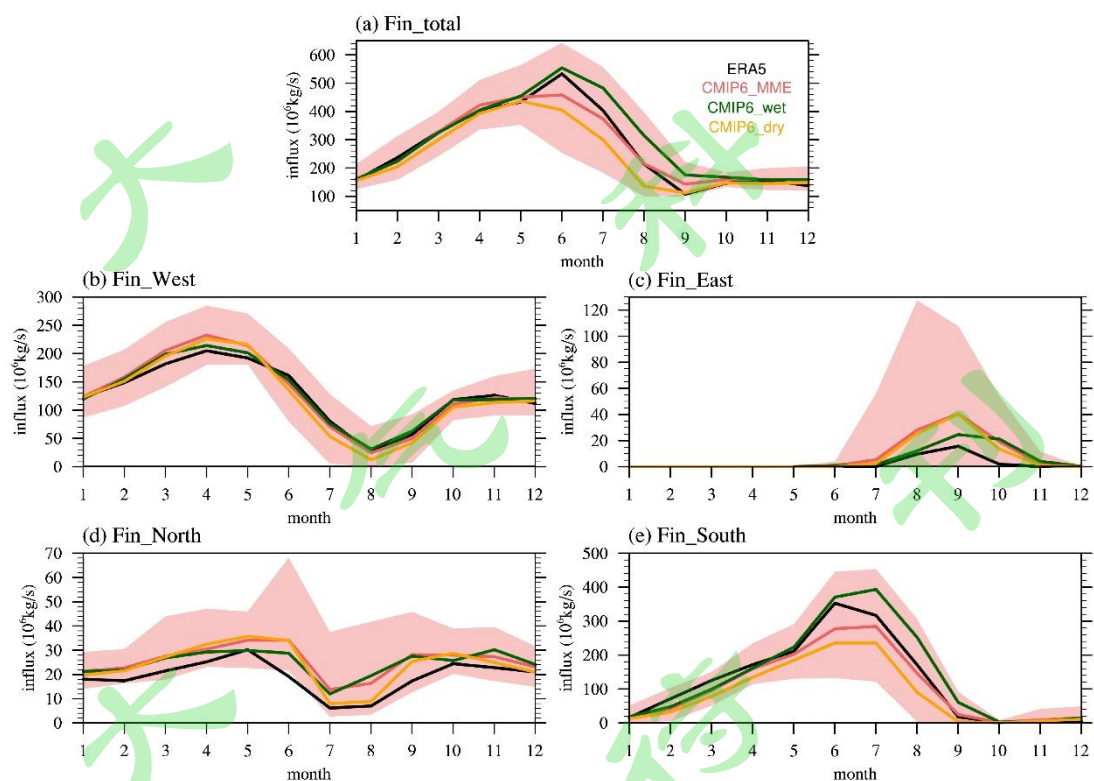


图 6 ERA5 与 CMIP6 模式中 1979-2014 年平均的由各边界外部输入到中国东部地区的水汽通量的年循环，(a)水汽输入总量，(b)西边界，(c)东边界，(d)北边界，(e)南边界。

界，(e)南边界。

Figure 6 The climate mean annual cycles of the (a) total moisture influxes to Eastern China and the (b-e) moisture influxes from different directions derived from ERA5 and CMIP6 during 1979-2014. ERA5, CMIP6 MME, wet models mean and dry models mean are represented by black, red, green and yellow lines, respectively. The shadings indicate the range of 19 CMIP6 models.

为了更细致地分析模式中水汽流入量的差异来源，我们进一步将大气在垂直方向上分为三层：低层（地表至 700hPa），中层（700-400hPa）和高层（400-100hPa）。由图 7 所示，对于夏季，ERA5 和模式 MME 在西边界和北边界的总水汽流入中，中层水汽所占比例最高，在东边界和南边界则以低层水汽主导。但通过比较 ERA5 与 MME 各层流入水汽的差异，可以发现四条边界上差异最大的均为低层流入的水汽，所以接下来我们主要针对低层来分析模式偏差来源。

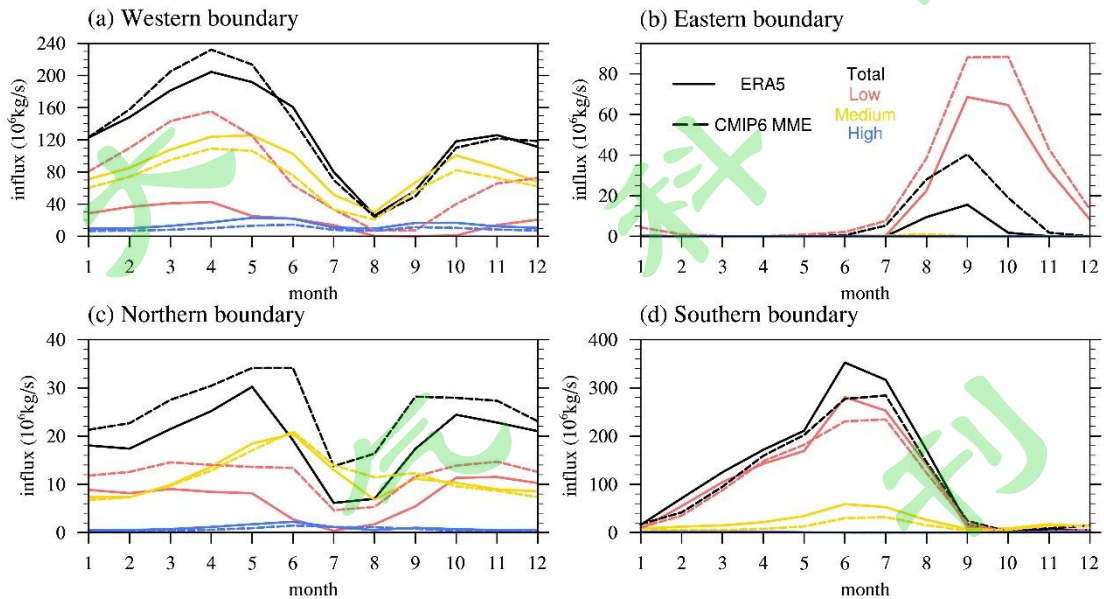


图 7 ERA5 与 CMIP6 模式中 1979-2014 年平均的由各边界不同层（整层、高、中、低）进入研究区的水汽通量，(a)-(d)西、东、北和南边界输入的水汽量，实线表示 ERA5，虚线表示 CMIP6 模式 MME，整层、低层、中层和高层水汽分别用黑色、红色、黄色和蓝色线表示。

Figure 7 The climate mean annual cycles of the moisture influxes to Eastern

China via different levels (vertical integrate, low-level, mid-level and high-level) of (a) western, (b) eastern, (c) northern and (d) southern boundary during 1979-2014 derived from ERA5 and CMIP6. Solid lines indicate ERA5 and dash lines indicate CMIP6 MME. The whole, low-level, mid-level and high-level moisture influxes are represented by black, red, yellow and blue lines, respectively.

根据公式（2-3）可知，决定水汽通量大小的要素为风速和大气比湿。为了进一步量化这两个要素在决定各边界水汽通量中所起的作用，我们比较了各边界上 ERA5 和 19 个 CMIP6 模式的低层夏季水汽流入通量和其对应的低层风速以及低层水汽含量的相关关系（图 8）。总体而言，决定模式中各边界低层水汽输入的主要因素为低层风场的强度，各边界上水汽输入量与风场的相关系数均高于其与水汽含量，尤其是在起主导作用的南边界上，相关系数分别为 0.97 和 0.50，即 CMIP6 中各边界的水汽输入量的模式间差异主要由风场的差异来主导。具体而言，ERA5 中，四条边界中经南边界输入的水汽通量最高，其次为东、西和北边界。比较而言，模式整体的风场在西边界、东边界和北边界较之 ERA5 均偏强，而在南边界多数模式偏弱。水汽含量在西边界和北边界偏高，南边界偏低，东边界偏差较小。湿模式整体的水汽含量在各边界均较干模式偏高，风场在南边界较干模式偏强，在其余边界则无显著差异。

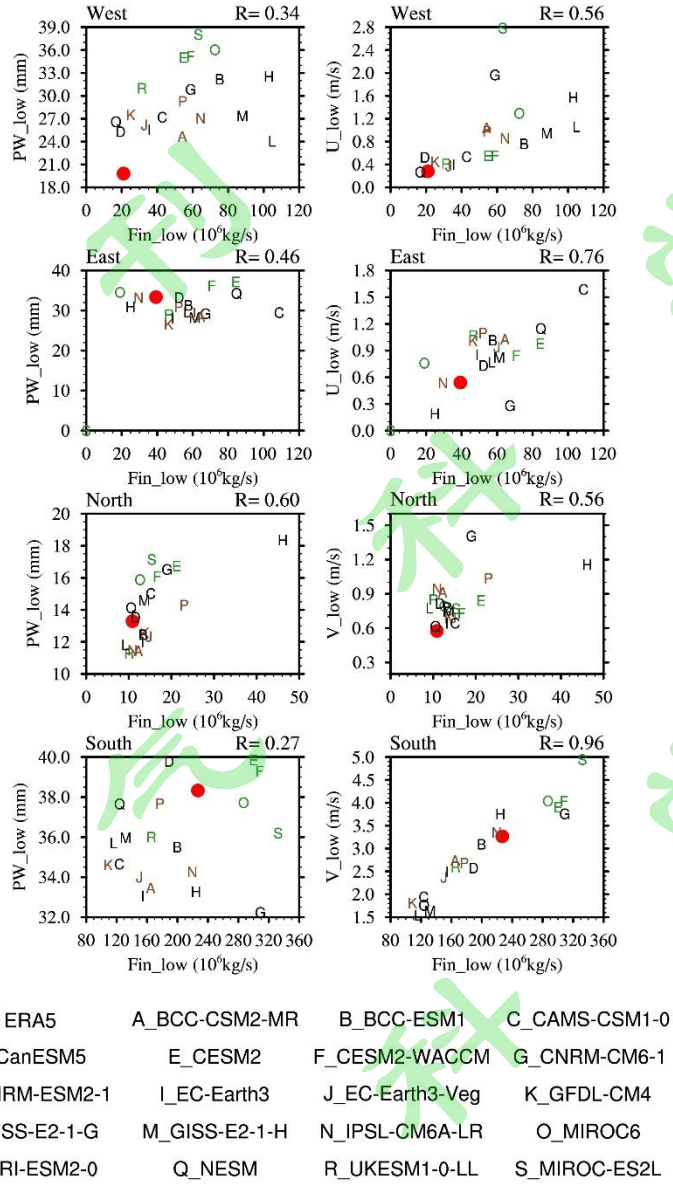


图 8 ERA5 与 CMIP6 模式中 1979-2014 多年平均夏季各边界低层水汽输入量（横坐标）与对应边界低层水汽含量（纵坐标，左列）和低层风场（各边界输入方向为正）的散点图（纵坐标，右列），自上而下分别为西、东、北和南边界，绿色字母表示湿模式，棕色字母表示干模式，红点表示 ERA5。

Figure 8 The scatter plots of climate mean summer low-level moisture influxes (horizontal coordinates) versus accordant low-level water vapor content (vertical coordinates, left panel) and low-level wind field (vertical coordinates, right panel) at each boundary in ERA5 and CMIP6 models during 1979-2014. Western, eastern, northern and southern boundary are exhibited from top to bottom.

Green letters, brown letters, and red dots indicate wet models, dry models and ERA5, respectively.

为了进一步明确风场和水汽含量对东亚东部地区水汽输送的贡献，我们比较了模式中夏季平均低层风场及大气可降水量与 ERA5 的差异（图 9）。对于北边界和西边界而言，模式 MME 及干湿两类模式的低层水汽含量都表现为系统性正偏差，而 MME 和干模式在南边界和东边界上为负偏差，干模式偏差更大，湿模式则为正偏差。由于决定模式中各边界低层水汽流入通量差异的主导因素为相应的低层风场，故在此给出低层风场的水平分布。东亚季风区夏季低层盛行西南季风，CMIP6 模式 MME 与 ERA5 的差值表现为平均西风偏强，研究区东南部的西北太平洋地区呈现气旋性环流偏差，使得东边界和南边界上分别为东北风和北风偏差，减弱了南边界进入研究区的水汽输送（图 9a-b）。比较干湿模式发现，湿模式与 ERA5 的差值（图 9c）在南边界和东边界上分别为偏南和偏东风偏差，有利于加强气候态风场对水汽的输送。干模式的偏差特征与 MME 基本一致，但偏差强度更大。综上可知，西风偏强为 CMIP6 模式一致的系统性偏差，造成模式间对输入研究区的水汽总量的模拟差异的主要原因在于对西北太平洋副热带高压西南侧的西南风场的模拟差异。

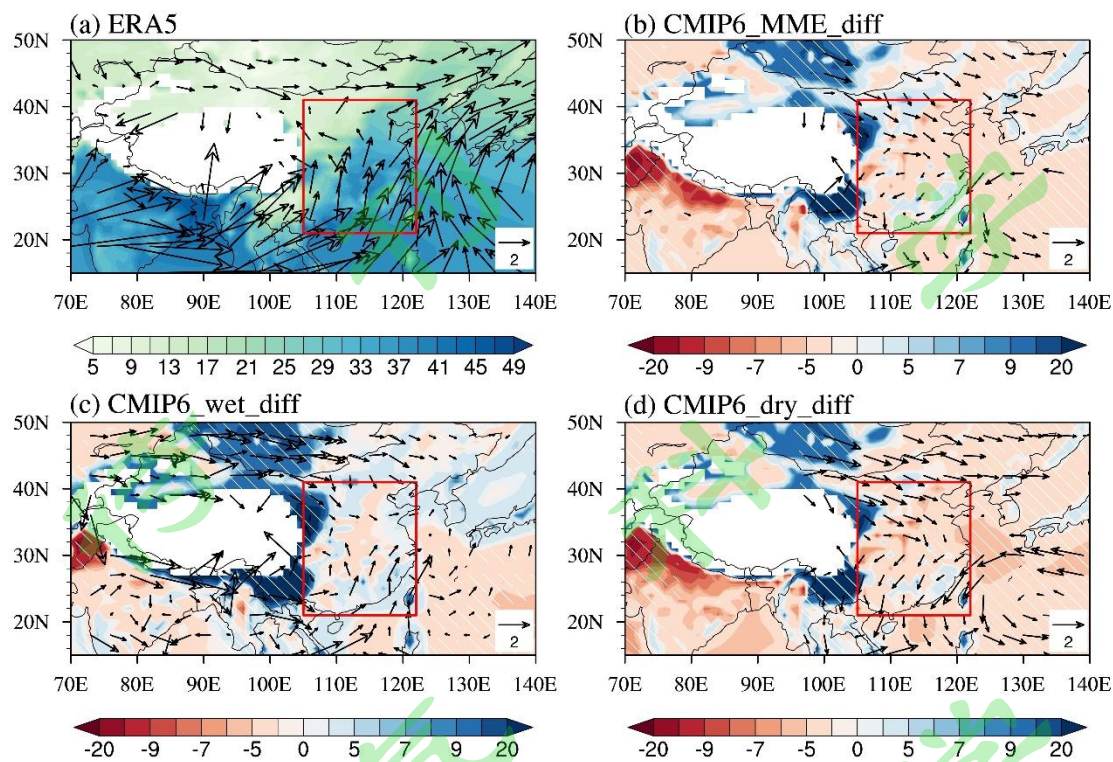


图9 (a) ERA5 中 1979-2014 年夏季平均低层风场 (m s^{-1}) 和水汽含量 (mm) 分布。(b)-(d)与(a)一样, 但为 (b) CMIP6 模式 MME, (c) 湿模式 MME 及 (d) 干模式 MME 与 ERA5 的差值。白色斜线区域表示水汽含量差异通过 15%显著性水平, 风场差值场只显示了通过 15%显著性水平的区域。

Figure 9 Spatial distribution of climate summer mean low-level winds (m s^{-1}) and water vapor content (mm) in ERA5 during 1979-2014. Differences between that in (b) CMIP6 MME, (c) wet models mean, (d) dry models mean and ERA5.

前人研究指出中国东部季风区的水汽来源主要有孟加拉湾, 南海和西太平洋 (丁一汇等, 2003), 流入南边界的水汽主要是由西南季风和西太平洋副热带高压反气旋西南缘的东南风辐合输送。图 10 中以 10°N - 20°N 纬向风速最小的位置 (红色点) 来表示西南季风与副热带高压西南缘东南风的辐合位置。由图可见, ERA5、19 个 CMIP6 模式 MME、湿模式和干模式中辐合开始的位置分别为 136°E 、 137°E 、 128°E 和 141°E , MME 中风场辐合位置比 ERA5 稍偏东, 而干模式较之湿模式辐合位置明显偏东 13 个经度。为进一步定量说明辐合带位置与南边界水汽输送通量的相关性, 图 11 给出了 19 个模式的西北太平洋辐合带位置与低层夏

季南边界水汽流入通量和其对应的低层风速的散点图。可以看到，辐合带位置与南边界水汽流入通量以及南边界低层风速都具有显著的相关关系，相关系数分别达到-0.85 和-0.9。辐合带位置越偏东，导致研究区南侧的东南风强度越弱，从而使得通过南边界的风场强度较弱，水汽输送随之偏弱。可见，模式对西北太平洋辐合带的模拟，对于中国东部季风区水汽流入以及区域内水循环具有重要作用（Bao and Feng, 2015）。CMIP6 模式平均模拟结果与最新一代再分析资料 ERA5 非常接近，但模式间的差异较大。同时可以发现，模式 MME 及干模式中西太平洋副热带高压位置相较于 ERA5 更偏东北，与 CMIP5 模拟结果类似（Song and Zhou, 2014a,b），从而辐合带位置偏东，使得研究区南边界风场偏弱，输入水汽量偏少。而湿模式中西太平洋副热带高压位置与 ERA5 相比为西北偏差，从而辐合带位置偏西，经南边界输入水汽量偏多。

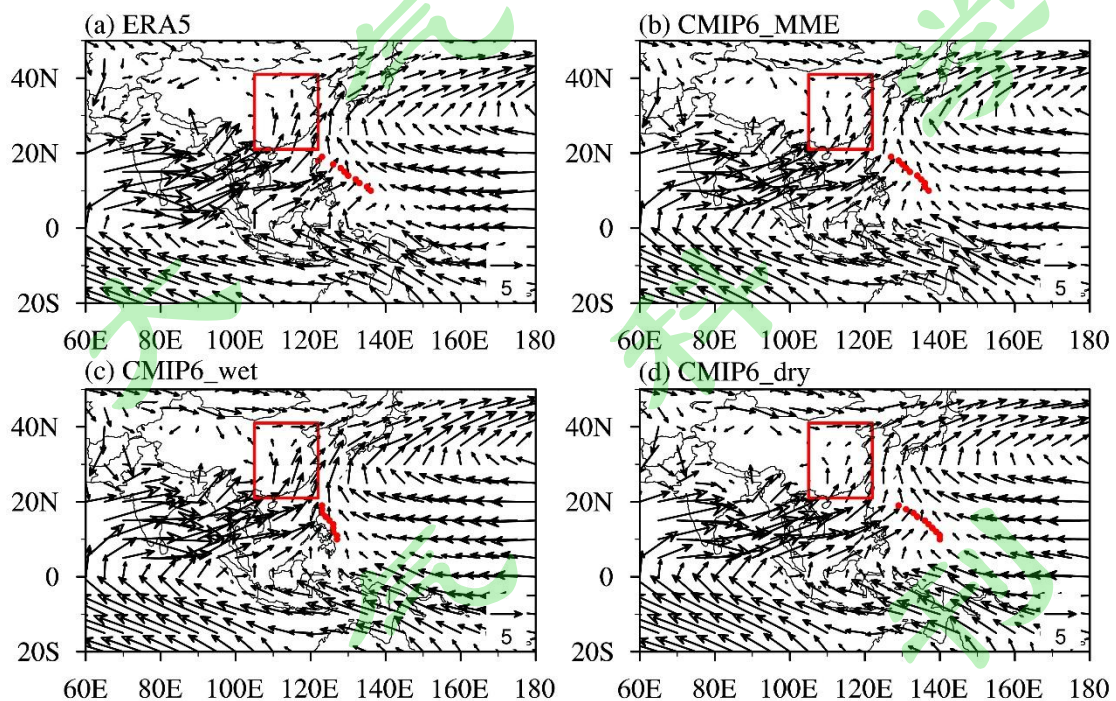


图 10 1979-2014 年夏季平均 850hPa 风场 (m s^{-1}) 的水平分布, (a) ERA5, (b) CMIP6 模式 MME, (c) 湿模式 MME 及 (d) 干模式 MME。红点为西北太平洋地区纬向风速最小的位置，即西北太平洋辐合带的位置。

Figure 10 Spatial distribution of climate summer mean winds at 850hPa during 1979-2014 derived from (a) ERA5, (b) CMIP6 MME, (c) wet models MME and

(d) dry models MME. The red dots indicate the locations of the minimum wind speed over the Northwest Pacific, i.e., the location of the Northwest Pacific convergence zone.

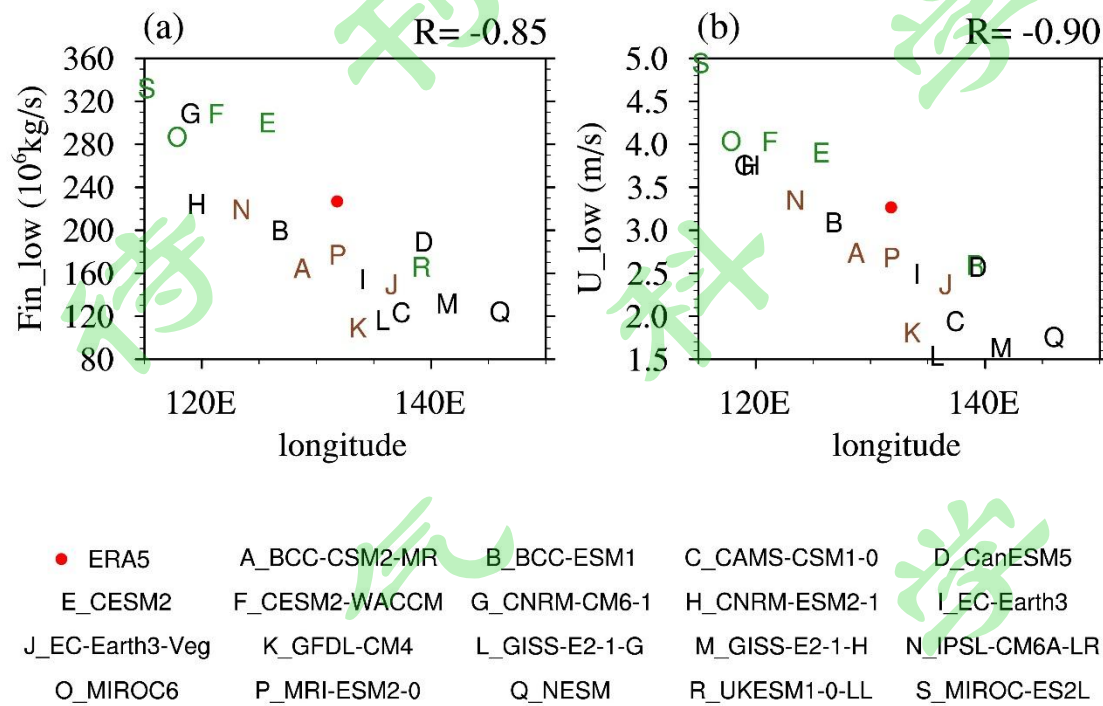


图 11 ERA5 与 CMIP6 模式中 1979-2014 多年平均夏季西北太平洋辐合带经度位置（横坐标）与（a）南边界低层水汽输入量（纵坐标，左列）和（b）低层风场的散点图（纵坐标），绿色字母表示湿模式，棕色字母表示干模式，红点表示 ERA5。

Figure 11 The scatter plots of climate mean location of the Northwest Pacific convergence zone (horizontal coordinates) versus (a) accordant summer low-level moisture influxes (vertical coordinates) and (b) low-level wind field (vertical coordinates) at the southern boundary in ERA5 and CMIP6 models during 1979-2014. Green letters, brown letters, and red dots indicate wet models, dry models and ERA5, respectively.

4 总结

本文基于观测和 ERA5 再分析资料,评估了 CMIP6 的 19 个模式对中国东部季风区水循环气候态的模拟能力,并分析了模式中降水水汽来源贡献的模拟误差来源。主要结论如下:

(1) 对气候态分布而言,模式 MME 的降水较之观测在研究区区域平均偏多 0.28 mm day^{-1} ,主要表现在华北地区,而在华南沿海地区,大多数模式模拟的降水偏少,而蒸发在 19 个模式中均为空间分布较均匀的正模拟偏差。对于年循环分布,模式 MME 可再现观测的降水、蒸发及 P-E 的单峰特征,但降水和 P-E 的峰值均滞后于观测一个月,蒸发峰值与观测一致。MME 以及大多数模式模拟的 P-E 较之观测和再分析资料偏小。

(2) 对于中国东部地区降水而言,研究区外输入的水汽起主导作用,降水再循环率 9 月达最大 (31%)。夏季降水由南边界进入的水汽主导 (贡献约 65%),其余月份降水基本由西边界进入的水汽主导 (41%-76%)。CMIP6 模式可以模拟出 ERA5 中降水各水汽来源贡献率的年循环特征,只是较之 ERA5 模式模拟的降水再循环率偏大 (MME 年平均偏大 4.8%) 以及由南边界进入的水汽贡献偏小 (-4.98%)。19 个模式对降水再循环率模拟的最大偏差和最小偏差分别为 1.23% 和 0.37%,对由南边界输入的水汽贡献偏差分别为 -10.71% 和 0.37%。

(3) 相较于 ERA5,模式对中国东部地区降水的模拟偏差主要源自对外部输入水汽的模拟,模式间差异由夏季自南边界低层输入的水汽通量主导。在决定水汽通量的两个要素风场和大气比湿中,CMIP6 中各边界的水汽输入量的模式间差异主要由风场的差异主导,模式模拟的西风均较之 ERA5 偏强,干湿模式间主要差异源自湿模式中研究区南侧的西南风场更强。不同模式对西南风场强度的再现受到其对西北太平洋辐合带的模拟的影响,辐合带位置越偏东,研究区南侧的西南风强度越弱,从而使得通过南边界的风场较弱,水汽输送随之偏少。

本文的分析结果指出了多数 CMIP6 模式模拟中国东部地区 P-E 偏少,造成此偏差的原因是西北太平洋辐合带模拟位置偏东,从而使得通过南边界进入中国东部地区的水汽偏少。为今后气候模式研发在西北太平洋辐合带模拟方面提供参

考，从而有助于提高模式对东亚水循环的模拟能力。



参考文献:

- Brubaker, K. L., D. Entekhabi and P. S. Eagleson, 1993: Estimation of continental precipitation recycling [J]. J. Climate, 6, 1077-1089, doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2.
- Chen, L., Y. Yu, and D. Sun, 2013: Cloud and water vapor feedbacks to the El Nino warming: Are they still biased in CMIP5 models [J]? J. Climate, 26, 4947-4961, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00575.1
- 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 等. 2014: CMIP5 全球气候模式对中国地区降水模拟能力的评估[J]. 气候变化研究进展, 10(003):217-225. Chen X., Y. Xu, C. Xu and Y. Yao, 2014: Assessment of Precipitation Simulations in China by CMIP5 Multi-models [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 10(003):217-225, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2014.03.011.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quarterly Journal of the royal meteorological society, 137(656): 553-597, doi: 10.1002/qj.828
- Ding, Y. and J. CL. Chan, 2005: The East Asian summer monsoon: an overview [J]. Meteor. Atmos. Phys., 89, 117-142, doi: 10.1007/s00703-005-0125-z.
- 丁一汇, 胡国权. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究[J]. 气象学报, 2003: 61(2):129-145. Ding, Y. and G. Hu, 2003: A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003: 61(2):129-145.
- Gelaro R, McCarty W, Suárez M J, et al., 2017: The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) [J]. Journal of Climate, 30(14): 5419-5454, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- Guo, L., N. P. Klingaman, M. E. Demory, P. L. Vidale, A. G. Turner and C. C. Stephan,

- 2018: The contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to East Asian precipitation and its variability [J]. *Climate Dyn.*, 51(11-12), 4139-4156. doi: 10.1007/s00382-017-4064-4.
- Guo L., Van d E R J , Klingaman N P , et al. 2019: Moisture sources for East Asian precipitation: Mean seasonal cycle and interannual variability [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 20(4): 657-672, doi: 10.1175/JHM-D-18-0188.1
- Held I. M., Soden B J. 2006: Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming [J]. *Journal of Climate*, 19:5686-5699, doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford et al., 2019: Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5 [J]. *ECMWF Newsl*, 159, 17-24, doi: 10.21957/vf291hehd7.
- Huang, R., G. Huang and Z. Wei, 2004: Climate variations of the summer monsoon over China [J]. *East Asian Monsoon*, 213-268, doi: 10.1142/9789812701411_0006.
- Jiang, D. B., D. Hu, Z. P. Tian, and X. M. Lang, 2020: Differences between CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate over China and the East Asian monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(10), 1102-1118, doi: 10.1007/s00376-020-2034-y
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al., 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93(1): 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001
- 刘敏, 江志红, 2009: 13 个 IPCC AR4 模式对中国区域近 40 a 气候模拟能力的评估 [J]. *南京气象学院学报*, 32 (2) : 256-268. Liu M. and Z. Jiang, 2009: Simulation ability evaluation of surface temperature and precipitation by thirteen IPCC AR4 coupled climate models in China during 1961-2000 [J]. *Journal of*

- Nanjing Institute of Meteorology, 32 (2) : 256-268, doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.2009.02.009
- Liu, Y., Z. Yang, Y. Huang, et al., 2018: Spatiotemporal evolution and driving factors of China's flash flood disasters since 1949 [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 61, 1804-1817, doi: 10.1007/s11430-017-9238-7.
- Masson D, Knutti R. 2011: Spatial-scale dependence of climate model performance in the CMIP3 ensemble [J]. *Journal of Climate*, 24 (11): 2680-2692, doi: 10.1175/2011JCLI3513.1
- Rodell, M., and Coauthors, 2004: The Global Land Data Assimilation System [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 381–394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Simmonds, I., D. Bi and P. Hope, 1999: Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over china in summer [J]. *J. Climate*, 12, 1353-1367, doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1353:awvfai>2.0.co;2.
- Song F., T. Zhou, 2014a: The climatology and interannual variability of East Asian summer monsoon in CMIP5 coupled models: Does air-sea coupling improve the simulations [J]? *Journal of Climate*, 27, 8761–8777, doi:10.1175/JCLI-D-14-00396.1
- Song, F., T. Zhou, 2014b: Interannual Variability of East Asian Summer Monsoon Simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: Skill Dependence on Indian Ocean–Western Pacific Anticyclone Teleconnection [J]. *J. Climate*, 27, 1679-1697, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00248.1
- Sperber KR, Annamalai H, Kang IS, Kitoh A, Moise A, Turner A, Wang B, Zhou T. 2013: The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century [J]. *Clim. Dyn.* 41(9–10): 2711– 2744, doi: 10.1007/s00382-012-1607-6.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot. 1998: Evaluation of the atmospheric moisture

- and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses [J]. *Climate Dyn.*, 14, 213-231, doi: 10.1007/s003820050219.
- Wei, J., P. A. Dirmeyer, M. G. Bosilovich, et al., 2012: Water vapor sources for Yangtze River Valley rainfall: Climatology, variability, and implications for rainfall forecasting [J]. *J. Geophys. Res.*, 117, D5, doi: 10.1029/2011JD016902.
- 吴佳, 高学杰. 2013:一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. *地球物理学报*, 56(4): 1102-1111. Wu J. and X. Gao, 2013: A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56 (4): 1102-1111.
- Xin X, Wu T, Zhang J, et al., 2020: Comparison of CMIP6 and CMIP5 simulations of precipitation in China and the East Asian summer monsoon [J]. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.6590
- Zhang, L. and T. Zhou, 2015: Drought over East Asia: a review [J]. *J. Climate*, 28, 3375-3399, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00259.1.
- Zhao, D., L. X. Zhang, T. J. Zhou et al., 2021: The contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to East China precipitation estimated from the CRA-40 reanalysis [J]. *J. Meteor. Res.*, 35(1): 32-45, doi: 10.1007/s13351-021-0083-5
- Zhao, T., J. Zhao, H. Hu, et al., 2016: Source of atmospheric moisture and precipitation over China's major river basins [J]. *Frontiers of Earth Science*, 10, 159-170, doi: 10.1007/s11707-015-0497-4.
- Zhou. T. and R. Yu, 2005: Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D8, doi: 10.1029/2004JD005413.
- 周天军, 邹立维, 陈晓龙, 2019:第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述[J]. *气候变化研究进展*, 15 (5): 445-456. Zhou T J, Zou L W, Chen X L, 2019:

Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6)

[J]. Climate Change Research, 15 (5): 445-456, doi:
10.12006/j.issn.1673-1719.2019.193